PETROBRAS



As grandes descobertas do Pré-sal no Atlântico Sul

Organizado por
Anderson A. Pinheiro Chagas
Carlos César de Araújo
Luiz Alberto Santos

As grandes descobertas do Pré-sal no Atlântico Sul

Organizado por
Anderson A. Pinheiro Chagas
Carlos César de Araújo
Luiz Alberto Santos

2024

PETROBRAS

© Anderson A. Pinheiro Chagas, Carlos César de Araújo, Luiz Alberto Santos.
Todos os direitos reservados.
Todo o conteúdo do livro é de exclusiva responsabilidade dos autores.
É proibida a reprodução total desta obra sem a autorização expressa dos autores.
É permitida a reprodução parcial desta obra desde que devidamente citada.



Organizadores: Anderson A. Pinheiro Chagas, Carlos César de Araújo, Luiz Alberto Santos

Autores: Adali Ricardo Spadini, Adriano Roessler Viana, Alessandra Suzely Moda Cacela, Alexandre Jaime Mello Vieira, Alexandre de Jesus Pinho, Alexandre Zacarias Ignácio Pereira, Aline Machado de Azevedo Novaes, Allan Patrick Ribeiro Penatti, Ana Carolina Leonel Sartorato, Ana Maria Castoldi Moliterno, Ana Patrícia Cavalcanti de Castro Laier, Anderson Antonio Pinheiro Chagas, André Luiz Durante Spigolon, Angela Cristina Romero Vasquez, Anna Eliza Svartman Dias, Antonio Carlos de Freitas Nascimento, Antonio Carlos Vieira Martins Lage, Arlindo Akio Yamato, Ary Gustavo Candido, Bernardo Radefeld Meirelles, Bibiana Tagliari Santos, Braulio Oliveira Silva, Caesar Augusto Rigoti, Camila Wense Ramnani, Carla Viviane Araujo, Carlos Alves da Cunha Filho, Carlos César de Araújo, Carlos Eduardo Pereira, Carlos Henrique Vieira Araújo, Carlos Lopo Varela, Carlos Manuel de Assis Silva, Carlos Maurício Monnerat de Oliveira, Carlos Pinto Fracalossi, Caroline de Oliveira Nardi Leite, Caroline Marchon Caetano, Celso Cesar Moreira Branco, Cíntia Destez Fonseca de Medeiros Lima, Claudemir Severiano de Vasconcelos, Claudia Maria de Siqueira Penna Quintaes, Claudio Borba, Clemente José de Castro Gonçalves, Cleriston Ferreira Silva, Conrado Keidel, Cristiano Camelo Rancan, Cristiano Leite Sombra, Cristiano Mundstock Fischer, Cristiano Camelo Rancan, Cristina Pierini, Cynthia Maria Soares Metelo, Daniel Bergamini Scheer, Daniel Fernandes de Menezes, Daniela de Melo Apoluceno, Daniela Lima de Oliveira, Diego Chagas Garcia, Eduardo Naomitsu Urasaki, Eliane Born da Silva, Erica Tavares de Morais, Erick Slis Raggio Santos, Erlanny Maria Alves Cruz, Eugênio Vaz dos Santos Neto, Eveline Ellen Zambonato, Fabio de Oliveira Costa, Fátima Andreia de Freitas Brazil, Fernando Pacífico Figueiredo Junior, Filipe Silva Lira, Flavio Eduardo Tschiedel, Francis Pimentel Lima, Francisca Ferreira do Rosário, Francisco Eduardo Gomes da Cruz, George Carneiro Campello, Gilvan Pio Hamsi Júnior, Guilherme Assunção Gontijo, Guilherme Freitas Barbosa, Guilherme Siqueira Vanni, Guilherme Vasquez, Henrique Luiz de Barros Penteado, Henrique Ossamu Hisano Natori, Ionildo Macedo Veras, Isabela de Oliveira Carmo, João Alberto Bach de Oliveira, João Batista Teixeira Boechat, João Carlos Guedes Lograd, João de Deus Santos Nascimento, João Adolfo Rosseto, João Trindade Rodrigues de Freitas, Joelma Pimentel Lopes, Jorge Oscar de Sant'Anna Pizarro, José Anaisse Junior, José Marcelo Nunes Cruz, Josemar Santos Pereira Filho, Júlia Campos Guerrero, Juliana Andrade Iemini, Julice Ferreira Santos, Kayo Delorenzo Nardi Dias, Krishna Milani Simões Silva, Laury Medeiros de Araújo, Lemuel De Paula, Leonardo Correia Gomes, Leonardo Costa de Oliveira, Leonardo Costa de Oliveira, Leonardo Márcio Teixeira da Silva, Lis Franco Rocha, Luiz Alberto Santos, Luiz Carlos Lucena Empinotti, Luiz Eduardo Silva Queiroz, Luma Botelho de Souza, Manoel Feliciano da Silva Junior, Manuela Fernandes Caldas, Marcelo Curzio Salomão, Marcia dos Santos Nogueira, Marco Antônio Cardoso, Marco Antonio Carlotto, Marco Antonio Pinheiro Machado, Marco Antônio Thoaldo Romeiro, Marcos Francisco Bueno de Moraes, Marcos Hexsel Grochau, Marcos Roberto Fetter Lopes Maria Anna Abreu de Almeida dos Reis, Maria Rosilene Ferreira Menezes Santos, Maria Taryn Relvas Campos, Mariana Meirelles Lima da Silva, Marília Rodrigues de Castro, Mario Neto Cavalcanti de Araújo, Mario Paes de Almeida Junior, Mirnis Araújo da Nóbrega, Mônica Maria Muzette da Costa, Monique Mettraux, Natasha Pereira Rocha, Nathalia Martinho Souto Muniz da Cruz, Nolan Maia Dehler, Paulo Augusto Moretti Júnior, Paulo da Silva Milhomem, Paulo Roberto Schroeder Johann, Paulo Sérgio Denicol, Pedro Silvany Sales, Peter Homewood, Peter Szatmari, Rafaella Magliano Balbi de Faria, Raphael Augusto Mello Vieira, Renato Kramberger Carvalho, Reynaldo Pires da Silva Filho, Ricardo Augusto Rosa Fernandes, Ricardo Fonseca Sampaio, Ricardo Jorge Jahnert, Rita Parisi Conde Pozzi, Robert de Azevedo Stirling, Roberto de Melo Dias, Rodrigo Andrade Santos, Rodrigo Correia Baptista da Silva, Rodrigo Macedo Penna, Rogério Oliveira Espósito,Rosane Alves Fontes, Rosilene Lamounier França, Rubens Caldeira Monteiro, Rui Cesar Sansonowski, Saulo Pedrinha Guimarães, Selma Aparecida Roriz, Sylvia Maria Couto dos Anjos, Taíssa Rego Menezes, Talles Barsanti Meneguim, Thais Pontes Bispo Moreira, Thiago Alduini Mizuno, Thiago de Miranda Leão Toríbio, Vanessa Madrucci, Victor Gustavo Mund da Rocha e Silva, Victor Hugo Guimarães Pinto, Victor Mello Artagão, Vinicius Carbone Bernardes de Oliveira, Vitor Hespanhol Cortes, Vivian Cristina de Oliveira, Wilson Lisboa Ramos Filho, Wilson Mantovani Grava, Yaro Parizek da Silva, Ygor dos Santos Rocha

Imagem de capa: André Ribeiro (Banco de Imagens da Petrobras - BIP). Navio FPSO P68, operando nos campos de Berbigão e Sururu, no Pré-sal da Bacia de Santos.

Projeto Gráfico - Diagramação - Capa: Eadtech / Senai

1ª edição | 2024

Leandro Mendonça Felicissimo CRB-7 5155

C433 Chagas, Anderson Antonio Pinheiro.
As grandes descobertas do Pré-sal no Atlântico Sul / Anderson A. Pinheiro Chagas, Carlos César de Araújo, Luiz Alberto Santos.
– Rio de Janeiro : PETROBRAS, 2024.
1089 p. : il. color. [recurso eletrônico].

Inclui bibliografias.
ISBN 978-65-88763-25-4.

1. Pré-sal. 2. Petróleo – Prospecção. 3. Atlântico Sul.
I. Araújo, Carlos César de. II. Santos, Luiz Alberto. III. Título.

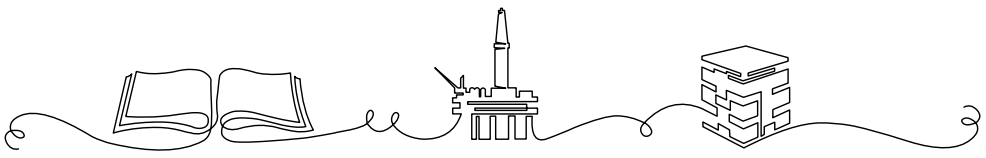
CDD 622.1828

Após anos de experiências e conquistas empresariais e tecnológicas, a Petrobras vem acumulando um conhecimento inestimável e singular. Parte desse conhecimento tem sido gerado, transformado e transmitido por nossos empregados que, ao longo da vida profissional, adquirem saberes técnicos específicos e valiosos.

Reconhecer o diferencial e a contribuição dos empregados é muito importante. Reter e disseminar o conhecimento adquirido também. Essa é a inspiração do Programa de Editoração de Livros Didáticos (Peld), que gera valor para novos empregados, mercado e comunidade acadêmica. Temos diversos títulos publicados, entre livros físicos e e-books.

Por meio do Peld, a Universidade Petrobras patrocina todo o processo de editoração do livro, incluindo a impressão de alguns exemplares, assim a obra produzida pode ter aplicação interna nos cursos de formação de novos empregados e na educação continuada, além de ser usada pelo autor no mercado editorial. Temos certeza de que esse movimento amplia o protagonismo dos empregados e fortalece a Petrobras como fonte geradora e propulsora de conhecimento.

Esperamos que a publicação que você tem em mãos, fruto do Peld, contribua para o seu aprendizado e continue movendo a indústria de energia para entregar cada vez mais valor para a sociedade. Vem com a gente!



Agradecimentos

A elaboração deste livro somente foi possível com a participação de diversos agentes. Agradecemos o apoio e incentivo dos gerentes e coordenadores da Petrobras Ana Paula Martins, Ana Paula Pelosi, Anelise de Lima Souza, Camilla Bezerra de Almeida, Eduardo Mezzomo, Fabiano Omar, Henrique Penteado, Jeferson Kinzel, Jonilton Pessoa, Juliano Stica, Lindemberg Pinheiro Borges, Luís Henrique Amaral, Mario Carminatti, Max Magalhães Velasques, Milena Lima Frej, Neiva Terezinha Zago, Otaviano Pessoa, Ricardo Rosa, Rogério Soares Cunha, Tatiana de Oliveira, Thiago Pessoa, Vinicius de França Machado.

Agradecemos especialmente a todos os autores pela inestimável contribuição. Além de apresentarem um excelente conteúdo técnico, geraram e disponibilizaram figuras de ótima qualidade. Os revisores também tiveram papel fundamental no aperfeiçoamento dos textos. Nossos sinceros agradecimentos aos revisores:

Alcindo Raulino Moritz Junior, Alexandre Rodrigo Maul, Almério França, Ana Paula de Meireles Reis Pelosi, André de Gasperi, André Luiz Martins Compan, Anna Eliza Svartman Dias, Antônio Magalhães, Bruno Tosta Bittencourt, Cândida Menezes de Jesus, Carlos Conforti Ferreira Guedes, Carlos Eduardo Borges de Salles Abreu, Carlos Mauricio Monnerat de Oliveira , Celso Cesar Moreira Branco , César Cainelli, Cláudio Guerra Cardoso, Claudio Valdetaro Madeira, Daisy Barbosa Alves, Darley Carrijo de Mello, Edi Mendes Guimarães, Egberto Pereira, Fatima Regina Blanco de Dios, Félix Thadeu Teixeira Gonçalves, Fernando Flecha Alkimim, Filipe Augusto de Souto Borges, Frederico Bastos Schuab, Guilherme Fernandes Vasquez, Helena Assaf Teixeira de Souza Lima, Jessé Carvalho Costa, João Adolfo Rosseto, Joao Alberto Bach de Oliveira , João Marinho de Moraes Neto, José Renato Mendes de Sousa, Luciano Portugal Magnavita, Luiz Antonio Trindade, Luiz Carlos Freitas, Manuel Pozo, Marco Antonio Carlotto, Marco Cesar Schinelli, Mario Neto Cavalcanti de Araújo, Olinto Gomes de Souza Junior, Paulo Ricardo Zarpelon, Pierre Muzzi Magalhães, Ricardo Jahnert, Ricardo Tarabini Castelani, Roberto Salvador Francisco D'Ávila, Rogério Gontijo, Valéria Condé, Wagner Luppinacci, Wilson Rubem Winter.

Destaca-se também a colaboração de colegas que apoiaram diversos aspectos da composição do livro, seja na forma de revisão do texto, cessão de dados e figuras, entre outros: Alain Meunier, Alexander Ramos Freire, André Mexias, Andrei de Souza Nissen, Anna Paula Tavares de Araújo, Arianny de Jesus e Souza, Carlos Henrique Lima Bruhn, Crisógono Vasconcelos, Daniel Dubois, Daniela Sirigni, Denise Aranha, Ednilson Bento Freire, Eduardo Roemers de Oliveira, Elionardo Moraes Pintas, Elizabete Pedrão, Erlanny Alves Cruz, Franco Quadros, Gustavo Tamara, Jobel Moreira, José Ricardo Maizatto, José Ronaldo de Melo, Luíte Rego Oliveira, Luiz Carlos Soares, Maria Julia Gouffier, Mirian Costa Menegazzo, Moisés de Figueiredo Guimarães, Nolan Meyer Dehler, Paulo Lee, Paulo Paraizo, Rafael Cavalcante de Paiva, Ramon Moreno Ferrari, Rodrigo Braga, Rodrigo Surmas, Rogério Antunes, Tatiana Dias Lütz, Valcir Beraldo, Victor Gorne Silva, Viviane Sampaio, Yaro Parizek Silva.

A produção desta obra envolveu ainda a equipe de editoração gráfica do programa de produção de livros didáticos da Petrobras. Assim, nossos agradecimentos aos colegas Anna Paula Tavares de Araujo, Moisés de Figueiredo Guimarães, pelo apoio institucional e acompanhamento do contrato, a María Julia Gouffier, Tatiana Dias Lütz e Daniela Sirigni Nunes pelos trabalhos de editoração gráfica e revisão gramatical.

Apresentação

As grandes descobertas de petróleo no Brasil realizadas nas últimas décadas sob a liderança da Petrobras constituem a maior província petrolífera em águas profundas e ultraprofundas do mundo. Tais descobertas provocaram forte onda de desenvolvimento tecnológico que, aplicado aos nossos ativos de produção, os tornaram mais seguros, rentáveis e resilientes às incertezas de cenários futuros de preço e de mercado. Com isso, a Petrobras foi elevada ao patamar de excelência técnica pelo qual é reconhecida internacionalmente: empresa líder em exploração e produção em águas profundas e ultraprofundas.

A história de sucesso da Petrobras pode ser escrita como uma jornada científica e tecnológica marcada por significativas descobertas de petróleo, dentre as quais se destaca a da província petrolífera do Pré-sal, em águas profundas do sudeste brasileiro. Assim, é com imensa satisfação que a Petrobras organiza e patrocina o livro *As grandes descobertas do Pré-sal no Atlântico Sul*, que apresenta trabalhos técnico-científicos relacionados aos processos exploratório e de produção. A elaboração dessa obra tem como objetivo contribuir para o avanço geocientífico brasileiro e mundial, além de produzir material didático para treinamentos na Companhia, bem como para referência nas universidades. Essa publicação tem cunho essencialmente científico, mas de certa forma, também incorpora a evolução histórica do conhecimento sobre o Pré-sal. Sua organização resultou em dezesseis capítulos compostos por autores de reconhecida capacidade técnica em suas respectivas áreas e vivência nas atividades exploratórias e de produção do Pré-sal. Assim, destaca-se a contribuição de 175 coautores para a composição dos capítulos, em sua maioria colaboradores ativos da Petrobras assim como colegas aposentados e consultores.

Os primeiros capítulos dessa obra contextualizam, de forma técnica e histórica, a descoberta da Província Petrolífera Brasileira do Pré-sal, o processo de delimitação de seus campos gigantes e supergigantes, a evolução das técnicas geofísicas regionais, bem como a atuação da Petrobras no Pré-sal africano. Tudo isso sob a óptica dos intérpretes, que atuaram ativamente neste grande marco da exploração petrolífera mundial.

Na sequência, configurando os capítulos centrais, são apresentados conteúdos mais específicos da geologia do Pré-sal, organizados desde a escala regional até a avaliação em detalhe das formações geológicas. Dessa forma, são expandidos os temas sobre a evolução tectônica da margem sudeste brasileira e a caracterização da geologia do Pré-sal das bacias da margem leste brasileira em seus aspectos históricos e exploratórios, os quais influenciaram decisivamente as descobertas na Bacia de Santos. Ainda em escala regional, a Bacia de Santos é abordada a partir da sua evolução tectonossedimentar, que inclui a descrição de seu arcabouço estrutural e padrões de preenchimento sedimentar e vulcânico. Em maior detalhe são apresentadas a estratigrafia e os modelos deposicionais carbonáticos do Pré-sal da Bacia de Santos, incluindo a descrição e interpretação de litofácies e suas morfologias deposicionais observadas em escala sísmica. Além disso, a caracterização detalhada dos argilominerais magnesianos do Pré-sal configura-se como importante contribuição não só para o melhor entendimento da distribuição de porosidade nos reservatórios, mas também se configura como contribuição científica com um modelo deposicional para esses minerais. A partir do arcabouço de rocha em escala continental ao poro, buscou-se também caracterizar a geração e migração de petróleo do Pré-sal na Bacia de Santos em uma visão atualizada e abrangente das características das rochas geradoras e dos petróleos migrados. Em maior detalhe busca-se finalmente registrar os métodos de avaliação de formações nas descobertas do Pré-sal, incluindo aspectos petrofísicos e interpretação de testes dinâmicos das formações potencialmente portadoras de hidrocarbonetos.

A parte final da obra inclui os aspectos da produção dos campos gigantes do Pré-sal e tecnologias associadas. Inicialmente discute-se a geofísica de reservatórios, os desafios tecnológicos e metodológicos associados à geologia regional complexa, a busca de soluções e os resultados no âmbito da aquisição, processamento e interpretação sísmica para melhoria das imagens e estimativa de propriedades dos reservatórios. Em seguida, são abordados, em três capítulos distintos, os campos gigantes: Tupi, Mero e Búzios. Esses capítulos contêm uma vasta gama de dados e apresentam integração e interpretação geológica sumarizada em modelos tridimensionais aplicados nos estudos de implantação da produção. O último capítulo trata dos desafios tecnológicos e os sistemas de produção do Pré-sal relacionados à construção de poços profundos em condições extremas e geologicamente *sui generis,* além da presença de fluidos com altos teores de gás e contaminantes.

Para o futuro, a Exploração seguirá a sua trajetória de pioneirismo, buscando os novos campos de petróleo necessários para a sustentabilidade e geração de valor da Companhia. Continuaremos fundamentados no conhecimento geológico e tecnológico, assim como na ousadia técnica, alicerçados na cultura da inovação. Dessa forma, a área de Exploração da Petrobras se mantém firme em seu propósito de garantir a sustentabilidade da Companhia no longo prazo, frente às exigências de resiliência econômica e ambiental, por meio da aplicação das melhores

e mais modernas tecnologias e da abertura de novas fronteiras petrolíferas em ativos de águas profundas e ultraprofundas.

Cabe finalmente ressaltar que a descoberta e produção do Pré-sal foi possível graças ao trabalho e comprometimento de um numeroso grupo de profissionais da Petrobras, os quais, amparados pela cultura de treinamentos da Companhia e abertos a novos pontos de vista, quebraram paradigmas e superaram grandes desafios de forma criativa e inovadora

Rogério Soares Cunha

Gerente Geral da Exploração da Petrobras

Prefácio

A ideia de um "Livro do Pré-sal", de conteúdo técnico-científico e que registrasse, de modo amplo, o conhecimento acumulado pelo grupo de geocientistas da Petrobras, foi concebida pelos gerentes de exploração da Petrobras, Mário Carminatti, Rogério Soares Cunha, Otaviano da Cruz Pessoa Neto e Jonilton Pessoa. Seu principal objetivo seria o de contribuir para a ciência brasileira e internacional. Assim, os organizadores propuseram a estruturação do livro a partir de temas que envolvessem os aspectos históricos e técnicos de exploração, os elementos do sistema petrolífero, os principais campos produtores e, finalmente, os aspectos tecnológicos envolvidos tanto na fase exploratória quanto, de modo fundamental, no desenvolvimento da produção.

O termo Pré-sal é bastante abrangente, nesta obra corresponde às sequências sedimentares e vulcânicas depositadas nas bacias rifte desenvolvidas na fase precursora de abertura do oceano Atlântico Sul, e que antecederam os episódios de deposição evaporítica. A grafia do termo foi adotada com a inicial maiúscula para o uso, quando necessário, como nome próprio que caracteriza lugar geográfico e condição geológica. As referências bibliográficas foram empregadas predominantemente a partir de fontes públicas e procurou-se evitar a utilização de relatórios internos de empresas, entretanto, alguns deles são referenciados ora devido ao ineditismo de seu conteúdo e autoria ora devido a seu aspecto histórico.

As atividades de exploração de petróleo contribuíram muito para ampliar os conhecimentos sobre o Pré-sal. Dessa forma, o relato do panorama histórico e técnico da exploração (Capítulo 1), com foco na Bacia de Santos devido ao seu protagonismo em termos de volume de hidrocarbonetos descobertos, é fundamental para compreender essa evolução científica. Um importante marco desse relato remete às primeiras descobertas dos poços 1-RJS-617D (área de Parati) e 1-RJS-628A (área de Tupi). A partir da perfuração desses poços houve a delimitação das acumulações e o avanço da exploração de outras áreas do Pré-sal, comprovando a eficiência do sistema petrolífero recém-descoberto (Capítulo 2). As descobertas na Bacia de Santos despertaram o interesse no Pré-sal da costa oeste da África (Capítulo 3), levando a estudos mais aprofundados de correlação geológica no contexto da separação continental.

Consequentemente, as analogias observadas entre os lados opostos do Atlântico desencadearam uma importante campanha exploratória naquele continente. Por outro lado, na costa brasileira, os modelos geológicos e o conhecimento de subsuperfície foram profundamente embasados pelos métodos geofísicos. A evolução, portanto, quase exponencial do acervo de dados sísmicos e os principais passos de desenvolvimento tecnológico e suas aplicações também são fundamentais para a compreensão dos sucessos exploratórios atingidos (Capítulo 4).

Neste livro, a delineação dos cenários geológicos das descobertas do Pré-sal é considerada em diversas escalas. Em seu sentido mais amplo, considera a evolução tectônica do sudeste do Brasil com foco no processo de ruptura do Gondwana (Capítulo 5) emoldurada pela descrição da estruturação crustal da região, suas fases tectônicas, incluindo a formação da bacia de sal do Atlântico Sul. Por outro lado, ainda em uma escala continental, também é abordado o conhecimento de ciclos exploratórios pretéritos em bacias da margem leste brasileira (Capítulo 6), o qual denomina-se Pré-sal Árcade e que corresponde à seção lacustre nas Bacias de Sergipe-Alagoas, Camamu-Almada-Jequitinhonha, Espírito Santo e Campos. Em uma escala de maior detalhe, mas ainda regional, com foco na Bacia de Santos, aborda-se a tectônica e sedimentação (Capítulo 7) com base na descrição do seu rifteamento, preenchimentos e idades considerando seu arcabouço estrutural, estilos deformacionais e pacotes sedimentares. Nesse contexto são descritas as principais discordâncias, tectonossequências e seu comportamento espacial, o que propicia a caracterização do paleorrelevo e a interpretação dos padrões deposicionais. A partir da delineação desse arcabouço tectonossedimentar, descreve-se a estratigrafia e os modelos deposicionais carbonáticos (Capítulo 8) relacionados às principais descobertas que incluem morfologias clássicas de plataformas carbonáticas originadas por processos físicos e ecológicos relacionados, respectivamente, às fábricas clásticas (coquinas Jiquiá) e organoquímicas (carbonatos Alagoas). Complementarmente, detalham-se aspectos deposicionais com a caracterização, gênese e modelo deposicional das ocorrências de argilominerais magnesianos (Capítulo 9). Tais ocorrências caracterizam-se como um importante risco exploratório e de produção como fácies não reservatório. Por outro lado, busca-se, para a Bacia de Santos, apresentar as principais características das rochas geradoras dos petróleos expulsos e dos caminhos de migração (Capítulo 10), além da caracterização e modelo genético dos importantes volumes de CO_2 associados aos hidrocarbonetos. Finalmente, também procura-se detalhar o comportamento das formações portadoras de hidrocarboneto a partir da apresentação de sua avaliação petrofísica e interpretação de testes dinâmicos das formações (Capítulo 11), os quais propiciam a avaliação quantitativa dos reservatórios assim como a estimativa do seu volume.

Se a ciência, no sentido do conhecimento, foi a referência inicial do processo exploratório no Pré-sal, a tecnologia foi e tem sido o arcabouço de processos e técnicas que viabilizaram as descobertas nos sentidos exploratório e explotatório. A geofísica de exploração (Capítulo

4) tem conjugado esses aspectos com a sísmica e os métodos potenciais (gravimétricos e magnetométricos). Destaca-se que, sem dúvida, a grande ferramenta empregada nas descobertas foi a sísmica, cuja qualidade resulta da interação entre geofísicos de aquisição, processamento e interpretação, além dos significativos desenvolvimentos aplicados para atenuação de ruídos, condicionamento de dados, estimativa do campo de velocidade e técnicas de migração mais robustas. Na geofísica voltada para produção e desenvolvimento da produção (Capítulo 12), os desafios tecnológicos residem na estimativa de estruturas e propriedades das rochas reservatório e encaixante a partir de um sinal sísmico atenuado pelo espesso capeamento evaporítico e espalhado por fácies ígneas de diferentes naturezas, fraturas e processos de carstificação. A solução de tais questões é abordada considerando novas tecnologias de aquisição, entre elas a sísmica 4D e levantamentos multiazimutais, e os correspondentes desenvolvimentos de técnicas de processamento. Tais avanços não só permitiram a importante melhoria das imagens sísmicas quanto o monitoramento dos fluidos nos campos produtores.

Um dos aspectos fundamentais do Pré-sal relaciona-se às reservas de hidrocarbonetos de classe mundial. Campos como os de Tupi, Mero e Búzios (Capítulos 13, 14 e 15) são repositórios de bilhões de barris de hidrocarbonetos em reservatórios compostos por carbonatos *sui generis,* como os organoquímicos, ou rochas como as coquinas, conhecidas desde as primeiras fases exploratórias no *offshore* da Bacia de Campos. Os desafios da caracterização desses reservatórios envolvem, fundamentalmente, a integração de dados sísmicos com dados de poços. Essa integração é expressa a partir das interpretações geológicas contidas na forma de modelos geocelulares coerentes com os testes de produtividade empregados na avaliação volumétrica e simulação de fluxo, assim compondo o arcabouço para o desenvolvimento da produção.

A partir da descoberta dos grandes volumes de hidrocarbonetos em ótimos reservatórios e sua caracterização, seguiu-se o desafio de explotação e perfurações de melhor performance nesse novo ambiente. As novas condições ambientais para a produção (Capítulo 16) demandaram a construção de poços em ambientes profundos de alta pressão, gerenciamento de contaminantes, previsão do comportamento da rocha-reservatório com o fluido de perfuração e o gerenciamento do reservatório visando à melhoria da eficiência da recuperação, como no caso da injeção alternada de água e gás.

O Pré-sal, como amplamente divulgado, desde sua descoberta tem sido prolífico do ponto de vista exploratório e econômico e atualmente atinge, em vários aspectos, uma condição de maturidade a qual proporciona, dentro do seu contexto, a busca de novos desafios exploratórios e tecnológicos e que certamente trarão novos conteúdos científicos. Contudo, o desenvolvimento técnico-científico obtido na jornada do Pré-sal também tem propiciado

à Petrobras maior eficiência na missão de buscar suprimento energético seja no Brasil, seja no exterior.

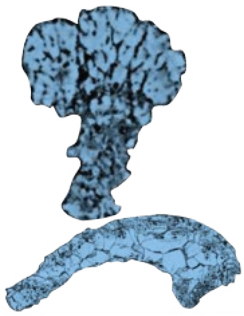
Nós, os organizadores, desejamos que esta obra contribua com a comunidade científica e que a leitura seja tão instigante quanto tem sido participar da jornada do Pré-sal.

Dr. Anderson A. P. Chagas - Consultor

Dr. Carlos César de Araújo - Consultor

Dr. Luiz Alberto Santos - Consultor Sênior

Exploração da Petrobras



Sumário

CAPÍTULO 1. O Pré-sal nas Bacias de Campos e Santos: como tudo começou 21

1. Introdução 23

2. A descoberta do Pré-sal 25

3. O Pré-sal antes do Pré-sal: o prenúncio de uma nova fronteira no histórico da exploração da Bacia de Campos 27

4. A exploração do Pré-sal na Bacia de Santos 33

5. Bacia de Santos, porção de águas profundas / ultraprofundas: a presença do refletor enigmático e da Seção Mil Folhas 39

6. O poço 1-RJS-598D (Fluorita): a constatação da sequência evaporítica e impactos exploratórios 40

7. O poço 1-RJS-617D (Parati): a comprovação de um sistema petrolífero ativo no Pré-sal 46

8. O poço 1-RJS-628A (Tupi): a descoberta do Campo de Tupi e a confirmação do novo Play Exploratório 55

9. Considerações finais e conclusão 65

Agradecimentos 67

Referências 67

CAPÍTULO 2. Os gigantes, o risco geológico e o processo de delimitação na Bacia de Santos **70**

1. Introdução 72

2. As primeiras descobertas no Pré-sal da Bacia de Santos 73

3. Segunda fase de descobertas no Pré-sal 89

4. Os novos regimes regulatórios e as novas descobertas 112

5. Considerações finais e conclusão 130

Agradecimentos 132

Referências 133

CAPÍTULO 3. O Pré-sal na África **135**

1. Introdução 136

2. Parte I - Contexto geológico regional 136

3. Parte II - Atividades exploratórias no Pré-sal africano 160

4. Considerações finais e conclusão 182

Agradecimentos 184

Referências 184

CAPÍTULO 4. Histórico da evolução geofísica **203**

1. Introdução 205

2. A evolução do acervo de dados sísmicos no Brasil 205

3. Evolução da cobertura sísmica na Bacia de Santos 206

4. A evolução do processamento sísmico na Petrobras 209

5. A descoberta do Pré-sal 213

6. Métodos potenciais 231

7. Considerações finais 235

Agradecimentos 236

Referências 236

CAPÍTULO 5. Evolução tectônica da margem rifteada sudeste do Brasil – Do Gondwana ao Atlântico Sul 239

1. Introdução 241

2. Contexto geotectônico do Neoproterozoico ao Eocretáceo 243

3. A fragmentação do Gondwana Ocidental 257

4. Controle das Bacias Salíferas do Sudeste Brasileiro: o papel da Pluma de Tristão da Cunha 280

5. O Sistema Rifte do Sudeste brasileiro no Ciclo de Wilson 293

6. Conclusão 296

Agradecimentos 297

Referências 297

CAPÍTULO 6. O Pré-sal Lato Sensu nas bacias da Margem Continental Leste brasileira 324

1. Introdução 326

2. O Pré-sal na Bacia de Sergipe-Alagoas 329

3. O Pré-sal nas Bacias de Camamu, Almada, Jequitinhonha e Cumuruxatiba 339

4. O Pré-sal nas Bacias do Espírito Santo e Mucuri 344

5. O Pré-sal na Bacia de Campos 351

6. A evolução do Pré-sal no espaço-tempo 376

7. O estado da arte do conhecimento sobre o Pré-sal *lato sensu* na margem continental leste brasileira 384

Agradecimentos 386

Referências 386

CAPÍTULO 7. Tectônica e sedimentação do Pré-sal da Bacia de Santos 395

1. Introdução 397

2. Contextualização Tectonoestratigráfica Regional 398

3. Arcabouço Tectônico e os Domínios Deposicionais do Pré-sal da Bacia de Santos 404

4. Evolução Tectonossedimentar do Pré-sal da Bacia de Santos: As Sequências e os Eventos 447

5. Conclusões 452

Agradecimentos 454

Referências 454

CAPÍTULO 8. Estratigrafia e modelos deposicionais carbonáticos do Pré-sal da Bacia de Santos 471

1. Introdução 473

2. Contexto geológico 474

3. Fácies e estratigrafia 479

4. Aspectos petrofísicos e caracterização da porosidade dos carbonatos do Pré-sal 535

5. Discussão 541

6. Conclusões 552

Agradecimentos 554

Referências 554

CAPÍTULO 9. Argilominerais magnesianos do Pré-sal: caracterização, gênese e modelo deposicional no andar Alagoas da Bacia de Santos, Brasil 566

1. Introdução 568

2. Localização, contexto geológico e estratigráfico 569

3. Materiais e métodos 574

4. Caracterização mineralógica e química dos argilominerais 576

5. Textura, mineralogia e litofácies associadas: modelo genético 581

6. Atributos petrossísmicos dos carbonatos com argilominerais 596

7. Empilhamento de fácies, associação de fácies e contexto deposicional 603

8. Paleomorfologia deposicional das plataformas carbonáticas do Pré-sal Alagoas e ocorrências de argilominerais magnesianos 609

9. Discussão 614

10. Conclusões 622

Agradecimentos 624

Referências 624

CAPÍTULO 10. Geração, migração e caracterização do petróleo do Pré-sal da bacia de santos 633

1. Introdução 635

2. Rocha geradora e potencialmente geradora 636

3. Distribuição e características gerais das acumulações de petróleo do Pré-sal na Bacia de Santos 648

4. Caracterização geoquímica dos óleos do Pré-Sal 651

5. Caracterização dos gases hidrocarbonetos do Pré-sal 668

6. Cozinhas geradoras, rotas de migração e áreas de acumulação do petróleo no Pré-sal 678

7. Teores e origem do CO_2 em acumulações de petróleo no Pré-sal da Bacia de Santos 686

8. Contexto geotectônico e formação do CO_2 na Bacia de Santos 695

9. Alterações de propriedades do petróleo relacionadas à interação com CO_2 em diferentes cenários de mistura 702

10. Conclusões 708

Agradecimentos 710

Referências 710

Apêndice: nomenclatura de compostos 722

CAPÍTULO 11. Avaliação de formações nas descobertas do Pré-sal 725

1. Introdução 727

2. Identificação de reservatórios 727

3. Identificação e quantificação dos hidrocarbonetos 756

4. Escolha e avaliação dos intervalos de interesse para hidrocarbonetos 772

5. Conclusão 791

Agradecimentos 792

Referências 793

CAPÍTULO 12. Geofísica de reservatórios no Pré-sal brasileiro 798

1. Introdução 800

2. Caracterização geofísica das rochas ígneas dos Reservatórios de Mero, Bloco de Libra 810

3. Caracterização e modelagem sísmica de fraturas dos reservatórios carbonáticos do Complexo de Iara 816

4. Sísmica 4D aplicada ao Campo de Tupi 824

5. Sismofácies e suas implicações para o modelo geológico conceitual: exemplos do Campo de Búzios 831

6. Conclusões 844

Agradecimentos 845

Referências 845

CAPÍTULO 13. O Campo de Tupi 853

1. Introdução 855

2. Aspectos gerais do Campo de Tupi 855

3. Caracterização geofísica do reservatório 858

4. Caracterização geológica do reservartório 864

5. Engenharia do reservatório 877

6. Considerações finais 879

Referências 880

CAPÍTULO 14. Campo de Mero: caracterização dos reservatórios e desenvolvimento da produção 884

1. Introdução 886

2. Interpretação sísmica para a caracterização de reservatórios 902

3. Modelagem geológica de reservatórios 908

4. Engenharia de reservatórios 930

5. Conclusões 937

Agradecimentos 939

Referências 939

CAPÍTULO 15. Campo de Búzios: a jornada desde a caracterização dos reservatórios ao início do desenvolvimento da produção 946

1. Introdução 948

2. Localização e histórico 949

3. Aspectos tectônicos e estratigráficos 952

4. Geofísica do reservatório 957

5. Geologia do reservatório 970

6. Engenharia de reservatório 1006

7. Considerações finais 1018

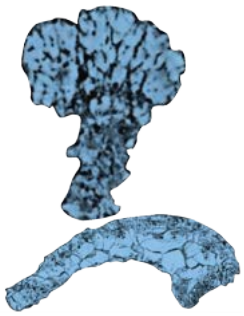
Agradecimentos 1019

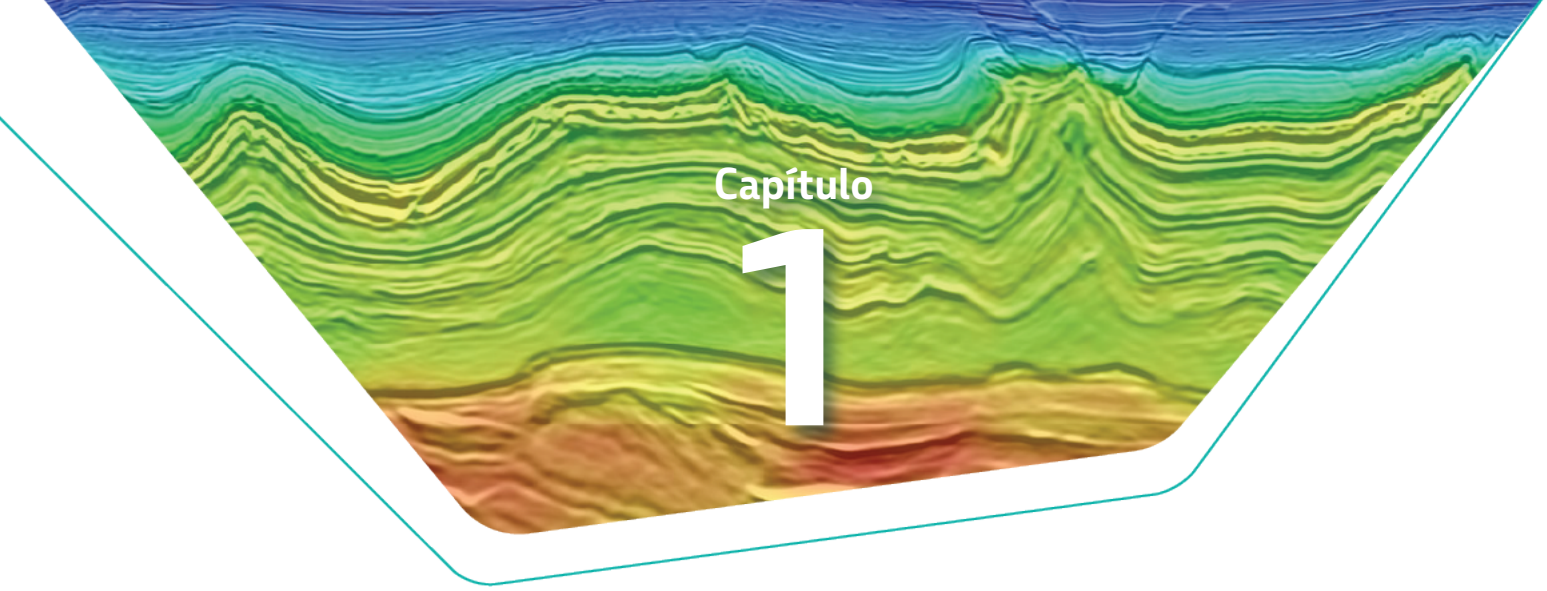
Referências 1020

CAPÍTULO 16. Os desafios tecnológicos e os sistemas de produção do Pré-sal 1038

1. Introdução 1040

2. Estratégias e premissas para reduzir riscos de projeto associados ao reservatório 1042
3. Engenharia de poços 1045
4. Gerenciamento do CO_2 1055
5. Iniciativas para aumento do fator de recuperação 1059
6. Interação rocha-fluido 1064
7. Controle de incrustações salinas 1068
8. Sistemas submarinos 1071
9. Considerações finais 1078
Agradecimentos 1081
Referências 1081





Capítulo

1

O Pré-sal nas Bacias de Campos e Santos: como tudo começou

AUTORES

Marcos Francisco Bueno de Moraes[1] (*marcosbueno@petrobras.com.br*), Adriano Roessler Viana[1], Ricardo Jorge Jahnert[2], Marco Antonio Pinheiro Machado[2], Anderson Antonio Pinheiro Chagas[1].

[1] Petrobras
[2] Petrobras aposentado

Palavras-chave: exploração, Cluster, Parati, Tupi, Fluorita.

RESUMO

O relato técnico da descoberta da Província Petrolífera Brasileira do Pré-sal, uma das maiores descobertas em águas ultraprofundas da história mundial, é o objetivo deste capítulo. Com ele, será possível revisitar o longo percurso dessa história, da qual a Petrobras foi a empresa precursora e líder no planejamento estratégico e execução das atividades exploratórias. Uma história que culminou em sucesso, mas enfrentou riscos e desafios desconhecidos à época. Seu início remonta às décadas de 1980 e 1990, quando, mesmo sobre a influência dos sucessos no Pós-sal da Bacia de Campos, a Petrobras identificou como prioridade a reposição de suas reservas mediante a descoberta de novas acumulações econômicas de petróleo. Assim, em meados da década de 90, a gerência de exploração conduziu uma avaliação de novas fronteiras exploratórias em águas profundas e ultraprofundas nas bacias de Santos e Campos. Em 2000, a Petrobras adquiriu, na condição de operadora e em associação com diferentes companhias

internacionais, quatro blocos de águas ultraprofundas na Bacia de Santos, em leilão realizado pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. Entre 2001 e 2003, um único levantamento sísmico 3D foi realizado para esses quatro blocos, configurando, à época, a maior cobertura mundial deste tipo. Entre 2005 e 2006, foram perfurados os dois primeiros poços pioneiros visando a investigação do potencial petrolífero da seção Pré-sal da Bacia de Santos: 1-RJS-617D (prospecto Parati) e 1-RJS-628 (prospecto Tupi). Quatro anos mais tarde, em 2010, foi declarada, em tempo recorde, a comercialidade do campo de Tupi, com um volume *in place* de 19,4 bilhões de barris de óleo e 24,5 TCF (ANP, 2021). Este e outros consecutivos sucessos consagraram o *play* Pré-sal das bacias de Santos e Campos como um dos mais prolíficos e de melhor potencial dentre as fronteiras exploratórias de sua época.

1. INTRODUÇÃO

Este é o primeiro de vários capítulos que compõem este livro intitulado "As grandes descobertas do Pré-sal no Atlântico Sul", publicado pela Petrobras com a colaboração de técnicos da ativa, aposentados e consultores externos. Todos, e não foram poucos, puderam contribuir, de alguma forma e em algum momento, na edificação dessa história de sucesso exploratório da indústria brasileira de petróleo, ímpar no cenário mundial. Espera-se que esta história motive novas gerações de geocientistas, inspire a quebra de paradigmas e resulte em descobertas de acumulações de petróleo em outras bacias sedimentares brasileiras.

O termo Pré-sal, de forma geral, designa rochas cuja deposição precede temporalmente e, em geral, estão situadas abaixo de depósitos evaporíticos. Esta situação ocorre em diversas bacias sedimentares do nosso planeta. Neste capítulo, o termo Pré-sal está relacionado exclusivamente aos depósitos sedimentares e ígneos que ocorrem abaixo da espessa sequência evaporítica (sal), de idade Aptiano, existente nas bacias da Margem Sudeste e Leste. Em relação aos reservatórios do Pré-sal, será adotada a definição do glossário único Petrobras (Petrobras, 2022): "*rochas reservatórios que se encontram abaixo de uma extensa camada de sal, que abrange o litoral do Estado do Espírito Santo até Santa Catarina, ao longo de mais de 800 km de extensão por até 200 km de largura, em lâmina d´água que varia de 1.500 metros a 3.000 metros e soterramento entre 3.000 e 4.000 metros*" (Figura 1.1). Para enriquecer essa definição, é possível incluir que são rochas que registram parte da história evolutiva da abertura do Atlântico Sul, entre 113 e 125 milhões de anos (França *et al.*, 2007; Moreira *et al.*, 2007; Winter *et al.*, 2007). Em virtude das recorrentes descobertas de acumulações de petróleo em águas profundas (entre 300 m e 1.500 m) e ultraprofundas (maiores que 1.500 m), o Pré-sal das bacias de Santos e Campos passou a ser denominado como uma Província Petrolífera e suas principais acumulações como pertencentes a um mesmo *play* petrolífero. A importância dessas descobertas para o estado brasileiro se materializou na promulgação da Lei do Pré-sal, nº 12.351, em 22 de dezembro de 2010. Ela estabeleceu o Regime de Partilha de Produção para exploração e produção de petróleo, gás natural e outros hidrocarbonetos fluidos em áreas estratégicas e na área do Pré-sal (Figura 1.1). Seu objetivo foi o de proteger os interesses da União, visto que o novo regime era mais adequado para a área do Pré-sal, devido ao seu baixo risco exploratório e grande potencial volumétrico, do que o até então adotado Regime de Concessão.



Figura 1.1 - Mapa com a divisão das bacias sedimentares da costa brasileira. O polígono amarelo corresponde a área do Pré-sal instituída pela Lei 12.351, em 2010.

A descoberta, exploração e produção de petróleo no Pré-sal são partes de uma importante história, embasada em três princípios: CORAGEM para enfrentar grandes e desconhecidos desafios; CONFIANÇA na excelência técnica e capacitação das equipes envolvidas; e PERSEVERANÇA em superar resultados adversos, aprender com os insucessos e buscar continuamente melhores resultados. O que na década de 90 era apenas um esboço de ideias e planos de uma ousada estratégia em direção a uma nova fronteira exploratória, atualmente é um bem-sucedido projeto de Exploração e Produção.

O objetivo deste capítulo é relatar, através da evolução dos conhecimentos científicos e técnicos, a descoberta do Pré-sal em águas profundas e ultraprofundas das Bacia de Santos e Campos. Desta forma, será exposto como a estratégia foi originalmente estruturada em função dos sucessos exploratórios, em arenitos turbidíticos do Cretáceo, no Pós-sal da Bacia de Campos. Adicionalmente será apresentada uma suscinta evolução dos conhecimentos sobre o Pré-sal da Bacia de Campos. No que tange a fase de exploração da Bacia de Santos, será explicada a polêmica sobre o refletor enigmático e a seção mil folhas em águas ultraprofundas, bem como a sua elucidação com a perfuração do 1-RJS-598D (prospecto Fluorita). Este poço, em conjunto com uma inédita aquisição 3D, revelou uma

extensa e espessa camada de evaporitos que impactou sobremaneira a estratégia exploratória da bacia. Isso porque inúmeras oportunidades, inicialmente atribuídas a arenitos do Pós-sal, foram extintas, por se tratarem de evaporitos, implicando a necessidade de reformulação do modelo geológico para águas ultraprofundas na Bacia de Santos. O novo modelo focado em oportunidades no Pré-sal foi baseado principalmente nos conhecimentos sobre o Pré-sal da Bacia de Campos e da margem continental africana. Em seguida serão apresentadas as principais questões técnicas, que testaram a determinação das equipes de E&P da Petrobras, para aprovar e perfurar os dois primeiros poços pioneiros em águas ultraprofundas. Um deles é o poço Parati, 1-RJS-617D, cujo projeto inovador, apesar de enfrentar inúmeras dificuldades durante a perfuração, culminou na descoberta do Pré-sal na Bacia de Santos, embora sem sucesso econômico. Já o poço Tupi, 1-RJS-628A, foi a primeira descoberta comercial do Pré-sal da Bacia de Santos, cuja declaração de comercialidade ocorreu em apenas quatro anos após sua descoberta, marcando um recorde para indústria mundial. Em suma, será apresentado um amplo panorama sobre a descoberta do Pré-sal brasileiro, no qual Tupi foi apenas "a ponta do iceberg" desta história, iniciada pela Petrobras muitos anos antes e protagonizada por um intenso e integrado trabalho de equipes multidisciplinares.

2. A DESCOBERTA DO PRÉ-SAL

Nas décadas de 1980 e 1990, o Plano Estratégico da Petrobras tinha seus investimentos de E&P direcionados para os projetos de águas profundas, entre 300 e 1.500 metros, na Bacia de Campos. Estes projetos se destinavam prioritariamente para a delimitação e o desenvolvimento da produção dos campos de óleo no *play* turbidítico do Pós-sal, caracterizado por reservatórios areníticos depositados em águas profundas. Esses reservatórios ocorrem, por exemplo, nos campos gigantes de: Albacora, descoberto em 1984, com mais de 4,3 bilhões de barris de óleo *in place*; Complexo de Marlim, cuja primeira descoberta foi em 1985 com 19,3 bilhões de barris de óleo *in place*; e Roncador, descoberto em 1996, com cerca de 10 bilhões de barris de óleo *in place* (ANP, 2021). As sucessivas descobertas de campos gigantes com ótimas produtividades, o desenvolvimento de tecnologias inovadoras de produção e grande competência para atuar em águas profundas transformaram a Petrobras em um importante *player* da indústria de óleo e gás internacional. No entanto, embora os volumes descobertos fossem vultuosos, a ponto de terem sustentado a curva de produção da companhia até aproximadamente o ano de 2014, havia necessidade de reposição de reservas mediante a descoberta de novas acumulações econômicas de petróleo. Nesse sentido, o modelo bem-sucedido da Bacia de Campos, o *play* turbidítico, garantiu investimentos para a exploração realizada em áreas de fronteira da época, como por exemplo na Bacia de Santos, através de levantamentos geofísicos e análise do potencial petrolífero.

Em meados da década de 90, o cenário político do país passava por profundas mudanças, que refletiram na indústria petrolífera brasileira através da histórica quebra do monopólio da Petrobras, com a aprovação no Congresso

Nacional da Emenda Constitucional n° 9, em novembro de 1995. A partir dessa data, a Petrobras perdia sua exclusividade nas atividades relacionadas à pesquisa, exploração, explotação, refino e transporte de óleo e gás. Dessa forma, a União poderia contratar outras empresas para tais atividades. Menos de dois anos mais tarde, em agosto de 1997, foi aprovada pelo Presidente da República uma nova Lei do Petróleo (Lei 9.478/97), que revogou a lei anterior (Lei 2004/53) e definiu novas regras para o setor petrolífero, doravante permitindo à União realizar processos licitatórios de blocos exploratórios (leilões), abertos a empresas internacionais. Neste mesmo ano, foi criada a Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), com a responsabilidade de regular e fiscalizar o setor petrolífero, além de promover os leilões de blocos. Foi nesse contexto que, em 1998, a ANP conferiu à Petrobras o direito de manutenção de áreas que se encontravam em produção, ou seja, os campos produtores, principalmente aqueles da Bacia de Campos. Também permitiu a manutenção de áreas exploratórias, onde a empresa iniciasse atividades de exploração e desenvolvimento da produção em um prazo máximo de três anos. Esta concessão ficou conhecida como a "Rodada Zero" e, assim, se iniciou para a Petrobras a importante tarefa de avaliar suas prioridades estratégicas, de acordo com seu maior ou menor interesse exploratório, num prazo bastante restrito (Figura 2.1).

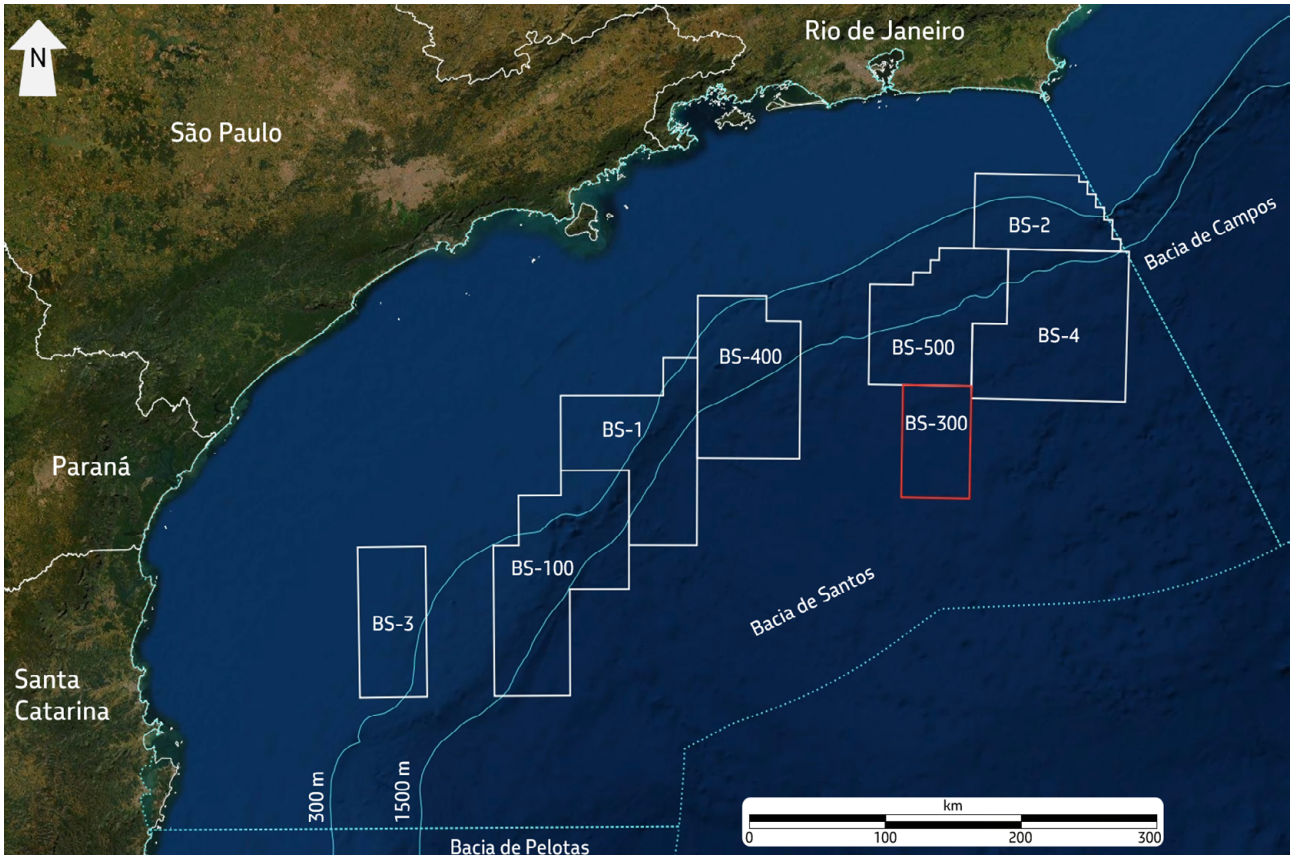


Figura 2.1 - Localização dos blocos da rodada zero na Bacia de Santos, que em conjunto somavam uma área de 63 mil km². O bloco em vermelho, BS300, cuja área coincide parcialmente com o Campo de Tupi, não foi selecionado pela Petrobras nesta rodada.

Desde meados da década de 90, equipes de geocientistas da Petrobras vislumbravam uma nova e promissora fronteira exploratória, englobando áreas mais distais das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. Isso, somado a necessidade de avaliar os blocos da Rodada Zero, foi o gatilho para que a gerência de exploração iniciasse uma intensa e rápida campanha exploratória, em águas profundas e ultraprofundas das bacias de Santos e Campos. O seu foco principal foram as oportunidades análogas aos arenitos do Pós-sal da Bacia de Campos. Contudo, nesse contexto de atuação integrada das equipes da exploração, à luz do conhecimento técnico e de uma robusta base de dados geológicos provenientes da Bacia de Campos, surgiu um novo modelo exploratório. Diferente do tradicional, ele foi concebido para o bloco BS-300 localizado em águas ultraprofundas da Bacia de Santos (Figura 2.1). Esse modelo visava a seção sedimentar abaixo da espessa camada de evaporitos, o Pré-sal, representando uma autêntica quebra de paradigmas em busca de novas fronteiras exploratórias. Seu ineditismo exploratório estava atrelado aos riscos e custos bastante elevados à época. Inúmeros fatores contribuíam para tanto, como: a escassez de dados sísmicos, ausência de poços nas regiões de águas ultraprofundas e características operacionais e geológicas desafiadoras. Tendo isso em vista, a Petrobras manteve-se fiel à sua estratégia exploratória previamente definida com base nos sucessos da Bacia de Campos e, diante das circunstâncias, decidiu pela devolução desse bloco à ANP. Todavia, é importante ressaltar que havia sido concebido um novo modelo exploratório, podendo ser entendido que a "semente" do Pré-sal havia sido plantada.

3. O PRÉ-SAL ANTES DO PRÉ-SAL: O PRENÚNCIO DE UMA NOVA FRONTEIRA NO HISTÓRICO DA EXPLORAÇÃO DA BACIA DE CAMPOS

Durante a década de 1970, em alguns poços perfurados na Bacia de Campos, foram identificados reservatórios carbonáticos de idade de Alagoas (111,3-123,1 Ma), logo abaixo da sequência evaporítica, com porosidade associada a processos diagenéticos de dolomitização. Eles eram similares aos descobertos no Campo de Carmópolis na porção *onshore* da Bacia de Sergipe-Alagoas em 1963. Entretanto, estes reservatórios foram preteridos na época, pois o principal objetivo almejado era um outro tipo de depósitos carbonáticos. Mais antigos, com idade Jiquiá (123,1-125,8 Ma), eles eram formados por espessa acumulação de carapaças de moluscos bivalves, sendo amplamente conhecidos como coquinas. A seguir serão descritos alguns destes importantes poços que investigaram a seção Pré-sal na Bacia de Campos.

A investigação do potencial petrolífero das sequências sedimentares do Cretáceo Inferior situadas abaixo da sequência evaporítica - o Pré-sal na Bacia de Campos - teve seu início em 1959 com a perfuração, na porção *onshore* da bacia, do poço estratigráfico 2-CST-1-RJ. Esta perfuração possuía como objetivo avaliar as características e espessura do sistema sedimentar, além do potencial petrolífero de arenitos deltaicos do paleodelta do Rio Paraíba do Sul, à semelhança das descobertas que ocorriam à época no

Delta do Níger. O poço concluído em dezembro de 1959 perfurou uma sequência sedimentar composta basicamente por arenitos dos períodos Cretáceo e Paleógeno, chegando ao embasamento cristalino em uma profundidade final de 2.621 m.

As atividades de exploração, na porção marítima da Bacia de Campos, foram iniciadas com levantamentos sísmicos 2D no final da década de 60, sendo o primeiro poço marítimo perfurado em 1971. Ainda nesse ano, nos primórdios da exploração petrolífera da Bacia de Campos, foi perfurado o poço 1-RJS-3-RJ, primeiro a penetrar o Pré-sal no mar. Próximo da costa e situado em zona de fandeltas clásticos, ele revelou uma seção Pré-sal arenosa, sem indícios de hidrocarbonetos. O poço, entretanto, possui alta importância histórica por ser o primeiro a apresentar indícios de hidrocarbonetos no Pós-sal, em carbonatos e arenitos do Oligoceno.

A primeira descoberta comercial de petróleo na seção Pré-sal ocorreu no ano 1975, através do histórico poço 1-RJS-13-RJ, descobridor do Campo de Badejo. A descoberta comercial aconteceu em reservatórios de coquinas do Jiquiá (Figura 3.1a, b). Esta perfuração em águas rasas, isto é, a 90 metros de profundidade foi extraordinária em termos de exploração petrolífera, pois além da descoberta no Pré-sal, descobriu e testemunhou uma acumulação de petróleo em carbonatos recifais do Mioceno Inferior, no Pós-sal. Além disso, foram identificados indícios de óleos viscosos nos arenitos turbidíticos de idade Oligoceno (Pós-sal), indícios de óleo em arenitos eólicos de idade Buracica (Pré-sal - 125,8-127,8 Ma) e foram testemunhados basaltos fraturados com óleo da Formação Cabiúnas (Pré-sal - Figura 3.1c). A partir desta descoberta de hidrocarbonetos de alta qualidade no Pré-sal da Bacia de Campos, intensificou-se o programa exploratório em busca de coquinas porosas, o que resultou na descoberta, em 1978, dos campos de Pampo (1-RJS-55-RJ) e Linguado (1-RJS-49-RJ).

A campanha de perfuração que se seguiu após a descoberta dos campos petrolíferos de Badejo (1975), Pampo (1978) e Linguado (1978) resultou na obtenção de informações substanciais sobre a seção Pré-sal na Bacia de Campos. Nesta campanha, em um primeiro estágio exploratório, identificaram-se indícios de hidrocarbonetos ao atravessar a seção carbonática do Alagoas. Entretanto, ocorreram desafios, como problemas mecânicos em alguns poços (ex., poço 1-RJS-99 situado no sul da Bacia de Campos) e rochas com características de baixa permeabilidade (ex. poço 1-RJS-117 situado na porção centro-norte da bacia). Este último poço, perfurado no início da década de 1980, foi o primeiro em que se realizaram operações de testemunhagem e teste de formação em reservatórios carbonáticos do Alagoas, no Pré-sal.

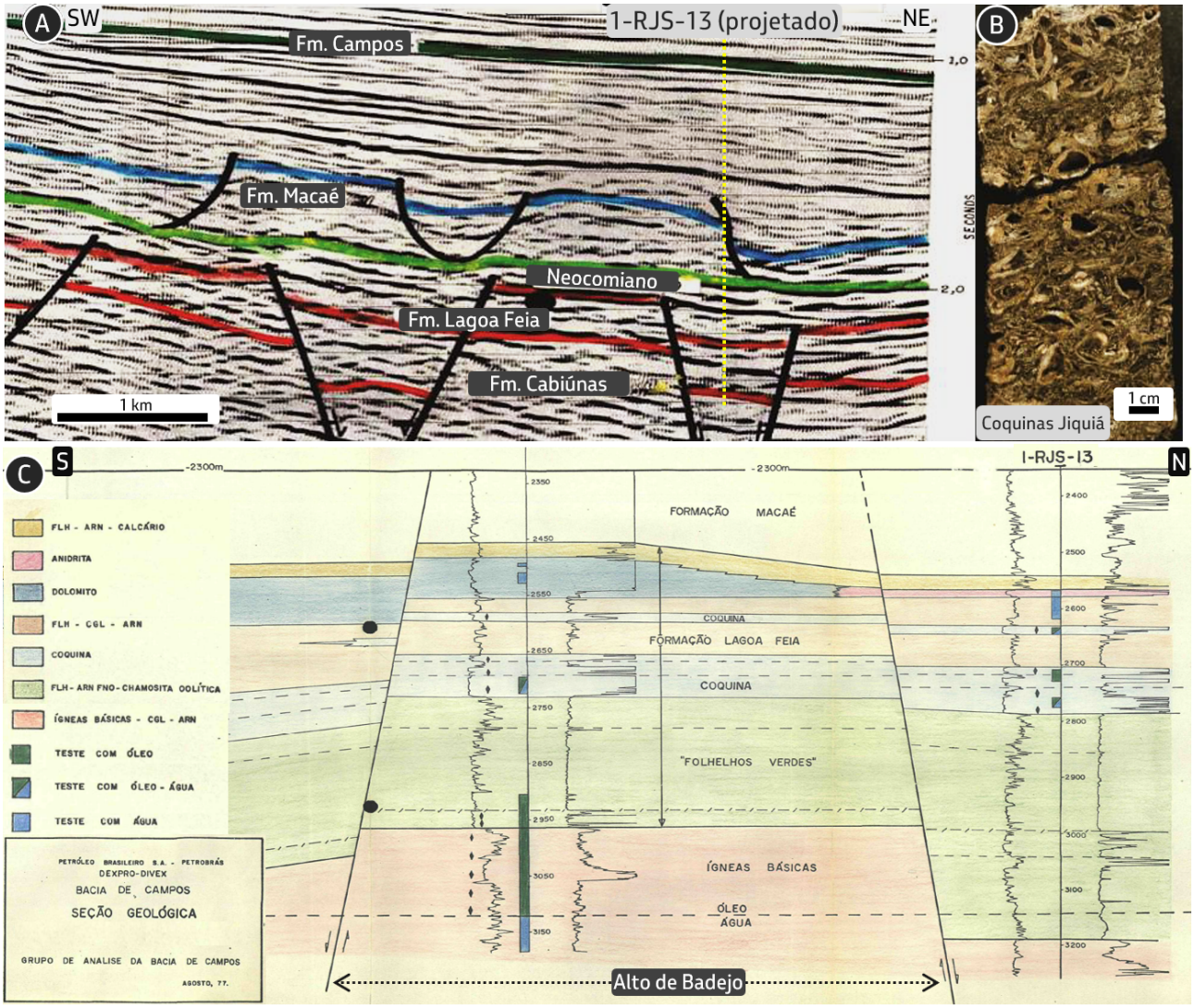


Figura 3.1 - Campo de Badejo descoberto pelo poço 1-RJS-13-RJ em 1975, na seção Pré-sal da Bacia de Campos: A) Seção sísmica histórica NW-SE próxima ao poço descobridor. Os dados e ferramentas disponíveis aos intérpretes na época eram linhas sísmicas em tempo, cujos refletores eram interpretados com lápis de cor sobre papel; B) Foto do reservatório de coquinas (rudstone de carapaças de moluscos bivalves); C) Seção geológica histórica através do Alto de Badejo. Notar a ocorrência de óleo em rochas ígneas (basaltos).

O poço 1-RJS-125, perfurado na porção sul da bacia e concluído em maio de 1980, teve como objetivo secundário a caracterização dos carbonatos do Alagoas. Eles foram testemunhados e identificados como estromatólitos, um tipo de carbonato até então pouco conhecido e estudado pela Petrobras (Figura 3.2).

No período entre 1980 e 1985, mais de 54.000 km de linhas sísmicas 2D foram adquiridos, aumentando substancialmente a capacidade de reconhecer áreas prospectáveis, além da intensificação do empenho técnico para relacionar os resultados de rocha com perfis e sísmica. Na segunda metade da década

de 1980, foi realizado um amplo projeto de avaliação regional da Fm. Lagoa Feia, que corresponde a seção superior do Pré-sal na Bacia de Campos. Este subdividiu o pacote sedimentar em quatro principais sequências deposicionais bem caracterizadas litológica e sismicamente (Dias *et al.*, 1987). Após este projeto, que envolveu várias disciplinas de geociências aplicadas à exploração de petróleo, incluindo desde o mapeamento regional até a análise criteriosa das rochas, foram propostas as locações 1-RJS-384A, 1-RJS-385 e 1-RJS-386A. O objetivo dessas três locações foi prospectar coquinas em profundidades superiores a 4.500 metros. Devido à falta de equipamentos adequados para a perfuração e avaliação de formação, bem como aos altos custos exploratórios, as perfurações prosseguiram em ritmo lento, com a média de uma por ano. Os resultados desta campanha evidenciaram a presença de petróleo em coquinas do Jiquiá a grande profundidade (5.360 metros), intercaladas com folhelhos geradores com elevados teores de carbono orgânico total (3-6 %). Contudo, os reservatórios perfurados nesses três poços consistiam em delgadas camadas decimétricas. Por este motivo, mesmo com porosidades entre 9 e 15 %, os volumes de petróleo encontrados não resultaram em descobertas comerciais. Para fornecer mais subsídios ao programa exploratório da seção Pré-sal, em 1995 foi realizado um estudo regional de fácies e reservatórios de coquinas da Formação Lagoa Feia (Carvalho *et al.*, 1995).

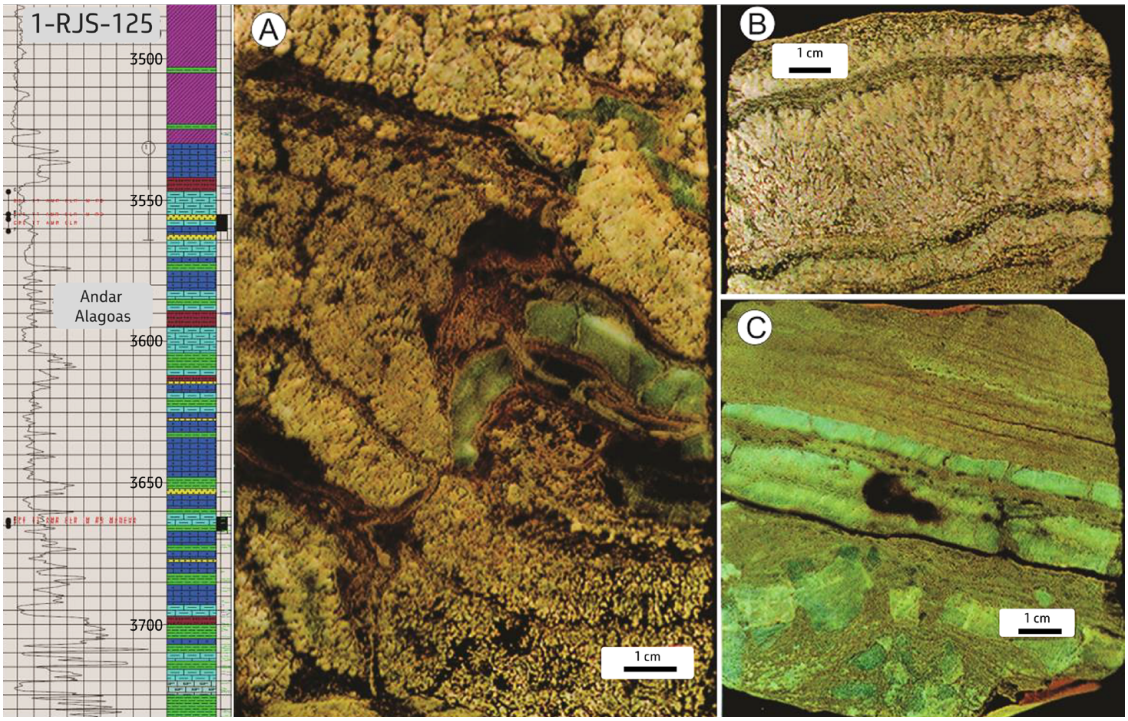


Figura 3.2 - Perfil do poço 1-RJS-125, indicando a presença de carbonatos de idade alagoas: A) estromatólito em camadas centimétricas intercalado por filmes argilosos e afetado por brechação, exposição e silicificação; B) estromatólito dendriforme em camadas separadas por *grainstone* esferulítico e níveis escuros de óleo residual; C) *grainstone* laminado intercalado por níveis de silexito. Na base, aparente exposição e formação de estrutura tipo *tepee*.

Ainda na década de 90, teve início a prospecção do Pré-sal em águas profundas da Bacia de Campos, com foco em coquinas do Jiquiá. Isso incentivado pelas descobertas dos campos gigantes no play turbidítico da seção Pós-sal e pela melhoria do imageamento sísmico promovido pela aquisição de dados 3D. Dos cinco poços perfurados, o poço 1-RJS-504 é portador de óleo 28° API, em reservatórios de coquinas. O poço 6-RJS-457, perfurado em 1998, chamou a atenção por conter uma seção espessa de 250 metros de carbonatos não argilosos do Alagoas, sobrejacente as coquinas e com baixos valores de raios-gama, o que intrigou os intérpretes em relação a sua origem e ambiente deposicional.

No ano de 2003, foi perfurado, na porção norte da Bacia de Campos, o poço 1-ESS-103A (Campo de Jubarte), com objetivo de encontrar coquinas porosas sobre um alto estrutural do embasamento. Uma seção de coquinas porosas, com espessura maior que 100 metros, foi constatada, mas com água. Acima das coquinas, foram identificados carbonatos limpos de idade Alagoas (microbiolito shrubstone, na Figura 3.3), contendo indícios de hidrocarbonetos e dos quais foram recuperados 7 litros de óleo de boa qualidade via teste a cabo. Apesar dos resultados, não houve avanços na avaliação destes reservatórios na época.

Outras duas perfurações, 1-RJS-602 e 1-RJS-607, foram realizadas entre os anos de 2002 e 2003 na porção central da bacia, sobre o Alto Externo. O poço 1-RJS-602 revelou excelentes condições de reservatórios, tanto nas coquinas quanto em carbonatos do Alagoas. No último foi constatada uma coluna de 8 m de óleo, confirmando a presença de reservatórios com alto potencial petrolífero sobre o Alto Externo. A partir das informações do 1-RJS-602, foi aprovado o primeiro poço com objetivo principal de testar os carbonatos Alagoas, no Pré-sal da Bacia de Campos. O poço 1-RJS-607 foi perfurado em 2003, revelando a presença de hidrocarbonetos em flanco de estrutura fechada, portadora de óleo. Assim, as ocorrências de carbonatos de idade Alagoas, distantes da costa, com alta qualidade de reservatório e boa correlação a longas distâncias dos marcos de perfis definitivamente confirmaram o alto potencial dessas rochas, abrindo uma nova fronteira para a exploração de petróleo no Pré-sal.

Após a sequência das descobertas no Pré-sal da Bacia de Santos, das quais destaca-se a descoberta do campo de Tupi em 2006, a Petrobras retornou ao poço 1-ESS-103A em 2008, realizando um teste de formação de longa duração. O sucesso dessa operação lhe garantiu o título de primeiro produtor de óleo comercial a partir reservatórios carbonáticos de idade Alagoas, no Pré-sal (Figura 3.3).

A experiência adquirida pelos geocientistas na Bacia de Campos foi crucial para a formação de uma cultura em rochas carbonáticas na Petrobras. Este conhecimento, ainda que minimizado face ao grande número de descobertas em sedimentos siliciclásticos no

Pós-sal, propiciou uma integração regional com os escassos dados geológicos da vizinha Bacia de Santos. Nesta bacia, raros poços perfurados na década de 70 amostraram o Pré-sal exclusivamente na sua porção mais proximal. Dessa forma, agregavam pouca informação aos estudos da porção mais distal e profunda da Bacia de Santos (Figura 3.4).

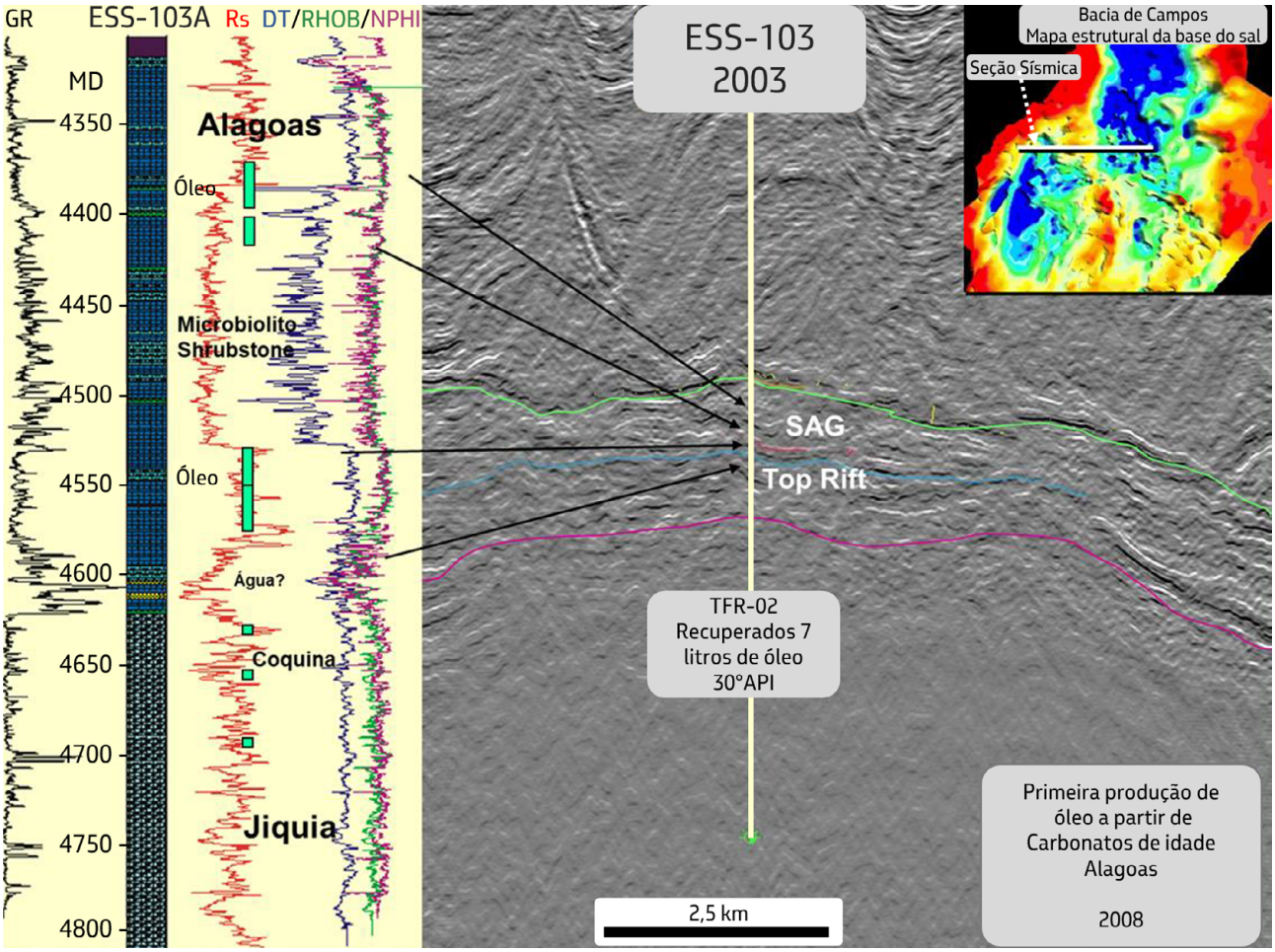


Figura 3.3 – Perfil e seção sísmica do poço 1-ESS-103A, que foi perfurado e testado a cabo em 2003. Em 2008 houve uma reavaliação deste poço atráves de um teste de formação de longa duração, que o confirmou como produtor de óleo em carbonatos de idade Alagoas. Foi a primeira produção comercial de óleo nesses reservatórios do Pré-sal. No canto superior direito, o mapa sísmico do topo do Pré-sal, com a localização da seção sísmica (sem escala).

Outro desafio enfrentado pelas equipes de exploração era a disponibilidade de uma restrita malha de dados sísmicos 2D com baixa qualidade. Até meados da década de 1990, os levantamentos sísmicos 3D marítimos eram uma exclusividade de poucas e pequenas áreas onde haviam sido constatadas descobertas econômicas de petróleo. Esses levantamentos visavam a um melhor imageamento do Pós-sal. Ademais, os campos produtores se encontravam em batimetrias inferiores a 1.500 metros e soterramento entre 1.500 e 2.000 metros. A seção Pré-sal, em lâminas d'água geralmente superiores a 2.000 metros e soterramento entre 3.000 e 4.000 metros, estava além dos limites desses

levantamentos sísmicos 3D. Dessa forma, as escassas e irregulares linhas 2D que atingiam as áreas mais distais dessas bacias, proporcionavam uma correlação sísmica pouco robusta com as áreas mais proximais e com os poços exploratórios perfurados (Figura 3.4). No entanto, o desafio de reposição de reservas mediante a descoberta de novas acumulações econômicas de petróleo já estava lançado e o relógio começava a contar. Diante deste cenário, era necessária a avaliação do potencial e a identificação de oportunidades nesta nova e promissora fronteira exploratória. Para isso, a Exploração da Petrobras aplicou de forma integrada e coordenada toda a experiência, conhecimento e criatividade para superar a carência de dados geológicos e geofísicos.

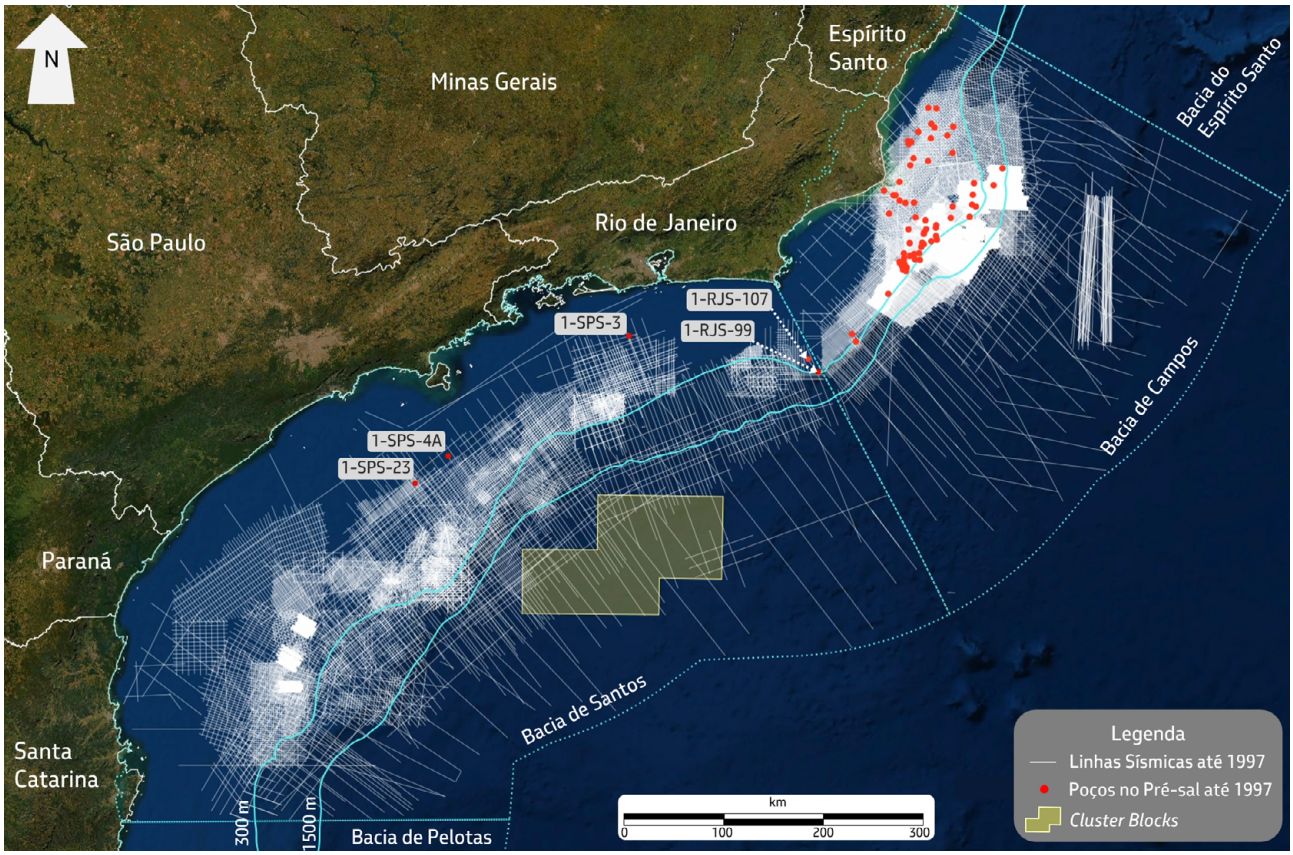


Figura 3.4 - Densidades de levantamentos de sísmica de reflexão e poços submarinos perfurados no Pré-sal até 1997, nas Bacias de Campos e Santos. Os poços indicados na Bacia de Santos foram perfurados em águas rasas. O polígono amarelo indica a área das futuras descobertas no Pré-sal (Cluster Blocks), em águas ultraprofundas.

4. A EXPLORAÇÃO DO PRÉ-SAL NA BACIA DE SANTOS

A descoberta da acumulação de Tupi ocorreu em 2006. Contudo, desde meados da década de 90, como mencionado anteriormente, os geocientistas de Exploração da Petrobras buscavam reconhecer e avaliar a fronteira exploratória de águas ultra profundas das bacias de Santos e Campos. Fruto desse trabalho foi a identificação da oportunidade exploratória denominada à época de "1 LOC A", localizada no Bloco BS-300 e distante apenas 2,5 km do

que viria a ser o futuro poço pioneiro Tupi (Figura 4.1 e Figura 4.2). O objetivo desta locação consistia em uma seção sedimentar depositada sobre um proeminente alto estrutural, com uma área estimada em cerca de 1.000 km² e abaixo de espessa camada de sal (Figura 4.1). Ela teve como suporte uma escassa malha de dados sísmicos (235 km), gravimétricos (1.228 km), magnetométricos (3.350 km) e poucos poços para correlação, cujos mais próximos estavam distantes 200 km da locação (1-SPS-03 e 1-SPS-23) (Figura 3.4).

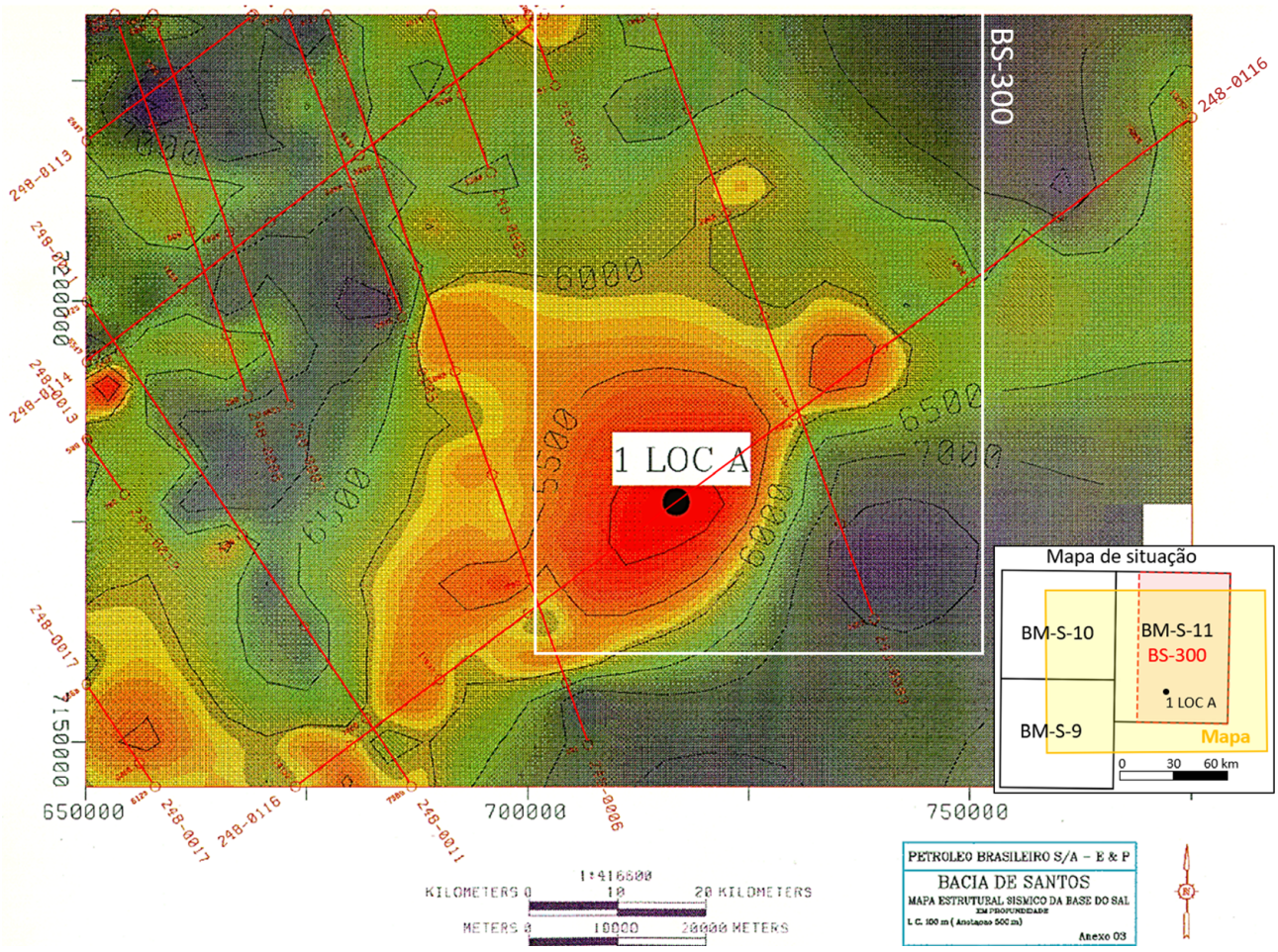


Figura 4.1 – Mapa da base do sal de 1997, obtido a partir das linhas sísmicas 2D indicadas em vermelho. A locação 1 LOC A no ápice da estrutura, definida por três linhas sísmicas 2D. Notar, no mapa de situação, a justaposição dos blocos BS300 (vermelho) com o Bloco BM-S-11 e que o mapa da base do sal desta figura (retângulo amarelo) ultrapassa a área de ambos os blocos.

Tendo como análogo o modelo deposicional do Pré-sal da Bacia de Campos, foram previstos reservatórios de coquinas e arenitos para o prospecto da locação exploratória 1-LOC-A, no BS-300. À época, os volumes *in place* e recuperáveis estimados para o prospecto foram de 13,7 bilhões e 3,8 bilhões de barris de óleo. Assim, é possível afirmar que houve a identificação de uma típica oportunidade exploratória de alto prêmio, com potenciais

volumes expressivos de óleo. Entretanto, de altíssimo risco, devido à escassez e baixa qualidade dos dados disponíveis e condições operacionais complexas, como por exemplo: batimetria de 2.000 metros, distância da costa de aproximadamente 300 km, profundidade dos objetivos em torno de 5.000 metros e espessura da sequência evaporítica maiores do que 2.000 metros. Nesse contexto desafiador, mas potencialmente recompensador, foi que a equipe de exploração recomendou uma estratégia exploratória cujo foco era a reavaliação do potencial petrolífero da região de águas ultraprofundas da Bacia de Santos. Essa reavaliação também incluiria a busca por oportunidades abaixo da sequência evaporítica, ou seja, no Pré-sal. Ela foi preponderante para que, ainda no final da década de 90, a Petrobras adquirisse dados sísmicos 2D mais recentes, com malha regular, melhor qualidade e maior adensamento e cobertura em comparação aos dados sísmicos anteriores (Figura 4.3).

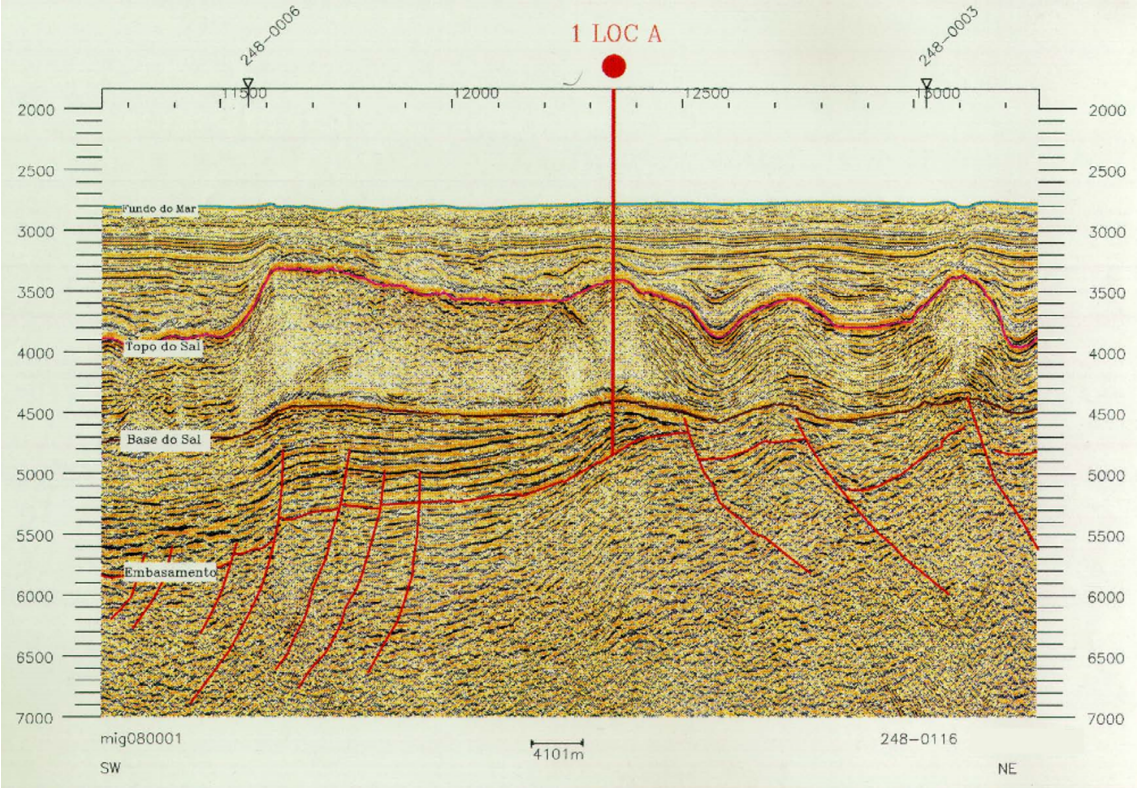


Figura 4.2 – Seção sísmica 2D (248-0116) com a posição da locação 1-LOC-A proposta em 1997 para o bloco BS300. Localização na Figura 4.1.

A avaliação técnica desses novos dados 2D foi decisiva na confirmação das expectativas anteriores. Ela fundamentou a decisão estratégica da Petrobras em abrir novas fronteiras exploratórias, priorizando a aquisição, preferencialmente como operadora, de blocos ofertados pela ANP na Bacia de Santos.

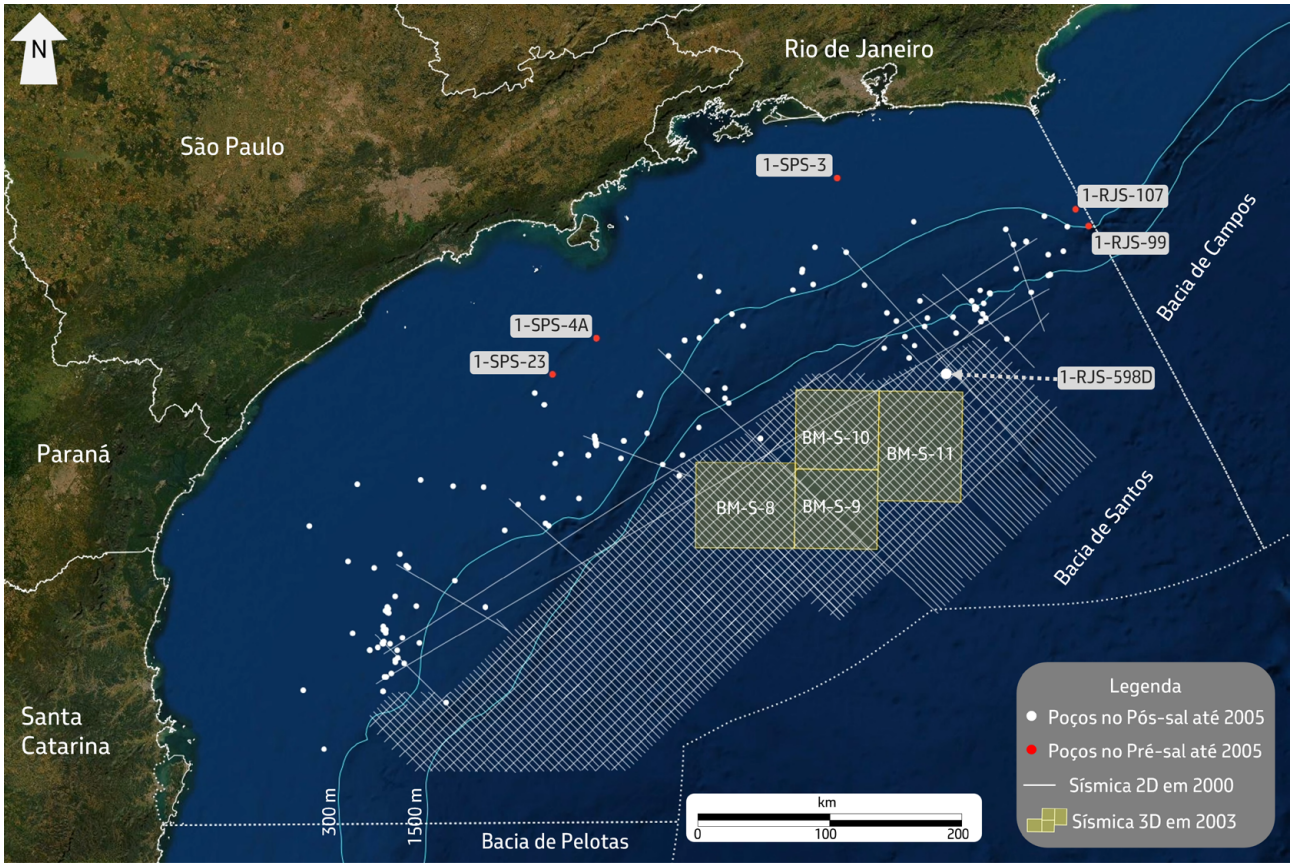


Figura 4.3 - Malha sísmica 2D adquirida para avaliação da área dos Cluster Blocks (BM-S-8, 9, 10 e 11), antes do leilão ANP em 2000. Densidade de poços perfurados na Bacia de Santos até o início da perfuração, em 2005, do primeiro poço em águas ultraprofundas no BM-S-10. Área do levantamento sísmico 3D realizado na área dos Cluster Blocks e finalizado em 2003.

Em 2000, foram ofertados, no 2º leilão de concessão (BID2) da ANP, quatro blocos exploratórios (BM-S-8, 9, 10 e 11) agrupados e isolados na fronteira exploratória de águas ultraprofundas da Bacia de Santos. Denominados de *Cluster Blocks*, eles possuíam impressionantes dimensões e perfaziam uma área total de aproximadamente 18.000 km², equivalente à área dos principais campos produtores da Bacia de Campos (Figura 4.4).

Antecedendo o supracitado leilão de concessão, a Petrobras consolidou quatro consórcios distintos envolvendo grandes companhias internacionais, como BG, Petrogal, YPF, Shell e Chevron. Nesses consórcios, a Petrobras atuou como proponente operadora, com uma participação societária não inferior a 45%. Essa decisão foi edificada no resultado do trabalho integrado das equipes de exploração da Petrobras, as quais identificaram alto potencial exploratório em águas ultraprofundas da Bacia de Santos. Tratava-se de uma área em que outras empresas classificariam como uma fronteira exploratória de custo e risco muito altos, com escassas informações disponíveis e baixa probabilidade de sucesso. Ao término do processo licitatório da ANP, os consórcios formados pela Petrobras (operadora) e suas parceiras arrematataram todos os quatro *Cluster Blocks*, concretizando a estratégia negocial capitaneada pela Petrobras (Figura 4.4). As configurações iniciais das participações foram as seguintes:

» Bloco BM-S-8, 4.864 km²: Petrobras-Operadora (50%), Shell (40%) e Petrogal (10%);

» Bloco BM-S-9, 3.763 km²: Petrobras-Operadora (45%), BG (30%) e YPF (25%);

» Bloco BM-S-10, 3.780 km²: Petrobras-Operadora (50%), BG (25%) e Chevron (25%);

» Bloco BM-S-11, 5.230 km²: Petrobras-Operadora (65%), BG (25%) e Petrogal (10%).

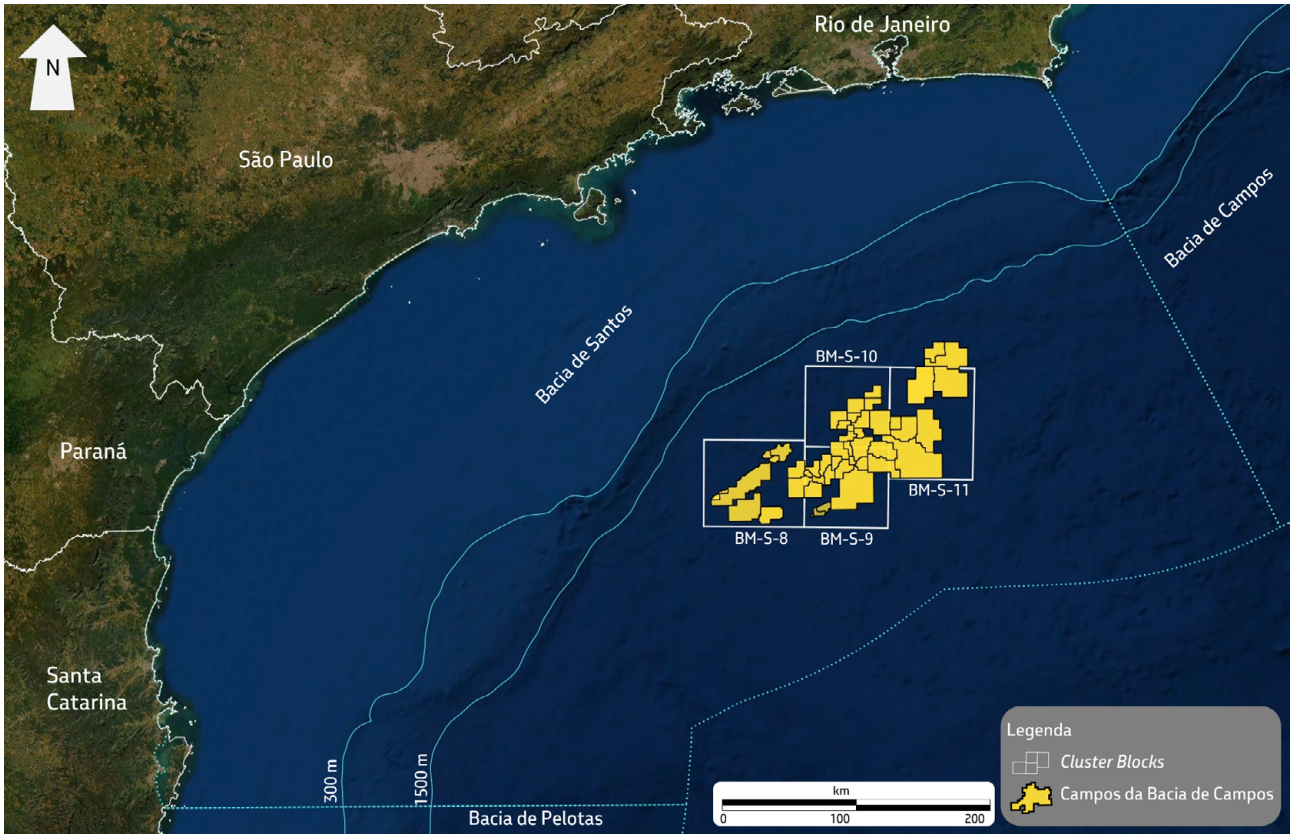


Figura 4.4 – Comparação entre a área inicial dos *Cluster Blocks* com as áreas dos campos da Bacia de Campos.

Dessa maneira, iniciava-se uma nova fase exploratória para a fronteira de águas ultra profundas da Bacia de Santos. Após assinatura dos contratos de concessão dos quatro blocos exploratórios, os consórcios liderados pela Petrobras tomaram uma decisão conjunta, que em muito contribuiu para o sucesso do Pré-sal na Bacia de Santos: realizar uma aquisição sísmica 3D única para os quatro blocos. Tal aquisição viria a configurar o maior levantamento sísmico 3D mundial na época, com cerca de 20.100 km², em uma área totalmente exploratória recoberta, até então, apenas por uma sísmica 2D e sem poços perfurados (Figura 4.3). Essa nova sísmica 3D, adquirida e processada entre junho de 2001 e março de 2003, foi parametrizada de forma a se obter o melhor imageamento possível do Pré-sal da Bacia de Santos. Isso permitiu um mapeamento sísmico mais detalhado na área dos *Cluster Blocks*. Mais informações sobre esse levantamento sísmico 3D podem ser obtidas no capítulo 4 deste livro. Na área do bloco BM-S-11, esse levantamento confirmou os resultados dos estudos anteriores, possibilitando um detalhamento da megaestrutura

Tupi e apontando para uma trapa de aproximadamente 1.200 km² na base da sequência evaporítica.

A partir de 2003, os consórcios formados nos *Cluster Blocks* encontravam-se em franca análise dos dados processados finais - PSTM (*Pre-Stack Time Migration*) e PSTM convertido para profundidade. Até então, a Petrobras, na qualidade de operadora dos blocos, realizava estudos regionais visando integrar e aplicar o conhecimento nas áreas exploratórias adquiridas. Isto era feito através de estudos gravimétricos e magnéticos, modelagens geoquímicas, restaurações estruturais, entre outros. No entanto, o foco destes estudos era dirigido principalmente à seção Pós-sal. O novo dado sísmico 3D, por outro lado, também permitiu um melhor detalhamento do Pré-sal. Através de horizontes-chave para a correlação regional, foi possível separar o Pré-sal em três unidades sísmicas com distintos padrões de sismofácies (Figura 4.5): (a) Seção Rifte inferior (ou *Early Rift*), caracterizada por um padrão sísmico divergente e pronunciados espessamentos das camadas na direção da falha mestre dos meio-grabens; (b) Seção Rifte superior (ou *Late Rift*), com um padrão sísmico levemente divergente a plano paralelo, com um leve espessamento contra a falha principal; e (c) Seção *Sag* com um padrão sísmico tipicamente plano paralelo e isópaco, sugerindo uma fase de quiescência tectônica (Figura 4.5). Adicionalmente, o conhecimento exploratório do Pós-sal na porção proximal e média da Bacia de Santos havia progredido. Novas perfurações próximas dos *Cluster Blocks* possibilitavam uma melhor definição da estratigrafia do Cretáceo Superior (Moreira *et al.*, 2007) (Figura 4.3).

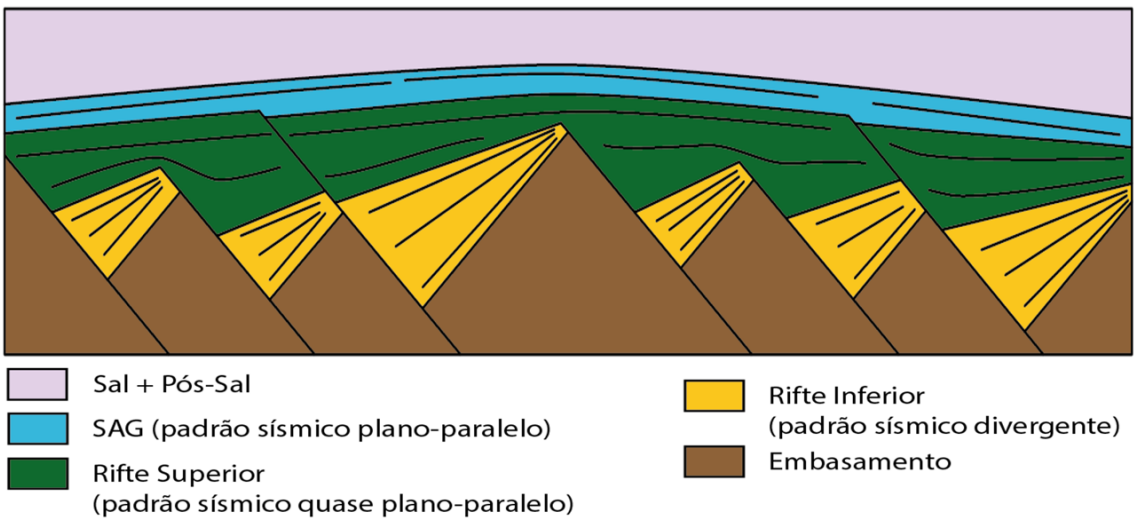


Figura 4.5 - Seção esquemática mostrando as três unidades sísmicas baseadas em distintos padrões de sismofácies na seção Pré-sal da Bacia de Santos.

5. BACIA DE SANTOS, PORÇÃO DE ÁGUAS PROFUNDAS / ULTRAPROFUNDAS: A PRESENÇA DO REFLETOR ENIGMÁTICO E DA SEÇÃO MIL FOLHAS

Nos dados sísmicos 2D da Bacia de Santos, era possível reconhecer a presença conspícua de um refletor sísmico de alta amplitude positiva, diretamente sobreposto a um de alta amplitude negativa, em quase toda a área dos *Cluster Blocks* (Figura 5.1). A nova sísmica 3D não só confirmou a interpretação anterior, mas também permitiu uma melhor caracterização desse padrão sísmico. Dadas suas características peculiares, como a distribuição espacial e a assinatura sísmica, passou a ser conhecido como refletor "Enigmático". Sotoposto a ele, ocorria um pacote sedimentar muito bem estratificado, informalmente designado como "Seção Mil Folhas" (Figura 5.1). Esta era caracterizada pela presença de discordâncias internas regionais, espessamento sedimentar diferenciado, feições acanaladas e fácies sísmicas caóticas (Gambôa *et al.*, 2003). Dada a sua ocorrência restrita às porções de águas profundas/ultraprofundas da bacia, essa sequência ainda não havia sido perfurada. Além disso, a correlação sísmica para as porções mais rasas da bacia era dificultada em função de uma proeminente estrutura geológica, a Falha de Cabo Frio, e pela grande deformação provocada pela intensa halocinese na região proximal (Figura 5.1).

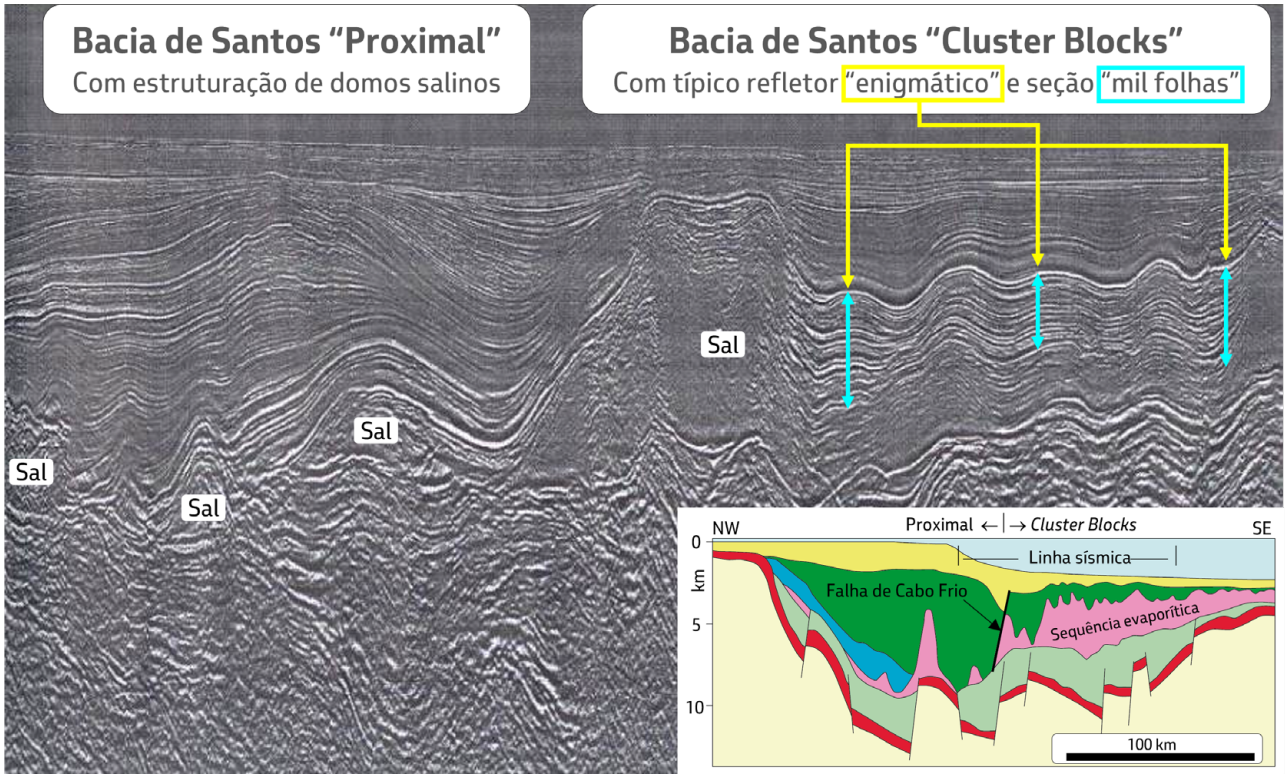


Figura 5.1 - Seção sísmica anterior a perfuração do poço Fluorita (1-RJS-598D), mostrando tanto a interpretação de domos salinos na parte proximal, quanto o refletor enigmático e a seção mil folhas Na parte mais distal da Bacia de Santos (*Cluster Blocks*). A figura menor é uma seção geológica esquemática que já considerava o enigmático como uma espessa camada de sal. Localização aproximada da linha sísmica na figura menor.

A polêmica sobre o significado geológico do refletor "enigmático" e da sotoposta seção "mil folhas" foi o foco de discussões técnicas envolvendo geocientistas da Petrobras e das empresas parceiras. Isto porque a natureza geológica desses eventos sísmicos impactaria diretamente nas decisões acerca dos rumos a serem tomados na estratégia exploratória dos *Cluster Blocks*. Em meio a diversidade de opiniões e pontos de vista, foi relevante a metodologia desenvolvida e apresentada pelos geofísicos da Petrobras (Silva e Freitas, 2003). Neste trabalho foi realizada uma análise do intervalo de altas amplitudes na sísmica 3D (enigmático e mil folhas), seguida de um estudo detalhado e comparativo dos dados petrofísicos dos poços mais próximos. Os resultados mostraram que as amplitudes desse intervalo eram compatíveis com as de uma espessa sequência evaporítica, composta por recorrentes níveis de sais estratificados, abaixo de uma seção sedimentar terrígena. Cabe ressaltar que a tese de uma sequência evaporítica composta por sais estratificados havia sido proposta anteriormente por outros autores, como Demercian *et al.* (1993); Cobbold *et al.* (1995); Demercian (1996) e Gambôa *et al.* (2003).

À medida que os estudos de avaliação do potencial exploratório dos *Cluster Blocks* evoluíam, a gerência de exploração da Petrobras identificou uma oportunidade única para finalmente desvendar o real significado do refletor "enigmático", assim como da seção "mil folhas". Isso seria viável através da aprovação do aprofundamento do poço exploratório 1-RJS-598D (Fluorita), no Bloco BS-500, que estava prestes a iniciar sua perfuração. Situado na porção norte do bloco BM-S-11 (Figura 4.3), seus objetivos principais eram areias do Santoniano e carbonatos do Albiano. No entanto, foi verificada, abaixo desses objetivos, a ocorrência de camadas estratificadas e dobradas de alta amplitude, correlacionáveis ao refletor "enigmático" presente na área dos *Cluster Blocks*. Apesar do elevado custo para tal procedimento, visto que o bloco BS-500 era de propriedade integral da Petrobras, a diretoria de E&P, aconselhada pela equipe de exploração, concluiu que o valor dessa informação geológica sobrepujava o custo da intervenção. Dessa maneira, foi aprovado o aprofundamento do poço Fluorita, em ao menos 500 metros, com objetivo estritamente estratigráfico.

6. O POÇO 1-RJS-598D (FLUORITA): A CONSTATAÇÃO DA SEQUÊNCIA EVAPORÍTICA E IMPACTOS EXPLORATÓRIOS

O poço Fluorita foi perfurado em janeiro de 2003, sendo um protagonista na história do Pré-sal da Bacia de Santos. Ele foi o primeiro a atravessar o refletor "enigmático", caracterizando-o como o topo da sequência evaporítica (Figura 6.1). Ao longo dos 886 metros perfurados abaixo deste refletor foi constatada uma sequência heterogênea e complexa, composta exclusivamente de diferentes tipos de rochas evaporíticas como anidrita, halita, carnalita e taquidrita (Freitas, 2006) (Figura 6.1b). Esses resultados foram

suficientes para encerrar a polêmica sobre a natureza do "enigmático" e da "Seção Mil Folhas". Eles também foram determinantes para uma correlação confiável e definitiva entre a fronteira exploratória desconhecida do *Cluster Blocks* e o domínio das águas mais rasas à oeste. Informações adicionais sobre o refletor enigmático estão descritas no capítulo 4 deste livro.

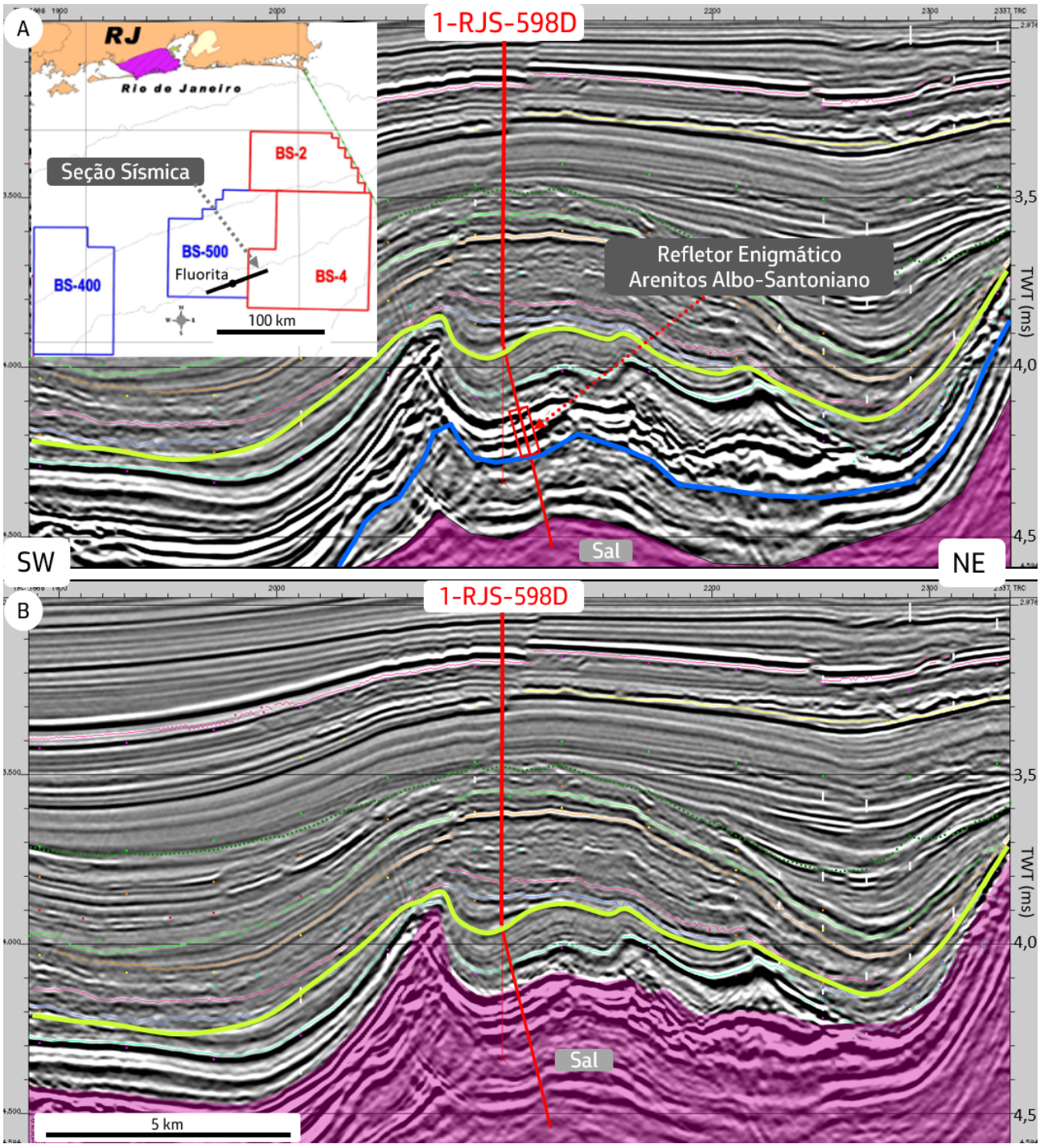


Figura 6.1 - Seções sísmicas de 2003 através do poço Fluorita (1-RJS-598D): A) Interpretação antes da perfuração, mostrando o refletor enigmático como possíveis arenitos; B) Interpretação após perfuração mostra que o refletor enigmático correspondia ao topo da camada de sal.

Dada as dimensões da sequência evaporítica constatada, tanto em área, com aproximadamente 13.000 km², quanto em espessura, atingindo mais de 3000 m, a sua gênese tem sido alvo de inúmeros estudos e controvérsias. As principais questões envolvem aspectos do ambiente deposicional, espessura da lâmina de água, contexto tectônico, mecanismos de geração de espaço e taxas de subsidência necessárias para acomodar mais de 2.500 metros de evaporitos (Kumar e Gamboa, 1979; Demercian *et al.*, 1993; Mohriak *et al.*, 1995; Demercian, 1996; Dias, 1998; Freitas, 2006; Szatmari e Milani, 2016; Farias *et al.*, 2019). Em todo o caso, o mapeamento das feições mais proeminentes da sequência evaporítica permitiu individualizá-la em duas grandes províncias, denominadas de Extensional e Compressional (Freitas, 2006). O limite entre essas províncias é marcado pela Falha de Cabo Frio, uma falha antitética SW-NE de grande extensão e rejeito (Figura 6.2 e Figura 6.3). A Província Extensional está situada na porção interna, ao norte e a oeste da bacia, onde a camada de sal, em um

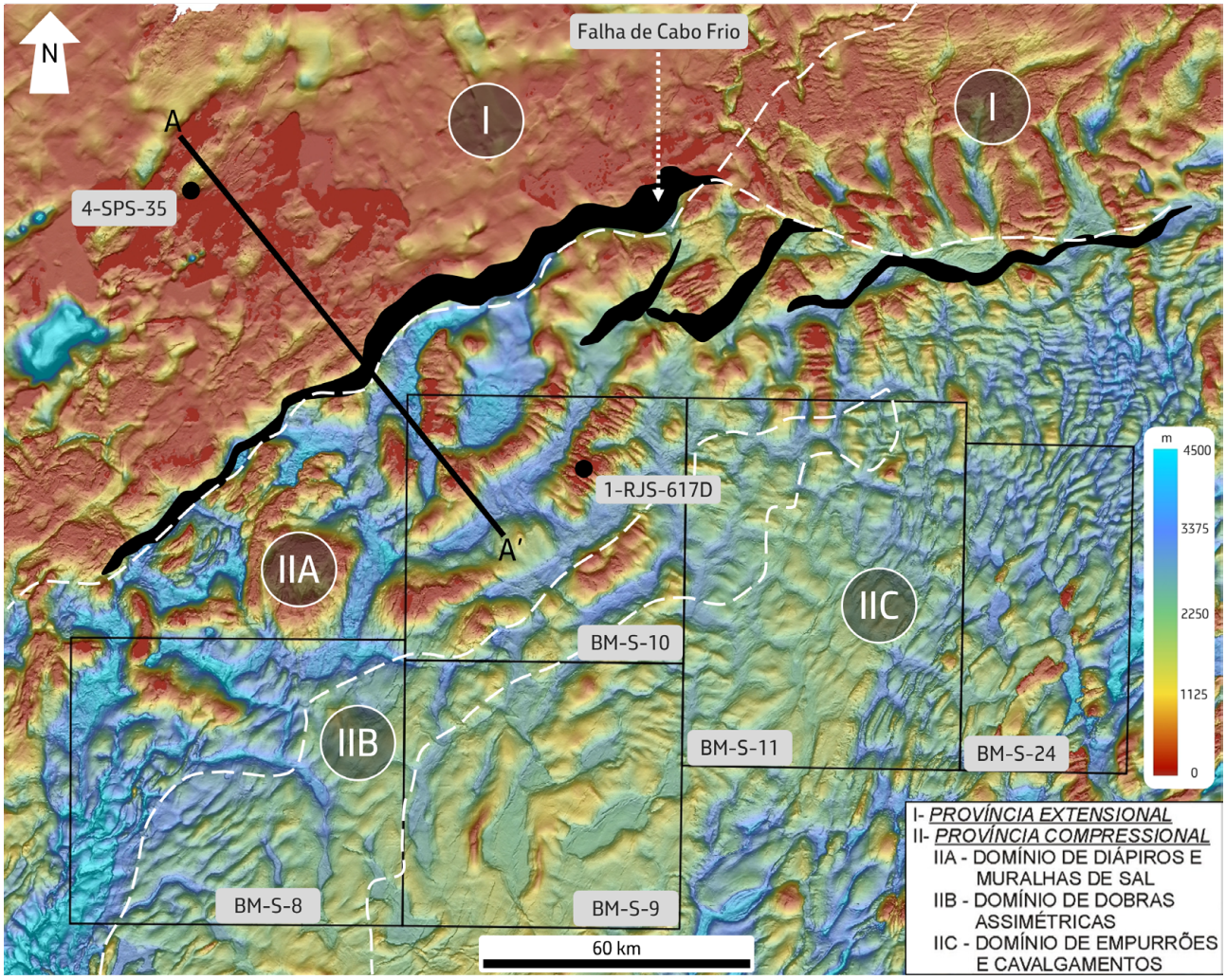


Figura 6.2 – Mapa de isópacas da sequência evaporítica, com falhas do Cretáceo superior na Bacia de Santos. As províncias do sal estão delimitadas pelas linhas tracejadas brancas. Notar a área dos *Cluster Blocks* (BM-S 8, 9, 10 e 11). Seção AA' na Figura 6.3. Modificado de Viana *et al.* (2002).

regime distensivo, foi mobilizada formando feições de almofadas isoladas de sal, janelas e o grande *touch-down* da sequência do Pós-sal sobre a base do sal (Figura 6.2 e Figura 6.3). A Província Compressional está situada na parte mais externa, ao sul e a leste da bacia, onde, devido ao regime de compressão, ocorrem domos e muralhas de sal na sua porção proximal, além de cadeias de cavalgamentos (*thrusts*) de diferentes tipos de sais estratificados na sua porção mais distal (Viana *et al.*, 2002) (Figura 6.2).

A constatação da sequência evaporítica causou um grande impacto na estratégia exploratória da Bacia de Santos. Até o início de 2003, o cenário era otimista, devido à recente descoberta do campo de gás de Mexilhão, no *play* siliciclástico do Pós-sal em aproximadamente 500 metros de profundidade. Ademais existia a perspectiva de comprovação do tradicional *play* turbidítico, análogo ao Cretáceo da Bacia de Campos, na área dos *Cluster Blocks*. Com os resultados do poço Fluorita diminuíram-se as chances de tal *play*. A seção do Pós-sal nessa área ficou restrita a camadas muito delgadas e praticamente desprovidas das anomalias sísmicas de amplitude, que caracterizam os mencionados reservatórios turbidíticos (Figura 6.4). Além disso, a confirmação de uma espessa camada de evaporitos dificultava sobremaneira a migração de hidrocarbonetos às camadas superiores (Figura 6.4). Por esses motivos, a maior parte das oportunidades exploratórias no Pós-sal foram extintas, com exceção de algumas situadas principalmente no bloco BM-S-10, causando dúvidas quanto ao futuro exploratório desta área (Figura 6.5). Visando a manutenção da sinergia nos consórcios, os resultados do poço Fluorita, exclusivos da Petrobras, foram compartilhados com as empresas parceiras, possibilitando a revisão de suas oportunidades exploratórias e o trabalho integrado entre todas as equipes de exploração.

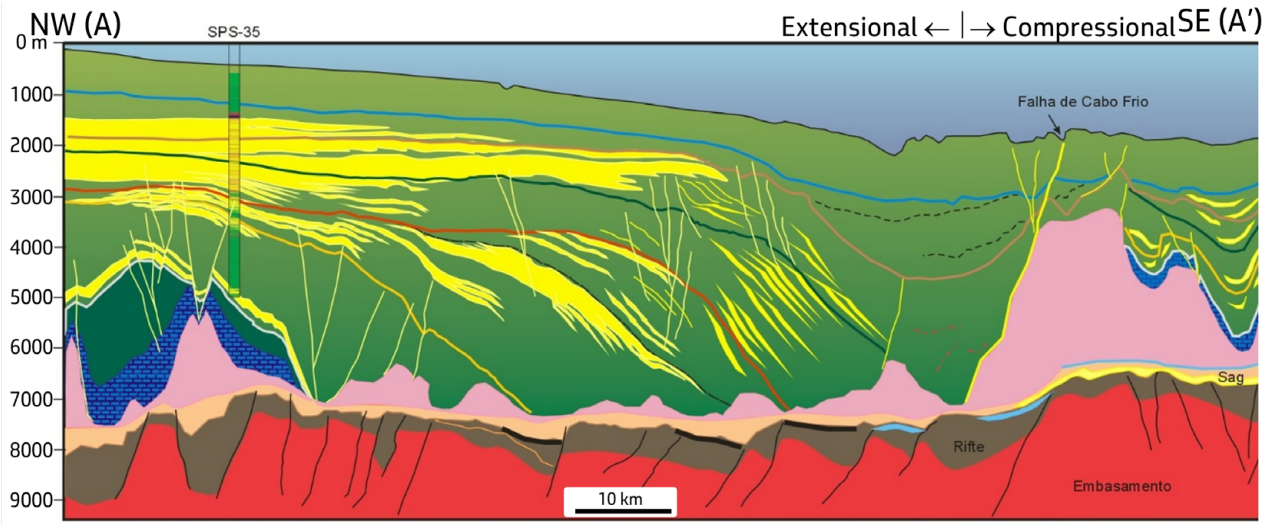


Figura 6.3 – Limite entre as províncias extensional e a compressional, marcado pela Falha de Cabo Frio. Seção elaborada em janeiro de 2003, antes do recebimento dos dados sísmicos 3D do cluster. Localização da seção na Figura 6.2.

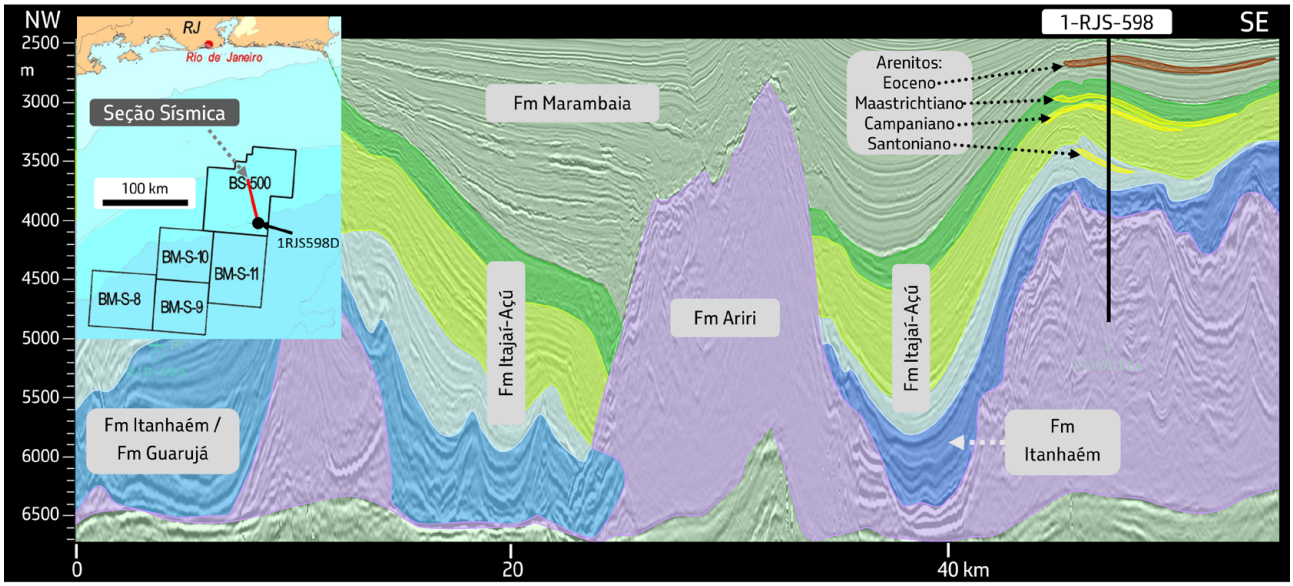


Figura 6.4 - Interpretação geológica de 2003 baseada nas constatações do poço Fluorita. Notar espesso pacote de sal (Fm. Ariri) bloqueando a migração de hidrocarbonetos do Pré-sal para os delgados reservatórios constatados na também delgada seção Pós-sal (Formações Itajaí-Açú e Marambaia).

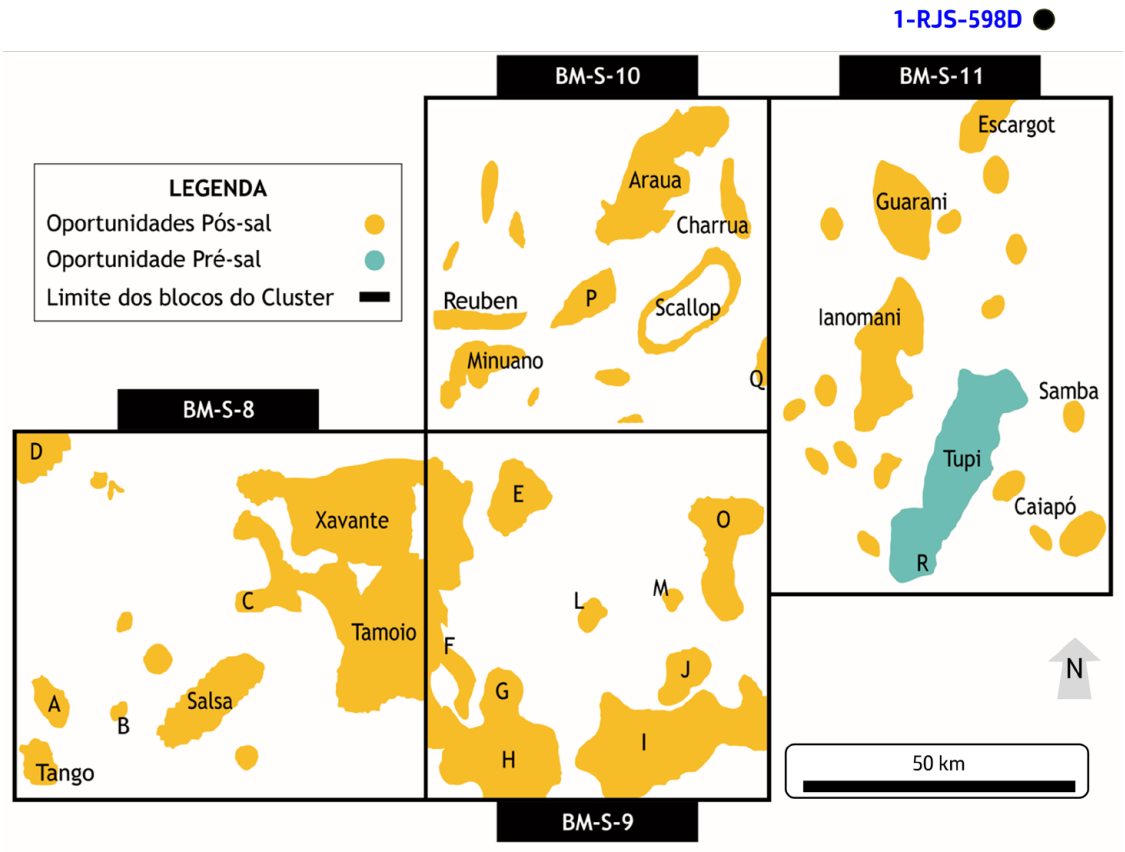


Figura 6.5 – Oportunidades identificadas na área do *Cluster Blocks* até a perfuração do poço 1-RJS-598D (Fluorita). Notar que a maioria estava concentrada no Pós-sal e foram em grande parte extintas devido aos resultados do Fluorita. A única oportunidade no Pré-sal avaliada na época era Tupi.

Diante do exposto, é possível compreender os fatores que levaram a grande mudança na estratégia de exploração na região dos *Cluster Blocks*. Inicialmente focada em turbiditos, a equipe de exploração logo entendeu que a única alternativa seria buscar oportunidades sob a espessa camada evaporítica. Assim, os análogos da Bacia de Campos como as coquinas e basaltos fraturados dos campos Pampo, Badejo e Linguado, foram revisitados. No entanto, estes campos, em água rasas, correspondiam a acumulações relativamente pequenas e com reservas menores do que 100 milhões de barris de óleo equivalente recuperáveis. No domínio dos *Cluster Blocks*, prêmios, que justificassem investimentos em patamares muito superiores aos da Bacia de Campos, precisavam ser no mínimo de 500 milhões de barris de óleo equivalente recuperáveis. À época, este era aproximadamente o piso de economicidade exigido, e configurava um grande desafio a ser superado. Desta maneira, a atenção foi inicialmente direcionada para oportunidades com grande potencial volumétrico.

Até a conclusão do poço 1-RJS-598D (Fluorita) em 2003, a única oportunidade avaliada abaixo da sequência evaporítica no *Cluster Blocks* estava no bloco BM-S-11 (Figura 6.5). Denominada de Tupi, ela foi identificada sobre um alto do embasamento em acordo com o modelo da Bacia de Campos. Contudo, outros proeminentes altos do embasamento haviam sido mapeados através das primeiras modelagens geofísicas gravimétricas e magnetométricas. Além disso, as modelagens do sistema petrolífero preconizavam positivamente um sistema ativo, abaixo da sequência evaporítica e bordejando esses altos. Assim, após Fluorita, foi priorizado o mapeamento, agora com sísmica 3D, desses proeminentes altos, limitados por falhas profundas e que configuravam importantes feições estruturais para focalização da migração de hidrocarbonetos (Figura 6.6). É importante ressaltar que foi durante essa atividade exploratória que se difundiu o uso dos termos Pré-sal e Pós-sal, para definir, de forma simplificada, o arcabouço estratigráfico da Bacia de Santos (Figura 6.7).

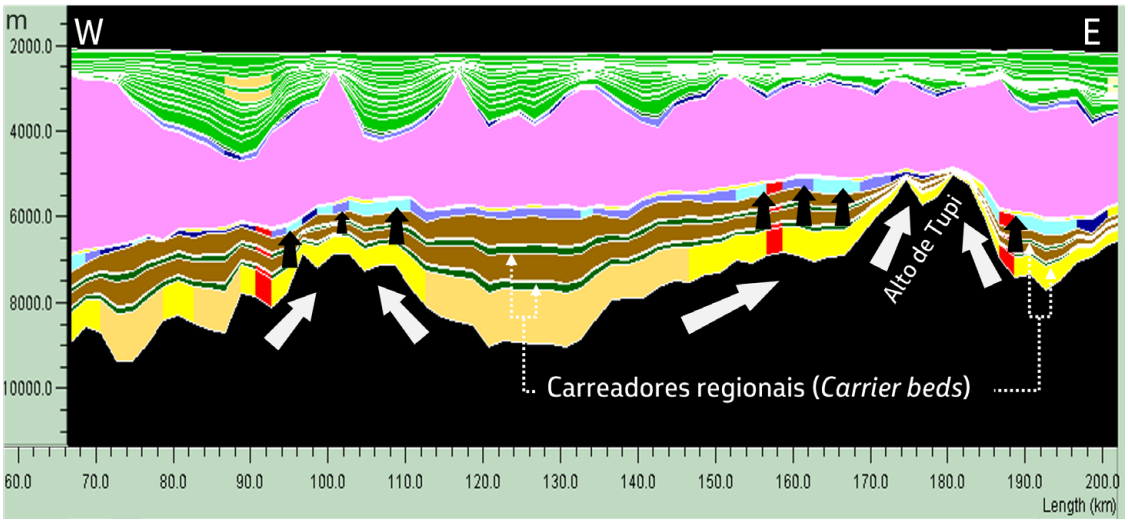


Figura 6.6 – Modelo numérico de migração secundária para área do Cluster Blocks, indicando focalização para os altos. A migração de longa distância foi atribuída a carreadores regionais permeáveis (setas largas brancas). Próximo aos ápices dos altos ou das falhas de borda, ela ocorreria de forma vertical e a curta distância (setas pretas).

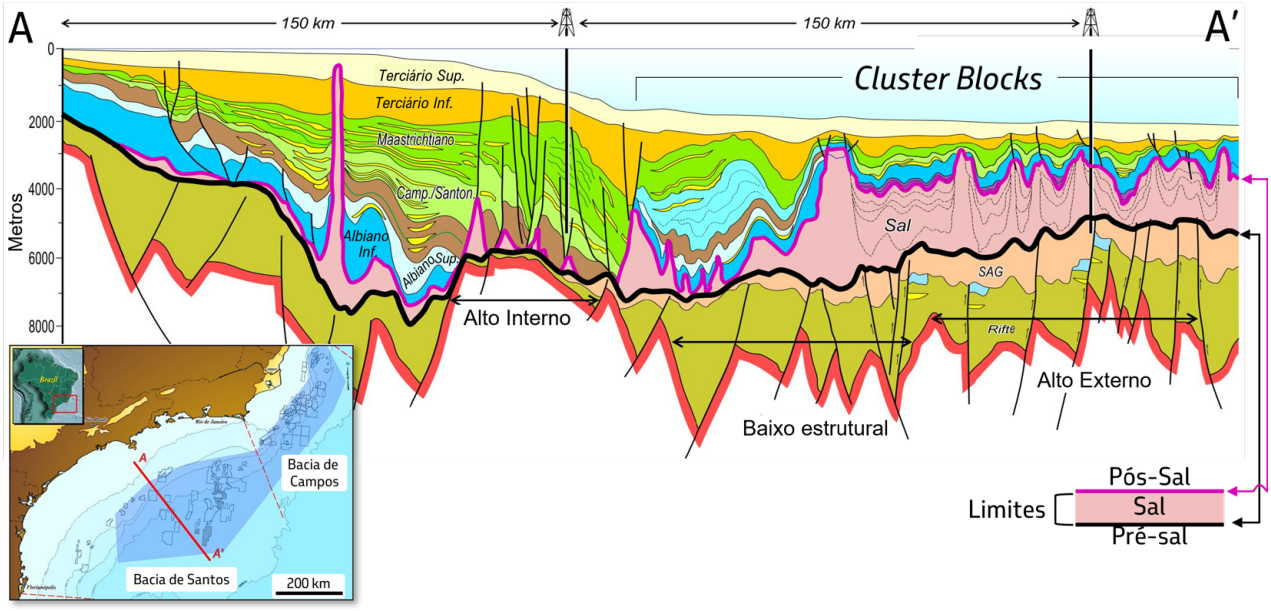


Figura 6.7 – Seção geológica regional da Bacia de Santos com destaque para suas três principais seções: Pré-sal, Sal e Pós-sal (Modificado de Machado *et al.*, 2003).

Com esse novo enfoque exploratório no Pré-sal, havia a necessidade de decidir qual oportunidade entre todas aquelas identificadas nos *Cluster Blocks* seria alvo do primeiro poço exploratório. Face a extrema escassez de equipamento de perfuração próprio para enfrentar batimetrias superiores a 2.200 metros, era mister que o primeiro poço a ser perfurado satisfizesse duas finalidades simultaneamente: (1) testar, na melhor posição possível, o clássico *play* turbidítico Pós-sal e (2) avaliar o sistema petrolífero da seção Pré-sal. Logrando sucesso nestes dois objetivos, a continuidade das atividades exploratórias estariam garantidas nessa grande fronteira exploratória da Bacia de Santos. Assim, o grupo de geocientistas da Petrobras elegeu a locação exploratória Parati, localizada no bloco BMS-10, como a que melhor atendia as duas finalidades mencionadas. Ela perfuraria as melhores oportunidades remanescentes do Pós-sal no *Cluster Blocks* e permitiria investigar a seção Pré-sal em águas ultraprofundas da Bacia de Santos.

7. O POÇO 1-RJS-617D (PARATI): A COMPROVAÇÃO DE UM SISTEMA PETROLÍFERO ATIVO NO PRÉ-SAL

A maior parte do bloco BM-S-10 estava sobre o domínio de diápiros e muralhas da província compressional do sal, o que lhe conferia uma elevada complexidade geométrica (Figura 6.2 e Figura 7.1). Assim, com o intuito de melhor entender a formação dessas estruturas associadas à movimentação da sequência evaporítica (halocinese), foram desenvolvidos modelos físicos

simulando a deformação do sal no CENPES (Centro de Pesquisas da Petrobras). Os modelos reproduziram feições similares às observadas na sísmica, aumentando a compreensão sobre o sistema de drenagens submarinas controladas pela halocinese e a gênese das minibacias (Guerra *et al.,* 2002, 2005) (Figura 7.1 e Figura 7.2). Os resultados desses modelos geraram importantes *insights* para a locação Parati.

A locação Parati foi posicionada em uma minibacia formada por espessa seção Pós-sal confinada entre duas proeminentes muralhas de sal. Em sua base ocorre uma camada muito delgada ou ausente de halita, ou seja, uma "janela de sal", que foi considerada como uma possível rota de migração para os hidrocarbonetos provenientes da seção Pré-sal. (Figura 7.3).

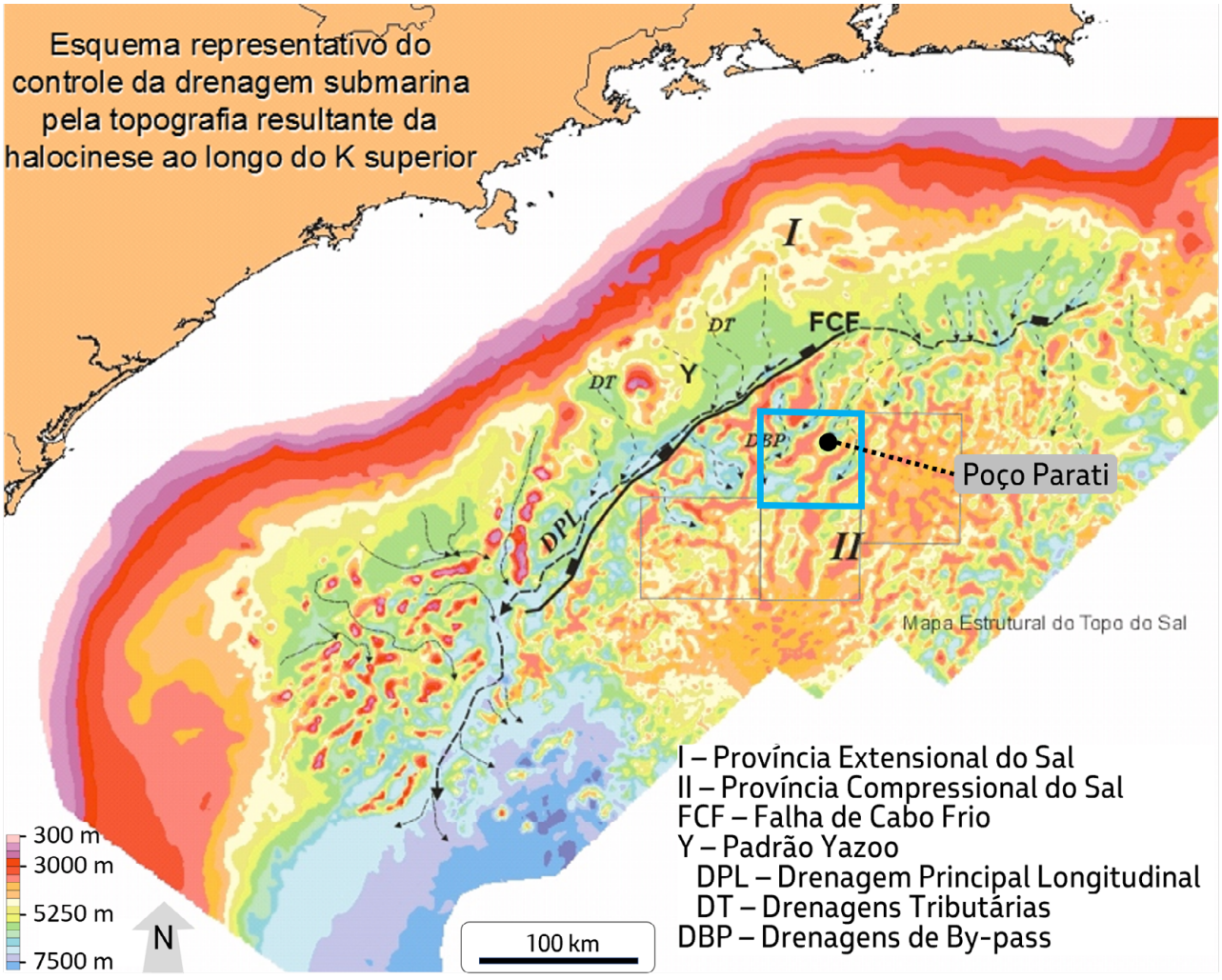


Figura 7.1 – Mapa do topo da sequência evaporítica mostrando as duas províncias do sal, separadas pela falha de Cabo Frio, na Bacia de Santos. Notar a distribuição das drenagens submarinas (setas tracejadas pretas) controladas por halocinese. O quadrado azul indica o bloco BM-S-10 com a posição do poço Parati em uma minibacia. Os outros polígonos indicam os demais *Cluster Blocks*.

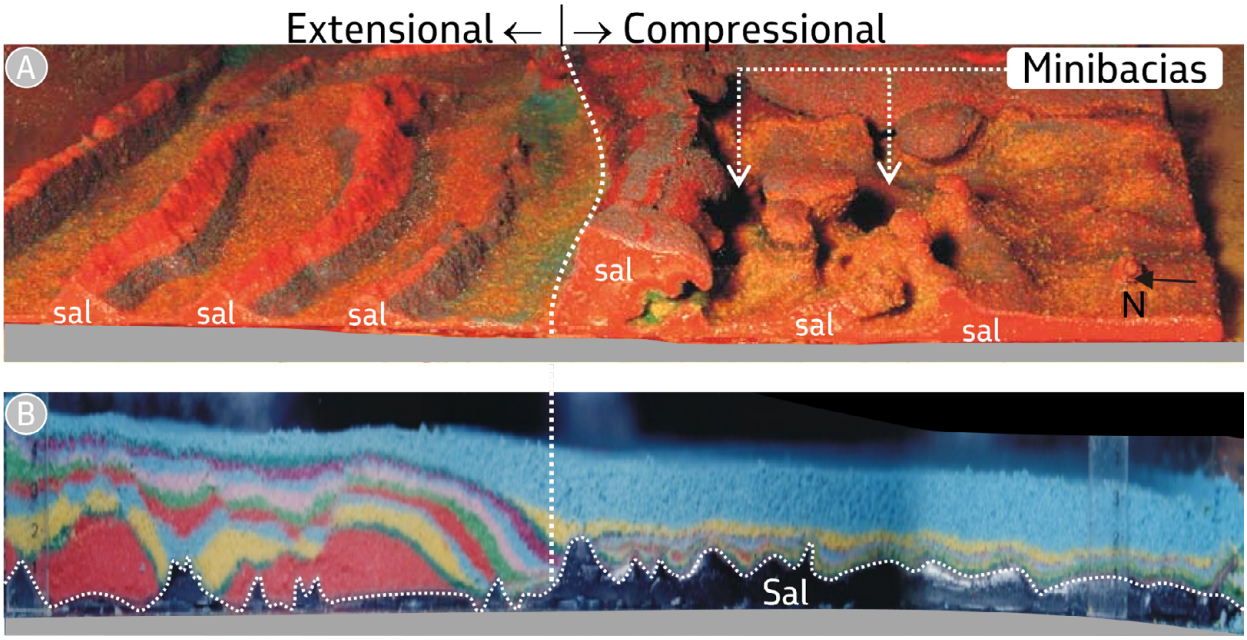


Figura 7.2 – Modelos físicos de laboratório simulando a deformação da sequência evaporítica da porção emersa da Bacia de Santos pelo aporte de sedimentos: a) Visão 3D do modelo com indicação da região onde ocorrem minibacias; b) seção vertical do modelo. Em ambas as figuras é nítida a transição entre as províncias extencional e compressional, bem como seus domínios, que foram apresentados ao longo do item 6. Notar a semelhança da figura b com a Figura 6.7. Figuras modificadas de Guerra *et al.* (2002, 2005).

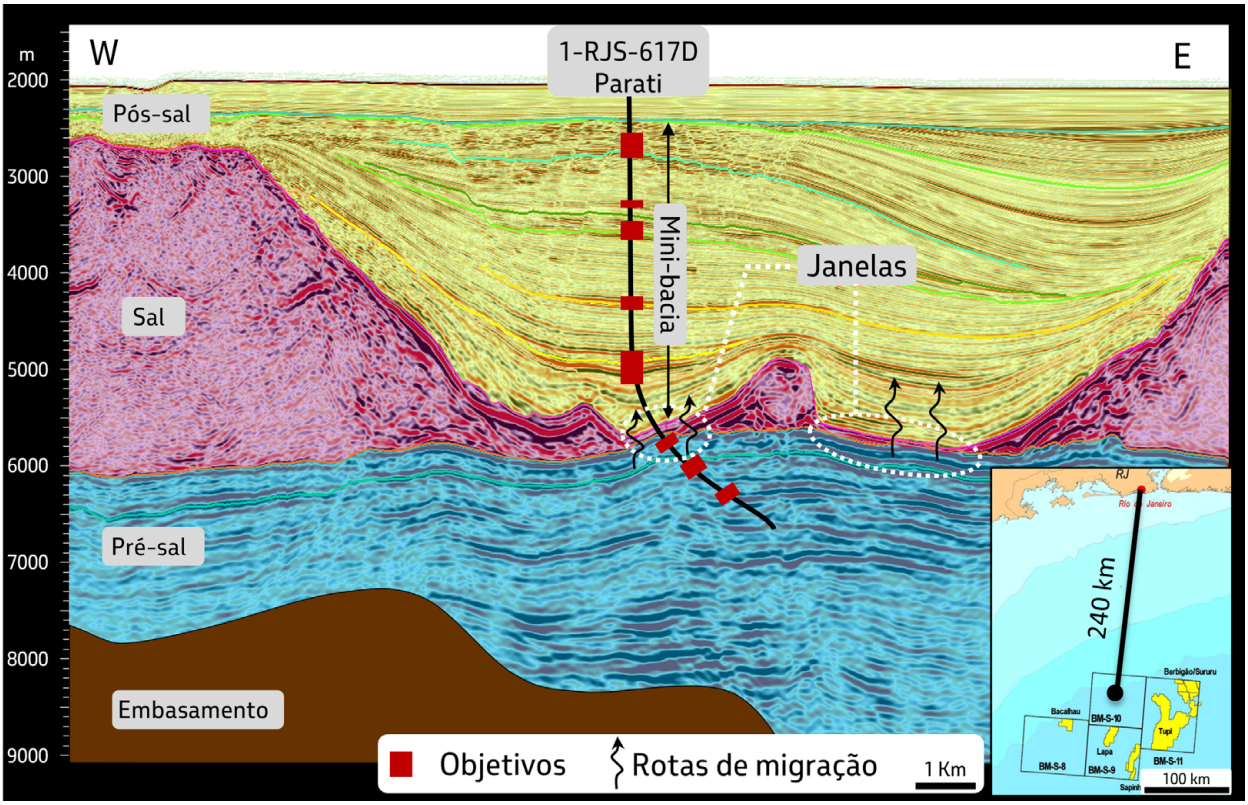


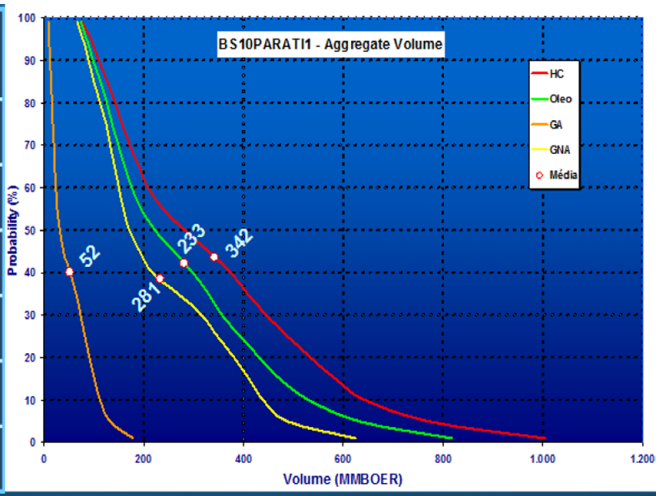
Figura 7.3 –O poço Parati foi perfurado em uma minibacia caracterizada por um espesso pacote sedimentar Pós-sal, separado da seção Pré-sal por fina camada de anidrita (janelas). Notar os múltiplos objetivos do poço e o desvio visando uma sutil trapa estrutural no Pré-sal.

Entre seus múltiplos objetivos, os de menor risco eram arenitos de diferentes idades do Cretáceo superior no Pós-sal, associados a anomalias sísmicas similares aos turbiditos da Bacia de Campos. Essas areias teriam sido transportadas por processos gravitacionais a partir de porções rasas da bacia e o seu aporte controlado por feições estruturais associadas à halocinese (drenagens - Figura 7.1). Como objetivos de maior risco, visava reservatórios situados em uma sutil trapa estrutural na base do sal (Figura 7.3). Dado o caráter de múltiplos objetivos, foi necessário incorporar um desvio de trajetória a partir da seção do Albiano para atingi-los em posições potencialmente favoráveis (Figura 7.3). Dois cenários geológicos foram considerados para o Pré-sal. O primeiro, equivalente a um cenário análogo à Bacia de Campos, com bancos carbonáticos de bioacumulados (coquinas). Já o segundo, equivalente a arenitos continentais/transicionais similares aos das Formações Gamba e Dentale, que se desenvolveram no final da fase rifte em bacias do Oeste da África. Para maiores informação sobre o Pré-sal no continente africano, consultar o capítulo 3 deste livro. A análise econômica do prospecto indicava o ganho de valor com a incorporação do objetivo no Pré-sal, além de aumento no Fator de Sucesso composto (Figura 7.4). A análise de sensibilidade de NPV (*Net present value* / Valor presente liquído), mostrava um projeto economicamente sustentável em todos os cenários considerados, em caso de confirmação de descoberta (Figura 7.4).

O poço 1-RJS-617D (Parati), perfurado entre janeiro de 2005 e dezembro de 2006, constatou água nos seus principais objetivos, isto é, os arenitos associados a anomalias de amplitude no Pós-sal. Apesar disso, foi mantida a estratégia de perfuração em direção aos objetivos no Pré-sal. Ao atingir a seção carbonática fina e com alto conteúdo de matéria orgânica do Albiano, o poço foi submetido a um aumento súbito de pressão, gerando risco operacional (*kick* de gás), que foi controlado e permitiu a continuidade da perfuração. Na seção superior do Pré-sal, foram constatados 262 metros de folhelhos e arenitos cimentados, intercalados com margas e carbonatos microbiais argilosos com baixa permoporosidade, sendo mais tarde classificados como sequência K46-48, de idade Alagoas (Moreira *et al.*, 2007) (Figura 7.5). Apesar da ausência de bons reservatórios, a maior parte desta sequência apresentou indícios de hidrocarbonetos durante a perfuração.

Na base da sequência K46/48, foi constatado um corpo ígneo, cujo topo coincide com a discordância intra-Alagoas, que marca o final da fase rifte e o início da fase Sag na Bacia de Santos (Figura 7.5a). Após extenuante avaliação de riscos operacionais, tais como perdas de circulação de fluido de perfuração e *kicks* (ameaças de produção descontrolada de hidrocarbonetos), foi decidido continuar a perfuração. Esta decisão foi baseada na experiência com as ígneas extrusivas produtoras na Bacia de Campos e pela possibilidade de sedimentos abaixo do evento vulcânico, conforme indicava as reflexões sísmicas (Figura 7.3 e Figura 7.5b). A perfuração revelou um corpo ígneo composto de vários derrames de basaltos com composição predominantemente toleítica e idades entre 115,1 e 119,9 Ma (CENPES, 2006). Eles

Play	Volume (MMBOER)	Chance Factor HC (%)
Maast 4A	196	11
Maast 3B	150	11
Campanian	184	13
Santonian	452	14
Pre-salt ss	437	10
Aggregation	342	54



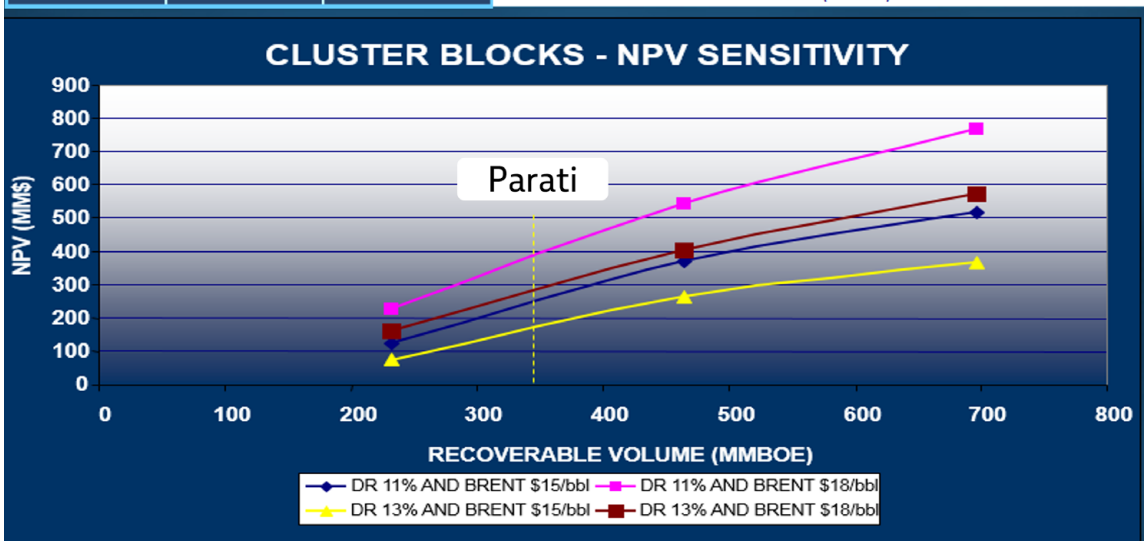


Figura 7.4 – Análise econômica dos múltiplos objetivos do poço Parati.

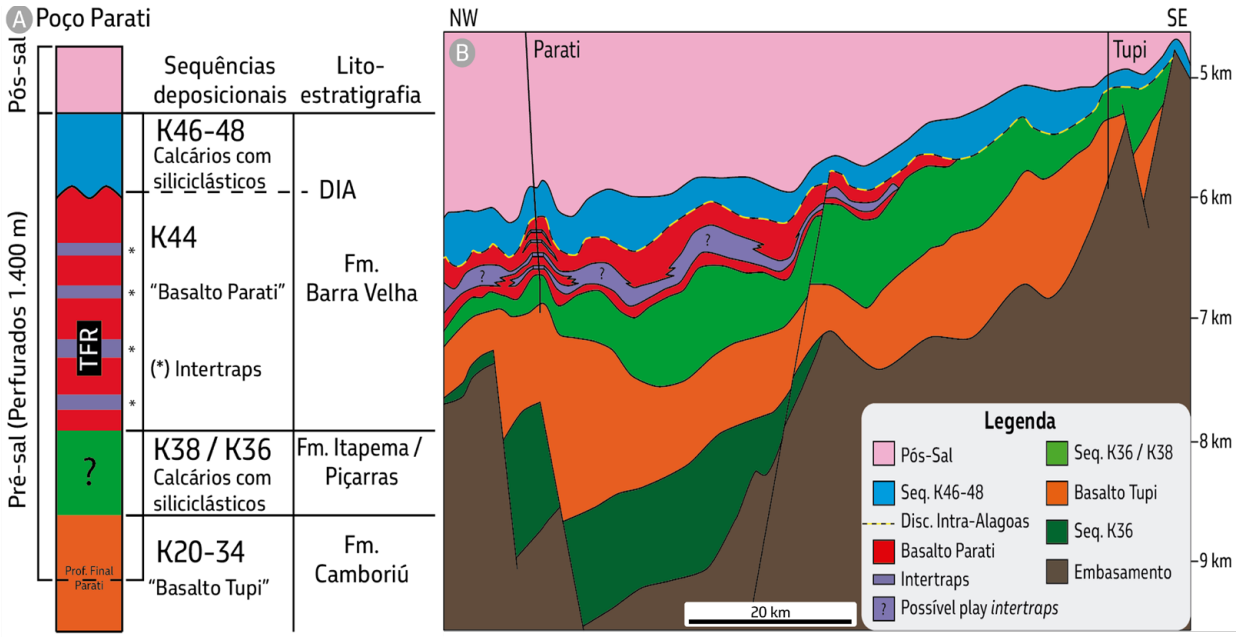


Figura 7.5 – Poço Parati: a) O teste de formação a poço revestido (TFR) foi realizado em um *intertrap* próximo a base do Basalto Parati. ? - idade incerta; b) O Basalto Parati adelgaça totalmente contra o alto e não foi constato no poço Tupi, diferentemente do Basalto Tupi. * -Os *Intertraps* estão indicados esquematicamente.

são temporalmente equivalentes e lateralmente correlatos a sequência K44, de idade Alagoas, e foram informalmente denominados como Basalto Parati, em referência ao poço que os descobriu. A espessura desses basaltos no poço é de 730 metros, ao longo dos quais foram identificadas nove camadas sedimentares, com espessuras variando entre 1 e 12 metros de espessura (Figura 7.5a). Estas camadas foram denominadas de *intertraps* em analogia aos arenitos intercalados com derrames vulcânicos na Formação Serra Geral, da Bacia do Paraná (Pitcheler, 1952; Suguio e Fulfaro, 1974). No entanto, os *intertraps* do poço Parati são compostos por carbonatos microbiais esferulíticos e esteiras microbiais (Burne e Moore, 1987; Terra *et al.*, 2010). O esferulito, um dos elementos fundamentais destes carbonatos, é um oóide calcítico de proporções milimétricas com estrutura interna fibro-radiada (Figura 7.6). Várias ocorrências de óleo na lama de perfuração foram reportadas durante a travessia do basalto, normalmente coincidindo com os *intertraps*, com destaque para uma anomalia de gás de 2.600 UGTs, que ocorreu no único *intertrap* identificado durante a perfuração e localizado na parte inferior do Basalto Parati (Figura 7.7).

Abaixo do Basalto Parati, foi encontrada uma seção sedimentar mista, cuja espessura total atinge no poço 337 metros. Ela é caracterizada

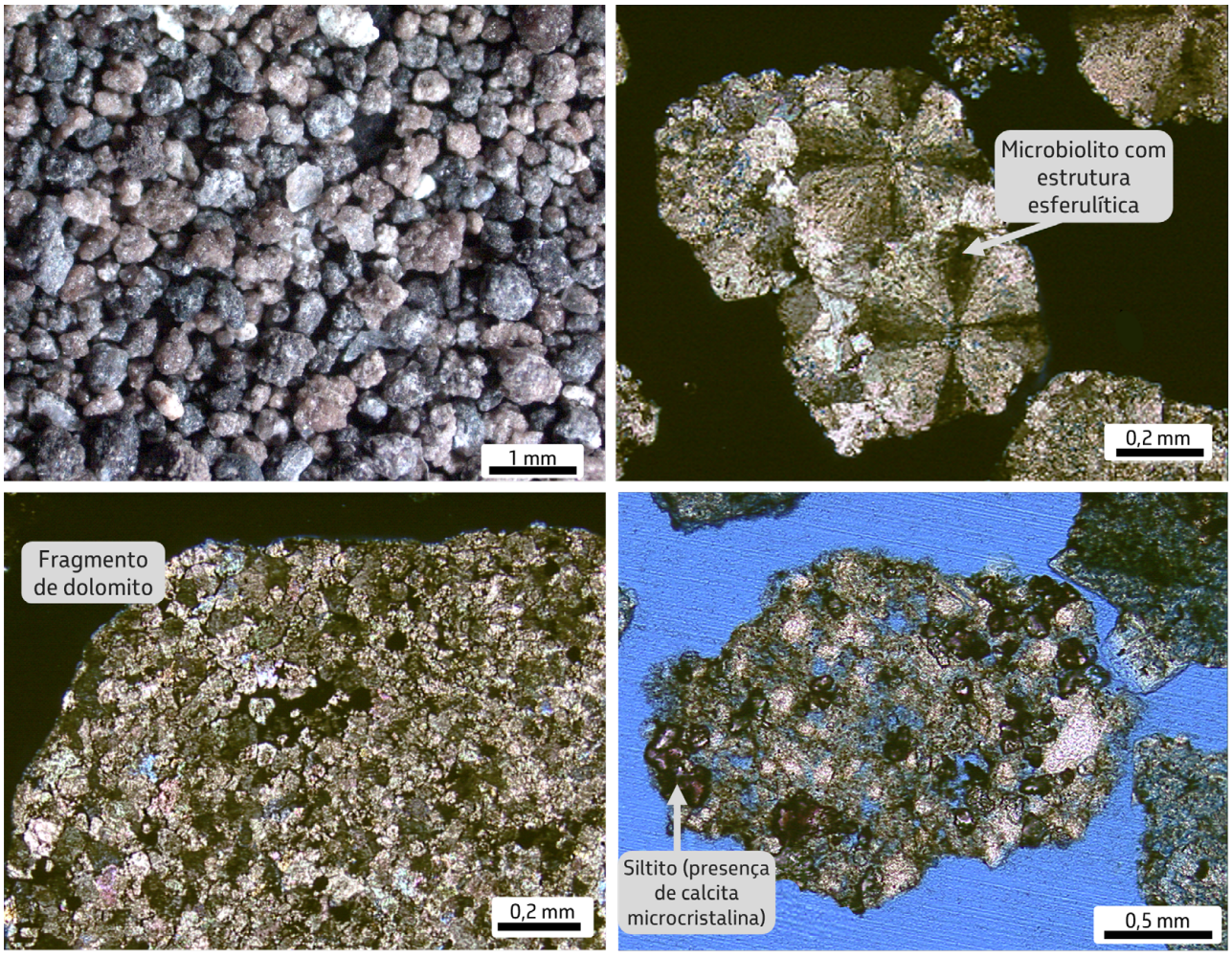


Figura 7.6 - Esferulitos constatados nos *intertraps* do Basalto Parati. A figura acima e a esquerda é uma foto dos grãos. As outras figuras são micrografias de seções delgadas, mostrando estrutura fibro-radiada e típica extinção ótica em cruz dos grãos, dolomitização e incorporação de siliciclásticos. Silicificação também foi observada em outras amostras.

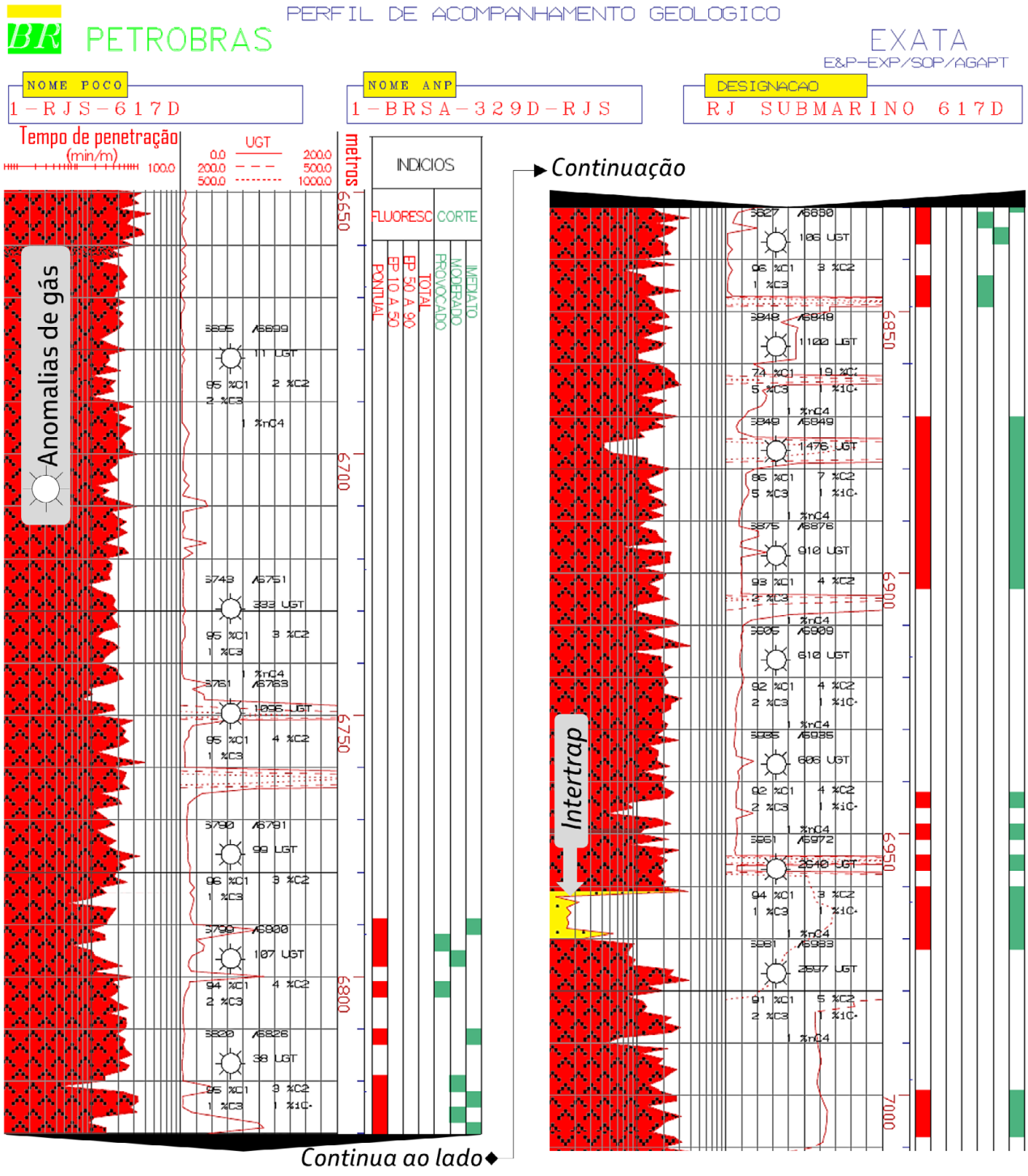


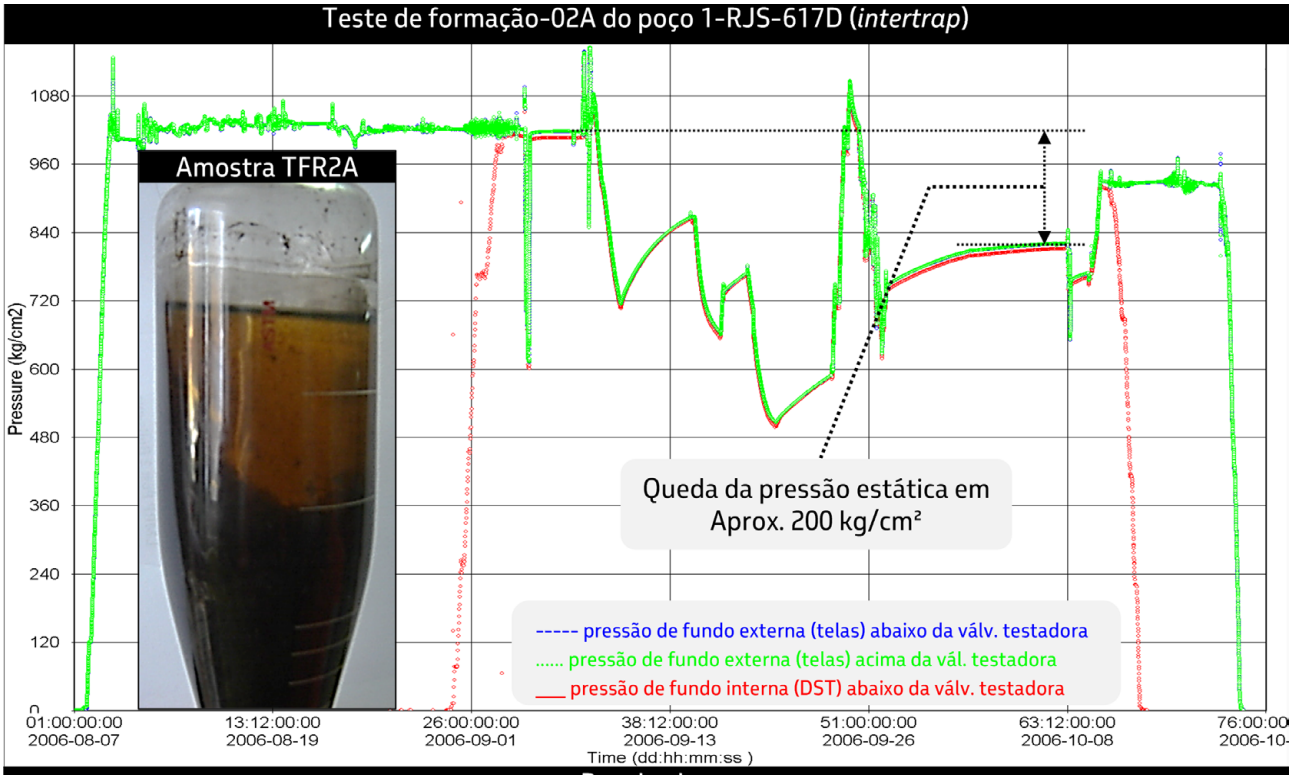
Figura 7.7- Poço Parati (1-RJS-617): Perfil de acompanhamento geológico obtido durante a perfuração do Basalto Parati. Notar as várias anomalias de gás e indícios de óleo identificados durante a perfuração. Apenas uma camada sedimentar foi identificada na base do basalto, sendo inicialmente interpretada como arenitos, devido a forma dos grãos, se tratava de um *intertrap* carbonático. Neste *intertrap* foi realizado o teste de formação a poço revestido (TFR) 2A.

por carbonatos microbiais argilosos intercalados com folhelhos ricos em matéria orgânica, arenitos e margas (Figura 7.5a). Uma datação precisa desta seção não foi possível devido à ausência de microfósseis distintivos. Seu topo pode ser correlacionado com a sequência K38, de idade Jiquiá, e a base com a sequência K38 e/ou K36 (de idade Buracica/Aratu). Na base

da seção K38/K36, foi constatado um segundo corpo de basaltos (Figura 7.5a). Não foi possível datá-los devido ao seu elevado grau de alteração. Sismicamente, eles são correlacionáveis aos basaltos posteriormente perfurados pelo poço Tupi (1-RJS-628A), datados em 120 Ma (CENPES, 2007), sendo informalmente denominados de Basalto Tupi (Figura 7.5b). Nesse sentido, esta camada seria temporalmente equivalente e lateralmente correlata da sequência K20-34, Formação Camboriú. A perfuração do poço Parati foi interrompida depois de penetrados 91 metros dentro deste basalto, em um percurso total de 7.628 metros.

Em virtude da alta inclinação (40°) e condições severas de condicionamento de poço, não foi possível realizar todas as operações de perfilagem necessárias para uma completa avaliação das características permoporosas dos reservatórios do poço Parati. Contudo, foram confirmados vários corpos *intertraps* como potenciais produtores, sendo escolhido aquele que apresentou a maior anomalia de gás para realização de um teste de formação a poço revestido (TFR) (Figuras 7.5 e 7.7). Na primeira tentativa, o TFR-2 precisou ser interrompido devido ao entupimento da coluna de teste pela produção de grãos esferulíticos inconsolidados. Este evento foi associado a um significativo desmoronamento durante as operações, que, por sua vez, foi atribuído ao elevado diâmetro de poço. Para contornar esse problema, foi instalada uma coluna especial *gravelpack* e realizada uma acidificação do intervalo para prosseguimento do teste.

Durante o TFR-2A, a pressão estática inicial do reservatório era anomalamente alta, com aproximadamente 1020 kg/cm^2. Todavia, foi observada uma queda significativa de aproximadamente 200 kf/cm^2 na pressão após os fluxos (Figura 7.8). Durante os quatro fluxos, foram produzidos 1437 barris, principalmente de condensado, com 44°API. A análise dos resultados, aliada ao contexto geológico dos *intertraps*, indicava que o reservatório testado, apesar de extremamente poroso e inconsolidado, estaria confinado (ou seja, tratava-se de uma espécie de bolsão ou um sistema de cavernas de pequeno volume), tendo exaurido toda a fração líquida e parte da sólida durante os fluxos. Contudo, devido ao entupimento durante o TFR-2, não foi possível concluir definitivamente a causa da queda da pressão estática no TFR-2A. Diante desta situação, surgiram duas hipóteses para explicar as condições do reservatório: (1) a queda da pressão estática seria função do entupimento, que também teria gradativamente selado o reservatório no TFR-2A; (2) a pressão anomalamente alta seria função de um reservatório de grandes dimensões e conectado a coluna de hidrocarbonetos com centenas de metros (Chagas *et al.*, 2011). Limitações operacionais levaram ao abandono do poço Parati, postergando a verificação dessas hipóteses. Consequentemente, enquanto perduraram, elas serviram para embasar o conceito de um *play intertraps* (Figura 7.5b), descrito em mais detalhes no capítulo 2 deste livro.



Resultados

Tipo	Intervalo Topo	Intervalo Base	Vazão estim. (m³/dia)	Fluido	°API	R.D.	Perm. (mD)	IP (m³/dia/kgf/cm²)	Pressão Estática (kgf/cm²)	Prof. Regist.
TFR-02	6964	6972	----------Entupimento da Coluna----------							
TFR-02A	6964	6972	5 m³/dia óleo 12.000 m³/dia gás	Condensado	44	-	-	-	1020	6343,17

Figura 7.8 – Carta do teste de formação a poço revestido (TFR) 2A do poço Parati (1-RJS-617D), indicando significativa queda da pressão estática após os fluxos. A amostra do TFR2A foi o primeiro óleo extraído no Pré-sal em águas ultraprofundas da Bacia de Santos. Notar sua característica translúcida em função do elevado API (40°) e baixa densidade (0,8204 g/cm^3).

A perfuração e a avaliação do poço Parati foram pontuadas de muitas dificuldades, cujo principal obstáculo foi o confronto com a pressão anomalamente elevada. Isso porque, o poço foi perfurado em uma espessa seção sedimentar do Pós-sal, resultando em pressões de poros da ordem de 12-14 lb/gal. Todas a dificuldades operacionais enfrentadas acarretaram uma longa duração (1 ano e 10 meses) e um custo elavado na época, de cerca de US$ 240 milhões. Apesar do seu insucesso comercial, Parati foi efetivamente o poço pioneiro descobridor do *play* Pré-sal na Bacia de Santos. Ele produziu muitas informações e dados relevantes para delinear a estratégia exploratória nos *Cluster Blocks*, como: (1) identificação de um sistema deposicional misto de carbonatos microbiais e siliciclásticos na sequência K46-48; (2) comprovação de um ativo sistema petrolífero na sequência K44; e (3) a constatação de uma espessa sequência de rochas ígneas extrusivas (basaltos) contendo intercalações de reservatórios carbonáticos, com potencial exploratório para ser investigado. Ademais, seus resultados impactam até hoje no estudo do regime hidráulico e da estratigrafia da Bacia de Santos.

8. O POÇO 1-RJS-628A (TUPI): A DESCOBERTA DO CAMPO DE TUPI E A CONFIRMAÇÃO DO NOVO *PLAY* EXPLORATÓRIO

A elaboração da proposta de locação do poço Tupi (1-RJS-628) ocorreu simultaneamente à perfuração do poço Parati. Naquele momento, os resultados do poço Fluorita haviam revelado que o refletor enigmático e a seção "Mil Folhas" correspondiam a resposta sísmica de uma extensa e espessa sequência evaporítica. Isso excluia praticamente toda a possibilidade de ocorrerem janelas de sal no bloco BM-S-11 e, com isso, migração para o Pós-sal. Por outro lado, esses evaporitos configuravam um selo perfeito, recobrindo o Pré-sal, que analogamente a Bacia de Campos e a porção mais rasa da Bacia de Santos, abrigaria a seção geradora e potenciais reservatórios porosos. Positivamente, os resultados do poço Parati confirmaram a ocorrência de intervalos sedimentares e de sistema petrolífero ativo no Pré-sal, na área dos *Cluster Blocks*. No entanto, algumas questões ainda ficaram em aberto:

» estaríamos diante de uma seção Rifte, nesta porção da Bacia de Santos, composta predominantemente por rochas ígneas sobrepostas por delgada seção sedimentar com baixas porosidades e permeabilidades?

» o cenário de pressões anomalamente altas constatadas pelo poço Parati seria característico dessa porção da bacia?

» o modelo sedimentológico do Pré-sal seria do tipo misto, com siliciclásticos e carbonáticos intercalados?

» quais os impactos desses resultados para as demais oportunidades exploratórias no Pré-sal dos *Cluster Blocks*?

Um cenário com riscos ainda bastante elevados ameaçava a continuidade da campanha exploratória na nova fronteira da Bacia de Santos. As operações de perfuração e avaliação do poço Parati haviam consumido um longo tempo, acumulando custos elevados. Assim, somados ao seu insucesso comercial, era mister obter resultados positivos no próximo poço. Agora estava em risco toda a estratégia exploratória delineada para o Pré-sal. A segunda locação prevista para ser perfurada no *Cluster Blocks* seria a locação Tupi, no bloco BM-S-11. A ela não bastaria apenas descobrir uma acumulação, mas comprovar uma acumulação comercial. Com isso em vista, Tupi foi posicionado sobre um extenso alto estrutural do embasamento, sucessivamente sobreposto por uma espessa seção rifte e pela sequência evaporítica com aproximadamente 2.000 metros de espessura. Os evaporitos, por sua vez, garantiam excelentes condições selantes para uma trapa estrutural com uma área de fechamento de centenas de km^2. Além disso, as correlações sísmicas revisadas a partir do poço Parati sugeriam, para a área do poço Tupi, a ausência de rochas ígneas (Figura 8.1) e uma posição mais favorável, tanto para deposição de fácies reservatório como para migração secundária de hidrocarbonetos.

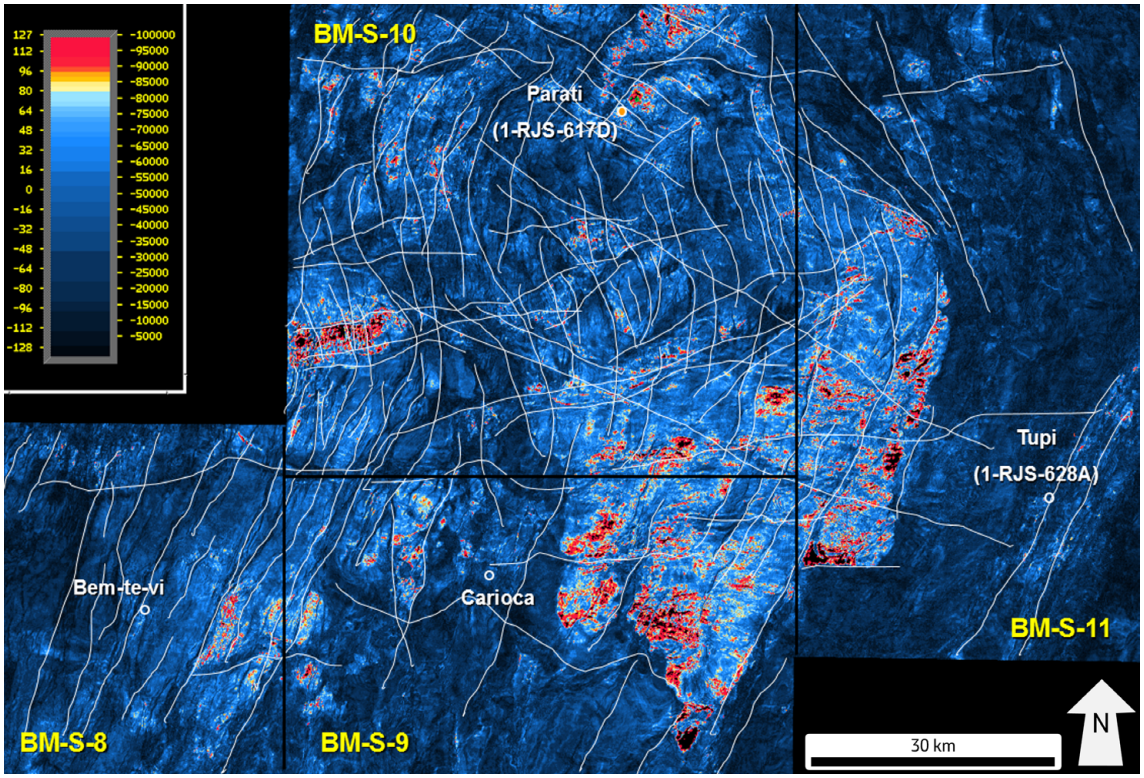


Figura 8.1 - Mapa de máximas amplitudes ao nível da discordância intra-Alagoas. As rochas ígneas correspondem as maiores amplitudes e se distribuem por aproximadamente 5.700 km^2 dentro dos *Cluster Blocks*. Notar contraste de amplitude entre os poços Parati, que constatou basaltos, e Tupi.

Os significativos riscos da locação Tupi, com base nos resultados de Parati, estavam relacionados à ocorrência de pressões anômalas e à presença e qualidade de reservatórios no Pré-sal, apesar de sua posição deposicional mais favorável. Parati constatou intercalações de siliciclásticos e carbonatos na sequência K46-48 de idade Alagoas, com baixa qualidade de reservatório. Isso motivou as equipes técnicas do consórcio a discutirem qual o tipo de modelo deposicional seria mais adequado para a área de Tupi. A questão foi resolvida com a adoção de dois modelos distintos: um modelo carbonático análogo ao da vizinha Bacia de Campos (Figura 8.2a) e outro siliciclástico, cuja fonte dos sedimentos seria o ápice do alto estrutural (Figura 8.2b). Desta maneira, o poço foi posicionado na convergência de situações favoráveis para ambos os modelos. Outro risco elevado atribuído a locação estava relacionado a migração dos hidrocarbonetos por distâncias superiores a 10 km. Entretanto, os modelos numéricos de sistemas petrolíferos indicavam a possibilidade de migração a longa distância através de camadas permeáveis (*carrier beds*). Essas camadas, presentes tanto na base do sal como na seção rifte, conectariam as cozinhas geradoras situadas nos grabens com os reservatórios localizados nas regiões mais elevadas (Figura 6.6 e Figura 8.3).

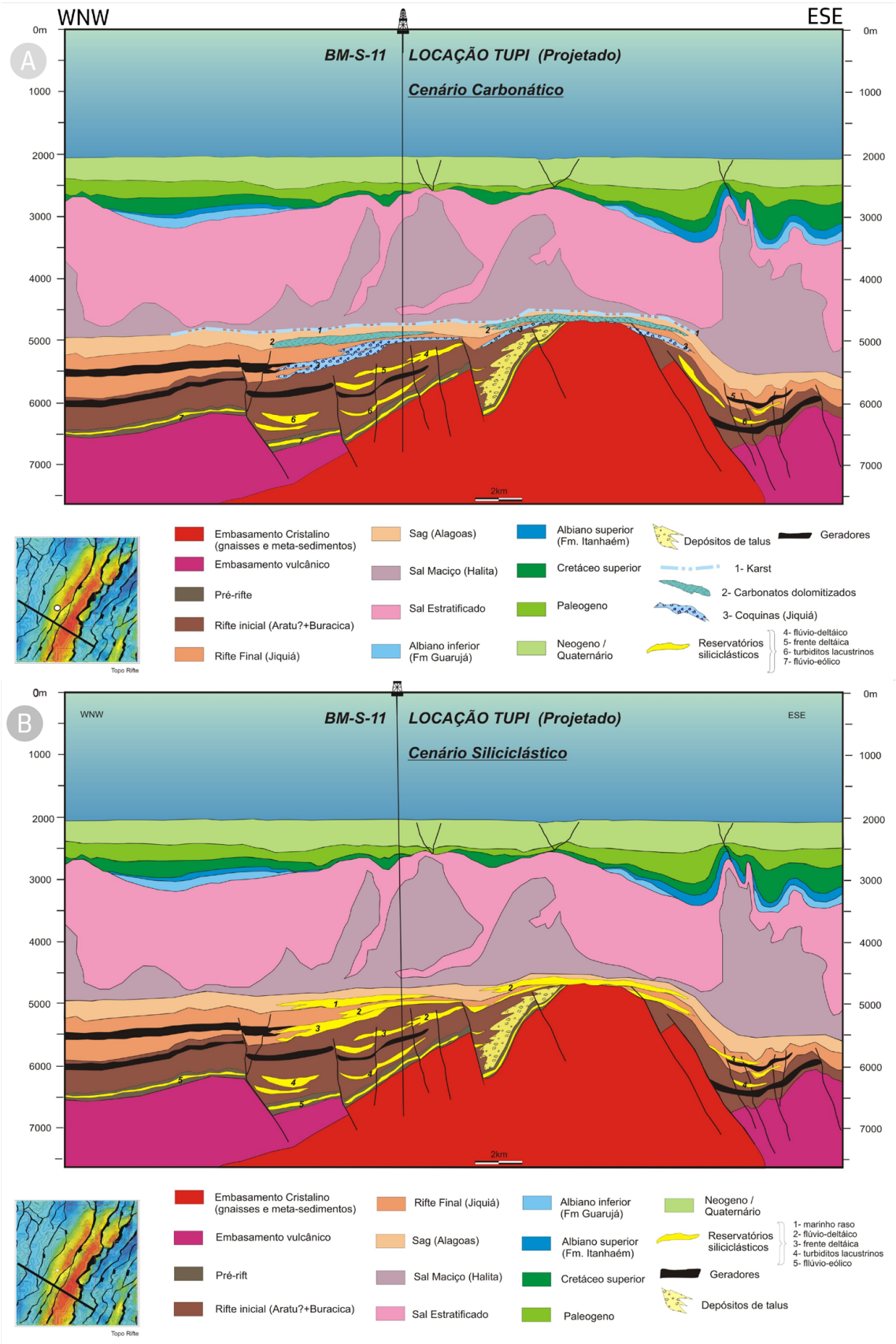


Figura 8.2 - Potenciais cenários geológicos previstos para ocorrência na área de Tupi: a) Cenário carbonático; b) Cenário siliciclástico.

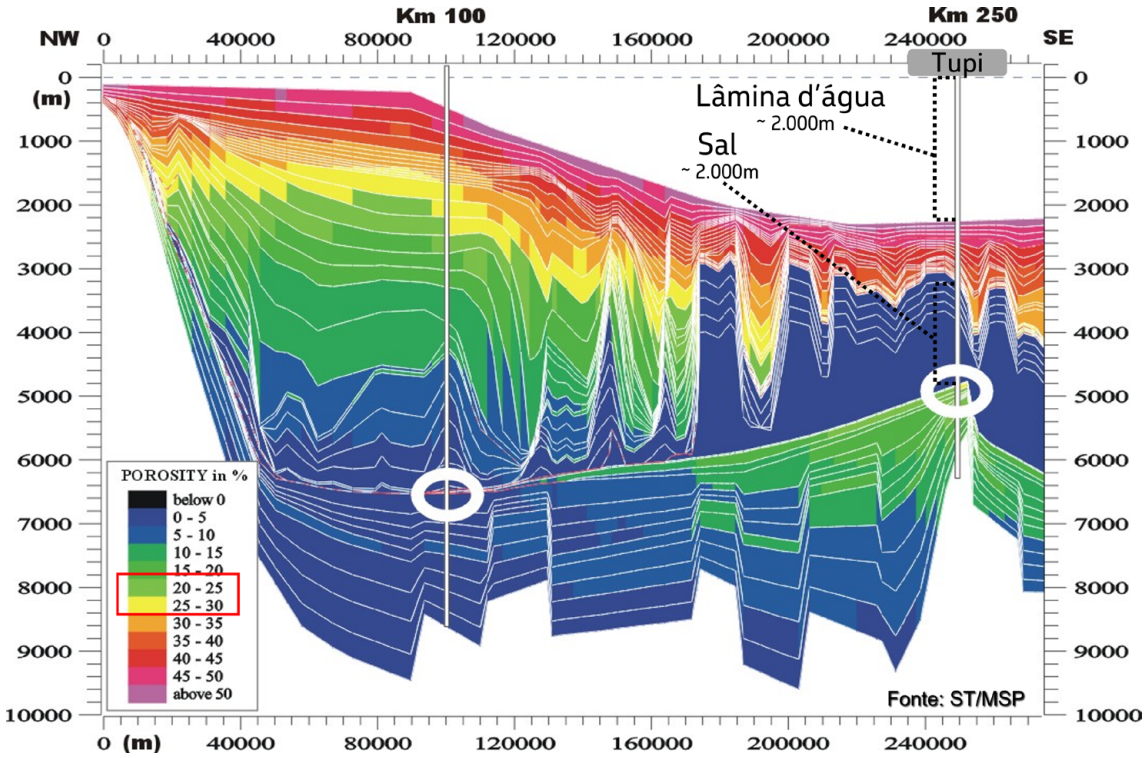


Figura 8.3 - Distribuição de porosidades estimadas a partir de modelo numérico gerado na época da locação Tupi. Atentar para o aumento de porosidade no alto estrutural deTupi e existência de camadas porosas (*carrier bed*) conectando as cozinhas ao alto estrutural.

O modelo carbonático análogo a Bacia de Campos, posteriormente confirmado pelo poço Tupi, tinha como principal reservatório as coquinas de idade Jiquiá, na forma de depósitos acumulados no flanco do alto estrutural. Como reservatórios adicionais, incluia carbonatos dolomitizados da sequência K46-48 de idade Alagoas, a exemplo dos poços 1-RJS-602, 1-RJS-607 e 1-ESS-103A da Bacia de Campos (descritos no item 3). A menor expectativa quanto a estes carbonatos se devia às baixas porosidades e permeabilidades constatadas nesta sequência, pelo poço Parati. Além destes reservatórios, o poço Tupi visava investigar reservatórios siliciclásticos, mais antigos do que as coquinas, da fase inicial do rifte e pré-rifte e reservatórios fraturados no embasamento, atingindo assim profundidades superiores a 6.000 metros. A locação foi posicionada de modo a contemplar simultaneamente as áreas médias das acumulações do objetivo principal, coquinas Jiquiá com 130 km^2, e do objetivo secundário, carbonatos Alagoas com 110 km^2. Isto visando incorporar um volume médio de óleo economicamente recuperável da ordem de 1.400 milhões de barris ao projeto.

A possível ocorrência de grandes volumes de petróleo na estrutura de Tupi, havia sido aventada na primeira fase de avaliação

regional das águas profundas/ultraprofundas da Bacia de Santos, como relatado anteriormente. Os novos dados sísmicos 3D reforçavam este potencial, mas uma posição conservadora nos fatores de risco geológico foi mantida, principalmente sobre o reservatório (0,50) e migração (0,55). Isto em função da natureza do preenchimento sedimentar constatada no Pré-sal do poço 1-RJS-617D (Parati) e pela necessidade de migração superior a 10 km conforme previa os modelos numéricos. Por ser um desafio em uma área de fronteira exploratória, as probabilidades de sucesso geológico oscilavam entre 10 e 12%, com fatores de recuperação da ordem de 30%. Não obstante, o potencial de recuperação de petróleo superava um bilhão de barris (Figura 8.4). Neste ponto, uma curiosidade histórica: a equipe de intérpretes, ao determinar o tamanho da estrutura e potencial dos *plays* propostos, indicava a possibilidade de volumes recuperáveis superiores, em uma ordem de grandeza, o dos campos gigantes que compunham o portfólio da Petrobras. Os quais, na época, montavam entre 300 e 500 milhões de barris de óleo equivalente recuperável. A aprovação de uma locação com tal grau de risco, foi fundamentada por uma forte base racional técnica, otimismo e expectativa de grande prêmio, comprovando o espírito exploracionista dos geocientistas da Petrobras (Figura 8.5).

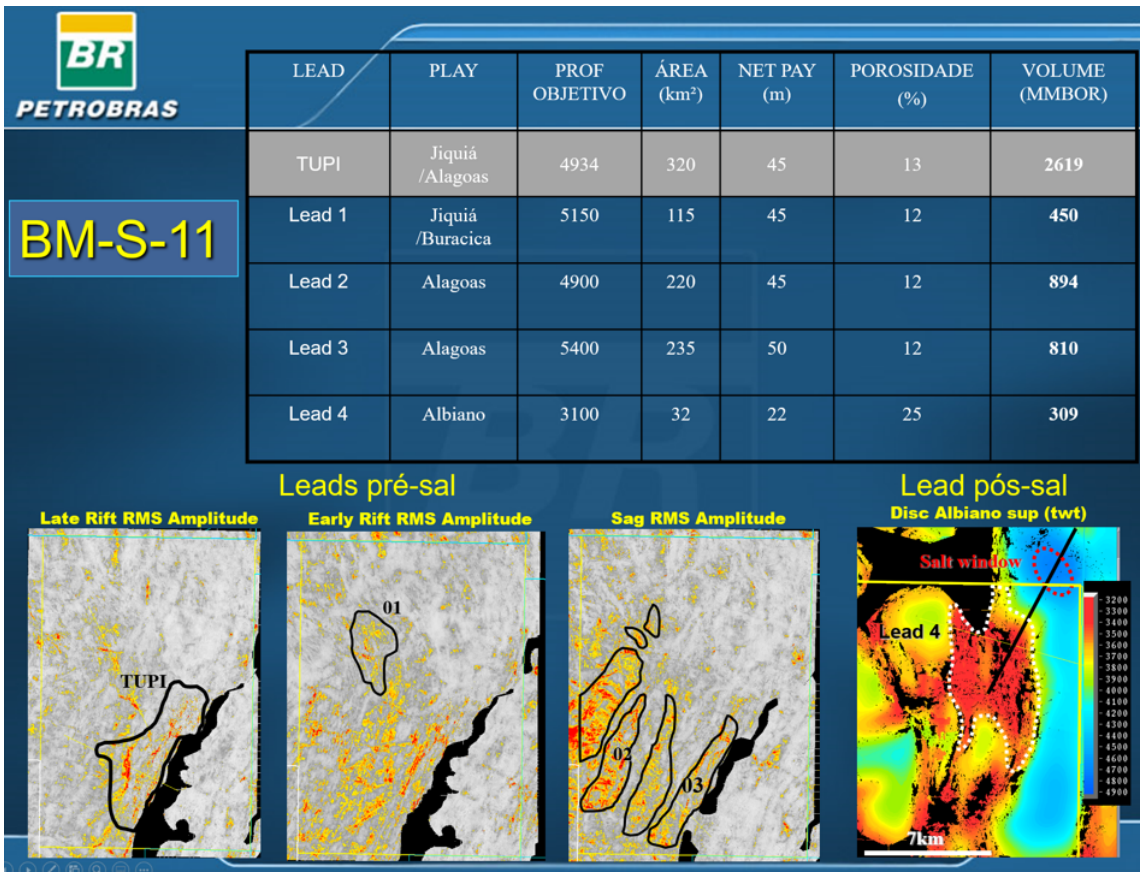


Figura 8.4 - Avaliação do potencial volumétrico das oportunidades exploratórias do bloco BM-S-11 registradas na proposta de locação do poço Tupi. Atentar para os grandes volumes estimados e que ainda era considerada a possibilidade de uma pequena acumulação no Pós-sal. Esta era baseada na combinação de reservatórios turbidíticos do Cretáceo superior com uma possível pequena janela de sal (*Salt window*). MMBOR – Milhões de barris de óleo equivalente recuperável.

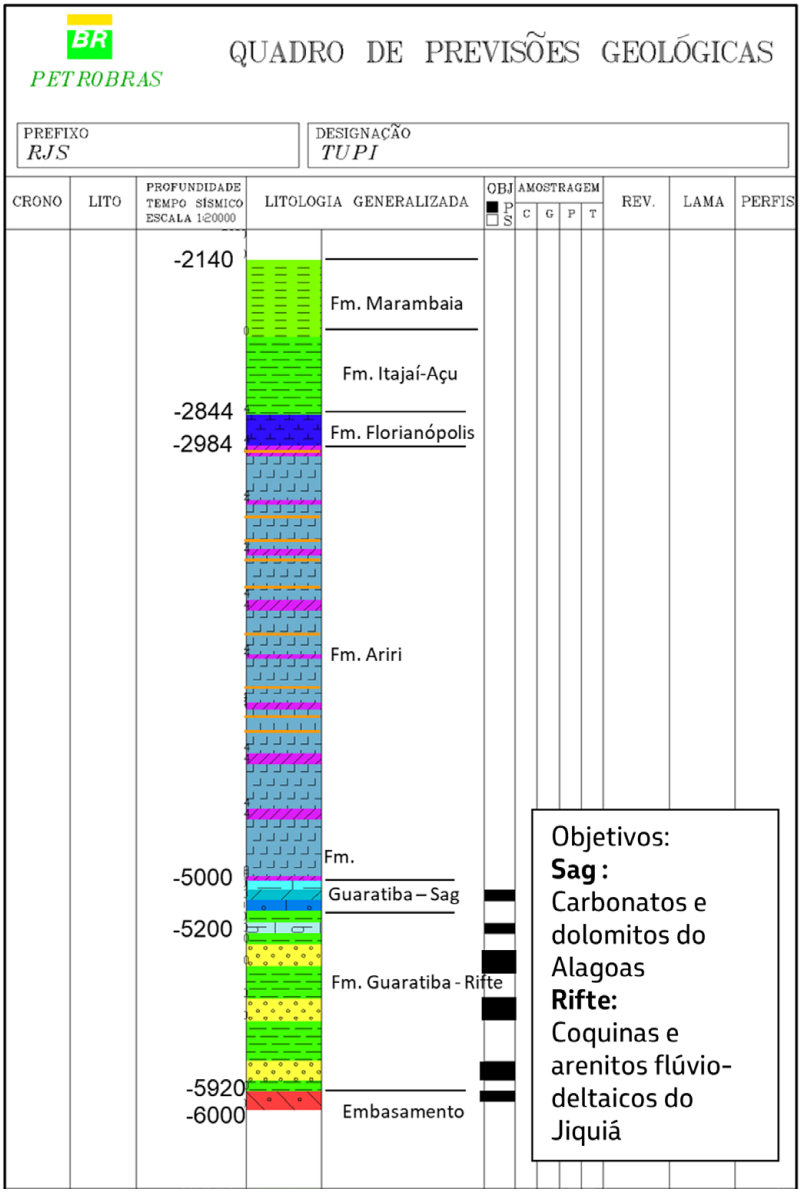


Figura 8.5 - Quadro de previsões geológicas da locação Tupi indicando diferentes tipos de reservatórios como objetivos no Pré-sal.

A perfuração de Tupi exigiu inovação e coragem das equipes de E&P, desde a concepção do projeto de poço até o acompanhamento das fases de perfuração e avaliação. Uma nova fronteira exploratória na Bacia de Santos, com características bastante desafiadoras, passava a ser realidade: distância da costa de aproximadamente 300 km; batimetrias elevadas acima de 2.000 metros; objetivos profundos em torno de 5.000 metros; ausência de infraestrutura/logística adequada; e uma heterogênea e espessa camada de sal com mais de 2.000 metros (Figura 8.5). Especialmente devido a essa heterogeneidade da camada evaporítica, constatada pelo poço Fluorita e representada pela alternância cíclica de diferentes

tipos de sal com características reológicas e solubilidades distintas, foi decidido perfurar inicialmente o poço 1-RJS-628 (sem sufixo A). Seus objetivos foram os de avaliar a estratigrafia e o comportamento mecânico das camadas do topo da sequência evaporítica e dar suporte a subsequente perfuração do poço 1-RJS-628A (Tupi).

O poço Tupi atravessou a seção evaporítica de cerca de 2 km de espessura pela primeira vez, com o objetivo de descobrir reservatórios imediatamente sotopostos a ela, sendo este um desafio tecnológico nunca enfrentado pela Petrobras. As perfurações precedentes, com objetivos no Pré-sal, priorizavam áreas com ausência ou delgadas camadas de sal. Isto ocorria porque o intervalo imediatamente abaixo do sal era considerado uma zona de alto risco, devido, principalmente, a instabilidade das paredes do poço e a perda de fluido. Esta zona, conhecida pelos engenheiros de perfuração como *rubble zone*, era perfurada com lama pesada e, ao atravessá-la, imediatamente revestida. Por consequência, tinha raramente sido avaliada por perfis de poços. Para a avaliação do objetivo carbonatos do Alagoas, no poço Tupi, seria necessário um novo procedimento com elevado detalhamento operacional (Figura 8.5). Assim foi criado um grupo de trabalho, cujo objetivo era prever o comportamento reológico do sal durante a perfuração. Ele envolveu especialistas da gerência de E&P e do CENPES, além de contar com o apoio de instituições de ciência e tecnologia para ensaios de laboratório. Como fruto destes trabalhos técnicos, foi desenvolvido um projeto robusto, configurando mais um diferencial da Petrobras em relação às grandes empresas internacionais do setor de óleo e gás. Ele possibilitou que toda a seção Pré-sal perfurada fosse perfilada e avaliada quanto às suas características litológicas, petrofísicas e presença de hidrocarbonetos.

O poço Tupi foi perfurado e avaliado entre setembro de 2005 e outubro de 2006, resultando na descoberta de um significativo volume de petróleo leve e de boa qualidade, em reservatórios carbonáticos de idade Alagoas da Sequência K46-48, logo abaixo da sequência evaporítica. O fluido encontrado foi um óleo de 27,5°API, razão gás/óleo de 233 m^3/m^3 e teor de CO_2 em torno de 8,1% molar na fase gasosa. O teste de formação a poço revestido apresentou um índice de produtividade igual a 8,4 $m^3/d/kgf/cm^2$. Também foram constatadas coquinas de idade Jiquiá da Sequência K38, porém com água de formação. Os perfis convencionais utilizados simultaneamente durante a perfuração do poço não estavam calibrados para os reservatórios constatados, impedindo a imediata identificação de suas características petrofísicas (Figura 8.6). Somente com a perfilagem a cabo e uso da ferramenta de ressonância magnética, recém introduzida no processo exploratório, os intervalos porosos com fluido livre puderam ser identificados na sua total extensão (Figura 8.7). Para maiores informações sobre a ferramenta de ressonância e fluidos, consultar os Capítulos 10 e 11 deste livro.

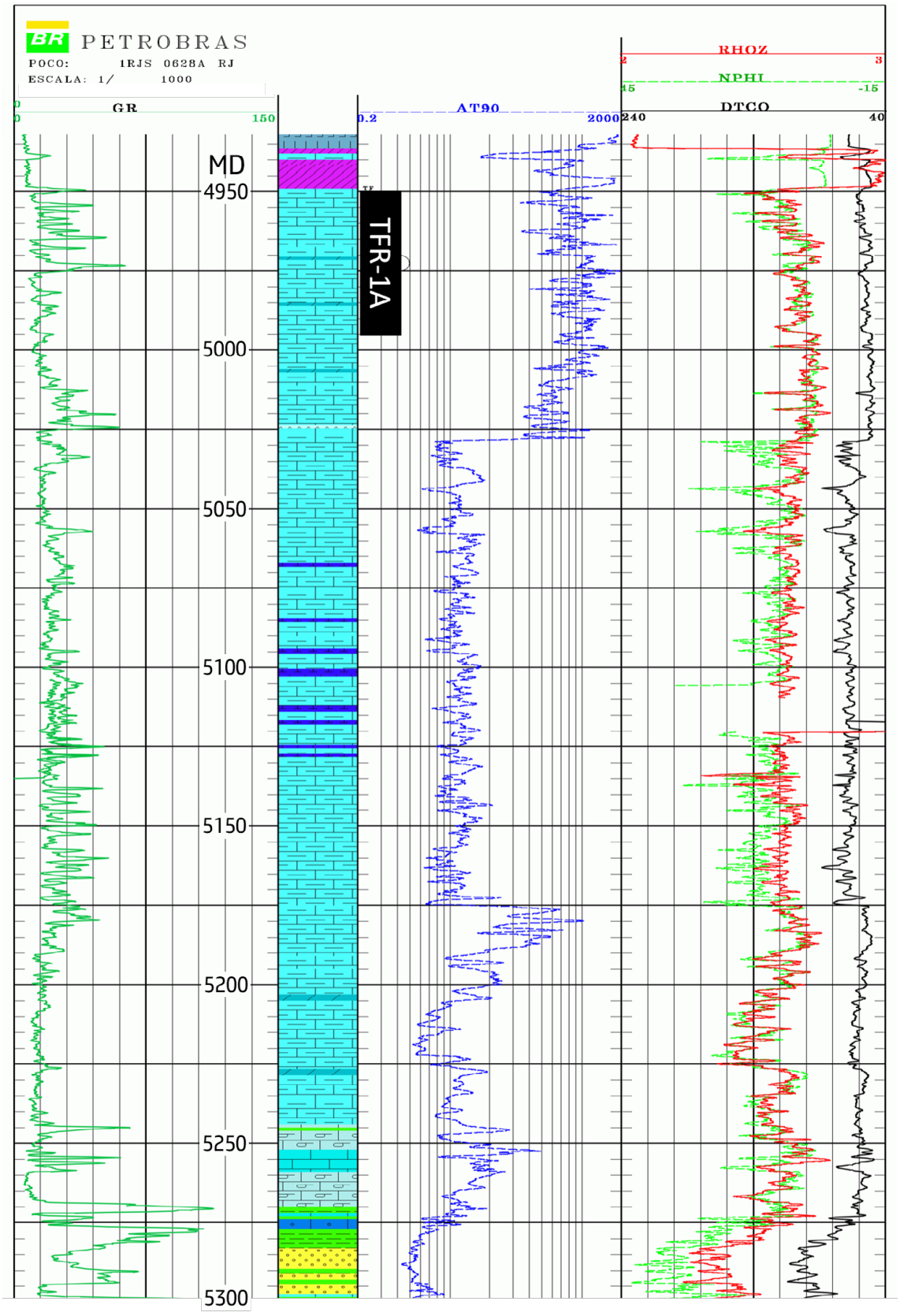


Figura 8.6 – Poço Tupi: Perfis convencionais da época mostravam zonas de alta resistividade possivelmente associadas a presença de hidrocarbonetos. Contudo, estes perfis não permitiram avaliar imediatamente a qualidade do reservatório.

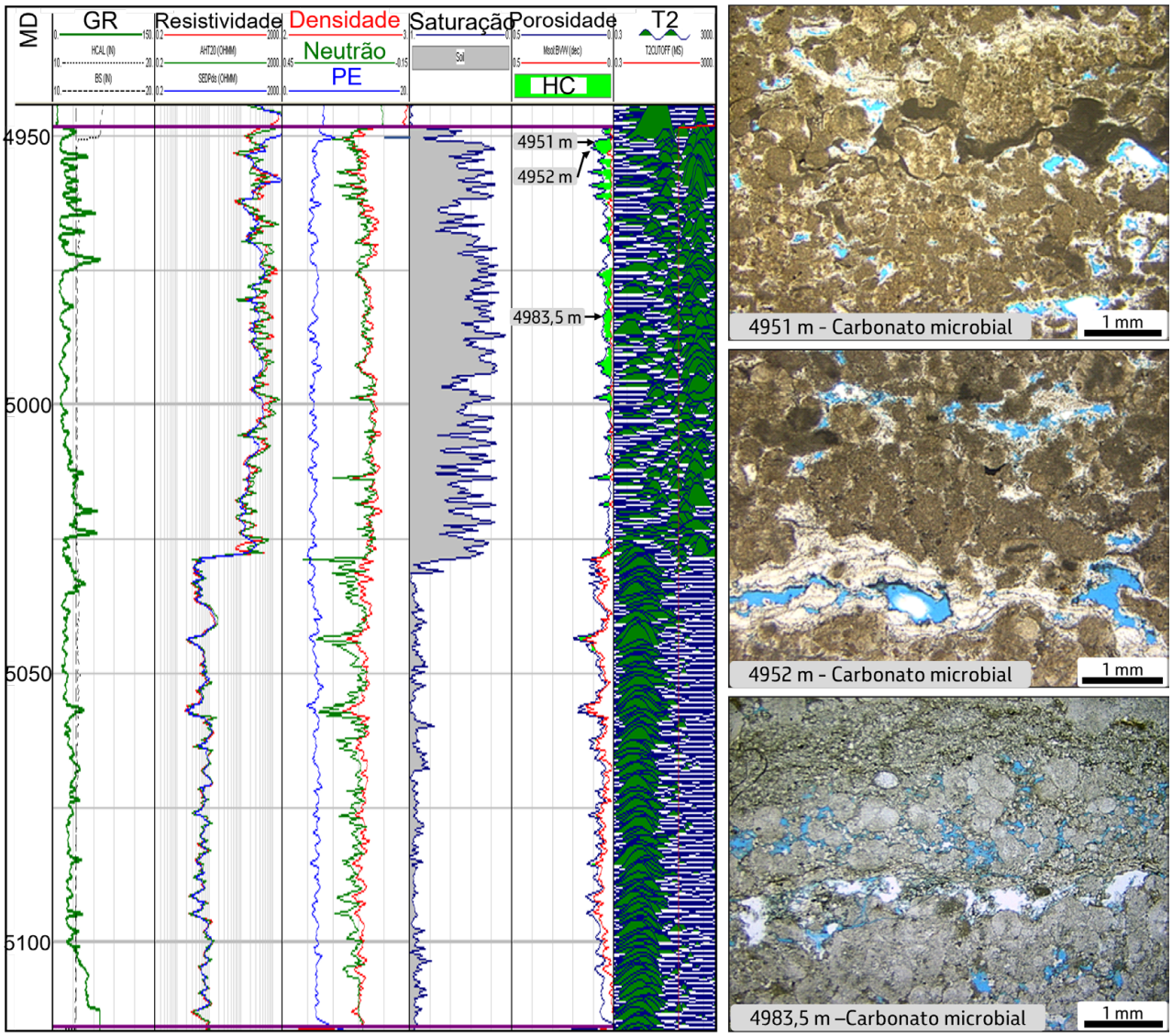
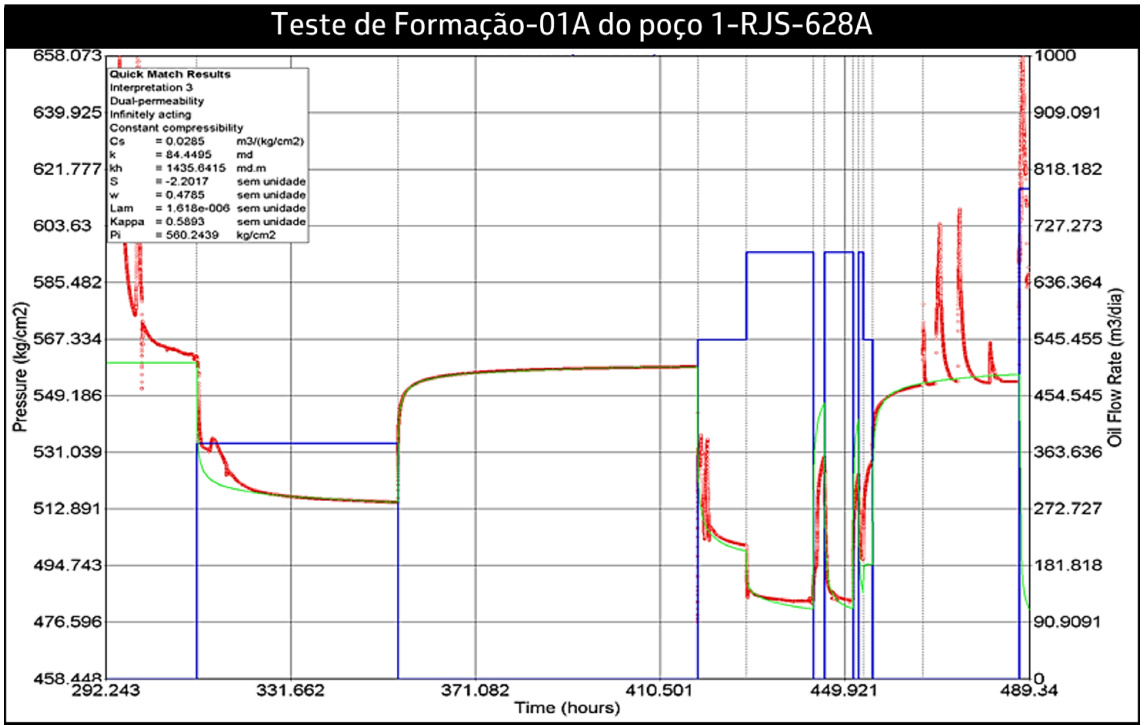


Figura 8.7 –Perfil de Ressonância Magnética do poço Tupi indicando zona com fluido livre (HC) e associação com tipos litológicos.

A confirmação do enorme potencial de produção veio com a conclusão do teste de formação a poço revestido (TFR) nos reservatórios carbonáticos Alagoas (K46-48). Os resultados indicaram um reservatório de alta produtividade, com uma vazão de 4.900 barris de petróleo, 150.000 metros cúbicos de gás natural por dia e comportamento de pressão estabilizada (Notificação de Descoberta em 11/07/2006) (Figura 8.8). O sucesso exploratório de Tupi foi fundamental para confirmar o potencial da região de águas ultraprofundas da Bacia de Santos, a qual mais tarde viria a constituir parte da Província Petrolífera Brasileira do Pré-sal.



Resultados

Tipo	Intervalo		Vazão estim.	Fluido	°API	R.D.	Perm.	IP	Pressão Estática	Prof.
	Topo	Base	(m³/dia)				(mD)	(m³/dia/kgf/cm²)	(kgf/cm²)	Regist.
TFR-01	4950,8	4994,3	170	ÓLEO	27,5	6,6	94	1,1	560	-4895
TFR-01A	4950	4995	378	ÓLEO	27,5	0,86	84	8,4	560	-4895

Figura 8.8 - Carta do teste de formação a poço revestido (TFR) 1A do poço 1-RJS-628A indicando a boa produtividade do poço. TFR-01A foi realizado após fraturamento que propiciou um aumento de oito vezes no índice de produtividade.

Os resultados do poço Tupi demandaram uma célere avaliação da extensão da jazida descoberta, em face das grandes incertezas em relação aos reservatórios carbonáticos Alagoas. Desta maneira, equipes multidisciplinares da Exploração e da Produção planejaram um arrojado Programa de Avaliação Exploratória, que executou dez poços exploratórios, dois poços de Desenvolvimento e um Teste de Longa Duração (TLD) iniciado em abril de 2009. Os resultados não só confirmaram os volumes propostos inicialmente, como ampliaram em muito a extensão da jazida. A declaração de comercialidade foi realizada em dezembro de 2010, com um volume recuperável total entre 6,5 e 8,3 bilhões de barris de óleo equivalente recuperável (BBOE). Isto lhe rendeu a classificação de supergigante, o que significa um campo com mais de 5 BBOE recuperável. Ele foi nomeado campo de Tupi em referência ao poço descobridor, sendo uma das maiores descobertas mundiais de óleo nos últimos 15 anos. Desde agosto de 2015, este campo assumiu e vem mantendo a liderança na produção diária de petróleo no Brasil.

O início da produção do campo de Tupi, a partir do teste de longa duração realizado em abril de 2009, ofereceu à Petrobras um novo recorde e o reconhecimento de sua capacidade de

vencer desafios. Enquanto tradicionalmente a indústria de óleo e gás demandava um período de cerca de 10 anos, entre a descoberta de uma jazida e seu início de produção, a Petrobras conseguiu em dois anos e meio superar todos os obstáculos tecnológicos. Ela viabilizou ao país e ao mundo a maior e mais desafiadora descoberta de petróleo em águas ultraprofundas. Tal descoberta se mostrou altamente rentável e contribuiu em um curto prazo para o crescimento da curva de produção e das reservas de petróleo e gás da Petrobras e do Brasil. O projeto exploratório do poço Tupi e a estratégia proposta para o *Cluster Blocks*, em uma área considerada originalmente de alto risco, definitivamente se converteu em um absoluto sucesso comercial. Maiores informações da delimitação e desenvolvimento do campo de Tupi serão encontradas nos capítulos 2 e 13 deste livro.

9. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÃO

A descoberta do *play* Pré-sal pelos poços pioneiros Parati e Tupi, entre 2005 e 2006, descortinou uma nova e promissora fronteira exploratória no Brasil. Extrapolando os limites dos *Cluster Blocks*, ela se estendia por grandes áreas das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. À vista disso, a Petrobras estruturou um plano estratégico, para exploração dessas áreas, cujos principais objetivos foram: (i) delimitar e avaliar as descobertas recentes de Parati e Tupi, visando confirmar suas economicidades; (ii) perfurar poços pioneiros nas oportunidades dos blocos BM-S-8, 9, 21, 24 e 50 da Bacia de Santos, sendo os três últimos blocos adquiridos em leilões posteriores ao 2° leilão da ANP; e,(iii) à luz dos resultados das duas descobertas na Bacia de Santos, reavaliar oportunidades do *play* Pré-sal nas bacias de Campos e do Espírito Santo.

Esse plano foi fundamentado na expectativa de descobertas da ordem de dezenas de bilhões de barris de óleo equivalente recuperáveis (BBOER). Isso porque, em novembro de 2007, as estimativas mais promissoras indicavam que o *play* Pré-sal poderia aumentar a reserva brasileira de 14 BBOER para algo próximo de 94 BBOER. Neste caso, o Brasil seria elevado à nona posição entre os países com as maiores reservas mundiais de petróleo e gás (Clemente *et al.*, 2007). Outro importante fato a ser mencionado é que o cenário mundial era de escassez, tanto de ofertas quanto de novas descobertas. Desta maneira, o preço do barril de petróleo estava em torno de US$100, com fortes tendências de alta e propício para impulsionar a exploração em condições mais desafiadoras, à exemplo do *play* Pré-sal.

O anúncio oficial do governo brasileiro sobre a descoberta de Tupi, em novembro de 2007, com potenciais reservas entre 5 e 8 BBOER, fez a Petrobras passar da 16ª posição na lista das maiores empresas petrolíferas do mundo, com uma reserva de 12 BBOER, para a 9ª posição, com reservas entre 17 e 20 BBOER (Clemente *et al.*, 2007). Tais volumes, muito divulgados na imprensa nacional e internacional, atendiam às metas de reposição de reservas

e sustentação da curva de produção da Petrobras por um longo período. Eles também indicavam a necessidade uma estratégia para o desenvolvimento de Tupi e outras áreas, buscando maximizar o valor do *play* Pré-sal.

Tupi foi um marco que desafiou as equipes técnicas da Petrobras a criar um programa de iniciativas de E&P cujo objetivo era produzir petróleo a profundidades de mais de 5.000 m, de forma competitiva e lucrativa. A principal iniciativa deste programa foi intensificar a aquisição de dados, tanto na fase de exploração e delimitação quanto nas fases de desenvolvimento e implantação da produção dos campos. Isso tudo de forma integrada e com grande sinergia entre as diversas equipes envolvidas, permitindo mitigar as incertezas e os riscos inerentes de cada fase dos projetos de E&P no Pré-sal.

Todo o planejamento realizado pela Petrobras foi coroado com a produção, já em setembro de 2008, do primeiro óleo da Província Brasileira do Pré-sal a partir do poço 1-ESS-103, no Campo de Jubarte, na Bacia de Campos. Além disso, resultou em sucessivas descobertas, como por exemplo: os campos de Sapinhoá (2008), Mero (2010), Sépia (2012) e Búzios (2010) na Bacia de Santos, descritos com maiores detalhes nos capítulos subsequentes deste livro. A comprovada comercialidade desses campos, aliada a ampliação de ofertas de novas áreas pela ANP, aumentou a atratividade do Pré-sal e resultou no atual contexto exploratório brasileiro, com a participação crescente das principais empresas de óleo e gás mundiais.

Ante ao exposto ao longo deste capítulo, conclui-se que a descoberta do Pré-sal na Bacia de Santos foi uma louvável conquista da Petrobras e por conseguinte da sociedade brasileira. Uma conquista verdadeiramente baseada nos princípios mencionados na introdução deste capítulo:

- **coragem**: quando a Petrobras se lançou na exploração em águas ultraprofundas, decidiu aprofundar o poço Fluorita a fim de antever um cenário desafiador e coordenou a maior aquisição sísmica 3D jamais realizada; ou, ainda, quando propôs os projetos inovadores dos poços Parati e Tupi;

- **confiança**: no seu corpo técnico treinado, preparado e principalmente livre para expor suas ideias em um ambiente racional; como foram, por exemplo, as discussões sobre o refletor enigmático e a seção mil folhas, que possibilitaram a antecipação de cenários e uma rápida adaptação do modelo geológico aplicado;

- **perseverança**: ante a necessidade de reformulação de sua estratégia exploratória, após a constatação da sequência evaporítica e extinção da maior parte das oportunidades identificadas, bem como a decisão de aprofundar o poço Parati até a seção Pré-sal, mesmo após os insucessos no Pós-sal e inúmeras dificuldades operacionais enfrentadas.

Finalmente, é importante ressaltar que tudo isso foi feito em comum acordo com os

parceiros, que participaram e contribuíram para essa história de sucesso, agregando ainda mais valor ao trabalho desenvolvido pela Petrobras.

AGRADECIMENTOS

As informações contidas neste capítulo são fruto do trabalho de muitos profissionais, tanto da Petrobras como das companhias parceiras, que contribuíram para o sucesso desse grande empreendimento que foi a descoberta do Pré-sal. Agradecemos aos revisores deste capítulo, João Alberto Bach de Oliveira, Dr. Mario Neto Cavalcanti de Araújo e Dra. Anna Eliza Svartman Dias, pelas valiosas contribuições, e ao Técnico Rafael Cavalcante de Paiva pela confecção de parte das figuras utilizadas. Similarmente reconhecemos a importantíssima contribuição dos colegas mencionados nos agradecimentos do capítulo 2, bem como de seus autores.

REFERÊNCIAS

AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS (Brasil). **Painéis dinâmicos da ANP**. [Brasília, DF]: ANP, 2021. Disponível em: https://www.gov.br/anp/pt-br/centrais-de-conteudo/paineis-dinamicos--da--anp/paineis-dinamicos-da-anp. Acesso em: 3 ago. 2021.

BURNE, R. V; MOORE, L. S. Microbialites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities. **Palaios**, v. 2, n. 3, p. 241–254, 1987.

CARVALHO, M. D. DE; PRAÇA, U. M.; DIAS, J. L.; TELLES JÚNIOR, A. C. DA S.; HORSCHUTZ, P. M. C.; HESSEL, M. H. R.; HANASHIRO, M.; SCUTA, M. DA S.; BARBOSA, A. S. C.; FREITAS, L. C. S. DE. **Coquinas da Formação Lagoa Feia da Bacia de Campos: estudos sedimentológicos na caracterização da qualidade do reservatório**. Rio de Janeiro: [s.n.].

CENPES. Datações 40Ar-39Ar do basalto Parati. Rio de Janeiro, 2006.

___. **Datação de rochas ígneas da seqüência rifte no poço RJS-628A pelo método Ar-Ar**. Rio de Janeiro 2007: [s.n.].

CHAGAS, A. A. P.; MACHADO, M. A. P.; CARVALHO, E. B. **Play inter-traps de microbiolitos na seção Pré-Sal da Bacia de Santos: Perspectiva exploratória pós 4-RJS-668** (Petrobras, Ed.) Simpósio de interpretação exploratória, 8. **Anais**...Angra dos Reis: Petrobras, 2011

CLEMENTE, I.; AMARAL, R.; FREITAS, R.; RAMOS, M.; LEAL, A.; RANGEL, R. **De comprador a vendedor Revista Época**Brasil Energia, nov. 2007.

COBBOLD, P. R.; SZATMARI, P.; DEMERCIAN, L. S.; COELHO, D.; ROSSELLO, E. A. Seismic and experimental evidence for thin-skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep-water Santos Basin, Brazil. 1995.

DEMERCIAN, L. S. **A halocinese na evolução do Sul da Bacia de Santos do Aptiano ao**

Cretáceo Superior. [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, Brazil, 1996.

DEMERCIAN, S.; SZATMARI, P.; COBBOLD, P. R. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. **Tectonophysics**, v. 228, n. 3–4, p. 393–433, 1993.

DIAS, J. L. Análise sedimentológica e estratigráfica do andar aptiano em parte da margem leste do Brasil e no Platô das Malvinas: considerações sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do Oceano Atlântico Sul Meridional. **Brazil, Universidade Federal do Rio Grande do Sul**, 1998.

DIAS, J. L.; VIEIRA, J. C.; CATTO, A. J.; OLIVEIRA, J. Q. DE; GUAZELLI, W.; TRINDADE, L. A. F.; KOWSMANN, R. O.; CHANG, H. K.; MELLO, U. T. DE; MIZUSAKI, A. M. P.; MOURA, J. A. **Estudo regional da formação Lagoa Feia**. Rio de Janeiro: 1987.

FARIAS, F.; SZATMARI, P.; BAHNIUK, A.; FRANCA, A. B. Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin–Genesis and tectonic implications. **Marine and Petroleum Geology**, v. 105, p. 251-272, 2019.

FRANÇA, R. L.; REY, A. C. DEL; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. DE R. Bacia do espírito Santo. **Boletim de Geociencias da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 501–509, 2007.

FREITAS, J. T. R. DE. **Ciclos deposionais evaporíticos da bacia de santos uma análise cicloestratigráfica a partir de dados de 2 poços e de traços de sísmica.** [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2006.

GAMBÔA, L. A. P.; CARLOTTO, M. A.; VIANA, A. R.; DUARTE, C. S. L.; SILVEIRA, D. P.; GIL, J. A.; FREITAS, J. T. R. DE; MACHADO, M. A. P.; MORAES, M. F. B. DE; SILVA, S. R. P. DA. **A Seqüência Evaporítica Aptiana nas Águas Profundas da Bacia de Santos e suas Implicações Exploratórias** (Petrobras, Ed.) IV Seminário de Interpretação Exploratória. **Anais**...Aracajú: Petrobras, 2003

GUERRA, M. C. DE M.; SZATMARI, P.; PEQUENO, M. A. **Modelagem física subaquática das estruturas halocinéticas compressionais dos "Cluster Blocks" da Bacia de Santos**Comunicação técnica CT/TEGG 027/02 (PETROBRAS/CENPES/PDEP/Tecnologia de Exploração) Petrobras, 2002.

GUERRA, M. C. M.; SZATMARI, P.; PEQUENO, M. A.; VIANA, A. R. **Modelagem física da estruturação halocinética convergente em bacias de margem passiva. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / 4 International Symposium on Tectonics. Anais. Curitiba: 2005

KUMAR, N.; GAMBOA, L. A. P. Evolution of the Sao Paulo Plateau (southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. **Geological Society of America Bulletin**, v. 90, n. 3, p. 281–293, 1979.

MACHADO, M. A. P.; VIANA, A.; SILVEIRA, D. P.; DUARTE, C. S. L.; MARQUES, E. J. J.; FREITAS, J. T. R.; GAMBÔA, L. A. P.; MORAES, M. F. B.; NUNES, M. C. V. **A sequência evaporítica Aptiana**

nas águas profundas da Bacia de Santos e suas implicações exploratórias (Petrobras, Ed.). IV Seminário de Interpretação Exploratória. **Anais**...Aracajú: Petrobras, 2003.

MOHRIAK, W. U.; MACEDO, J. M.; CASTELLANI, R. T.; RANGEL, H. D.; BARROS, A. Z. N.; LATGÉ, M. A. L.; MIZUSAKI, A. M. P.; SZATMARI, P.; DEMERCIAN, L. S.; RIZZO, J. G. Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. 1995.

MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. bacia de Santos. **Boletim de Geociencias da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 531–549, 2007.

PETROBRAS. **Glossário único Petrobras**. Disponível em: <http://glossario.petrobras.com.br/glsu/termo/start.do?consulta=pré-sal&tipo=BASIC&page=1>. Acesso em: 24 fev. 2022.

PITCHELER, E. Diques de arenitos em Salto Grande, rio Paranapanema. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 1, p. 15–22, 1952.

SILVA, S. R. P. DA; FREITAS, J. T. **Uma análise integrada de amplitude sísmica e petrofísica da área do Cluster em águas ultraprofundas da Bacia de Santos** (Petrobras, Ed.) IV Seminário de Interpretação Exploratória. **Anais**... Aracajú: Petrobras, 2003.

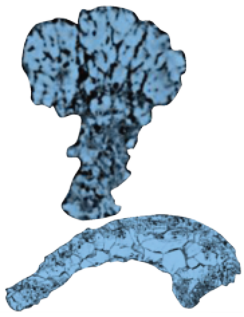
SUGUIO, K.; FULFARO, J. V. **Diques clásticos e outras feições de contato entre arenitos e basaltos da Formação Serra Geral** (SBG, Ed.) Congresso Brasileiro de Geologia, 28. **Anais**... Porto Alegre: 1974.

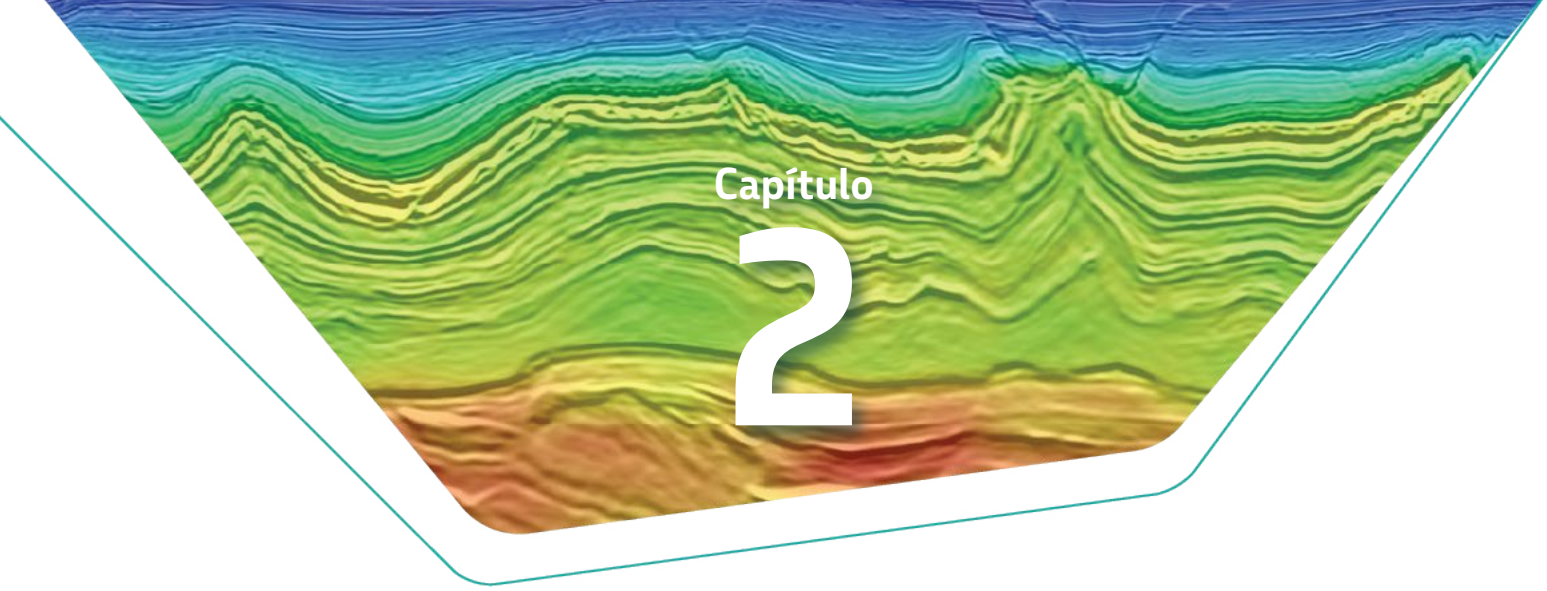
SZATMARI, P.; MILANI, E. J. Tectonic control of the oil-rich large igneous-carbonate-salt province of the South Atlantic rift. **Marine and Petroleum Geology**, v. 77, p. 567-596, 2016.

TERRA, G. J. S.; SPADINI, A. R.; AL. ET. Carbonate rock classification applied to Brazilian sedimentary basins. **Boletin Geociencias Petrobras**, v. 18, p. 9–29, 2010.

VIANA, A. R.; SILVEIRA, D. P.; DUARTE, C. S. L.; JUNG, M. E. J.; FREITAS, J. T. R. DE; GAMBÔA, L. A. P.; MACHADO, M. A. P.; MORAES, M. F. B. DE; NUNES, M. C. DE V. **Tectônica Salífera em Nova Fronteira Exploratória: Águas Ultra Profundas da Bacia de Santos** (Petrobras, Ed.) VIII Simpósio de Geofísica da Petrobras. **Anais**...Rio de Janeiro: Petrobras, 2002.

WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. Bacia de campos. **Boletim de Geociencias da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 511–529, 2007.





Capítulo

2

Os gigantes, o risco geológico e o processo de delimitação na Bacia de Santos

AUTORES

Lemuel De Paula (*lemuel@petrobras.com.br*)[1], Manuela Fernandes Caldas[1], Fabio de Oliveira Costa[1], Marco Antonio Carlotto[1], Anderson Antonio Pinheiro Chagas[1]

[1] Petrobras E&P

Palavras-chave: Pré-sal, Tupi, Parati, Lapa, Sapinhoá, Sururu, Berbigão, Atapu, Búzios, Mero, Júpiter, Bacalhau, Itaipú, Sépia.

RESUMO

O Pré-sal da Bacia de Santos é uma prolífica província petrolífera reconhecida mundialmente. Neste capítulo, apresentaremos uma viagem ao longo dos anos, desde os primeiros poços perfurados até a superação de vários desafios e a delimitação de campos gigantes e supergigantes que coroaram a estratégia exploratória da Petrobras. Os leitores conhecerão como o novo *play* foi inicialmente abordado através da perspectiva de geólogos, geofísicos e engenheiros que, na época, o avaliaram. Desta maneira, as descobertas e delimitações do Pré-sal foram divididas em três fases. A primeira fase foi de grande entusiasmo devido às primeiras descobertas dos poços 1-RJS-617D (Parati) e 1-RJS-628A (Tupi), que confirmaram o sistema petrolífero em águas ultra profundas da Bacia de Santos. Tupi viria a ser o primeiro campo supergigante

do Pré-sal brasileiro, com um volume da ordem de 20 bilhões de barris de óleo *in place* (ANP, 2021). A segunda fase exploratória é caracterizada pela confirmação da continuidade das estruturas e reservatórios do Pré-sal, através das descobertas, entre outras, de Carioca, Guará e Carcará. Contudo, também foi repleta de resultados bastante desafiadores; o poço 1-RJS-652A (Júpiter), por exemplo, amostrou um fluido com um conteúdo de CO_2 muito alto, apesar de excelentes fácies reservatório; em outra estrutura, o poço 1-RJS-656 (Iara) apresentou uma descoberta com volume significativo de óleo leve, mas em um reservatório complexo, com baixa permeabilidade e produtividade. A terceira fase é marcada pelos novos regimes de Cessão Onerosa e Partilha de Produção para o Pré-sal. Nessa fase a Petrobras desempenhou um importantissímo papel na exploração e desenvolvimento das áreas cedidas pela União, como por exemplo nos campos de Búzios e Sépia, que incorporaram respectivamente 29 e 5,3 bilhões de barris de óleo *in place* as descobertas brasileiras (ANP,2021). Em suma, o Pré-sal da Bacia de Santos engloba hoje reservas substanciais, que permitem a produção resiliente de petróleo e gás de alta qualidade.

1. INTRODUÇÃO

A Bacia de Santos é a mais extensa da margem continental brasileira, com uma área de aproximadamente 140.000 km^2. O seu empilhamento sedimentar é semelhante ao da Bacia de Campos, ao norte, mas diferente da Bacia de Pelotas, ao sul, que não contém evaporitos (Moreira *et al.*, 2007). No início da década de 2000, a Bacia de Santos contava apenas com pequenos campos de gás e óleo em águas rasas e profundas (<1500 m) e nenhuma descoberta em águas ultra profundas (>1500 m). Em meados de 2000, foram adquiridos quatro blocos exploratórios, conhecidos como *Cluster Blocks*, durante o 2º Leilão da Agência Nacional do Petróleo (ANP), marcando assim o início da exploração em águas ultra profundas na Bacia de Santos. Com a finalidade de aprimorar os trabalhos de interpretação exploratória, baseados até então em sísmica 2D, foi realizado, entre 2001 e 2002, um extenso levantamento sísmico 3D que abrangeu integralmente a área dos *Cluster Blocks*. Em 2001, por ocasião do 3º Leilão da ANP, foram adquiridos outros três blocos exploratórios, os quais eram limítrofes aos blocos iniciais e ampliaram significativamente a área de exploração em águas ultraprofundas.

Entre 2004 e 2006 foi perfurado o poço Parati (1-RJS-617D), no Bloco BM-S-10, cuja descoberta de condensado no Pré-sal demonstrou a existência de um sistema petrolífero ativo, até então desconhecido nessa seção da Bacia de Santos. Essa descoberta direcionou toda a atenção para a perfuração do poço Tupi (1-RJS-628A), no bloco BM-S-11, que tinha como único objetivo reservatórios na seção Pré-sal. Tupi, finalizado em 2006, resultou na primeira descoberta comercial de óleo em águas ultra profundas da Bacia de Santos, definindo assim um novo *play* de reservatórios carbonáticos trapeados na base do sal.

A descoberta do *play* Pré-sal promoveu a intensificação da atividade exploratória na área dos *Cluster Blocks*. Os trabalhos foram conduzidos de forma a reter todas as áreas de interesse para a Petrobras através da delimitação otimizada das descobertas, em face aos elevados custos operacionais. Esse foi um processo muito dinâmico, em virtude dos limitados prazos contratuais, cuja não observância resultaria na devolução compulsória de áreas e multas significativas.

Neste capítulo, as descobertas e delimitações foram divididas em três fases: as primeiras descobertas no Pré-sal da Bacia de Santos; segunda fase de descobertas no Pré-sal; e os novos regimes regulatórios e as novas descobertas. Essas fases não seguem uma ordem cronológica rígida e foram, em grande parte, definidas em função das atividades exploratórias da época. Seus importantes marcos serão descritos através dos principais poços; assim considerados aqueles que foram descobridores ou decisivos nas delimitações das acumulações e, indubitavelmente, essenciais para uma melhor compreensão do *play* Pré-sal na Bacia de Santos.

2. AS PRIMEIRAS DESCOBERTAS NO PRÉ-SAL DA BACIA DE SANTOS

Em 2000, a Petrobras, em parceria com outras companhias, adquiriu, no segundo leilão de concessão da Agência Nacional de Petróleo – ANP, quatro grandes blocos em águas ultra profundas na Bacia de Santos. Os blocos BM-S-8, BM-S-9, BM-S-10 e BM-S-11 foram denominados *Cluster Blocks*, ou simplesmente Cluster, e abrangiam uma área total de aproximadamente 20.000 km² (Figura 2.1). No ano seguinte, em 2001, foram adquiridos, também em parceria, os blocos BM-S-21, BM-S-22 e BM-S-24, no terceiro leilão de concessão da ANP, adicionando 7.600 km² à área original do Cluster (Figura 2.1).

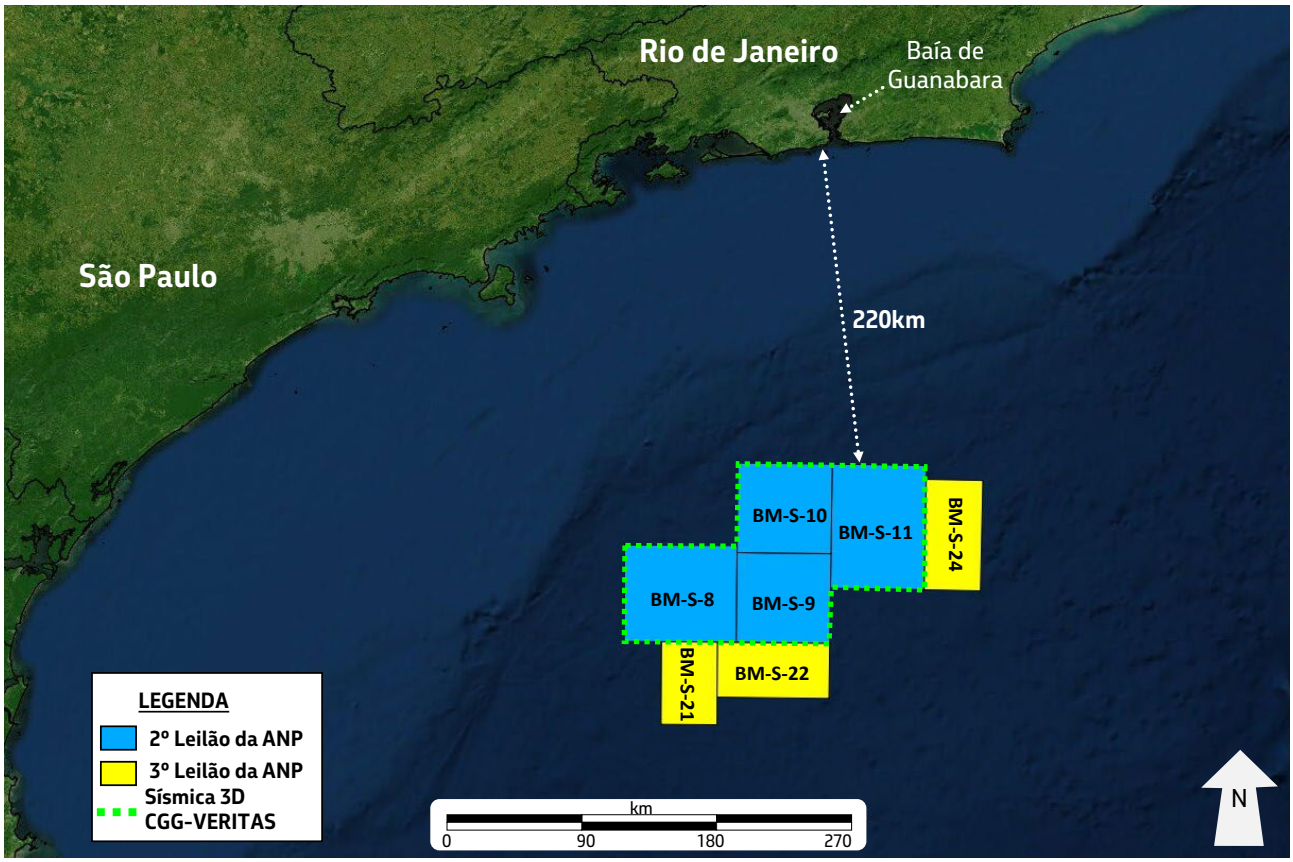


Figura 2.1 – Localização dos blocos exploratórios adquiridos nos leilões de concessão 2 (em azul) e 3 (em amarelo) da ANP; assim como o limite da sísmica 3D tracejado em verde, adquirida para a exploração da área. Notar as dimensões dos blocos quando comparados com a Baía de Guanabara.

No *Cluster*, a maioria das oportunidades inicialmente identificadas eram análogas ao *play* turbiditos do Pós-sal da Bacia de Campos. Em janeiro de 2003, o poço Fluorita (1-RJS-598D) foi perfurado em um bloco vizinho (BS-500) e revelou a inviabilidade de grande parte dessas oportunidades na Bacia de Santos, conforme abordado nos capítulos 1 e 4 deste livro. Como consequência, 50% das áreas dos blocos adquiridos em 2000 foram devolvidas ao final do primeiro período exploratório em agosto de 2003, sendo preferencialmente retidas áreas com oportunidades para o Pré-sal (Figura 2.2).

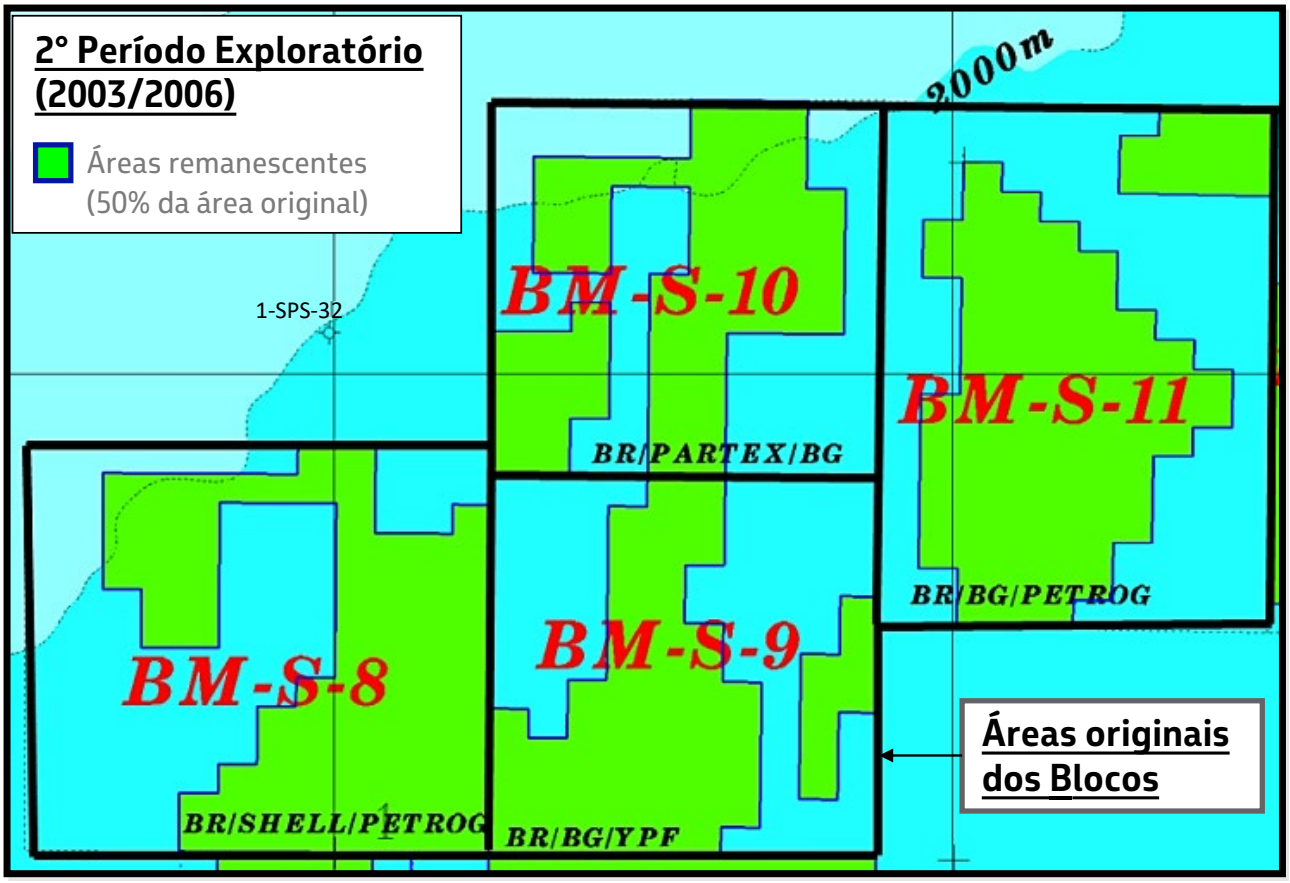


Figura 2.2 - Áreas remanescentes dos blocos do Cluster adquiridos em 2000, após devolução de 50% da área em função da passagem para o 2° período exploratório. Em negrito estão as parcerias estabelecidas para cada bloco. As participações societárias serão descritas adiante no texto.

Entre 2001 e 2002, os blocos originais do Cluster foram totalmente cobertos por levantamento sísmico 3D (Figura 2.1), perfazendo 20.100 km² de dados de reflexão, com posterior processamento *Pre-Stack Time Migration* (PSTM) e, em seguida, *Pre-Stack Depth Migration* (PSDM), com excelente qualidade de imageamento (para maiores informações sobre esse levantamento consultar o Capítulo 4 deste livro). A interpretação desses dados possibilitou a visualização regional do preenchimento sedimentar da porção central da bacia e, em especial, da seção Pré-sal, onde passou então a se concentrar o maior interesse exploratório. Mediante o emprego de sismoestratigrafia e modelos de outras bacias do Brasil e do exterior (Mohriak *et al.*, 2008), o Pré-sal foi individualizado em duas grandes sequências sismoestratigráficas: 1) Rifte, subdividida em Sin-rifte inferior, e Sin-rifte superior; e 2) Pós-rifte (Sag) (Figura 2.3).

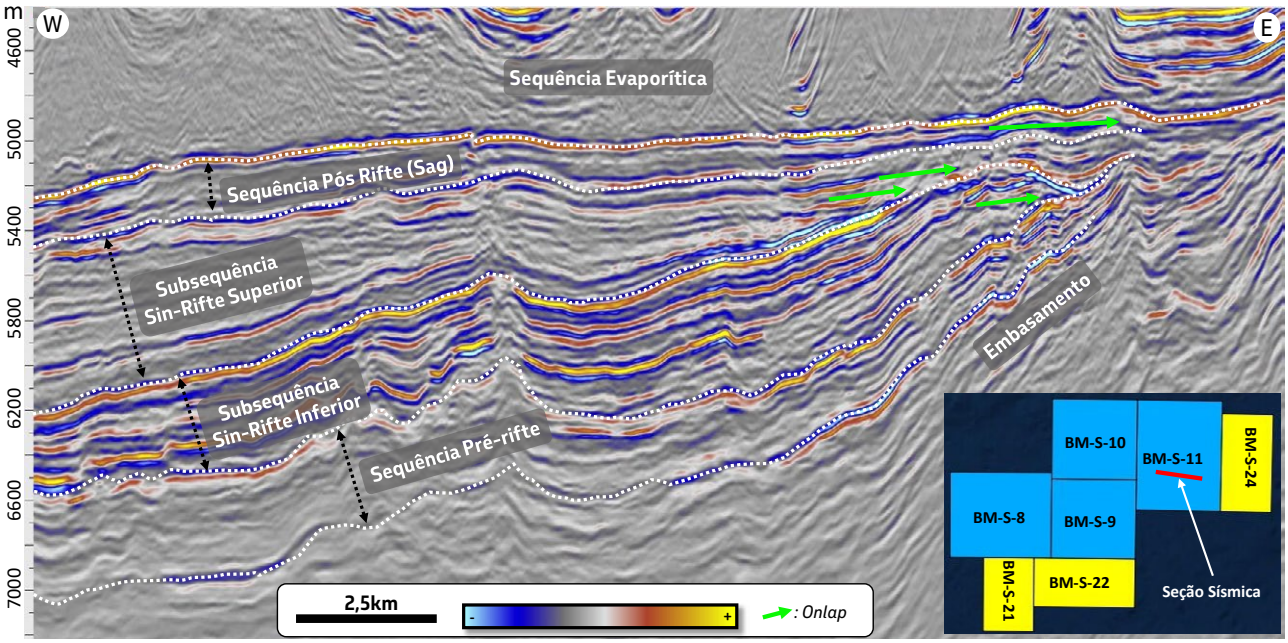


Figura 2.3 – Seção sísmica em profundidade ilustrando a sismoestratigrafia usada antes da perfuração de poços na parte mais distal da Bacia de Santos.

Os dados obtidos após a perfuração do poço 3-RJS-625 (Sambaqui), que atingiu o Pré-sal na região proximal da bacia (não discutido neste capítulo), e dos poços 1-RJS-617D (Parati) e 1-RJS-628A (Tupi), ambos perfurados no Cluster e apresentados no capítulo 1 deste livro, foram utilizados para a redefinição da Carta Estratigráfica da Bacia de Santos por Moreira *et al.* (2007) (Figura 2.4). Nessa Carta as sequências simoestratigráficas foram redefinidas de acordo com a Tabela 1. Assim, doravante neste capítulo, os reservatórios serão referenciados às suas sequências estratigráficas correspondentes (K46-48, K44, etc.), com menção à litologia apenas onde for imprescindível para a elucidação de conceitos. Para uma descrição pormenorizada das litologias e fácies sedimentares associadas a cada sequência, consultar o Capítulo 8 deste livro.

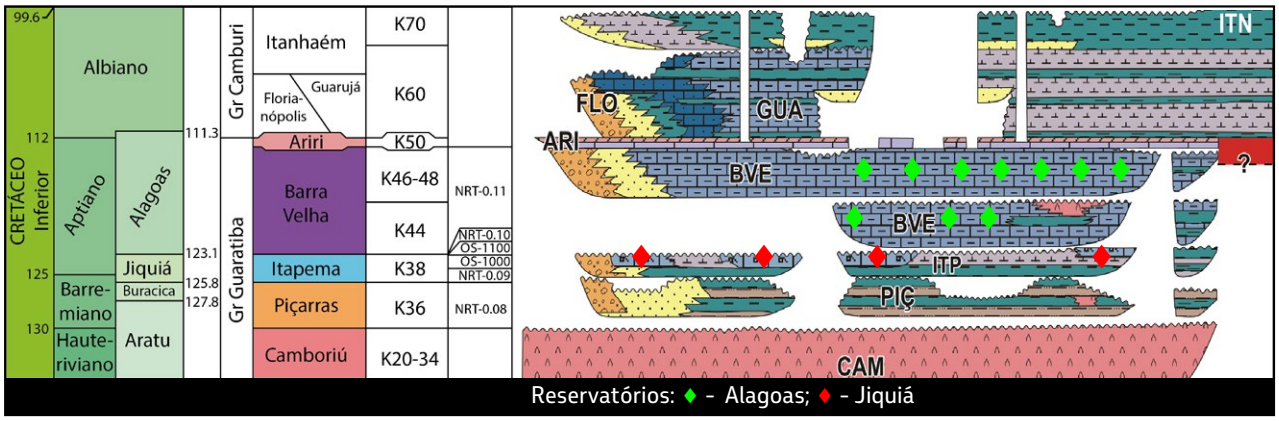


Figura 2.4 – Segmento da carta estratigráfica da seção Pré-sal da Bacia de Santos atualizada após a perfuração dos primeiros poços na área (modificada de Moreira *et al.*, 2007).

Tabela 1 – Unidades estratigráficas do Pré-sal da Bacia de Santos.

Sequência Sismoestratigráfica		Sequência Estratigráfica	Formação	Litologia
Pós-Rifte ou Sag		K46-48		Microbiolitos[2] ou localmente calcários abióticos (tufas e travertinos[3])
Discordância Intra-Alagoas[1]				Discordância Intra-Alagoas[1]
Sin-Rifte	Superior	K44	Barra Velha	Microbiolitos *in situ* ou retrabalhados (estromatolitos e laminitos microbiais, localmente dolomitizados ou silicificados[4]) intercalados com folhelhos
		K38	Itapema	Rudstones e grainstones a bivalves (coquinas), wackestones e packstones bioclásticos, folhelhos carbonáticos e folhelhos escuros, ricos em matéria orgânica.
	Inferior	K36	Piçarras	Arenitos de composição talco-estevensitíca e folhelhos escuros, ricos em matéria orgânica
		K20-34	Camboriú	Ígneas

1 - Moreira *et al.* (2007); 2 - Burne e Moore (1987), Chagas *et al.* (2016); 3 - Pentecost (1985 e 2005); 4 - Terra *et al.* (2010)

2.1. BM-S-10

No Bloco BM-S-10, operado pela Petrobras (65%) em parceria com BG (25%) e Partex (10%), foram perfurados dois poços: 1-RJS-617D (Parati) e 4-RJS-668 (Macunaíma) (Figura 2.1.1). O poço Parati, descrito no Capítulo 1 deste livro, foi finalizado em 2006, sendo o primeiro poço perfurado na área do Cluster com um projeto muito inovador para a época. Através dele constatou-se intercalações de calcários (*intertraps*) ao longo da seção superior de basaltos (Figura 2.1.2a), com espessuras variando entre 1 e 12 m. Esses basaltos foram denominados de Basalto Parati e são temporalmente equivalentes e lateralmente correlatos à Sequência K44. O teste de formação a poço revestido, realizado em um dos *intertraps*, produziu condensado de 44°API com RGO de 3060 m³/m³ (Figura 2.1.2a). Essa importante descoberta confirmou a existência de um sistema petrolífero ativo em águas ultraprofundas na Bacia de Santos e gerou a hipótese de um *play intertraps*, caracterizado por uma complexa interconexão lateral e vertical de corpos carbonáticos dentro do Basalto Parati. A

grande extensão de aproximadamente 5700 km² desse basalto, facilmente delimitado por atributos sísmicos de amplitude, sugeria grandes volumes potenciais para o *play intertraps* (Figura 2.1.3).

Antes da perfuração do poço Macunaíma (4-SPS-668), entre março de 2010 e fevereiro de 2011 (Figuras 2.1.1 e 2.1.2), que viria a testar a continuidade do *play intertraps* a partir do poço Parati, três outros poços geraram importantes informações para a sua delimitação. Os poços 1-RJS-628A (Tupi) e 1-SPS-50 (Carioca), perfurados em 2005 e 2007, não constataram o Basalto Parati e permitiram calibrar o atributo de amplitude (Figura 2.1.3). O poço 1-SPS-52A (Bem-te-vi), perfurado em 2007 e localizado a 82 km do poço Parati, não constatou reservatórios *intertraps* no Basalto Parati, indicando que eles não eram regionalmente distribuídos, como originalmente imaginado.

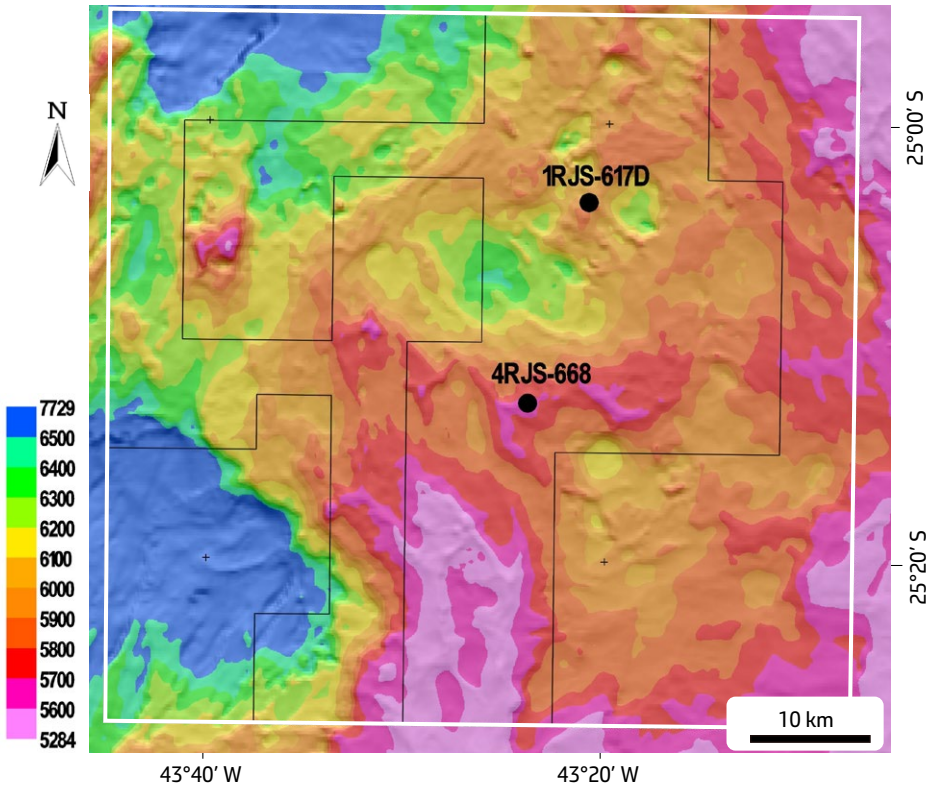


Figura 2.1.1 – Mapa estrutural da base do sal em profundidade com a localização dos poços 1-RJS-617D (Parati) e 4-RJS-668 (Macunaíma) perfurados no bloco BM-S-10. O polígono branco indica a área original do bloco e os polígonos pretos as áreas remanescentes após devolução de 50% da área, em 2003.

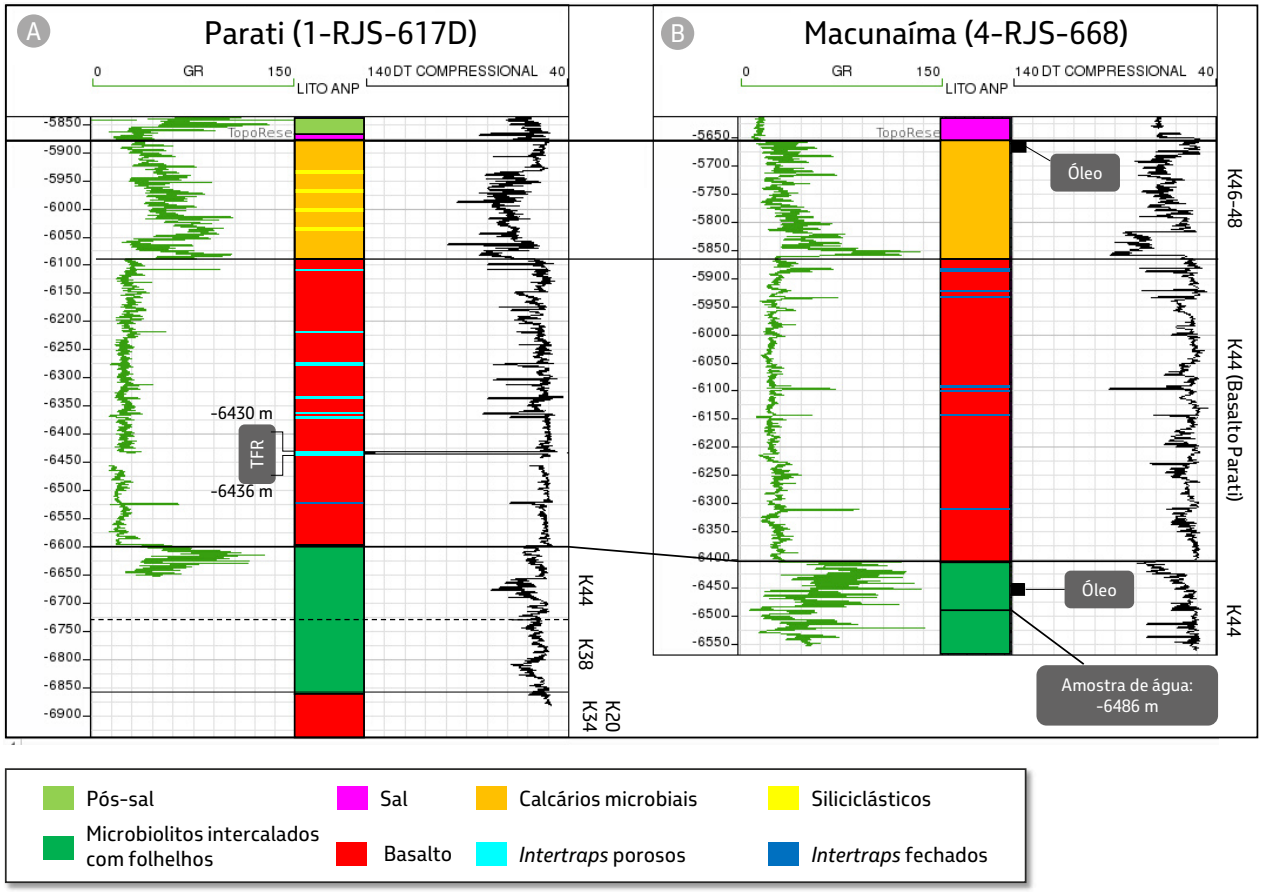


Figura 2.1.2 – Poços perfurados no bloco BM-S-10: a) No poço Parati (1-RJS-617D), os reservatórios (*intertraps*) ocorrem intercalados com os derrames vulcânicos. TFR – teste de formação a poço revestido; b) O poço Macunaíma foi o segundo e último poço perfurado neste bloco. Ele apresenta boa correlação estratigráfica com Parati, mas os seus *intertraps* são fechados.

O poço Macunaíma tinha como objetivo investigar possíveis reservatórios na Sequência K46-48 e a continuidade dos *intertraps* constatados no poço Parati. Localizado 17 km a SSW do poço Parati, foi perfurado em uma trapa estrutural na base do sal, com 85 km² de área (Figura 2.1.1). Constatou, na cota de -5655 m, reservatórios de baixa porosidade da Sequência K46-48, com óleo de 27 °API, e RGO de 170 m³/m³. O contato óleo/água foi constatado muito acima do *spill point* da estrutura, na cota de -5675 m, incorporando um pequeno volume de hidrocarbonetos (Figura 2.1.2b).

Abaixo da Sequência K46-48 foi encontrado o Basalto Parati, com 573 m de espessura. Dentro do basalto foram identificados vários *intertraps* fechados, com espessura máxima de 5 m (Figura 2.1.2b). Na base do basalto, na cota de -6.443 m, foi descoberto óleo de 27 °API e RGO de 94 m³/m³, formando uma coluna de 23 m em microbiolitos pouco porosos (Figura 2.1.2b). Com a perfuração de Macunaíma, o conceito de um *play intertraps* foi testado e abandonado em função de sua descontinuidade lateral (Figura 2.1.2b) (Chagas *et al.*, 2011). Posteriormente outros poços

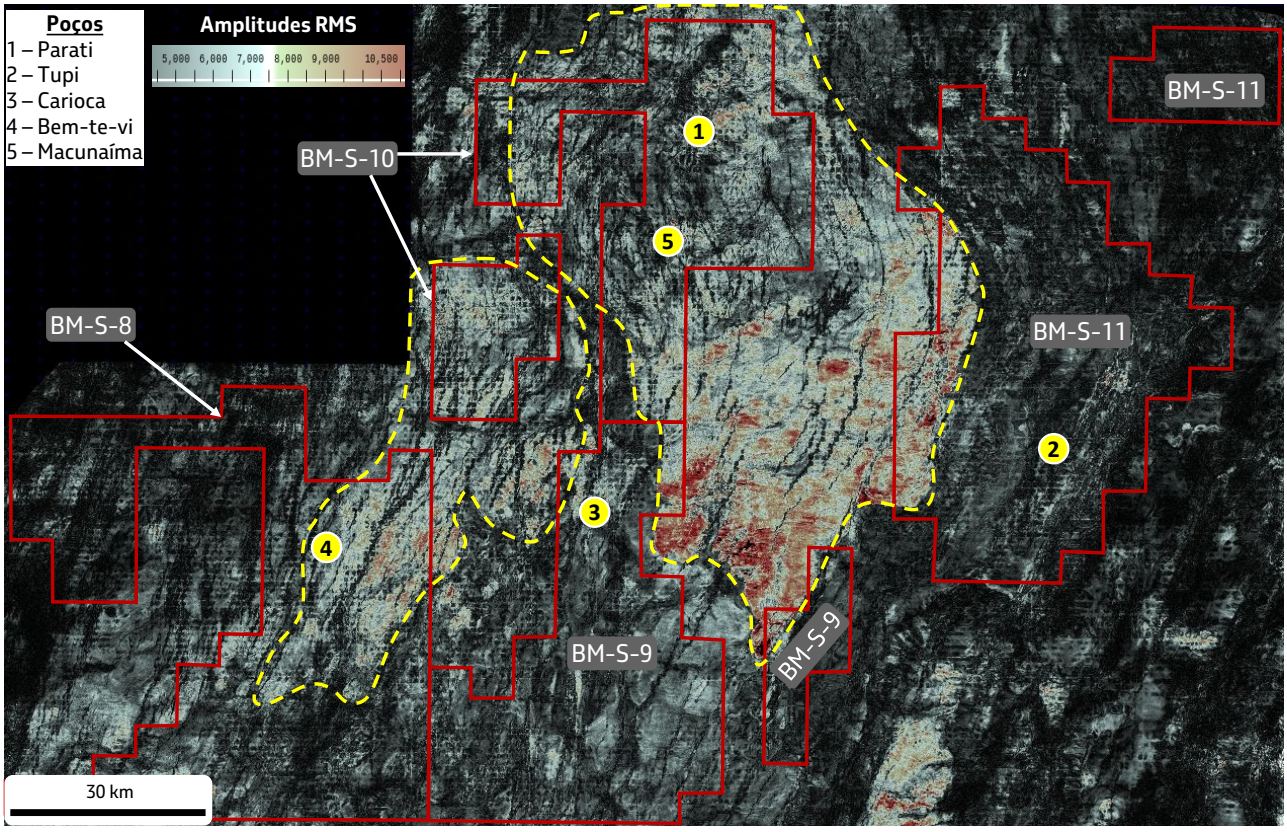


Figura 2.1.3 – Atributo de amplitude RMS da discordância Intra-Alagoas na área do Cluster. Polígonos tracejados em amarelo indicam áreas de ocorrência do Basalto Parati, correspondente aos maiores valores de amplitude. Polígonos em vermelho indicam áreas dos blocos durante o segundo período exploratório. Círculos amarelos numerados indicam os poços listados na legenda.

atingiram o Basalto Parati e confirmaram a inexistência do *play intertraps*. Após a perfuração de Macunaíma, os volumes de hidrocarbonetos estimados para o bloco BM-S-10 foram considerados não comerciais e o bloco foi devolvido para a ANP.

2.2. BM-S-11 (Tupi)

O 1-RJS-628A (Tupi), descrito no Capítulo 1 deste livro, foi perfurado entre setembro de 2005 e outubro de 2006, no Bloco BM-S-11, sendo operado pela Petrobras (65%) em parceria com a BG (25%) e a Petrogal (10%) (Figura 2.2.1). Ele é um marco para o Pré-sal, pois além de perfurar dois mil metros de sal sem grandes complicações, constatou em reservatório da Sequência K46-48, na cota de -4921 m, uma coluna de 230 m de óleo com 27,5°API, RGO de 233 m³/m³ e teores de CO_2 de 8%. O contato óleo/água não foi encontrado, pois coincide com um intervalo não

reservatório no poço; no entanto, foi inferido através de gradiente de pressão de poros (Figura 2.2.2). O reservatório consiste em microbiolitos com porosidades variando entre 3 e 11%, *netpay* de 64 metros e índice de produtividade de 8,4 $m^3/d/kgf/cm^2$.

Em termos de modelo deposicional, os microbiolitos constatados foram interpretados como depositados em lâmina d'água muito rasa em um lago. A boa correlação encontrada entre os poços Parati, Tupi e Sambaqui, na Bacia de Santos, com o poço 1-ESS-103, perfurado a 700 quilômetros de distância na Bacia de Campos, sugeria que esse sistema deposicional lacustre ultrapassava os limites da Bacia de Santos e que a camada Pré-sal poderia apresentar extensão continental.

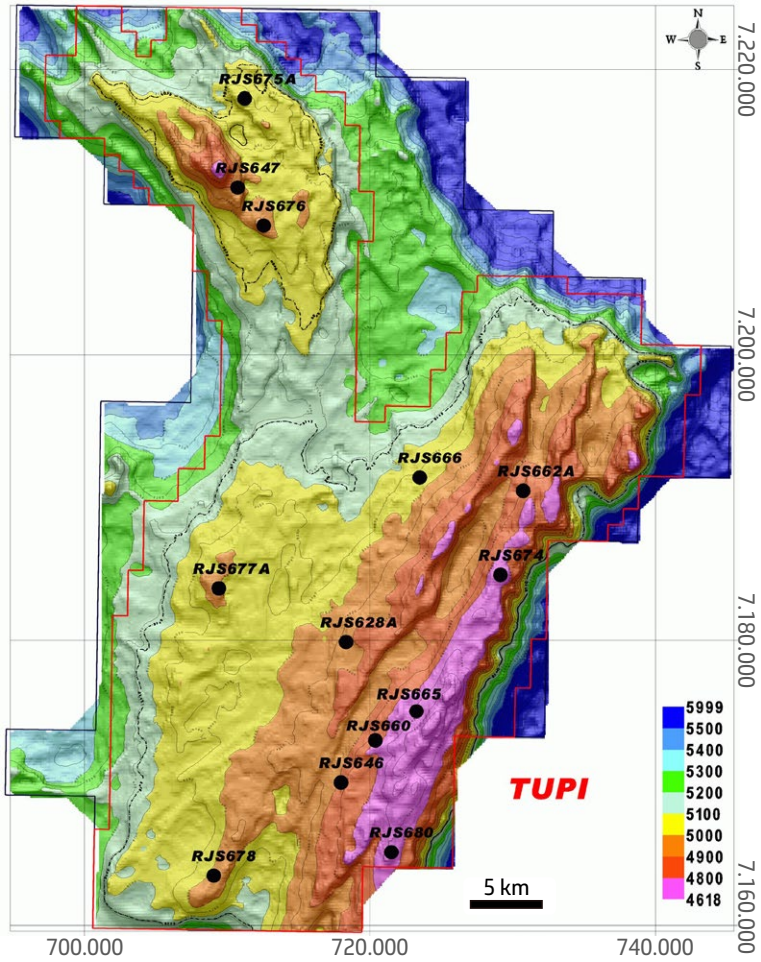


Figura 2.2.1 - Mapa estrutural em profundidade do topo do reservatório superior da Sequência K46-48 no Bloco BM-S-11, com o poço pioneiro 1-RJS-628A (Tupi) e os demais poços perfurados para delimitação do campo.

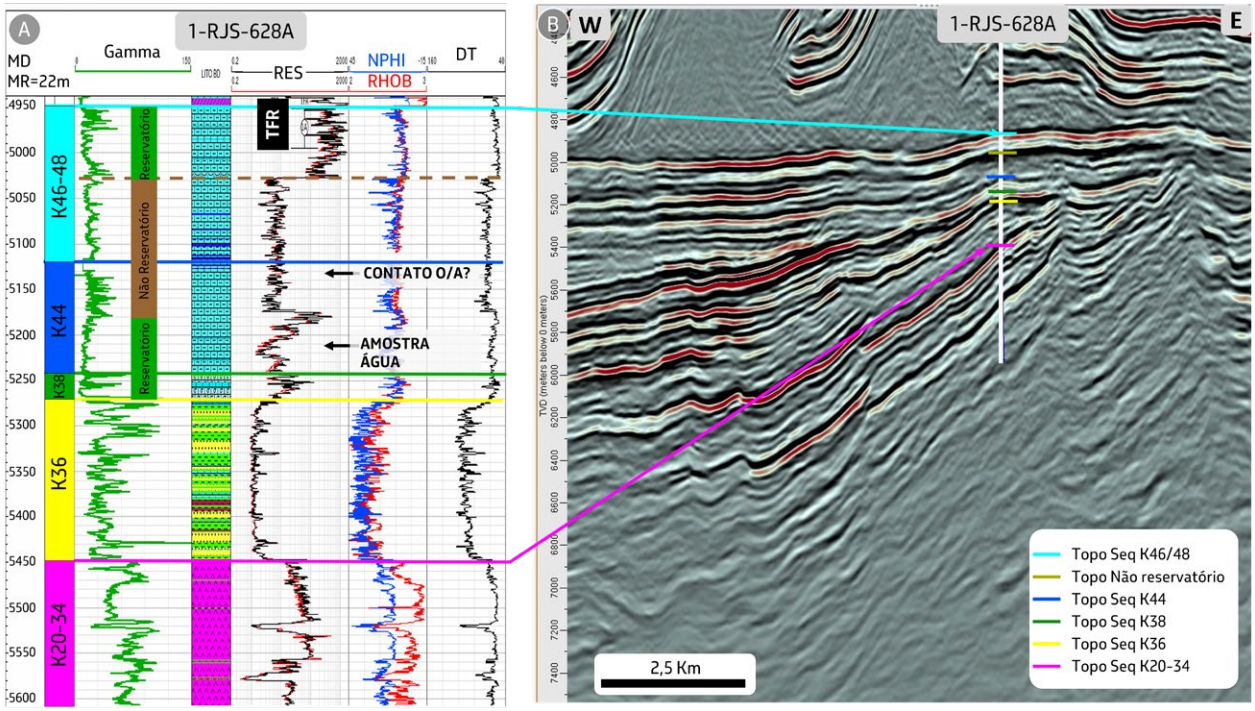


Figura 2.2.2 – Poço 1-RJS-628A (Tupi): A) Perfil composto indicando o contato óleo/água inferido aproximadamente por gradientes de pressão e a primeira água amostrada no poço. O contato ocorre em fácies não-reservatório; B) Linha sísmica em profundidade mostrando o intervalo perfurado pelo poço.

Com o objetivo de avaliar a comercialidade da descoberta de Tupi (1-RJS-628A), foi apresentada a primeira locação de extensão do Pré-sal na Bacia de Santos. Ela viria a ser o poço 3-RJS-646 (Extensão de Tupi ou Ext-Tupi), cuja perfuração ocorreu entre maio e setembro de 2007 (Figura 2.2.1). Esse poço tinha a finalidade de investigar a continuidade para o sul dos reservatórios constatados pelo poço Tupi e testar, em posição estrutural mais elevada, as coquinas da Sequência K38, que apresentaram boas condições permoporosas no pioneiro, porém continham água no nível perfurado.

A maior incerteza da locação estava relacionada às características dos fenômenos diagenéticos. Tais fenômenos poderiam influenciar a configuração final do sistema poroso através de cimentação ou geração de porosidade secundária. Para mitigar esse risco, foram utilizados os dados de processamentos sísmicos desenvolvidos pela Petrobras, denominados como Deconvolução Iterativa (ITERDEC) e ITERDEC-Integrado. O processo está descrito em detalhe no Capítulo 4 deste livro. Com o ITERDEC-Integrado foi possível observar que os reservatórios da Sequência K46-48 apresentavam fácies sísmicas mais caóticas, impedâncias relativas

menores e espessuras de reservatório, entre 80 e 100 m, significativamente maiores do que na área de Tupi (Figura 2.2.3). Essas eram diferenças sutis não observadas no dado PSTM convencional (Figura 2.2.4), contudo elas sugeriam importantes implicações geológicas. Isto porque, o adelgaçamento (*pinch-out*) em escala regional das sequências K46-48 e K44 indicavam a existência do alto estrutural na época da deposição dos reservatórios (Figura 2.2.4). Portanto, um espessamento do reservatório no alto sugeria um sutil crescimento carbonático (*build-up*) com fácies porosas (Figura 2.2.3b), que, por sua vez, estariam em conformidade com a diminuição da impedância relativa (Figura 2.2.3c).

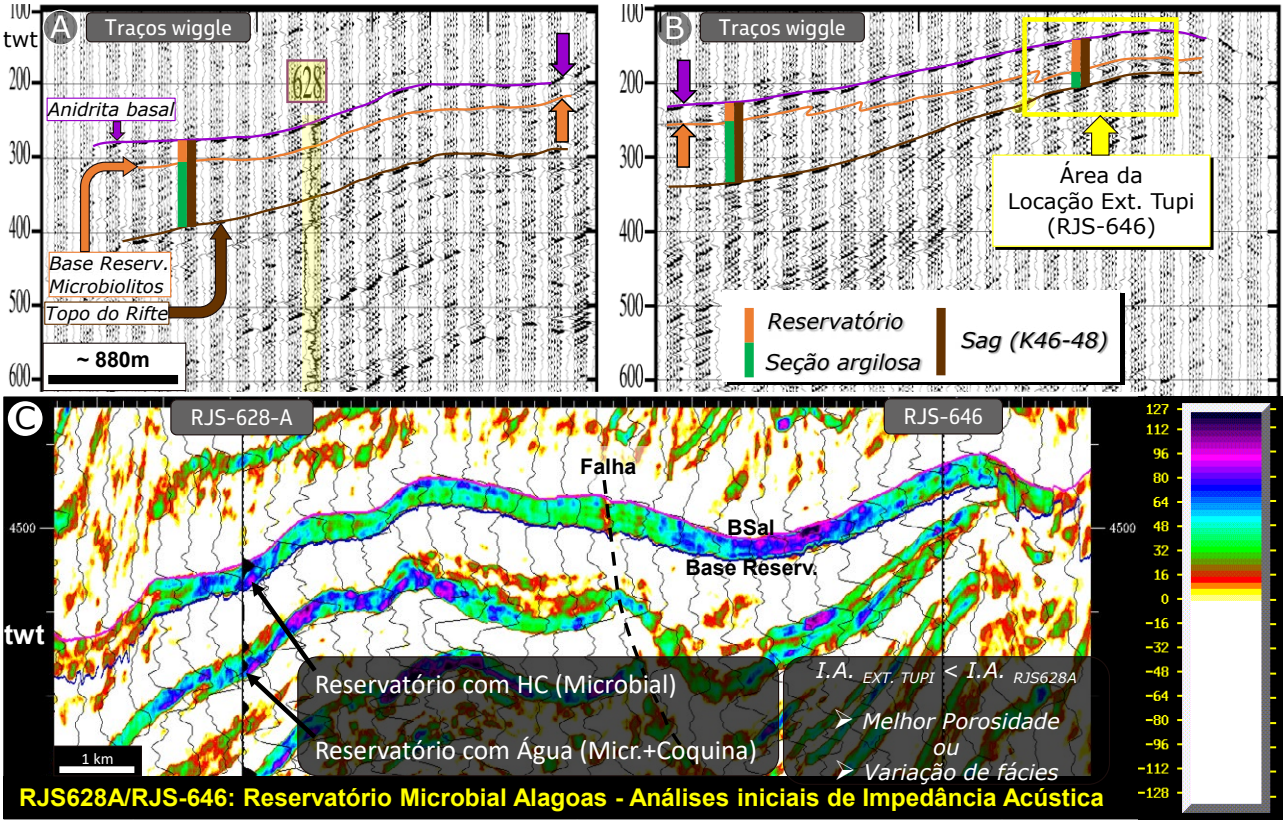


Figura 2.2.3 - Seções sísmicas mostrando os dados de ITERDEC em detalhe nas áreas: (A) do poço 1-RJS-628A; e (B) da Locação Ext-Tupi (3-RJS-646); C) ITERDEC Integrado entre os poços citados. Observar espessamento do reservatório superior da Sequência K46-48 em direção ao ápice da estrutura (entre os horizontes indicados pelas setas roxa e laranja nas figuras A e B). Notar, na Figura C, a variação das fácies sísmicas a partir do 1-RJS-628-A (Tupi) em direção ao 3-RJS-646 (Ext-Tupi). BSal: base do sal; HC: hidrocarboneto. Cortesia de Andre Romanelli Rosa.

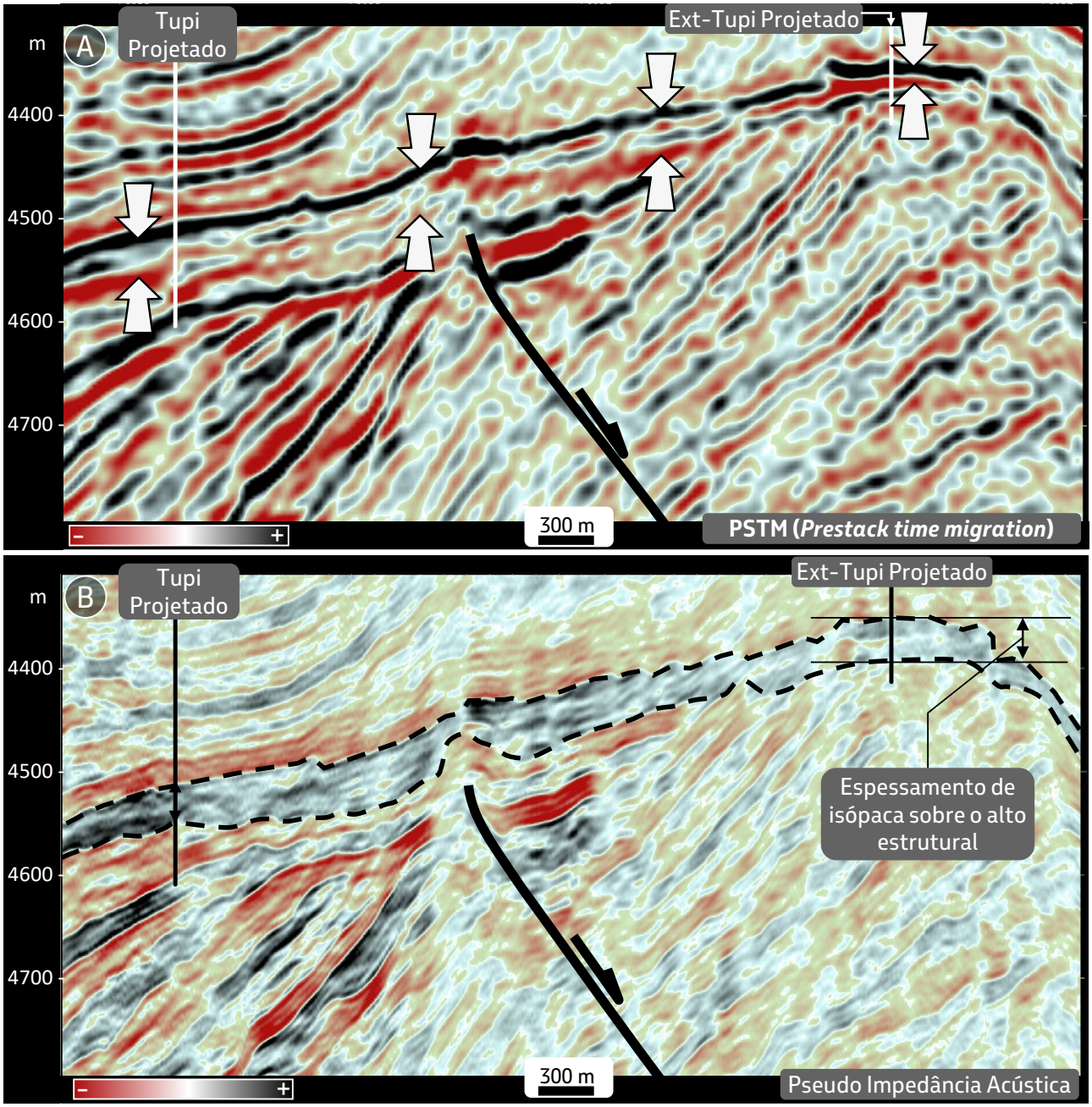


Figura 2.2.4 - Seções sísmicas comparando as resoluções dos dados PSTM e Pseudo-Impedância Acústica (ITERDEC Integrado) na identificação do reservatório superior da Sequência K46-48: A) O dado PSTM não define com boa precisão o topo e a base do reservatório (setas brancas); B) O dado ITERDEC integrado apresenta uma melhor definição do topo e base do reservatório (linha tracejada preta), permitindo constatar um espessamento das isópacas. Notar a diminuição das impedâncias em direção ao alto estrutural.

O poço Ext-Tupi atingiu o reservatório da Sequência K46-48, na cota de -4890 m, cujos índice de produtividade de 38 m^3/d/kgf/cm^2 e vazão de 445 m^3/d revelaram um grande potencial para as fácies sísmicas discretizadas pelo dado ITERDEC-Integrado (Figura 2.2.3 e Figura 2.2.4). Abaixo da Sequência K46-48, foi constatado o reservatório da Sequência K44, com óleo (Figura 2.2.5). O contato óleo/água coincidia com fácies não reservatório, mas os

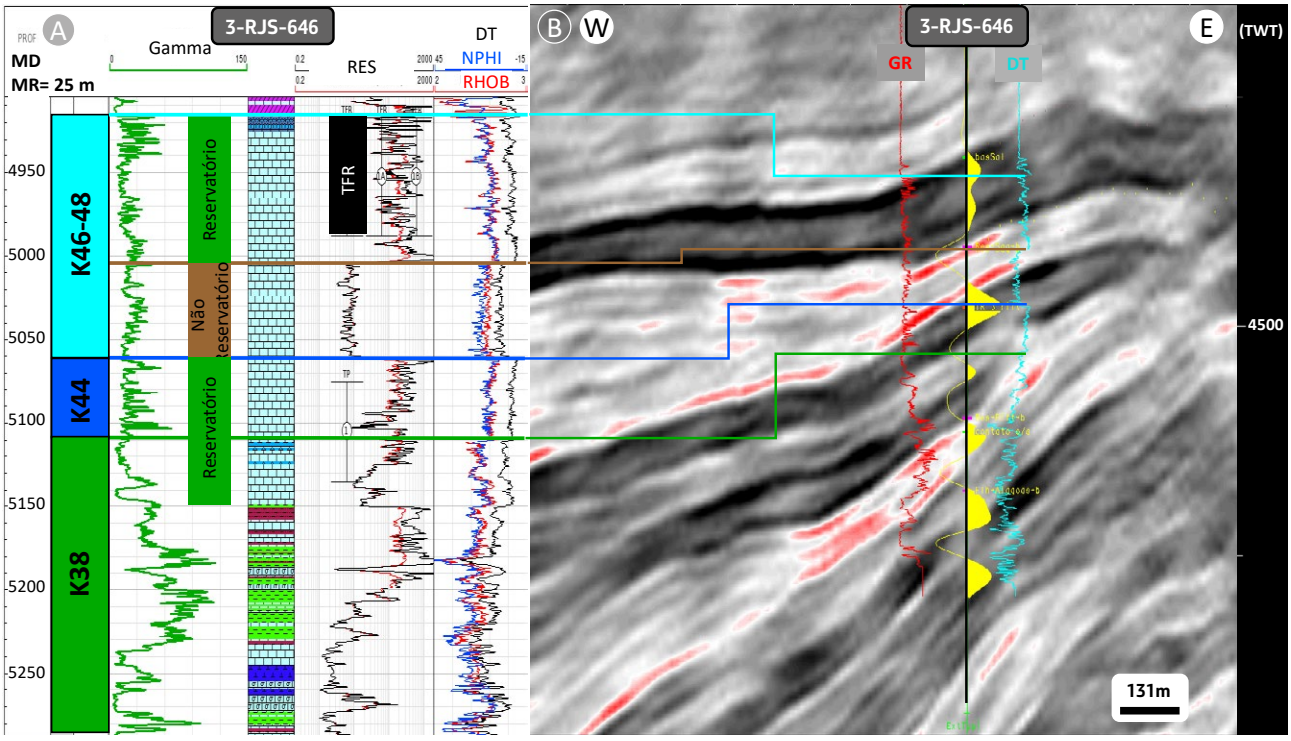


Figura 2.2.5 – Poço 3-RJS-646 (Ext-Tupi): A) Perfil do poço com interpretação litológica; B) Seção Sísmica, em tempo, com a amarração do poço no dado ITERDEC Integrado. Observar que similarmente ao que ocorre no poço 1-RJS-628A, o intervalo do superior da Sequência K46-48 corresponde aos reservatórios e o intervalo inferior ao intervalo argiloso. TFR – Teste de formação a poço revestido.

gradientes de pressão indicavam cotas entre -5131 m e -5148 m, dentro de uma trapa estrutural na base do sal (Figuras 2.2.6a e b) e em conformidade com os dados obtidos no poço Tupi. Na cota mais alta, -5131m, a área da acumulação atingia impressionantes 1119 km^2. O contato óleo/água a ser usado para o plano de avaliação, -5131 m ou -5148 m, ainda era um desafio que ficou para ser desvendado nos próximos poços de delimitação, descritos a seguir.

O resultado positivo desse poço, tanto em relação à confirmação da descoberta de óleo quanto em relação à sensível melhora de fácies reservatório, aumentou a confiança na metodologia que combinava o uso do ITERDEC integrado com a estratigrafia e o posicionamento estrutural. Desse modo, essa metodologia passou a ser praticamente mandatória para todas as futuras locações.

Após a confirmação pelo poço 3-RJS-646 (Ext-Tupi) do enorme potencial da descoberta do poço Tupi no Bloco BM-S-11, teve início a sua fase de delimitação. Assim, entre setembro e dezembro de 2009, foi perfurado o poço 4-RJS-647 (Iracema) na porção noroeste da área de avaliação, a fim de testar uma estrutura dômica alongada (NW-SE) cujo contexto estrutural diferia do testado anteriormente pelos poços Tupi e Ext-Tupi

(Figuras 2.2.1 e 2.2.7). Esse poço constatou o topo dos reservatórios carbonáticos na cota de -4921m, formando uma coluna de hidrocarbonetos de 143m de altura, com porosidade média de 10% e índice de produtividade de até 151 $m^3/d/kgf/cm^2$ (Figura 2.2.8). Um fato inesperado foi a constatação do contato óleo/água a -5079 m. Isso porque o contato óleo/água mais profundo estimado pelos poços Tupi e Ext-Tupi, entre -5131 m e -5148 m, indicava que Iracema estaria dentro da mesma trapa estrutural e, portanto, deveria ter um contato similar (Figuras 2.2.6b e 2.2.7). Além do contato óleo/água, as análises dos fluidos indicaram gradientes de pressão diferentes para as duas áreas, tanto na zona de óleo como na zona de água. Em Tupi o óleo apresenta valores em torno de 28°API, RGO de 235 m^3/m^3 e teores de CO_2 de 11%, enquanto Iracema apresenta óleo de 31°API, RGO 350 m^3/m^3 e 1% em teor de CO_2. Essa situação indicava a possibilidade de uma barreira estratigráfica entre as duas estruturas.

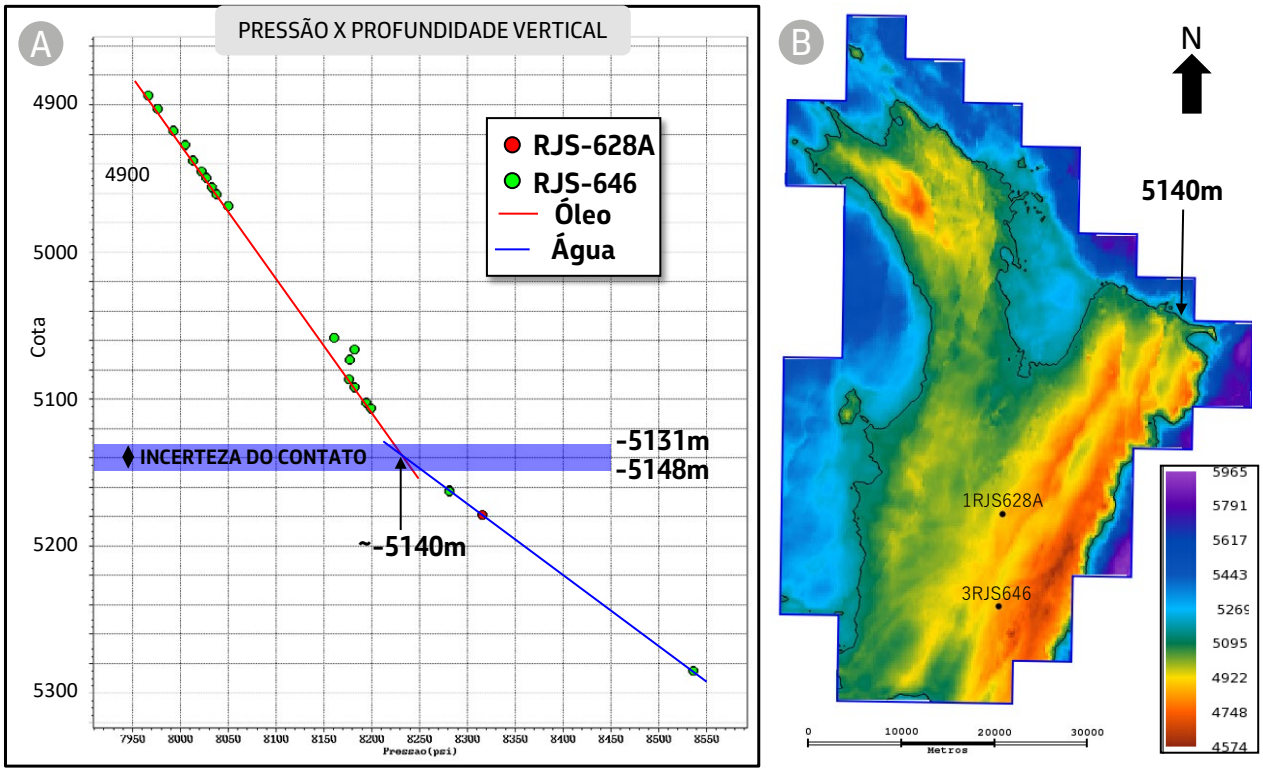


Figura 2.2.6 – Estimativas do contato óleo/água na acumulação de Tupi: A) gráfico de pressão de poros versus profundidade dos poços 1-RJS-628A (Tupi) e 3-RJS-646 (Ext-Tupi); B) Mapa do topo do reservatório da Sequência K46-48 com a curva correspondente ao contato médio estimado na cota de -5140 metros.

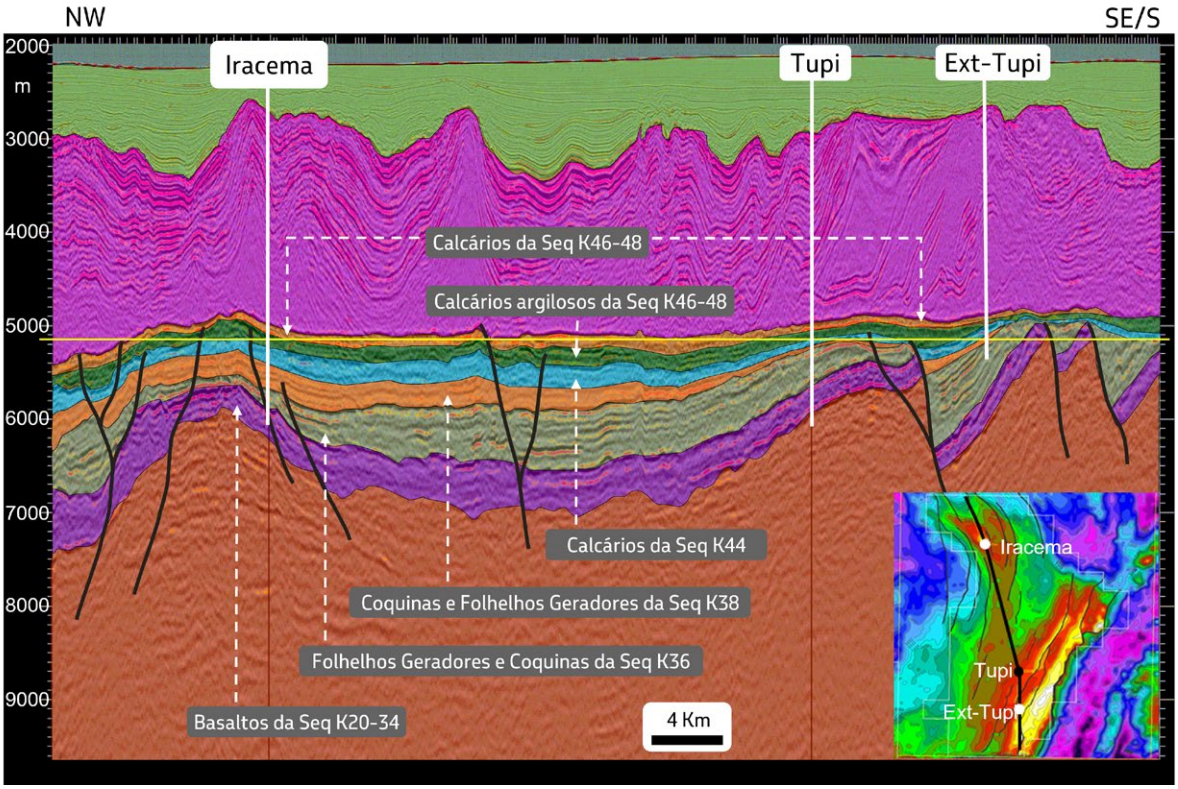


Figura 2.2.7 - Seção sísmica com interpretação anterior na perfuração do poço 4-RJS-647 (Iracema), mostrando contato óleo/água inferido a partir dos resultados do poço 1-RJS-628A (Tupi) (-5140 m - Linha tracejada amarela).

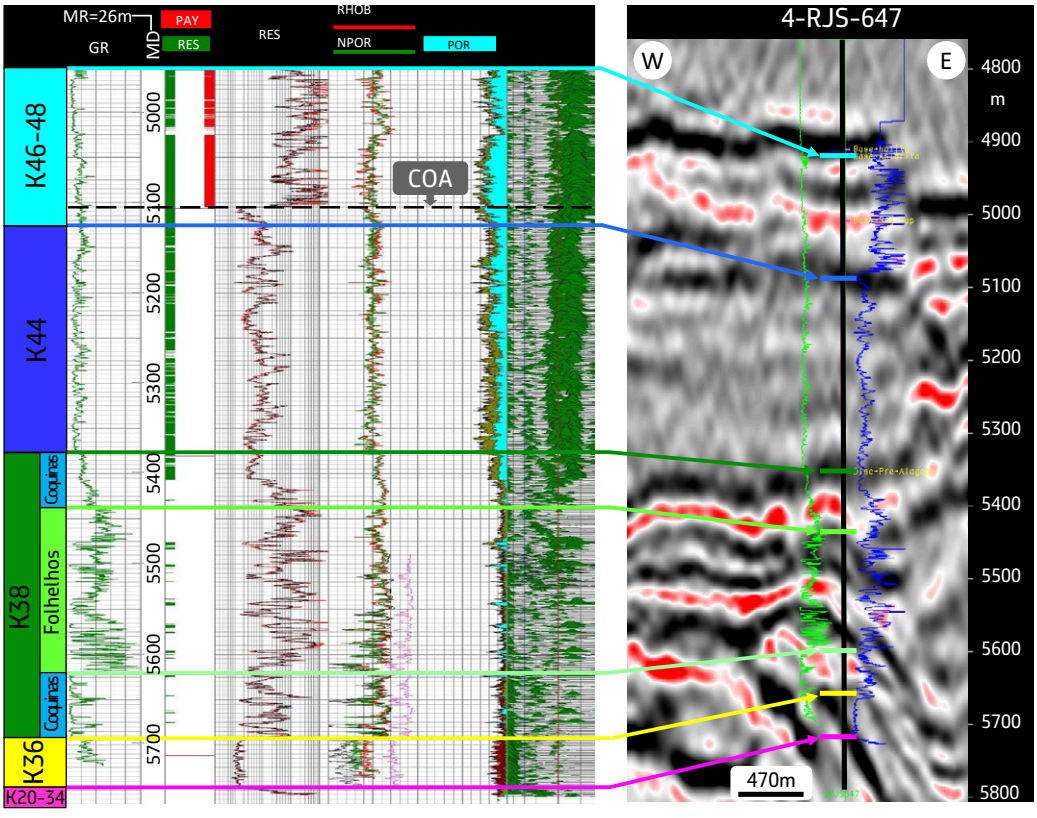


Figura 2.2.8 - Amarração do perfil do poço 4-RJS-647 (Iracema) com a sísmica Na época da perfuração do poço. O contato óleo/água (COA: -5079 m) foi determinado dentro de fácies reservatório.

Com a perfuração desse poço, três novos termos correspondentes a zonas de produção foram adotados e amplamente utilizados para definir informalmente a estratigrafia do Pré-sal, a saber: BVE100, BVE200 e BVE300, sendo BVE um acrônimo para Formação Barra Velha. Suas equivalências estratigráficas estão sumarizadas na Figura 2.2.9.

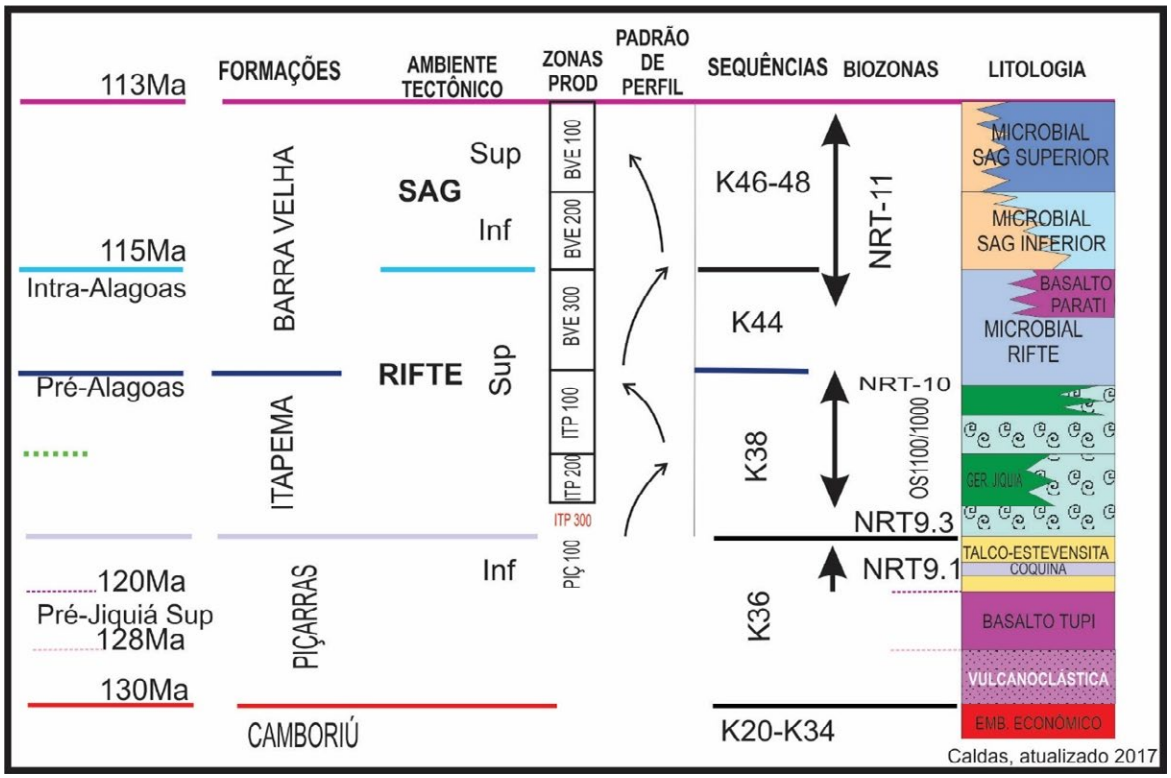


Figura 2.2.9 - Esquema das subdivisões definidas para a estratigrafia da seção Pré-sal da Bacia de Santos, após a perfuração dos primeiros poços. Modificado de Caldas *et al.* (2018).

Na sequência da campanha de avaliação da área de Tupi, foi aprovada a locação Tupi O/A (3-RJS-666), perfurada entre janeiro e abril de 2010 (Figura 2.2.1). Os objetivos principais dessa locação eram: 1) constatar o contato óleo/água da acumulação; 2) verificar a qualidade das fácies reservatório em posições estruturais mais baixas na trapa; e 3) obter novos dados para refinar o modelo deposicional. O poço atingiu o topo do Pré-sal na cota de -5039 m e confirmou reservatórios carbonáticos nas sequências K46-48 e K44. No entanto, essas rochas apresentaram baixíssimas qualidades permoporosas, sendo constituídas basicamente por fácies carbonáticas retrabalhadas com presença de argila. Constatou, ainda, coquinas com baixa qualidade na Sequência K38 e arenito talco-estevensítico na Sequência K36. Apesar do resultado negativo em relação às fácies e a não determinação do contato, a perfuração do poço foi de extrema importância. Esse mostrou que baixas impedâncias, no dado ITERDEC Integrado, em baixos estruturais, indicavam reservatórios de baixa qualidade ou rochas fechadas argilosas. Dessa forma, todas as regiões com essas características foram delimitadas e, consequentemente, nenhum outro poço foi perfurado dentro desse limite, mesmo após a declaração de

comercialidade da área. Além desses fatos, a perfuração do poço demostrou que a descontinuidade entre os reservatórios de Tupi e Iracema seria função da existência de fácies não reservatório entre as duas estruturas (Figura 2.2.10).

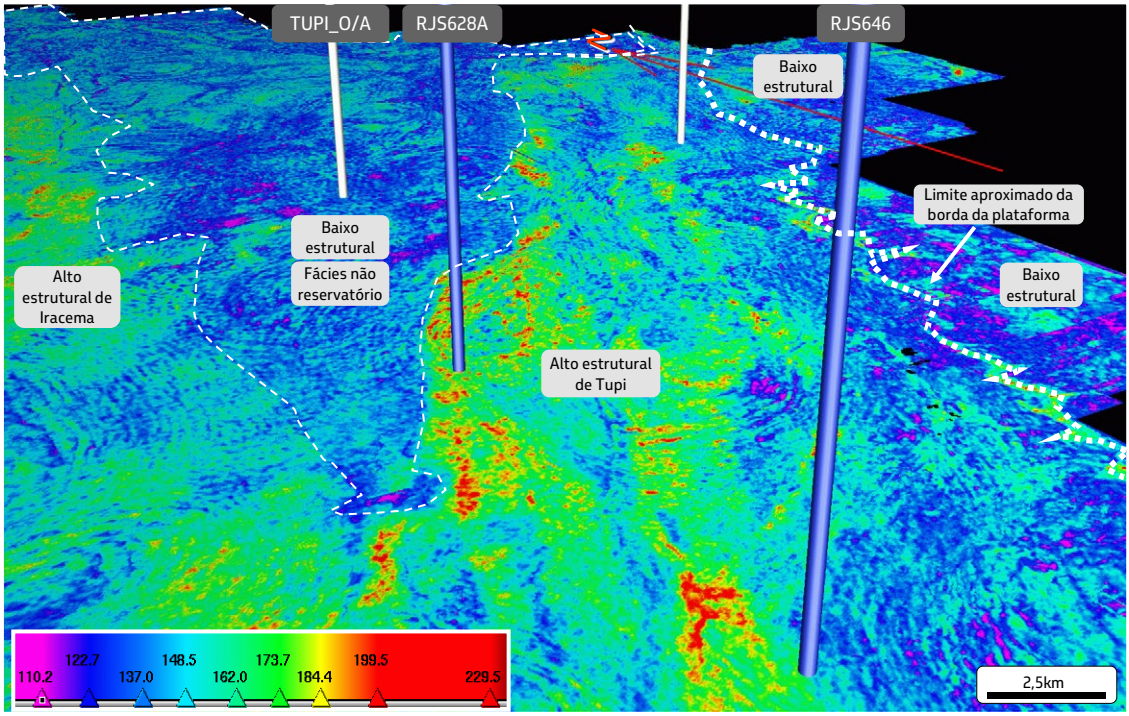


Figura 2.2.10 - Mapa de amplitude média extraído do dado de ITERDEC Integrado, do Reservatório Superior. Após a perfuração do poço 3-RJS-666 (Tupi O/A), ficou caracterizado que a predominância de baixas impedâncias (cores frias) nos baixos estruturais corresponde a fácies não-reservatório.

A declaração de comercialidade do Plano de Avaliação (PA) do Poço de Tupi (uma das partes da antiga Concessão BM-S-11) ocorreu em dezembro de 2010 e abrangeu uma área de 1974 km². Os compromissos estabelecidos no Plano de Avaliação do 1-RJS-628A foram cumpridos com a perfuração dos poços 3-RJS-646 e 4-RJS-647 (descritos acima) e a realização de um teste de longa duração (TLD). Além dos poços propostos, foram perfurados mais oito poços exploratórios: 3-RJS-662A (2009-2010), 3-RJS-666 (2010), 3-RJS-674 (2010), 3-RJS-675A (2010), 3-RJS-678 (2010), 3-RJS-677A (2010), 3-RJS-676 (2010) e o 3-RJS-680 (2010-2011). Somando-se à campanha de delimitação, dois poços especiais foram perfurados na fase exploratória: o 9-RJS-660, cujo testemunho contínuo de 260 m amostrou integralmente as sequências K46-48, K44 e o topo da K38 no poço, e o 9-RJS-665 (2010). Tendo em vista as informações apresentadas, foi proposto à ANP que a área do PA do 1-RJS-628A representaria duas trapas compartimentadas com acumulações distintas, Tupi e Iracema. Essas receberiam respectivamente as designações de Campo de Lula para a trapa de Tupi, com um volume de petróleo *in place* estimado em 25,9 bilhões de bbl e fator de recuperação médio de 21%, e Campo de Cernambi para a trapa de Iracema, com um volume *in place* estimado em 4,24 bilhões de barris e um fator de recuperação médio de 32,4%. Atualmente essas duas trapas correspondem a um único

campo, Tupi, com um volume *in place* de 19,4 bilhões de barris de óleo e 695 bilhões de m³ de gás (ANP, 2021).

3. SEGUNDA FASE DE DESCOBERTAS NO PRÉ-SAL

Nesta fase da exploração, foram perfurados vários poços exploratórios e de delimitação com a finalidade principal de investigar a continuidade e comercialidade dos reservatórios do Pré-sal no Cluster.

3.1. BM-S-11 (Iara: Sururu/Berbigão/Atapu)

Ao passar para segunda fase exploratória, 50% da área original do bloco BM-S-11 foi devolvida à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), remanescendo duas áreas desconectadas (Figura 3.1.1). Uma das áreas compreendia as trapas de Tupi e Iracema. A outra, correspondente a 6,1% da área original, abrangia uma trapa estrutural na base do sal com cerca de 121 km², denominada Iara (Figura 3.1.1). Ela foi perfurada entre maio e setembro de 2008, pelo poço Iara (1-RJS-656) (Figura 3.1.2). Esse poço constatou o topo da coluna de óleo na cota de -5309 m, em reservatórios das sequências K46-48 e K44, totalizando uma coluna de 413 m de altura, com NTG de 67% e porosidade média de 12,4%. A atividade exploratória realizada nessa área, que se tornou o plano de avaliação PAD 1-RJS-656, permitiu a delimitação de três acumulações distintas, a saber: Sururu, Berbigão e Atapu (Figuras 3.1.1 e 3.1.3). Ela também demonstrou que essas acumulações se estendiam para além do plano de avaliação, na área denominada de Entorno de Iara, que será abordada mais adiante neste capítulo.

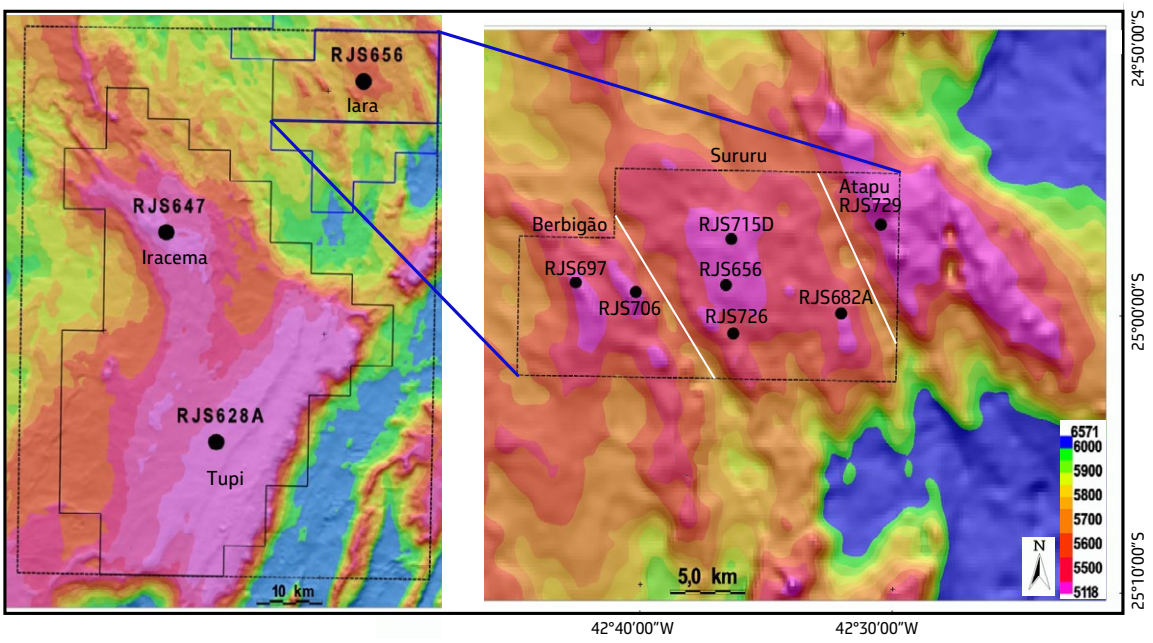


Figura 3.1.1 – Mapa estrutural da base do sal em profundidade com o contorno das áreas remanescentes do Bloco BM-S-11: Tupi/Iracema e Iara. As linhas brancas no mapa de detalhe mostram os limites aproximados das acumulações independentes de Berbigão, Sururu e Atapu na área de Iara.

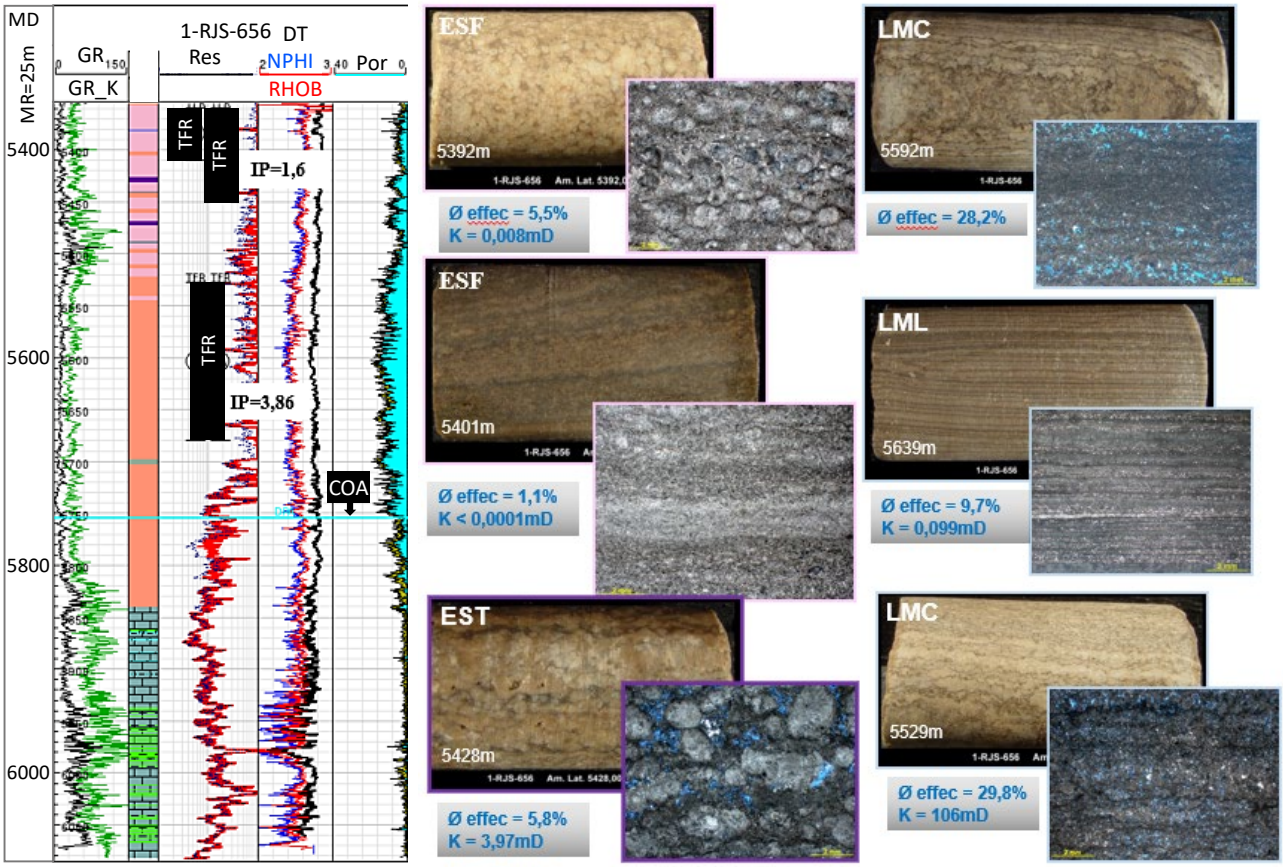


Figura 3.1.2 - Perfil composto do poço 1-RJS-656 e alguns exemplos de rochas amostradas (ESF -esferulítos; LML – laminitos lisos; LMC – Laminitos crenulados; EST - estromatólitos). Os índices de produtividade (IP) dos testes de formação a poço revestido (TFR) estão indicados no perfil. A linha azul no perfil corresponde ao contato óleo/água (COA).

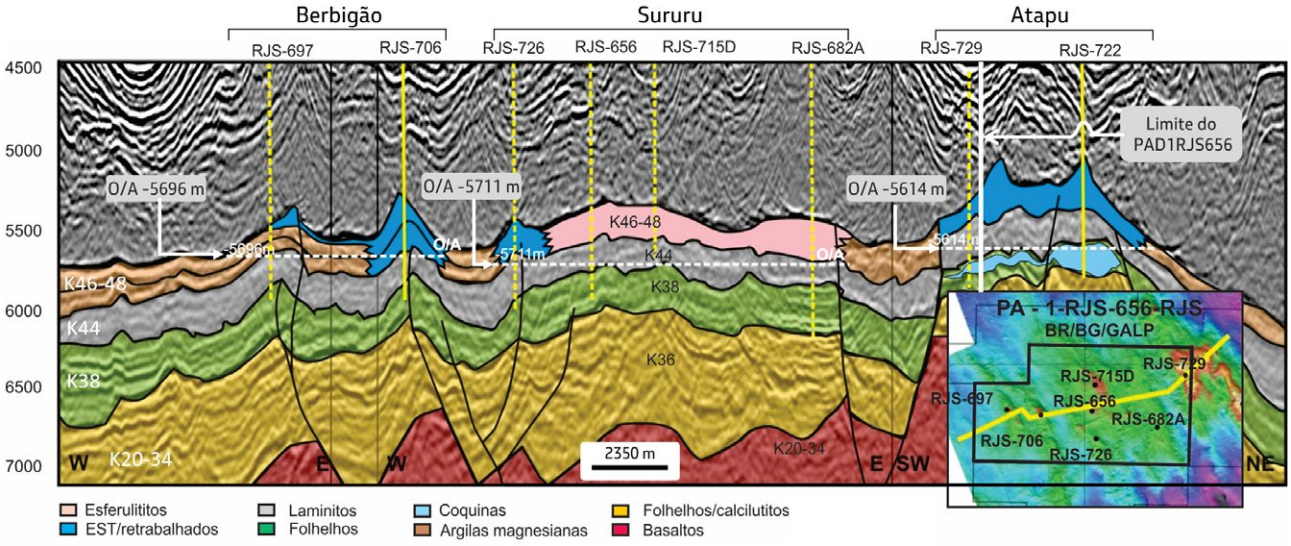


Figura 3.1.3 – Seção sísmica em profundidade interpretada passando pelas acumulações de Berbigão, Sururu e Atapu com os respectivos contatos óleo/água (O/A). Notar que a maior parte de Atapu está fora do PAD 1-RJS-656.

A acumulação de Sururu, localizada na parte central do PAD, foi investigada e delimitada através da perfuração de quatro poços; o pioneiro Iara e mais três poços: 3-RJS-682A (maio a setembro de 2008), 3-RJS-715D (junho de 2013 a fevereiro de 2014) e 9-RJS-726 (novembro de 2013 a maio de 2014) (Figura 3.1.1). Os poços constataram a presença de reservatórios nas sequências K46-48 e K44, portadores de óleo entre 24 e 29ºAPI, RGO médio entre 130 e 270 m^3/m^3 e teores de CO_2 entre 6 e 26%, com comportamento de segregação gravitacional do fluido. A porosidade média nos poços varia de 10 a 15% e a totalização da espessura porosa verticalizada com óleo varia de 174 a 413 m. A maioria dos intervalos testados nessa acumulação apresentou, mesmo após acidificação, índices de produtividade (IP) entre 3,8 e 11,1 $m^3/d/(kgf/cm^2)$. Essas produtividades relativamente baixas estão relacionadas às características microporosas de parte dos reservatórios, que, apesar de apresentarem boas porosidades, possuem baixas permeabilidades. O poço direcional 3-RJS-715D visava avaliar o incremento da produtividade através de maior exposição e multi-fraturamento dos reservatórios. Entretanto não houve um incremento significativo do IP, cujo valor de 11,5 $m^3/d/(kgf/cm^2)$ ficou próximo ao obtido nos poços verticais. O poço 9-RJS-726 logrou êxito ao investigar sismofácies com geometrias de *mounds*, que já haviam garantido bons resultados no poço 3-RJS-706 (descrito mais adiante), apresentando um IP de 33,7 $m^3/d/(kgf/cm^2)$ no intervalo superior e de 185 $m^3/d/(kgf/cm^2)$ no intervalo inferior. O contato óleo/água obtido no 9-RJS-726, na cota de -5711 m, apresentou a melhor definição em perfil dentre os quatro poços perfurados nessa acumulação e, por isso, foi considerado para a avaliação volumétrica da área. Em dezembro de 2014, o consórcio responsável pelo PAD 1-RJS-656 declarou a comercialidade e retenção dessa área, com um volume *in place* de 9,8 bilhões de barris de óleo e 233 bilhões de m^3 de gás (ANP, 2021), cuja designação passou a ser Campo de Sururu (Figura 3.1.3). Para a delimitação desse campo, foi projetado no mapa estrutural do topo do reservatório da Sequência K46-48 o contato óleo/água na cota de -5711 m, constatado pelo poço 9 -RJS-726, sendo os limites nos baixos estruturais adjacentes definidos por variação lateral de fácies.

A segunda acumulação da área de Iara (PAD do 1-RJS-656), localizada a oeste do pioneiro e denominada de Berbigão (Figura 3.1.1 e 3.1.3), foi investigada e delimitada através da perfuração de três poços: dois no PAD 1-RJS-656, o 3-RJS-697 e o 3-RJS-706, e um na área da Cessão Onerosa Entorno de Iara, o 4-RJS-728, discutido adiante neste capítulo (Figura 3.1.1). O poço 3-RJS-697, perfurado entre dezembro de 2011 e abril de 2012, atingiu o topo do reservatório da Sequência K46-48 na cota de -5403 m. O seu *net pay* foi de apenas 27 m, com óleo de 26ºAPI, RGO de 86 m^3/m^3 e teor de CO_2 de até 2,5%. Após a perfuração desse poço, ocorreu a perfuração do 3-RJS-706, que foi fundamental para viabilização econômica da área como um todo. O 3-RJS-706, perfurado entre novembro de 2012 e agosto de 2013, visava feições sísmicas com geometria de *mound*, análogas às perfuradas pelo poço 4-SPS-86B (Carcará), visto que a área de Iara apresentava espessa

coluna de óleo, porém tinha problemas de produtividade devido à microporosidade. O poço atingiu o topo dos reservatórios das sequências K46-48 e K44 na cota de -5234 m, totalizando uma coluna com 463 m de altura, NTG de 81% e porosidade média de 13%. Os resultados do teste de formação indicaram óleo de 28°API, RGO de 90 m^3/m^3, teor de CO_2 em torno de 1,3% e um alto índice de produtividade, de 58,2 $m^3/d/kgf/cm^2$, apesar do elevado dano (RD = 9,2). O contato óleo/água foi constatado a -5696 m. Gradientes de pressão de poros indicaram que a acumulação nessa estrutura está conectada à acumulação da estrutura testada pelo 3-RJS-697. Em dezembro de 2014, o consórcio detentor do PAD 1-RJS-656 indicou a declaração de comercialidade e retenção dessa área, com um volume *in place* de 1,6 bilhões de barris de óleo e 19,4 bilhões de m^3 de gás (ANP, 2021), cuja designação passou a ser Campo de Berbigão. Para a delimitação desse campo, foi projetado o contato óleo/água, na cota de -5696 m, sobre o mapa estrutural do topo do reservatório.

A terceira acumulação do PAD 1-RJS-656, denominada Atapu (Figura 3.1.3), congrega um alto estrutural, localizado no extremo nordeste da área, cuja maior parte está dentro da área da Cessão Onerosa Entorno de Iara, descrita mais adiante neste capítulo. Esta acumulação foi inicialmente testada pelo poço 1-RJS-711, finalizado em maio de 2013 na área da Cessão Onerosa. Dentro do PAD 1-RJS-656, foi perfurada pelo poço 3-RJS-729, entre maio e dezembro de 2014. Esse poço constatou o topo da coluna de óleo na cota de -5341 m, totalizando 362 m de altura, NTG de 48% e porosidade média de 11%. O seu gradiente de pressão está alinhado com os poços da Cessão Onerosa e o contato foi determinado a -5614 m no poço 3-RJS-722, descrito adiante no capítulo. A área da trapa dentro do PAD-1-RJS-656 foi designada como Campo de Oeste de Atapu, com um volume *in place* de 1,5 bilhões de barris de óleo e 37 bilhões de m^3 de gás (ANP, 2021).

3.2. BM-S-9

Em paralelo à avaliação da descoberta de Tupi, ocorria a avaliação do Bloco BM-S-9, em um consórcio composto inicialmente pela Petrobras operadora (45%), BG Brasil (30%) e Repsol Sinopec Brasil (25%). Após a devolução de 50% da área em função da passagem para o segundo período exploratório, o bloco foi subdividido em duas áreas: Carioca e Guará (Figura 3.2.1). O poço 1-SPS-50 (Carioca) foi o primeiro a ser perfurado, entre abril e setembro de 2007, com objetivo de avaliar uma trapa estrutural alongada com direção NE-SW na base da sequência evaporítica (Figura 3.2.1). Ele atingiu o topo do reservatório da Sequência K46-48, na cota de -5182 m, constatando óleo de 27°API, RGO de 140 m^3/m^3 e apresentando um índice de produtividade (IP) de 11 $m^3/d/kgf/cm^2$. O contato óleo/água foi inferido por gradientes de pressão a -5342 m (Figura 3.2.2). Para a delimitação dessa descoberta, foram perfurados os poços Carioca NE (3-SPS-74), Carioca Sela (3-SPS-85), Carioca Norte (3-SPS-100) e Carioca ADR (9-SPS-102) (Figura 3.2.1).

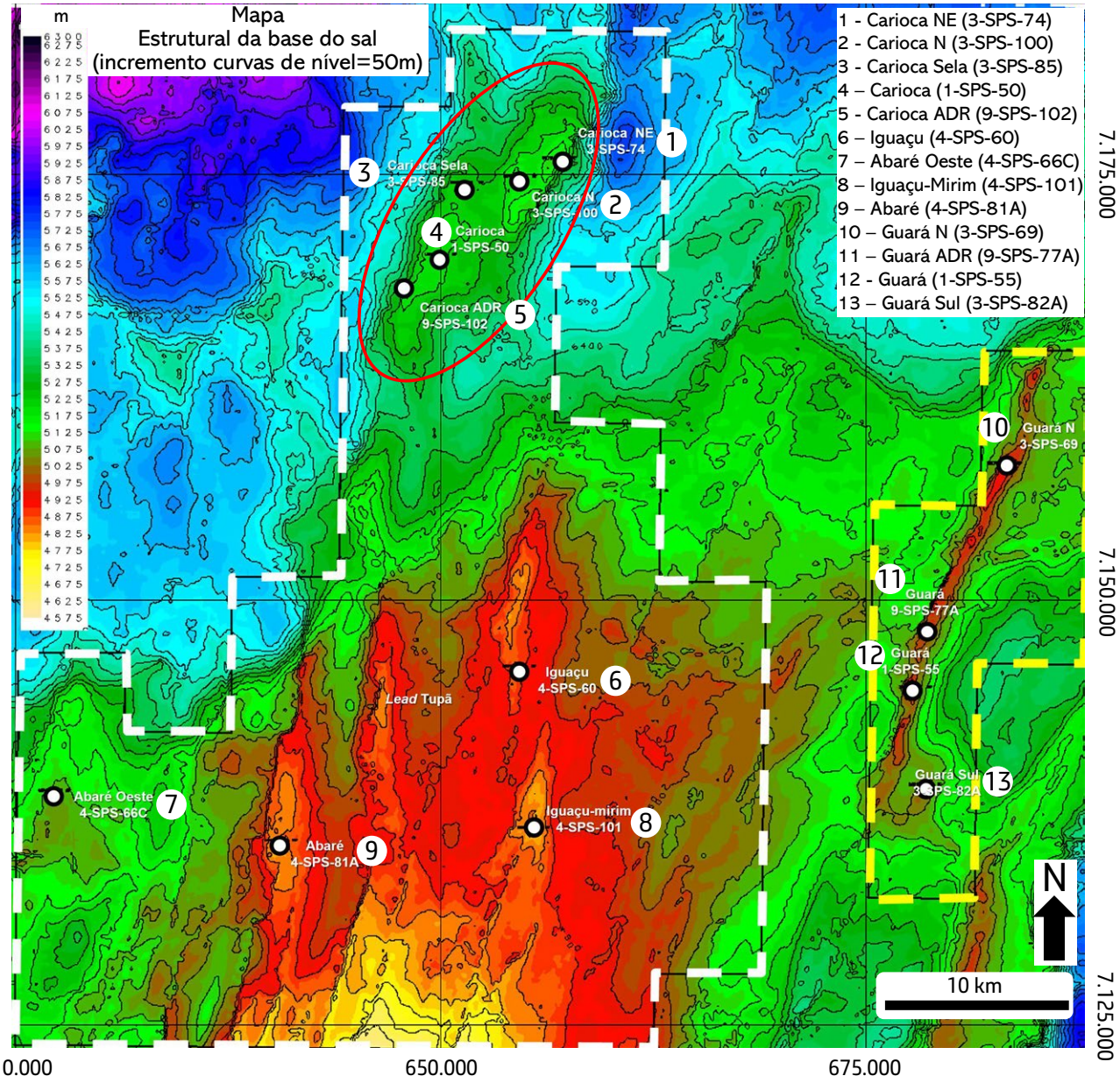


Figura 3.2.1 - Mapa estrutural em profundidade da base do sal (Topo do Reservatório) do BM-S-9. Os polígonos delimitam as áreas de Carioca (tracejado branco) e Guará (tracejado amarelo). Elipse vermelha assinala a localização da trapa de Carioca.

O poço 3-SPS-74 (Carioca Nordeste), perfurado entre agosto de 2010 e fevereiro de 2011 e situado nove quilômetros a nordeste do descobridor, constatou boas fácies reservatório em toda a Sequência K46-48, cujo topo está na cota de -5137 m. O poço revelou uma coluna de hidrocarbonetos com densidade variável, apresentando óleo de 24°API no topo e 12°API na base da coluna, com contato óleo/água na cota de -5378 m. O teste de formação a poço revestido apresentou um índice de produtividade de 100 m³/d/(kgf/cm²), produzindo óleo de 22,5 °API, RGO de 198 m³/m³ e 42% de CO_2 na fração gás. O poço 3-SPS-85 (Carioca Sela), perfurado entre dezembro de 2011 e fevereiro de 2012, constatou o topo da Sequência K46-48 na cota de -5241 m e identificou uma zona portadora de óleo (*net*

pay) de apenas 4,9 m, com porosidade média de 6,8%. Esse poço corroborou o modelo geológico vigente, onde se interpreta que as melhores fácies permoporosas ocorrem próximas aos altos estruturais. Entre agosto e outubro de 2012, foi perfurado o poço 3-SPS-100, a 6,5 km do poço descobridor. Essa locação teve como objetivo avaliar a extensão das boas fácies reservatório e constatou, na cota de -5192 m, o topo de uma coluna de óleo com 83 m de altura, *NTG* de 66% e porosidade média de 9,6%. O teste de formação revelou óleo de 24°API, com um teor de CO_2 de 25%. Objetivando adquirir dados de reservatório (ADR) na área do alto de Carioca, entre agosto de 2013 e abril de 2014, foi perfurado o poço 9-SPS-102. Esse poço constatou, na cota de -5129 m, o topo de uma coluna de óleo com cerca de 220 m de altura, com *NTG* de 50%, em um empilhamento contínuo de fácies reservatório, com porosidade média de 10%. Foi constatado um contato óleo/água a -5353 m, o que indicou uma diferença de 25 m nos contatos óleo/água entre as porções norte e sul da trapa estrutural de Carioca. A trapa de Carioca foi declarada comercial em dezembro de 2013, sendo denominada de Campo de Lapa, com uma área de 229 km² e volume *in place* de 1 bilhão de barris de óleo e 20 bilhões de m³ de gás (ANP, 2021).

Ainda na campanha exploratória da área de Carioca, no bloco BM-S-9, entre janeiro e abril de 2009, foi perfurado o poço 4-SPS-60 (Iguaçu), localizado 24 km a sudeste do pioneiro 1-SPS-50. Esse poço testou uma trapa estrutural na base do sal com cerca de 14 km² (Figura 3.2.1), constatando a presença de óleo a partir da cota de -4877 m, em reservatórios da Sequência K46-48, com 21°API e RGO de 100 m³/m³. O contato óleo/água ocorre na cota de -4890 m, próximo ao *spill point* da trapa.

Também em 2009, entre maio e setembro, foi perfurado o poço 4-SPS-66C (Abaré Oeste), localizado na porção sudoeste da área em avaliação. O poço testou uma trapa estrutural na base do sal com área de cerca de 77 km² (Figura 3.2.1). O topo dos reservatórios da Sequência K46-48 foi atingido na cota de -5087 m. A coluna de hidrocarbonetos é rica em CO_2, sendo possível dividi-la em duas fases: intervalo de -5087 m a -5138 m, com 30°API, RGO de 600 m³/m³ e 79% de CO_2 na fração molar do gás; e intervalo de -5138 m a -5174 m, com 14°API, RGO de 130 m³/m³ e 51% de CO_2 na fração molar do gás. O contato óleo/água, na cota de -5174 m, está muito próximo do *spill point* da trapa (Figura 3.2.1).

Entre agosto e dezembro de 2011, foi perfurado o poço 4-SPS-81A (Abaré), que avaliou uma trapa com fechamento estrutural na base do sal com 24 km² (Figura 3.2.1). Esse poço constatou reservatórios na Sequência K46-48, com topo na cota de -4841 m. A coluna de óleo de 28°API possui 71 m de altura, com NTG de 49 %, porosidade média de 6,2% e 4% de CO_2. O contato óleo/água foi inferido por gradientes de pressão, na cota de -4912 m.

Entre maio e agosto de 2013, foi perfurado o poço 3-SPS-101 (Iguaçu Mirim), que

avaliou uma trapa estrutural na base do sal com 12 km² de fechamento, posicionada na porção mais ao sul do Plano de Avaliação do BM-S-9 (Figura 3.2.1). O poço atingiu, na cota de -4824 m, o topo dos reservatórios da Sequência K46-48, constatando uma coluna de 27 m com óleo de 21°API e RGO de 117m³/m³, NTG de 44% e porosidade média de 9%. O contato óleo/água foi inferido por gradientes de pressão, na cota de -4857 m.

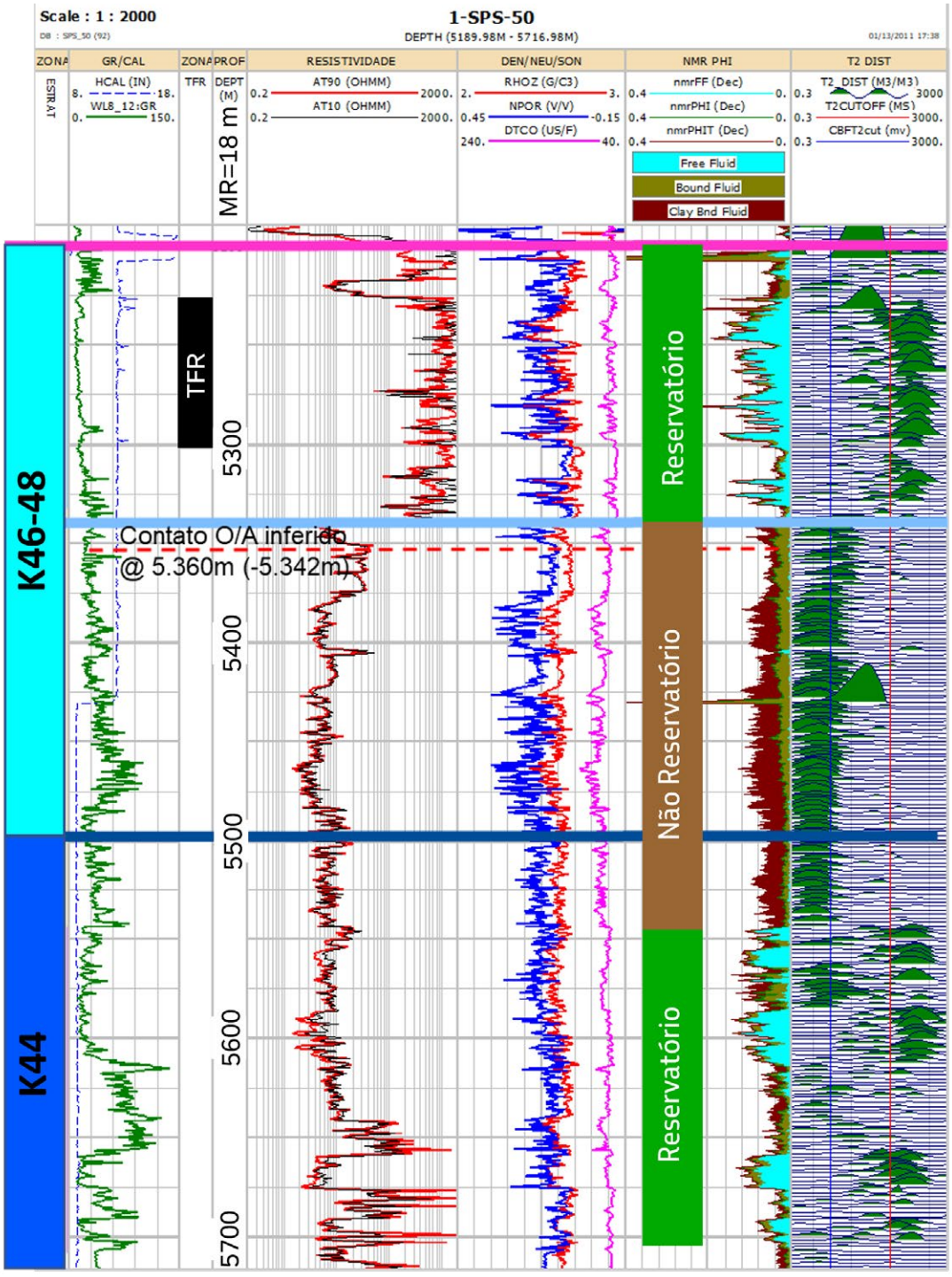


Figura 3.2.2 - Perfil composto do poço 1-SPS-50 com contato óleo/água inferido por gradiente de pressão, coincidindo com a coincidente com a seção não reservatório. Notar intervalo testado (TFR).

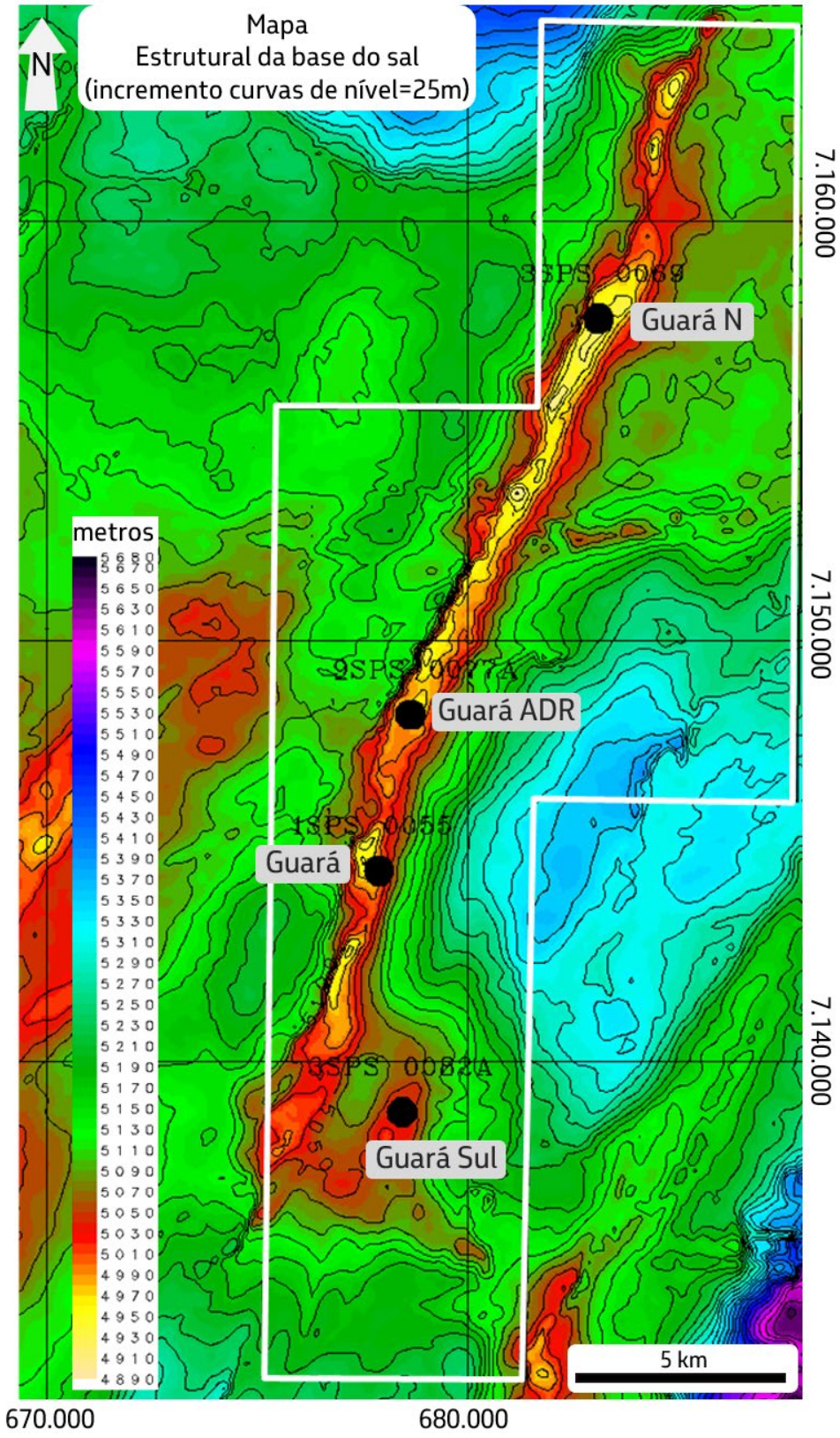


Figura 3.2.3 - Mapa estrutural em profundidade da base do sal (Topo do Reservatório) da estrutura de Guará.

Com base nos estudos de alternativas de concepção de desenvolvimento e simulações numéricas otimistas de curvas de produção, foi constatada a inviabilidade econômica dessas pequenas descobertas no sul da área de Carioca (Figura 3.2.1). As modelagens foram realizadas tanto para cada descoberta, isoladamente, quanto na forma de aproveitamento em conjunto para produção. Sendo assim, em 2014, o Consórcio BM-S-09 acordou pela devolução das áreas das descobertas de Abaré, Abaré Oeste, Iguaçu e Iguaçu-Mirim, bem como o prospecto Tupã não perfurado, ao término do prazo do Plano de Avaliação.

Na área de Guará, a leste do Bloco BM-S-9, existia uma expressiva trapa estrutural alongada na direção NE-SW, com 100 km² de fechamento na base do sal (Figura 3.2.1 e 3.2.3). Ela foi perfurada pelo poço 1-SPS-55 (Guará), entre março e julho de 2008, que atingiu os reservatórios da Sequência K46-48, na cota de -4993 m, com NTG de 96% e porosidade média de 13%. Foi constada uma coluna de 137 m de óleo de 29°API, RGO de 220 m³/m³ e índice de produtividade (IP) de 200m³/d/kgf/cm². Na ocasião, esse foi o maior IP do Brasil. O poço Guará foi o primeiro poço a testar, com sucesso, uma feição sísmica interpretada como *mound* carbonático

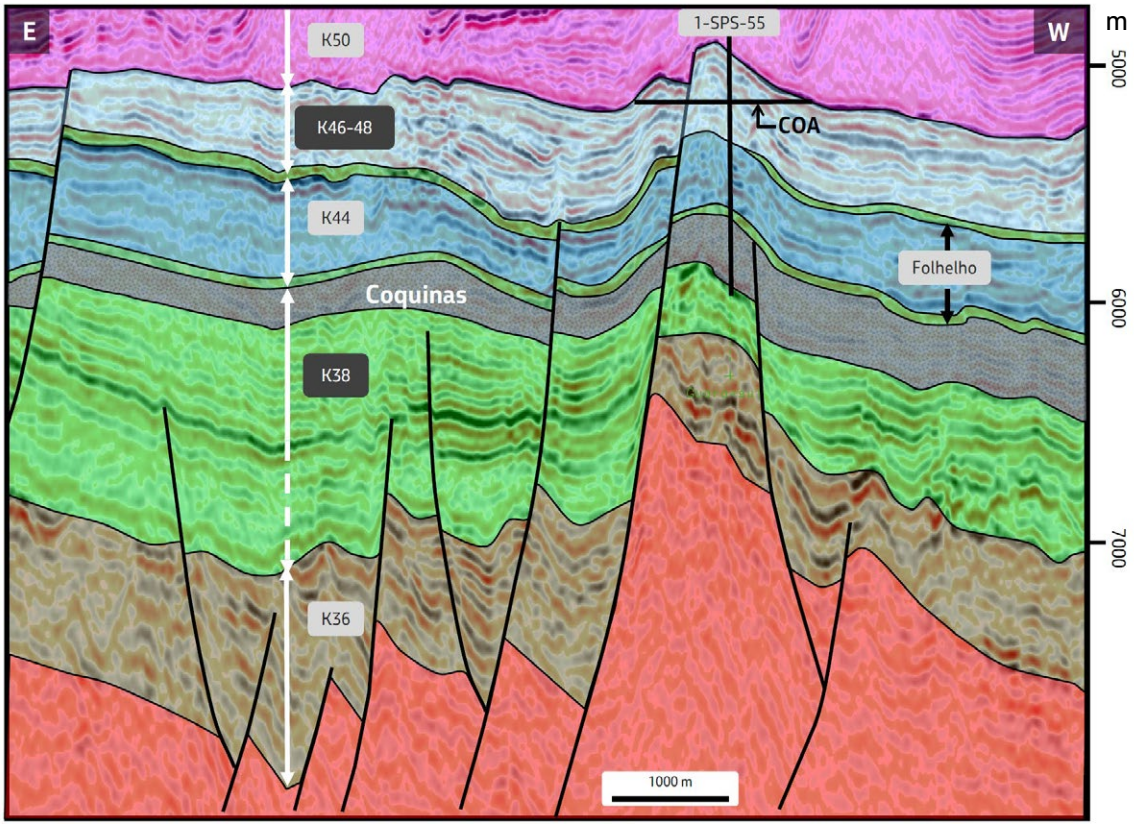


Figura 3.2.4 - Seção sísmica interpretada, em profundidade, ilustrando o poço 1-SPS-55 (Guará) perfurado em uma feição de *mound*. COA - Contato óleo/água (-5130 m).

e o primeiro a constatar um espesso depósito de coquinas na Sequência K38 (Figura 3.2.4).

O segundo poço nessa estrutura, Guará Norte (3-SPS-69), foi perfurado entre dezembro de 2009 e maio de 2010, 14 km a norte-nordeste do poço pioneiro (Figura 3.2.3). O poço constatou o topo de uma coluna de óleo de 196 m na cota de -4927 m; com NTG de 92% e porosidade média de 14%. Esse resultado confirmou a continuidade das boas fácies reservatório, as mesmas características de fluido e o mesmo contato óleo/água, na cota de -5130 m, do poço Guará. Os dois primeiros poços foram perfurados no ápice de trapa, mas o terceiro visava a avaliar a continuidade da acumulação em uma área adjacente e mais plana, na porção sul da trapa. O poço 1-SPS-82A (Guará Sul), perfurado entre fevereiro e agosto de 2011 ao sul do poço descobridor, atingiu reservatórios da Sequência K46-48, na cota de -5045 m (Figura 3.2.3). Esse constatou uma coluna de óleo de 86 m, com NTG de 95%, porosidade média de 10%, o mesmo fluido e contato óleo/água do pioneiro. O poço Guará Sul mostrou uma variação de fácies dentro da Sequência K46-48, em que uma seção não-reservatório, na base dessa sequência, foi capaz de selar uma segunda coluna de óleo, na Sequência K44. Esse óleo estaria em uma trapa estrutural na base da Sequência K46-48, com área de 2 km², formando uma coluna de 76 m de altura, com óleo de 25°API e RGO de 50 m³/m³. Um quarto poço, o 9-SPS-77A (Guará ADR), foi perfurado entre março e novembro de 2011, para aquisição de dados de reservatório (Figura 3.2.3). Esse poço teve como objetivo testar a continuidade das boas fácies reservatório sobre o alto estrutural, bem como sua conectividade hidráulica, uma vez que durante seu monitoramento seria possível medir a queda de pressão no campo no decorrer do teste de longa duração no poço pioneiro (Figura 3.2.3). O poço atingiu todos esses objetivos, constatando o topo da coluna de hidrocarbonetos na cota de -4978 m, com 152 m de altura, NTG de 93% e porosidade média de 12%. Destaca-se, ainda, o excelente resultado obtido pelo teste de formação realizado, onde, após acidificação, foi atingido um índice de produtividade de 364 m³/d/kgf/cm². A acumulação de Guará foi declarada comercial em dezembro de 2011, sendo denominada de Campo de Sapinhoá, com volume *in place* de 3,2 bilhões de barris de óleo e 87 bilhões de m³ de gás (ANP, 2021).

3.3. BM-S-21

Os blocos BM-S-21 e BM-S-22, adquiridos no 3º Leilão em julho de 2001, eram adjacentes aos blocos iniciais do Cluster. Os dois estavam localizados nos flancos do alto externo mais proeminente da Bacia de Santos, o Alto de Tupinambá (Figura 3.3.1). Após a descoberta de Tupi (1-RJS-628A), o interesse nesses blocos aumentou substancialmente, devido a analogia com o Alto de Tupi, isto é, a deposição da Sequência K46-48 sobre um alto estrutural perene e bordejado por *grabens* com potenciais rochas geradoras.

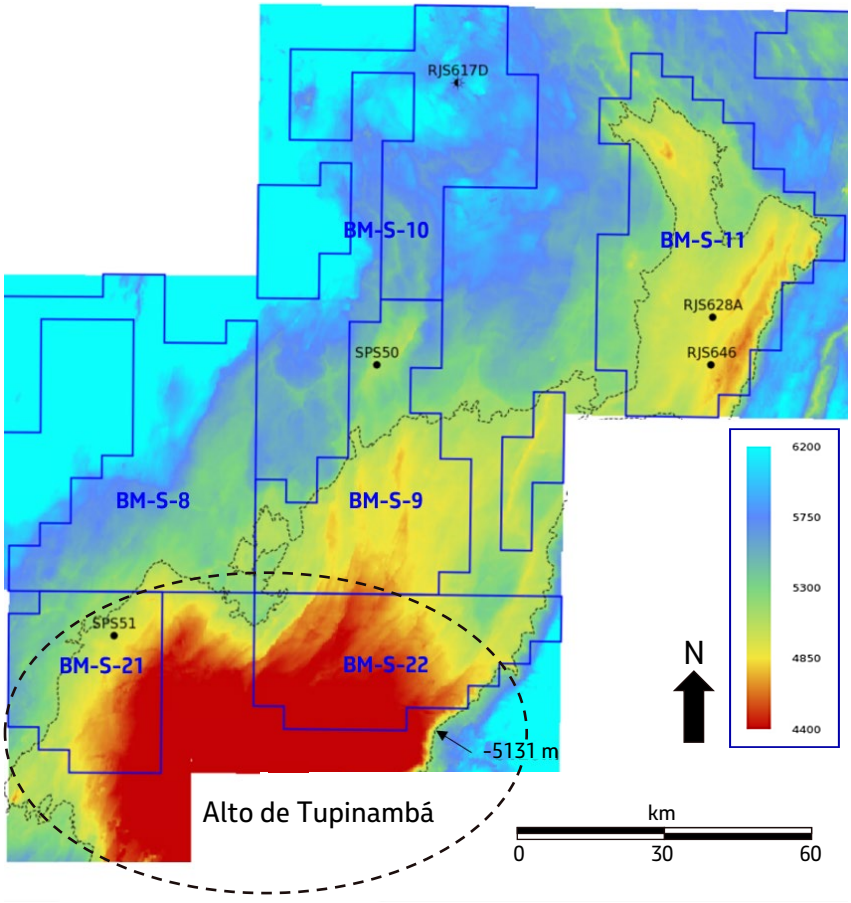


Figura 3.3.1 - Mapa regional da base do sal em profundidade na área do Cluster, com os poços perfurados no Pré-sal até a perfuração do poço 1-SPS-51 (Caramba). A curva de nível de -5131 m corresponde ao contato óleo/água inferido por gradientes de pressão dos poços 1-RJS-628A (Tupi) e 3-RJS-646 (Ext-Tupi) na época. Elipse tracejada preta indica área aproximada do Alto de Tupinambá.

O bloco BM-S-21 foi operado pela Petrobras (80%) em parceria com a Petrogal (20%). Um fato relevante antes da perfuração do poço pioneiro nesse bloco era a projeção do contato óleo/água da descoberta de Tupi, que estava abaixo do *spill point* de sua trapa na cota de -5131 m e se estendia para toda a área do cluster (Figura 3.3.1). Esse fato sugeria, em um cenário otimista, que o Alto de Tupinambá teria o mesmo contato de Tupi, formando uma gigantesca acumulação de petróleo, com área aproximada de 9.000 km² (Figura 3.3.1). O selo dessa trapa seria a camada de sal, que era interpretada, também em um cenário otimista, como existente por toda a área, devido à ausência de cobertura sísmica

3D em toda a extensão do Alto de Tupinambá. Em tal cenário, os blocos BM-S-21 e BM-S-22 estariam sobre essa imensa trapa. Entre setembro e dezembro de 2007, foi perfurado o poço 1-SPS-51 (Caramba), que constatou, na cota de -4985 m, o topo do reservatório da Sequência K46-48. Nesse reservatório ocorrem dois intervalos porosos, separados por fácies argilosas (Figura 3.3.2). O superior, com 8 metros de espessura, *NTG* de 32% e porosidade média de 16%, contém óleo de 34°API com RGO de 90 m³/m³. O inferior apresenta 24 m de espessura, *NTG* de 16% e porosidade média de 14%. No reservatório inferior foi constatado o contato óleo/água a -5022 m, sendo aproximadamente 100 metros acima do contato de Tupi (Figura 3.3.2). A coluna de apenas 37 m de óleo no poço foi atribuída a um pequeno fechamento estrutural contra um plano de falha. Apesar do contato óleo/água mais alto, a hipótese de uma grande acumulação no Alto de Tupinambá não foi totalmente descartada. Isso porque o gradiente de pressão desse poço não se alinhava com os dos demais poços perfurados no Pré-sal, sugerindo um possível isolamento estratigráfico. Contudo, uma hipótese que considerava a não efetividade do selo tomou corpo e foi reforçada pela aquisição de novos dados sísmicos em 2012. Nessa sísmica foi observado um adelgaçamento do sal no ápice do Alto de Tupinambá, sugerindo uma janela.

O 1-SPS-51 também constatou outros dois intervalos porosos abaixo da Sequência K46-48. O intervalo superior consiste em delgadas intercalações de microbiolitos, coquinas e fácies argilosas das sequências K44 e K38, com 52,5 m de espessura, NTG de 16%, porosidade média de 18% e com indícios de hidrocarbonetos (Figura 3.3.2). O intervalo inferior consiste em coquinas da Sequência K38, com 80m de espessura, *NTG* de 100%, porosidade de 15% e portador de água.

O severo adelgaçamento das sequências K46-48 e K44 contra o Alto de Tupinambá indicava uma possível ausência da Sequência K46-48 no ápice deste alto (Figura 3.3.3). A constatação de coquinas na Sequência K46-48, no poço 1-SPS-51, reforçou esta hipótese (Figura 3.3.2). Pois, sendo um fato incomum em outras áreas do Pré-sal, estas coquinas foram interpretadas como produto de erosão e retrabalhamento das seções mais antigas do rifte (i.e., K38), depositadas sobre o ápice do Alto de Tupinambá.

Enfim, os resultados do 1-SPS-51 foram suficientes para avaliar o bloco BM-S-21, que foi integralmente devolvido devido a volumes não comerciais de hidrocarbonetos.

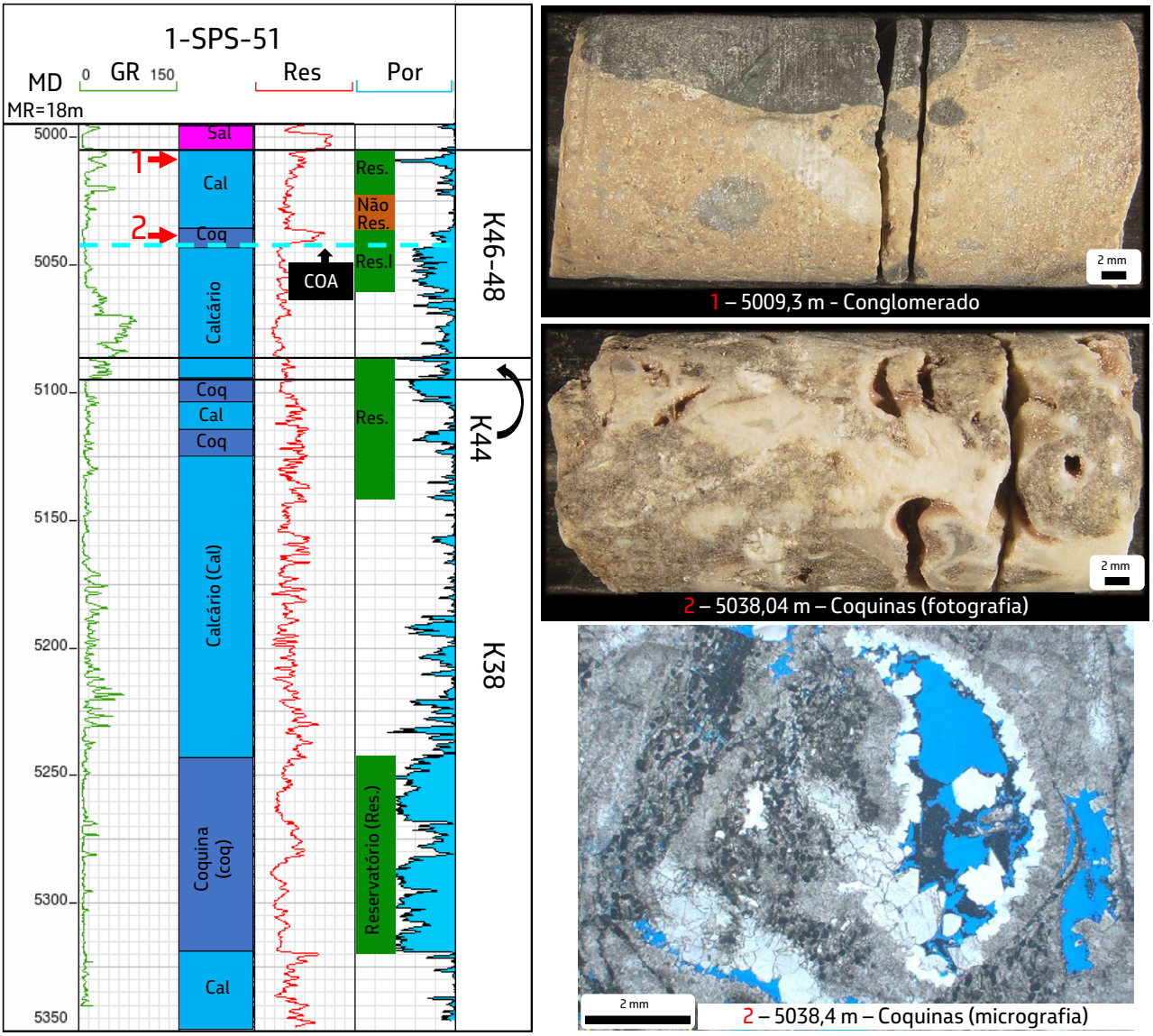


Figura 3.3.2 - Perfil composto e amostras de rocha do poço 1-SPS-51, que constatou conglomerados e coquinas da Sequência K46-48. Notar contato óleo/água, -5022 m, no reservatório inferior (Res.I) da k46-48. Os números e setas vermelhas no perfil indicam a posição das amostras.

3.4. BM-S-22

O Bloco BM-S-22, localizado a leste do BM-S-21 (Figura 3.3.1), teve inicialmente a companhia Amerada Hess como operadora (80%), em parceria com a Ocean Energy (20%). Em 2004, em uma operação de *farm-out*, a ExxonMobil (40%) tornou-se a operadora, tendo como parceiras a Petrobras (40%) e a Amerada Hess (20%). Apesar do poço 1-SPS-51 (Caramba) ter identificado um contato óleo/água (-5022 m) mais alto do que o de Tupi (-5131 m), existia a possibilidade de se tratar de um pequeno reservatório isolado. Assim, grande expectativa havia a respeito do bloco BM-S-22, uma vez que ele estava situado próximo ao ápice do Alto de Tupinambá, que, potencialmente, configurava uma enorme trapa estrutural. Além disso, a descoberta de Guará (1-SPS-55) em julho de 2008, com um contato óleo/água ligeiramente abaixo do fechamento estrutural da trapa

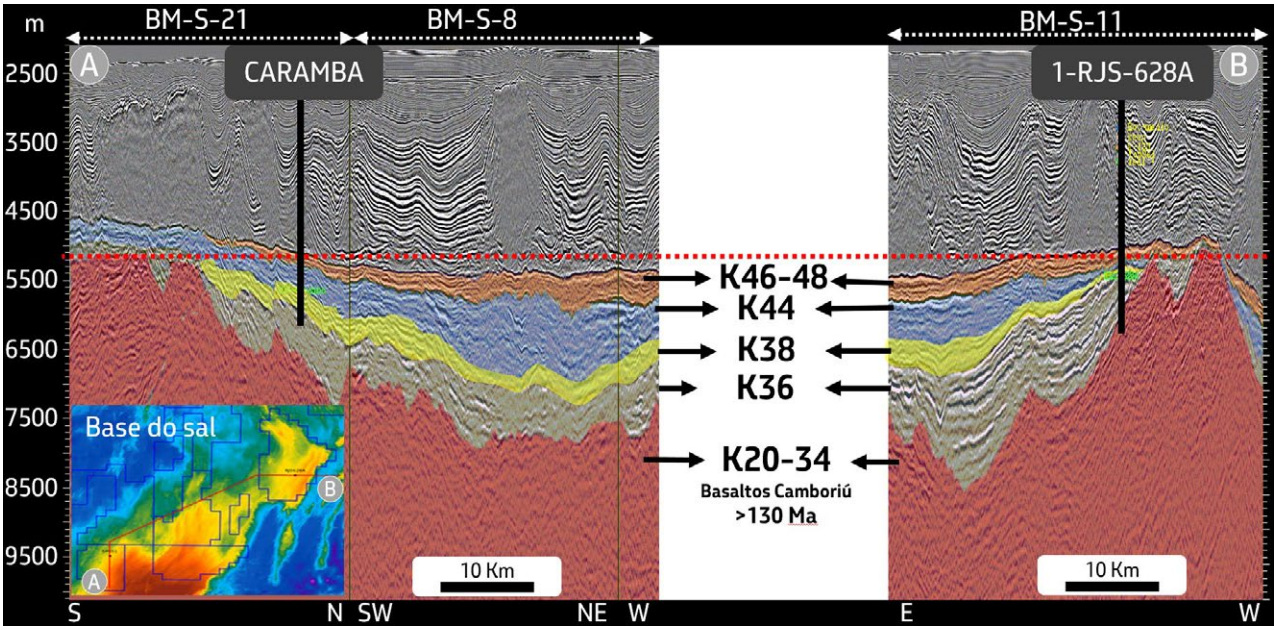


Figura 3.3.3 - Seção sísmica interpretada, em profundidade, antes da perfuração do poço Caramba. Notar a semelhança estrutural entre os blocos BM-S-11 e BM-S-21. A linha pontilhada vermelha indica o contato óleo/água determinado no poço Tupi.

(-5130 m), corroborava para a possibilidade de um contato óleo/água abaixo do encontrado no poço Caramba, na área do Bloco BM-S-22. Também mostrava que esse bloco estaria sobre o caminho natural da migração secundária de hidrocarbonetos para o ápice da trapa de Tupinambá (Figura 3.4.1).

Entre outubro de 2008 e março de 2009, foi perfurado o poço 1-ESSO-3-SPS (Azulão), que constatou apenas indícios de hidrocarbonetos (Figura 3.4.1). Esses foram encontrados em um delgado reservatório da Sequência K46-48, com topo na cota de -4368 m, 7 m de espessura e 7% de porosidade média. O poço também constatou 60 m de reservatórios na Sequência K44, com porosidade média de 5%, e 145 m de reservatórios na Sequência K38, com porosidade média de 6%, ambos com água. Pelo fato do topo da Sequência K46-48 em Azulão estar a mais de 650 m acima do óleo encontrado no poço Caramba, ficou caracterizado que a acumulação, neste último, realmente se tratava de um pequeno reservatório isolado.

Visando a encontrar o contato óleo/água da trapa de Tupinambá, foi perfurado o poço 3-ESSO-5-SPS (Sabiá), entre novembro de 2010 e fevereiro de 2011, cujo topo do reservatório ocorreu na cota de -4178 m, isto é, 190 metros acima do topo do reservatório em Azulão (Figura 3.4.1). Sabiá constatou óleo de 21°API, RGO de 120 m^3/m^3 e elevada saturação de água, entre 53 e 81%. Esse óleo ocorre no topo do reservatório da Sequência K46-48, com 3 m de espessura e porosidade média de 8%. Os gradientes de pressão de poros indicaram um contato contra rochas não reservatório na profundidade de -4206 m, perfazendo uma coluna de hidrocarbonetos com 19 m

de altura. Além desse reservatório com óleo, também foram constatados 151 m de rochas, com porosidade média de 6%, na Sequência K44 e 90 m, com porosidade média de 9%, na Sequência K38, com água de formação. Intercalados aos reservatórios das sequências K46-48 e K44, foram encontrados brechas e conglomerados de rochas vulcânicas, indicando que o ápice do Alto de Tupinambá foi erodido, pelo menos, desde o tempo da Sequência K44. A análise dos resultados de Azulão e Sabiá, principalmente o contato óleo/água, indicou uma pequena reserva dentro do bloco, que poderia ser ainda mais reduzida devido ao risco de rochas fechadas.

No intervalo entre a perfuração de Azulão e Sabiá, foi perfurado o poço 3-ESSO-4A-SPS (Guarani), concluído em julho de 2009. Guarani visava reservatórios em uma trapa mista (estrutural/estratigráfica) na base do sal, que caracterizava uma bela estrutura de borda de plataforma, independente do Alto de Tupinambá, com área variando entre 24 km², para o fechamento estrutural, e 167 km², considerando o fechamento estratigráfico (Figura 3.4.1). Esse poço constatou reservatórios da Sequência K46-48 na cota de -4868 m, portadores de água. Por fim, o conjunto dos resultados levou à devolução de toda a área do Bloco BM-S-22.

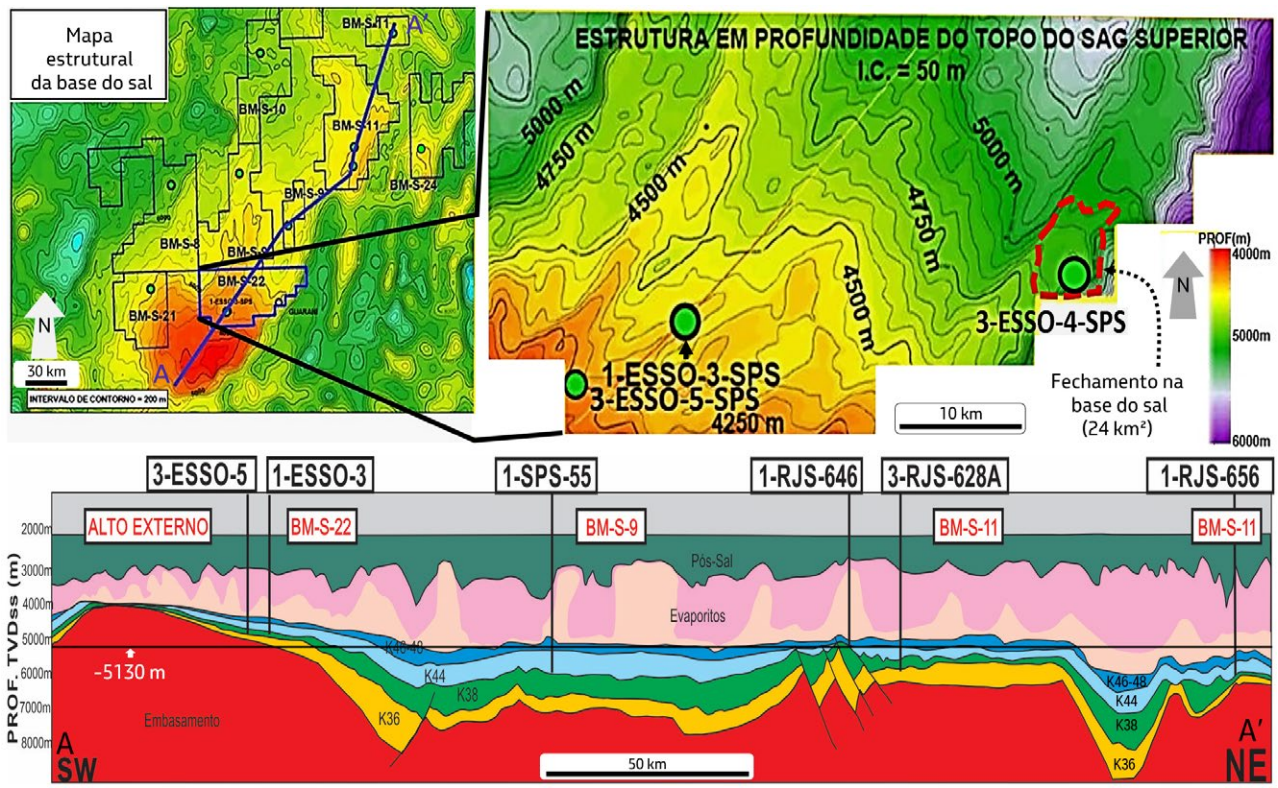


Figura 3.4.1 – Mapa e seção ilustrando a localização dos poços 1-ESSO-3-RJS (Azulão), 3-ESSO-4-SPS (Guarani somente no mapa) e 3-ESSO-5-SPS (Sabiá) no bloco BM-S-22. Notar contato óleo/água projetado a partir do poço 1-SPS-55 (Guará) a -5130 m.

3.5. BM-S-8

O bloco BM-S-8, operado pela Petrobras (50%), em parceria com a Shell (40%) e Petrogal (10%), cobria na sua parte leste o sopé NW da plataforma carbonática ligada ao Alto de Tupinambá (Figura 3.5.1). Nessa área foi identificada uma trapa estrutural na base do sal com fechamento de cerca de 30 km². Essa trapa foi perfurada entre outubro de 2007 e maio de 2008 pelo poço Bem-te-vi (1-SPS-52A), que constatou o topo do reservatório da Sequência K46-48 na cota de -5966 m. A coluna constada foi de 38 m de altura, com NTG de 11%, porosidade média de 6% e permeabilidades, em geral, menores do que 0,1 mD, contendo óleo de 24°API e RGO de 69 m³/m³ (Figura 3.5.1). A porção inferior da Sequência K46-48 consiste em rochas não-reservatório, sobrepostas ao Basalto Parati (Figura 3.5.2). A seção do Basalto Parati apresenta algumas camadas métricas de calcários intercaladas aos derrames (*intertraps*); contudo, diferentemente do poço Parati, não apresentam nenhuma característica de reservatório. Dessa forma, esse foi o primeiro poço a delimitar o limite do potencial *play* basalto/*intertraps* descoberto pelo poço Parati, conforme descrito anteriormente neste capítulo. Abaixo do basalto ocorrem reservatórios da Sequência K44 e K38 com alguma porosidade e indicativos de água. Uma amostra com água foi obtida da Sequência K38, na profundidade -6667 m. O poço foi finalizado em rochas ígneas, que possivelmente representam o embasamento da bacia. Os volumes da acumulação foram considerados não comerciais.

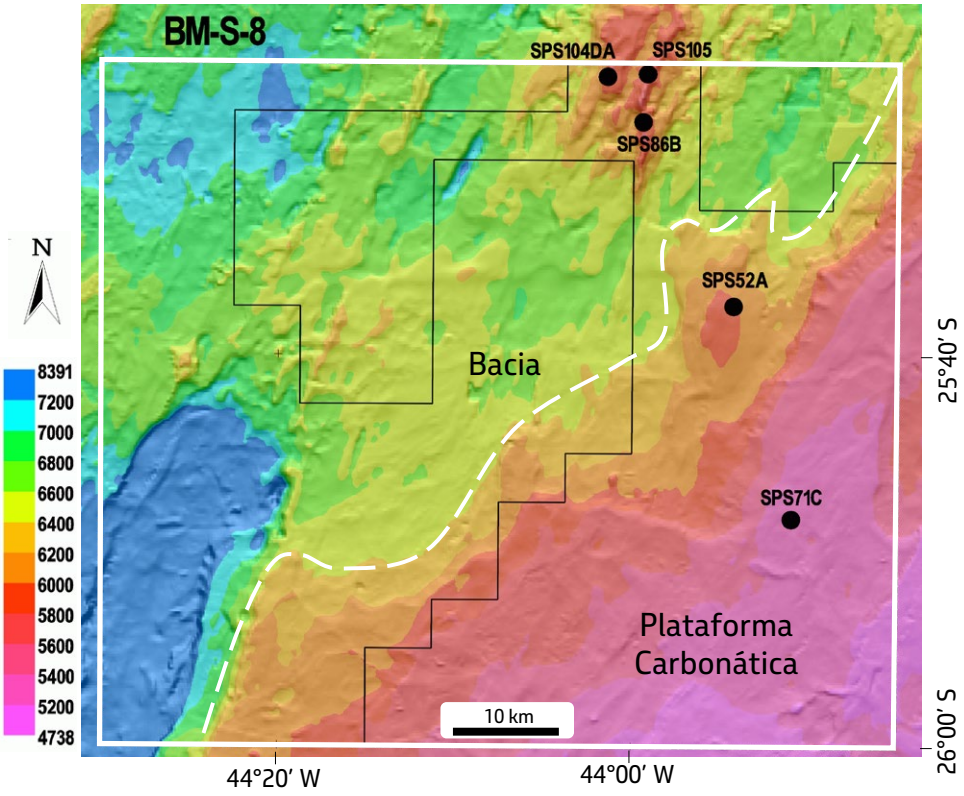


Figura 3.5.1 - Mapa estrutural em profundidade da base do sal mostra área original do bloco BM-S-8 (polígono branco) e a área remanescente após o final da primeira fase exploratória em 2003 (polígono preto), com os poços perfurados na época. A linha tracejada branca indica um limite aproximado entre os domínios da plataforma carbonática e da bacia.

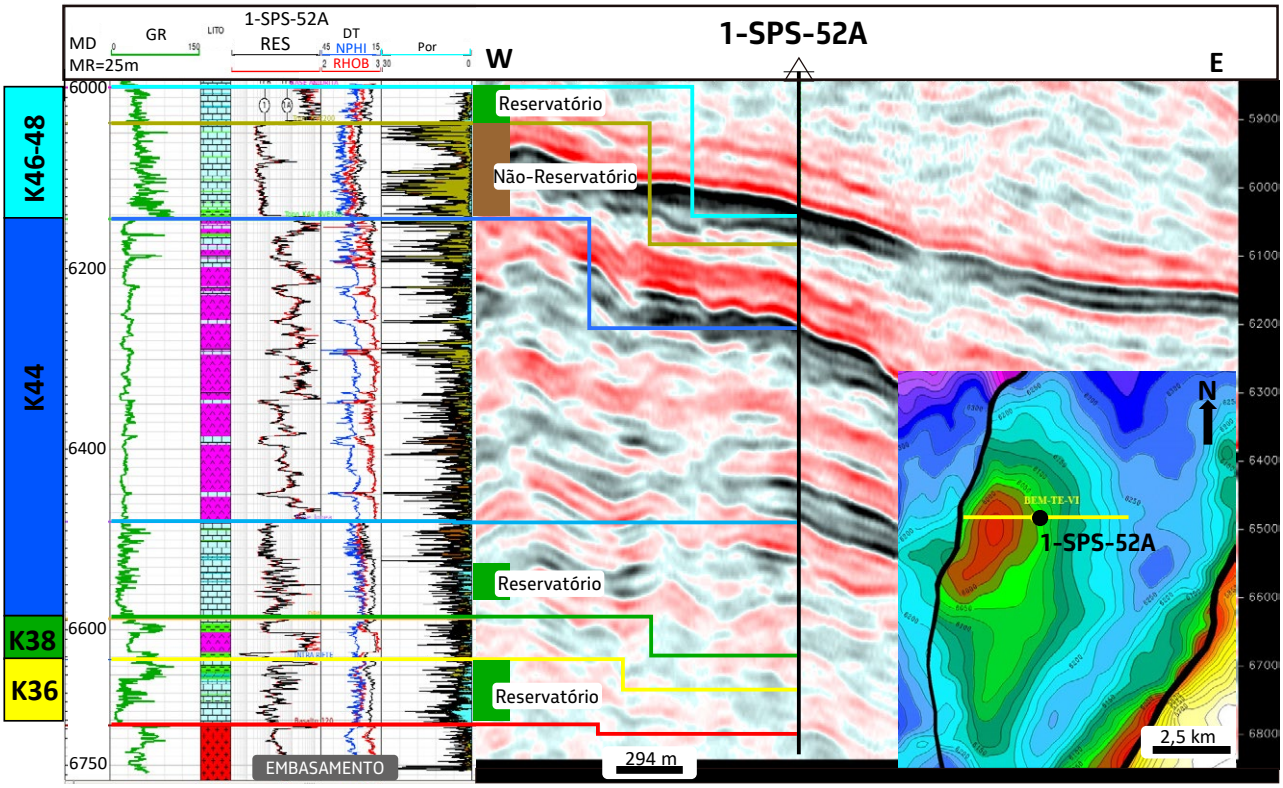


Figura 3.5.2 – Perfil composto do poço 1-SPS-52A (Bem-te-vi), ilustrando as baixíssimas porosidades constatadas. À direita, seção sísmica de pseudo-impedância (em profundidade). Posições do poço e da seção indicadas no mapa estrutural em profundidade da base do sal.

Outra oportunidade identificada no Bloco BM-S-8 ocorria em uma posição mais elevada da plataforma carbonática em relação à trapa de Bem-te-vi. Essa foi perfurada pelo poço Biguá (4-SPS-71C), entre julho e dezembro de 2011, visando a melhores fácies reservatório (Figura 3.5.1). Além do fechamento estrutural na base do sal, existia a possibilidade de um aumento significativo no potencial volumétrico, caso se confirmassem reservatórios em geometria tipo *mound* na base da Sequência K46-48. Esse *mound* estaria confinado em uma trapa estratigráfica (Figura 3.5.3). No entanto, o poço Biguá constatou, na cota de -5643 m, o topo de uma coluna de apenas 16 m de altura, com óleo de 23°API e RGO de 90 m³/m³, em reservatórios da Sequência K46-48. Isso provou a inexistência de uma trapa estratigráfica. No que se refere ao *mound*, ao contrário do previsto, foram constatadas rochas não-reservatório ou com níveis pouco porosos, portadoras de água. Abaixo dessa sequência, foi identificada a primeira camada de rochas ígneas no poço, com aproximadamente 100 m de espessura. Na base dessa camada ígnea, a -5904 m, ocorre uma seção equivalente à Sequência K44, composta por calcários predominantemente fechados e intercalados com folhelhos. No topo dessa seção, que totaliza 145 m de espessura, foi constado óleo de 15 °API e RGO de 85 m³/m³, formando uma coluna de 5 m de altura, com NTG de 40% e porosidade média de 8%. A perfuração foi finalizada dentro de uma segunda

camada de rochas ígneas, na base desses calcários/folhelhos. Os resultados do poço Biguá indicaram volumes não comerciais para a trapa.

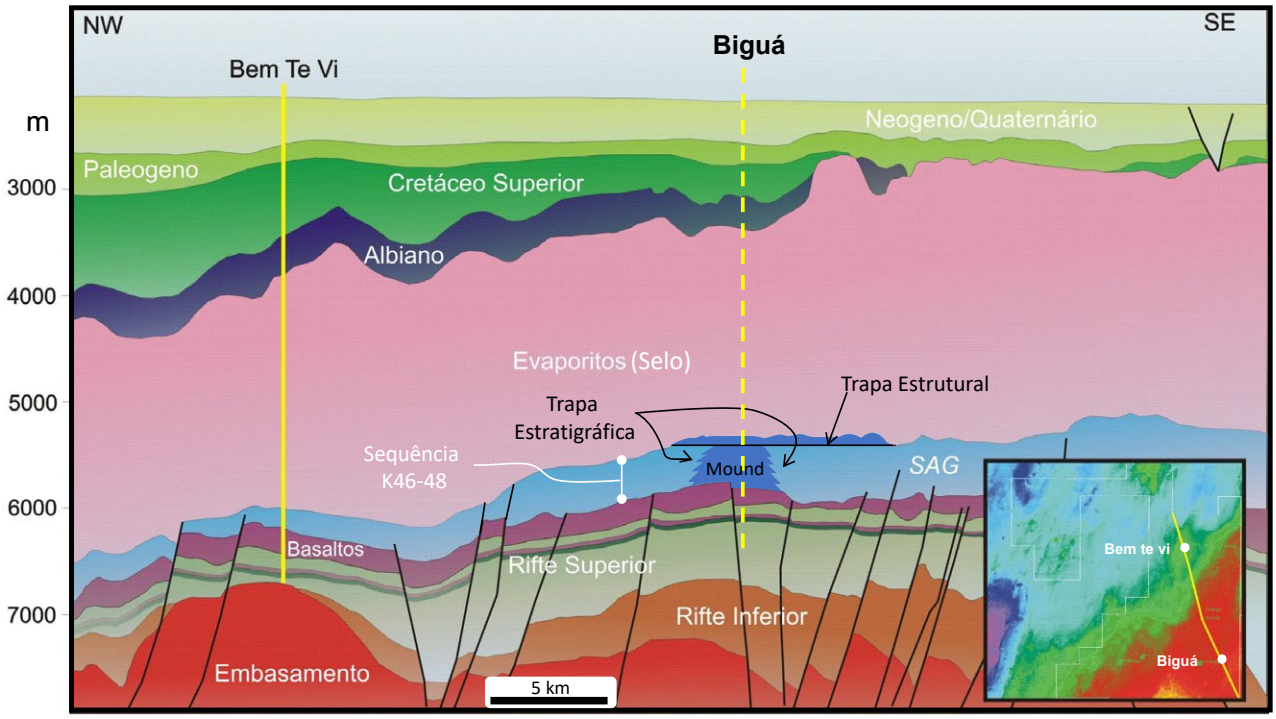


Figura 3.5.3 - Seção geológica entre o poço 1-SPS-52A (Bem-te-vi) e a locação Biguá. Notar indicação de possível trapa estratigráfica antes da perfuração do poço 4-SPS-71C (Biguá).

Uma outra trapa estrutural na base do sal foi perfurada pelo poço Carcará (4-SPS-86B), entre dezembro de 2011 e dezembro de 2012, no Bloco BM-S-8. Essa estrutura ocorre em um contexto geológico diferente de Bem-te-vi e Biguá, pois não está ligada à plataforma do Alto de Tupinambá (Figura 3.5.1). Ela consiste em um alto relativo, isolado, em um contexto fisiográfico de bacia deposicional, com duas cristas NNE quase paralelas e um pequeno pináculo no centro, as quais perfazem uma área de 175 km², sendo que parte da trapa se estende para fora do bloco (Figura 3.5.4). Devido aos insucessos nos dois primeiros poços (Bem-te-vi e Biguá), a Shell vendeu sua participação de 40%. Assim, a nova redistribuição societária passou a ser: Petrobras (66%), Petrogal (14%) e mais duas empresas brasileiras; Barra Energia (10%) e Queiroz Galvão (10%). O poço Carcará foi perfurado na crista leste da trapa, que possui uma evidente geometria de crescimento, típica de *mound* carbonático (Figura 3.5.5). Carcará constatou o topo do reservatório na Sequência K46-48, na cota de -5710 m, com óleo de 32°API e RGO de 400 m³/m³. A coluna de óleo possui 395 m de altura, com NTG de 96% e porosidade média de 13,5 %, com elevado grau de silicificação, principalmente na porção média inferior do reservatório. Esse é um fato relevante, pois indicou a importância de eventos diagenéticos geradores de porosidade na área. O contato óleo/água não foi constatado pelo poço, que foi finalizado dentro de rochas ígneas correlacionáveis ao Basalto Parati (Figura 3.5.6). O poço 3-SPS-105 foi perfurado entre janeiro de

2015 e janeiro de 2016, na mesma crista leste, ao norte do poço Carcará, visando a avaliar a continuidade da acumulação (Figura 3.5.4). O 3-SPS-105 apresentou características de fluido e propriedades petrofísicas muito semelhantes às de Carcará. Constatou o topo da coluna de óleo na cota de -5788m, totalizando cerca de 360 m de altura e apresentou um índice de produtividade de até 111 m^3/d/kgf/cm^2 na porção silicificada inferior da coluna. O poço 3-SPS-104DA foi perfurado no flanco da crista oeste, entre setembro de 2014 e outubro de 2015, atingindo reservatórios com óleo similar aos dois primeiros poços, na cota de -5869 m (Figura 3.5.4). Diferentemente dos poços 4-SPS-86B e 3-SPS-105, a porção inferior da Sequência K46-48 é composta por calcários com argila magnesiana, resultando em um NTG de apenas 9,5%. Essa diferença pode estar relacionada ao fato desse poço ter sido perfurado no flanco da crista e não ter atingido a feição de *mound*, indicando uma rápida variação lateral de fácies a partir das cristas da estrutura. O contato óleo/água também não foi constatado nesses poços. Em julho de 2016, a Petrobras vendeu sua participação de 66% no BM-S-8 para a petrolífera norueguesa Statoil, hoje Equinor. Posteriormente, a acumulação foi denominada de campo de Bacalhau pela Equinor, cuja declaração de comercialidade ocorreu em dezembro de 2020, com volumes *in place* de 1,9 bilhões de barris de óleo e 102 bilhões de m^3 de gás (ANP, 2021).

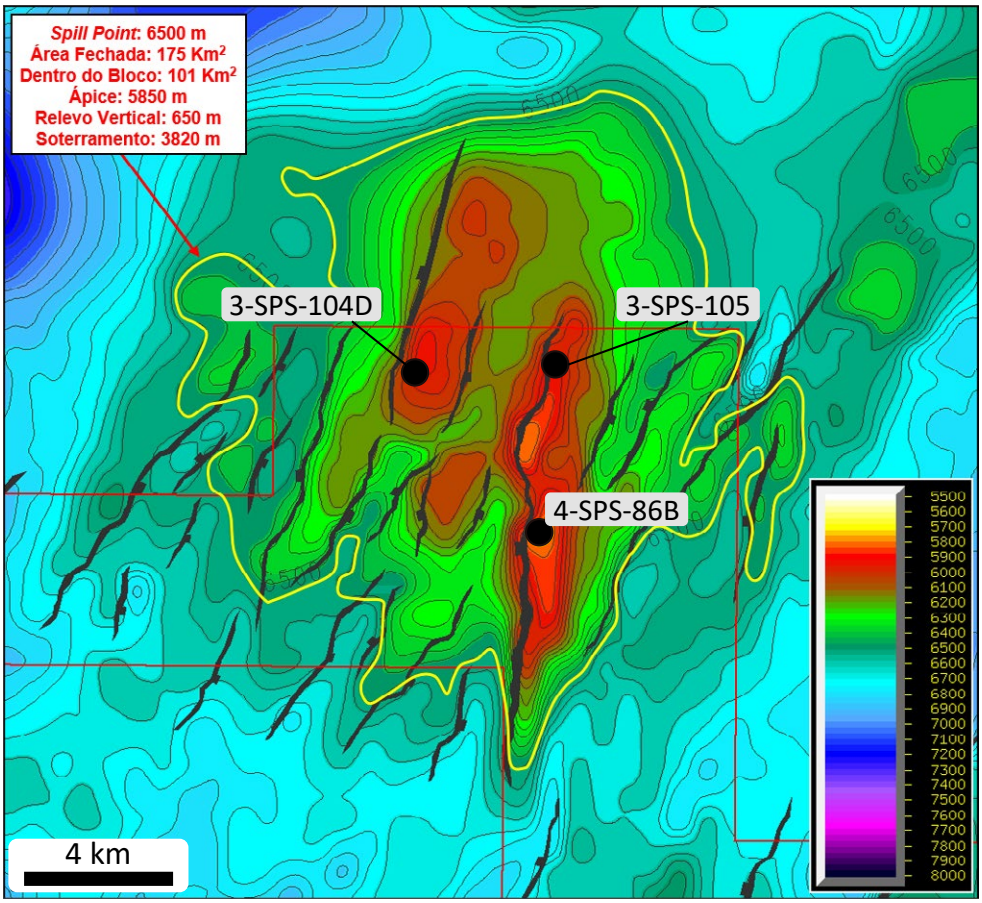


Figura 3.5.4 – Mapa estrutural em profundidade da base do sal, ilustrando a posição dos poços 4-SPS-86B (Carcará), 3-SPS-104DA e 3-SPS-105.

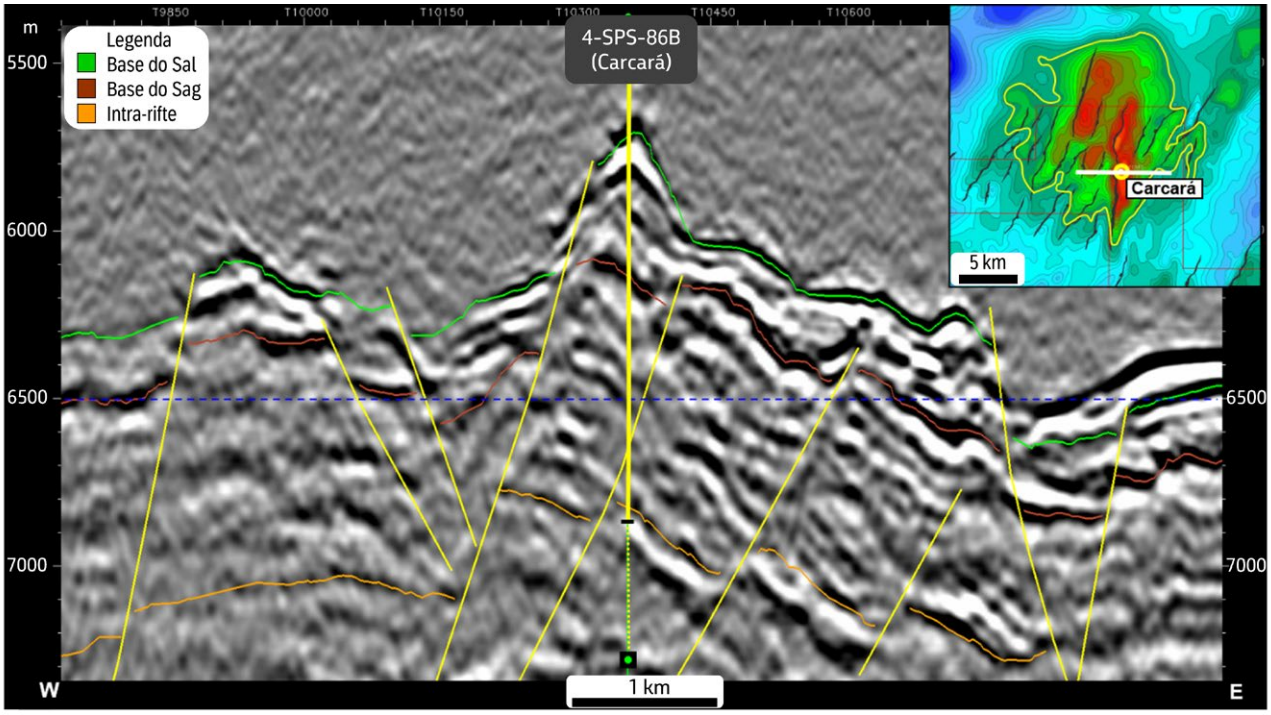


Figura 3.5.5 – Seção sísmica em profundidade através do poço Carcará (4-SPS-86B). Notar feição de *mound* perfurada. Linha tracejada azul indica *spill point* da trapa.

3.6. BM-S-24

O bloco BM-S-24, operado pela Petrobras (80%) em parceria com a Petrogal (20%), está situado a leste da descoberta de Tupi (Figura 3.3.1). Nesse bloco foi identificada uma trapa estrutural na base do sal, com um relevo estrutural de aproximadamente 900 m e totalizando uma área de 417 km² dentro do bloco. Essa trapa tinha potencial para uma gigantesca acumulação de hidrocarbonetos, caso estivesse preenchida até o *spill point* (Figura 3.6.1). O poço 1-RJS-652A (Júpiter), perfurado entre julho e setembro de 2008 no centro da porção SW da trapa, constatou reservatórios da Sequência K46-48 e coquinas da Sequência K38. O topo da coluna de hidrocarbonetos coincide com a cota de -5104 m, totalizando 313 m de altura, com NTG de 88% e uma porosidade média de 10% (Figura 3.6.2). O contato óleo/água não foi encontrado nesse poço, contudo gradientes de pressão de poros indicavam a cota de -5443 m, muito acima do *spill point*. O fluido encontrado é bastante complexo, com uma pequena coluna de óleo com 18°API e RGO de 175 m³/m³ na base da acumulação. Na porção superior da coluna ocorre um condensado com 33°API e RGL variando entre 2000 e 3000 m³/m³. Uma característica até então inédita no Cluster foi a constatação de CO_2 em altas concentrações, variando entre 53% e 76%. Para a delimitação dessa descoberta, foram perfurados mais três poços: Júpiter NE (3-RJS-683A), Bracuhy (3-RJS-713) e Apollonia (3-RJS-732).

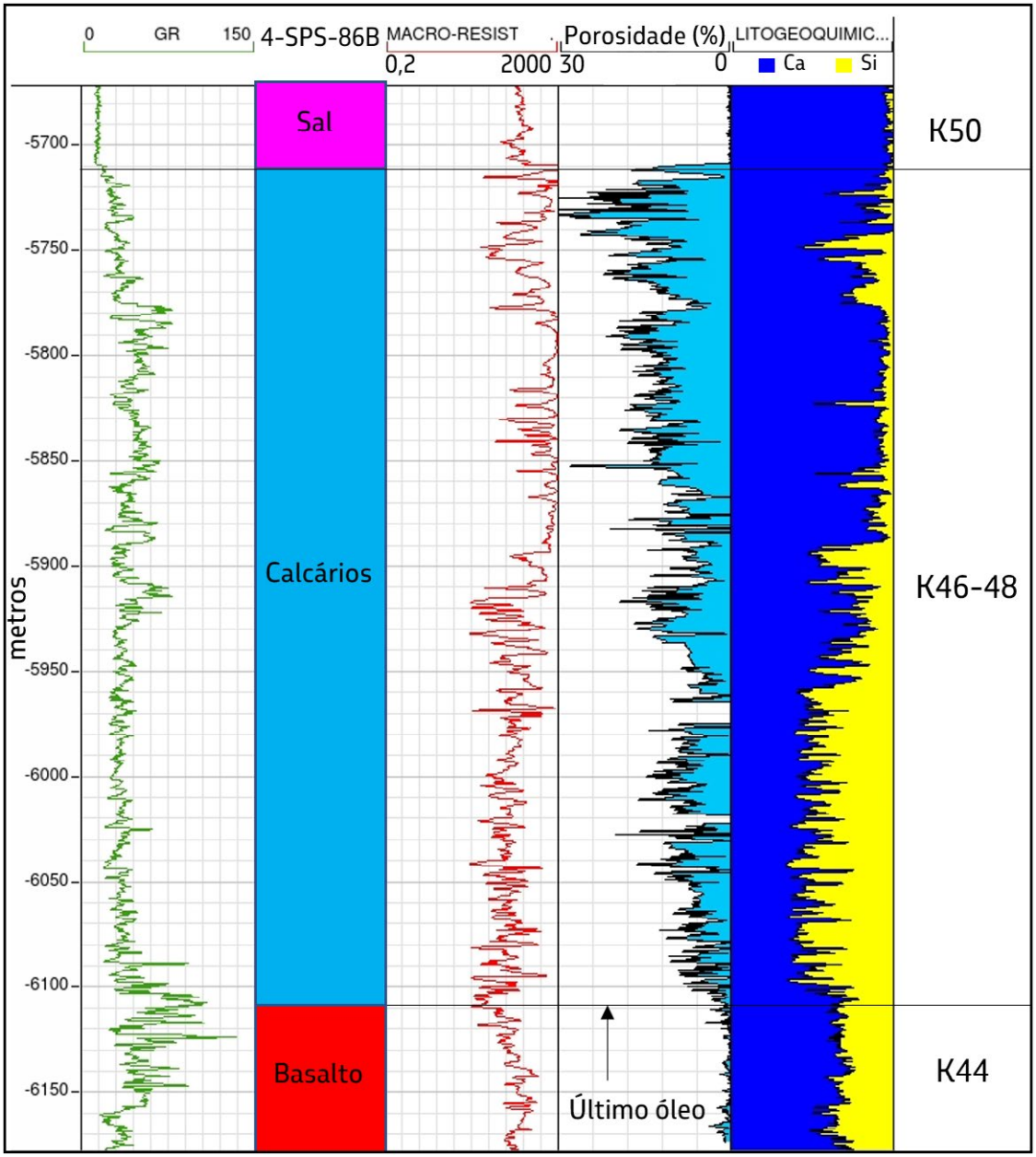


Figura 3.5.6 – Perfil composto do poço 4-SPS-86B (Carcará). O último óleo foi constatado no reservatório da Sequência K46-48. Notar elevado grau de silicificação, principalmente na parte inferior média do reservatório. Ca – Concentração de cálcio; Si – Concentração de silício.

O poço 3-RJS-683A (Júpiter NE), perfurado entre fevereiro e dezembro de 2012, situado 7 km a nordeste do poço pioneiro, avaliou a extensão dos reservatórios da Sequência K46-48, cujo topo ocorre na cota de -5240 m (Figuras 3.6.1 e 3.6.3). Esse poço reproduziu a mesma variação de fluidos do pioneiro e não constatou o contato óleo/água. O poço 3-RJS-713 (Bracuhy) foi perfurado 26 km a nordeste do pioneiro, entre julho e novembro

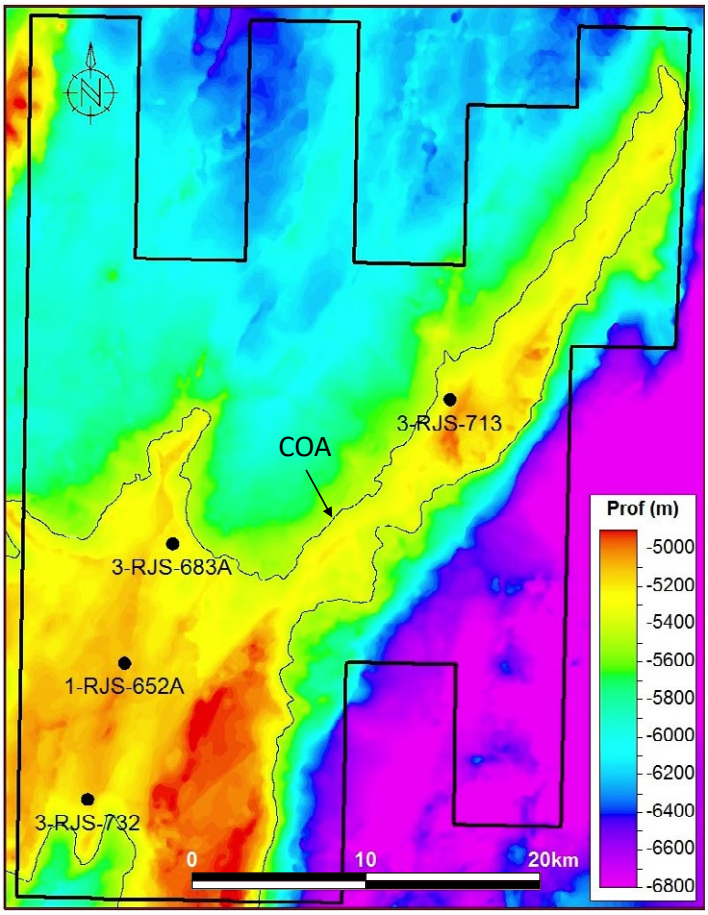


Figura 3.6.1 – Mapa estrutural em profundidade da base do sal no Bloco BM-S-24 (polígono preto) com os poços 1-RJS-652A (Júpiter), 3-RJS-683A (Júpiter NE), 3-RJS-713 (Bracuhy) e 3-RJS-732 (Apollonia). COA – Contato óleo/água.

de 2013, e atingiu reservatórios nas sequências K46-48 e K44, na cota de -5289 m, com NTG de 91% e porosidade média de 9% (Figuras 3.6.1 e 3.6.3). Apesar da distância do pioneiro, a coluna de 161 metros de altura apresentou a mesma gradação de fluidos dos poços Júpiter e Júpiter NE. Os gradientes de pressão de poros indicam que a área de Bracuhy está conectada à acumulação perfurada pelo pioneiro. Os perfis indicam óleo até a cota de -5450 m, onde se inicia uma zona de baixa porosidade até -5464 m. Abaixo dessa cota, foi constatada água de formação. O poço 3-RJS-732 (Apollonia) foi perfurado 8 km a sudoeste do pioneiro, entre junho e agosto de 2014, e atingiu o reservatório na cota de -5140 m (Figuras 3.6.1 e 3.6.3). Esse poço confirmou uma coluna de hidrocarbonetos de 313 m de altura, NTG de 90%, porosidade média de 12% e índice de produtividade de 120 $m^3/d/kgf/cm^2$ com dano de 1,5, em reservatórios das sequências K46-48 e K44. A gradação da coluna e composição dos hidrocarbonetos é a mesma do pioneiro. O

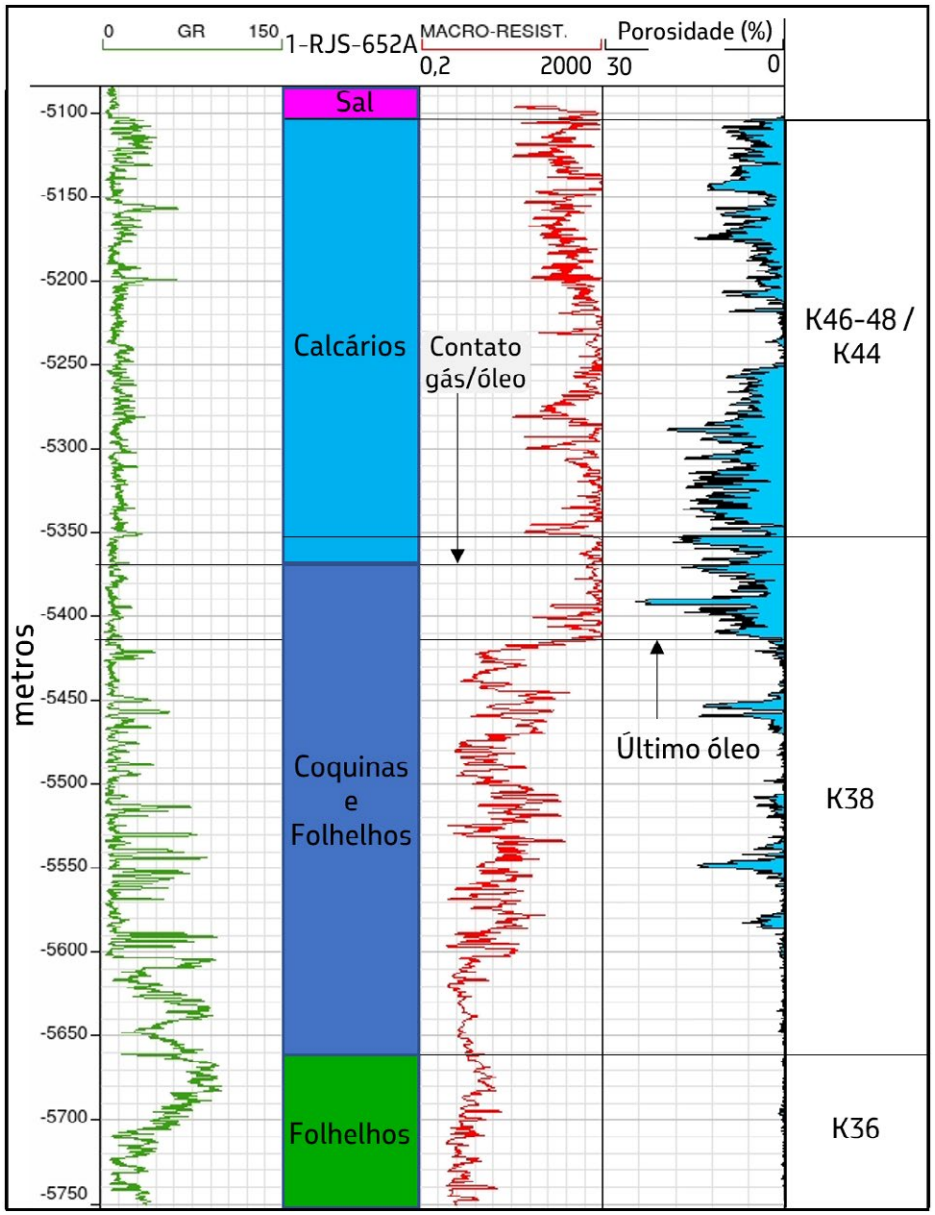


Figura 3.6.2 - Perfil composto do poço 1-RJS-652A (Júpiter). Notar último óleo sobre rochas não-reservatório e contato gás/óleo.

contato óleo/água, determinado por gradientes de pressão, indica a cota de -5453 m, com primeira água amostrada na cota de -5477 m. Os contatos óleo/água medidos ou estimados por gradientes de pressão são convergentes na acumulação, com uma variação máxima de 21 m, considerando a zona de baixa porosidade em Bracuhy. Dessa forma, confirmou-se o preenchimento parcial da trapa. No ano de 2021, o bloco BM-S-24 estava em fase de plano de avaliação e a economicidade da reserva ainda está em avaliação.

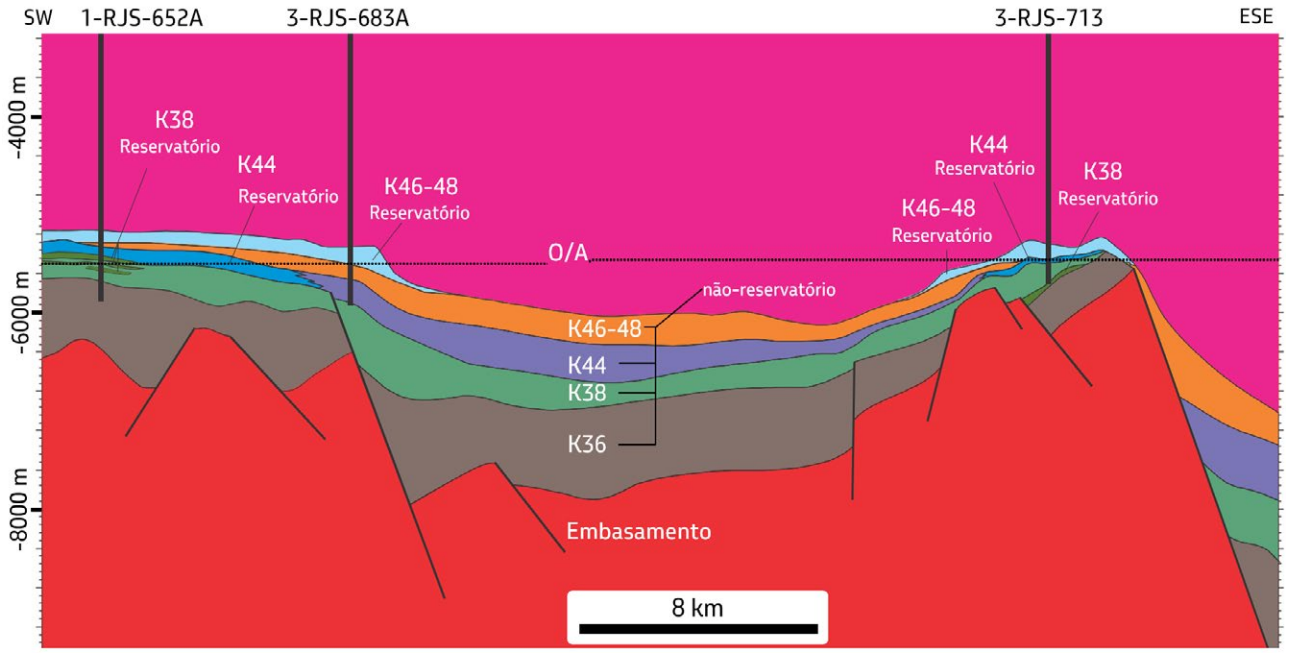


Figura 3.6.3 - Seção geológica mostrando correlação entre os poços 1-RJS-652A (Júpiter), 3-RJS-683A (Júpiter NE) e 3-RJS-713 (Bracuhy). O/A – Contato óleo/água.

4. OS NOVOS REGIMES REGULATÓRIOS E AS NOVAS DESCOBERTAS

A discussão sobre os regimes regulatórios foge do escopo deste capítulo, contudo é importante ressaltar os aspectos que influenciaram as atividades exploratórias. A partir de 2009, foi proposto o regime de Cessão Onerosa, convertido na Lei nº 12.276, de 30 de junho de 2010. A cessão onerosa de áreas do Pré-sal à Petrobras, pela União, foi proposta com o objetivo de antecipar a produção e receitas representadas pelo Pré-sal. Além disso, visava suprir a Petrobras de recursos necessários para o cumprimento de suas atribuições designadas no novo Regime de Partilha de Produção, criado pela Lei nº 12.351, de 22 de dezembro de 2010, para áreas do Pré-sal e áreas estratégicas. Essas atribuições incluiam a Petrobras como operadora exclusiva, com participação mínima de 30% nos consórcios, o pagamento do ônus objeto da cessão onerosa e os investimentos correspondentes nessas áreas (Sousa, 2011).

Por meio da Cessão Onerosa foi cedido à Petrobras, dispensada de licitação, o exercício das atividades de pesquisa e lavra de petróleo, de gás natural e de outros hidrocarbonetos fluidos em áreas não concedidas e localizadas no Pré-sal da Bacia de Santos. O volume máximo a ser produzido neste regime foi fixado em 5 bilhões de barris de óleo equivalente recuperáveis, provenientes de áreas definidas em negociações entre a Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e dos Biocombustíveis (ANP) e a Petrobras, que, por sua vez, foram respectivamente assessoradas pelas certificadoras independentes *Gaffney, Cline and Associates e a DeGolyer and*

MacNaughton (Sousa, 2011). A expectativa de volumes superiores aos 5 bilhões nas áreas selecionadas aumentou a atratividade das ações da empresa. Assim, em um processo de capitalização concluído em agosto de 2010, foram captados R$120 bilhões, dos quais R$ 74,8 bilhões foram utilizados para pagamento antecipado dos 5 bilhões de barris previstos na cessão onerosa (Reis, 2019). O mapa das áreas da Cessão Onerosa com os seus respectivos poços pioneiros pode ser visualizado na Figura 4.1.

4.1. Os poços estratigráficos ANP

Entre dezembro de 2009 a setembro de 2010, foi perfurado, em colaboração com a ANP (Agência Nacional do Petróleo), o primeiro poço estratigráfico na Bacia de Santos, o poço 2-ANP-1-RJS (Franco). O objetivo do poço era ampliar os conhecimentos sobre a estratigrafia do Pré-sal na porção nordeste da Bacia de Santos, fomentando assim os estudos naquela área. O poço foi locado no limite sudeste de um levantamento sísmico 3D, localizado a nordeste da área de Iara (Bloco BM-S-11) (Figuras 4.1.1 e 4.1.2). Geologicamente, o poço está próximo ao ápice de uma trapa estrutural com fechamento na base do sal, cuja área corresponde a 550 km^2. Na área de Franco, ocorre um adelgaçamento das sequências deposicionais em direção ao topo da estrutura (Figura 4.1.2). A partir da cota de -5391 m, o poço constatou óleo de 29°API e RGO entre 220 e 240 m^3/m^3, com teor médio de CO_2 em torno de 24%, formando uma coluna de 371 m de altura, com

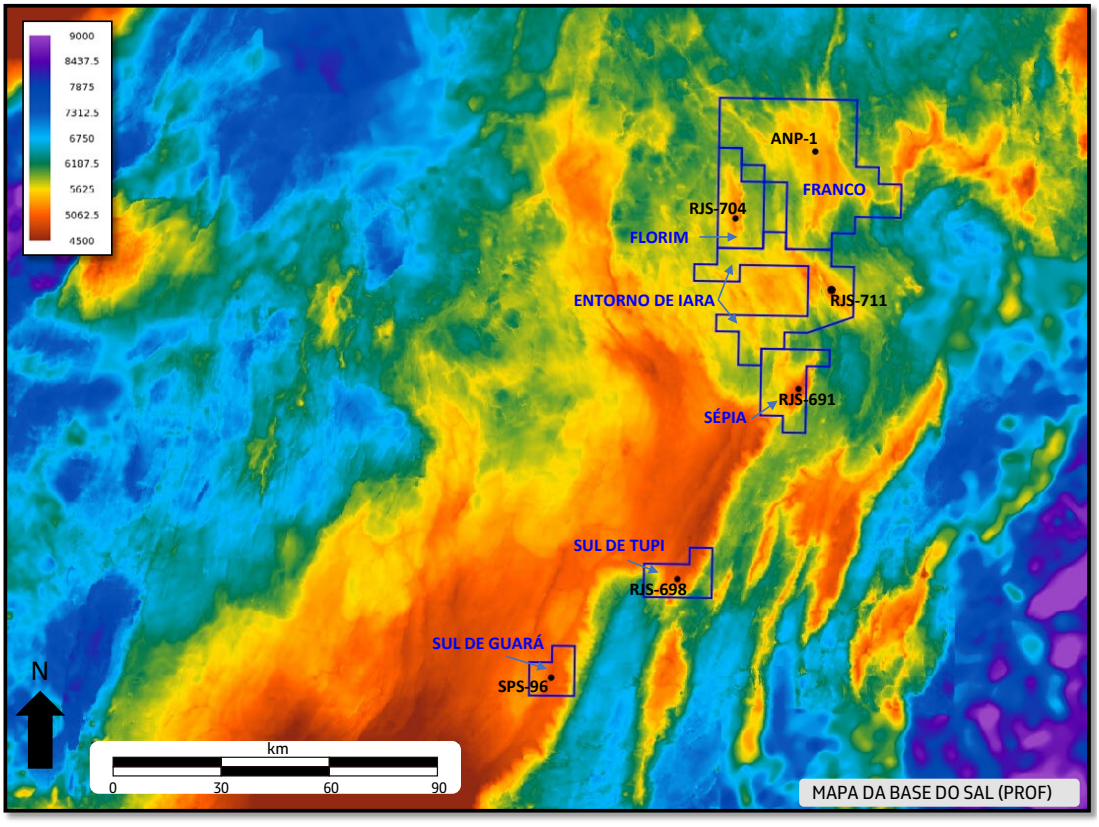


Figura 4.1 - Mapa regional em profundidade da base do sal com os blocos cedidos à Petrobras para serem explorados no Regime de Cessão Onerosa e os poços pioneiros perfurados em cada um deles.

NTG de 92% e porosidade média de 11,8% (Figura 4.1.3). Os reservatórios da Sequência K46-48 apresentaram permoporosidades menores que o usual, devido à dolomitização e silicificação, porém sem argilas magnesianas. A Sequência K44 apresentou excelentes permoporosidades associadas às fácies retrabalhadas (*grainstones*) (Figura 4.1.3). Como novidade, esse poço apresentou espesso intervalo de coquinas (*grainstones* e *rudstones* a bivalves) na Sequência K38, com excelentes características permoporosas na zona de óleo (porosidade média de 14,7%).

A descoberta do poço Franco viria a se transformar no Campo Supergigante de Búzios, com volumes *in place* de 29 bilhões de barris de óleo e 816 bilhões de m³ de gás (ANP, 2021). Como essa área se enquadrava nas especificações do contrato de Cessão Onerosa, ela foi inicialmente regida nos moldes desse contrato. Em 2019 o excedente de óleo da Cessão Onerosa foi leiloado sob o regime de partilha de produção, sendo arrematado pela Petrobras (90% - Operadora), CNODC Brasil (5%), CNOOC Petroleum (5%). Portanto, esse campo passou a ser explotado em um regime misto. O histórico completo da fase exploratória e do atual Campo de Búzios, bem como suas peculiaridades, está relatado neste livro no Capítulo 15, que trata especialmente desse tema.

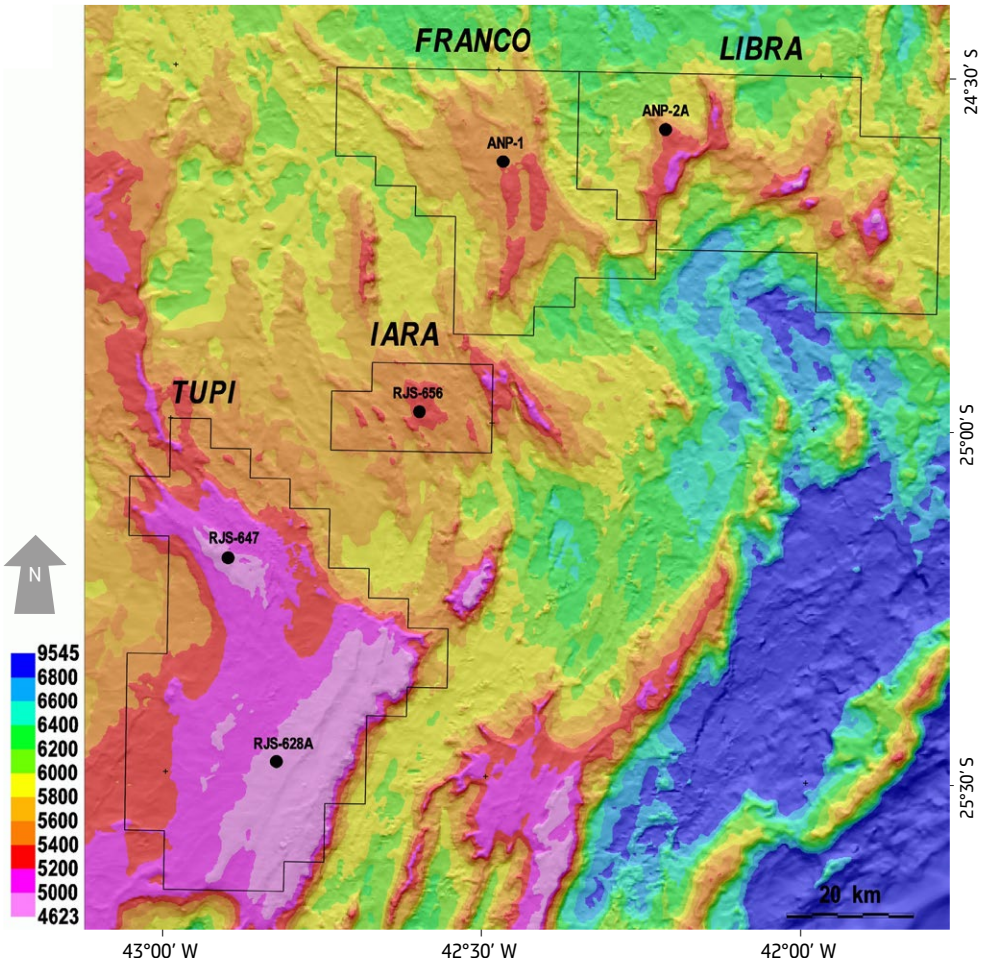


Figura 4.1.1 - Mapa estrutural em profundidade da base do sal mostra as áreas remanescentes do Bloco BM-S-11 (Tupi e Iara) e os limites aproximados das trapas estruturais de Franco, com o poço 2-ANP-1-RJS, e Libra, com o poço 2-ANP-2A-RJS.

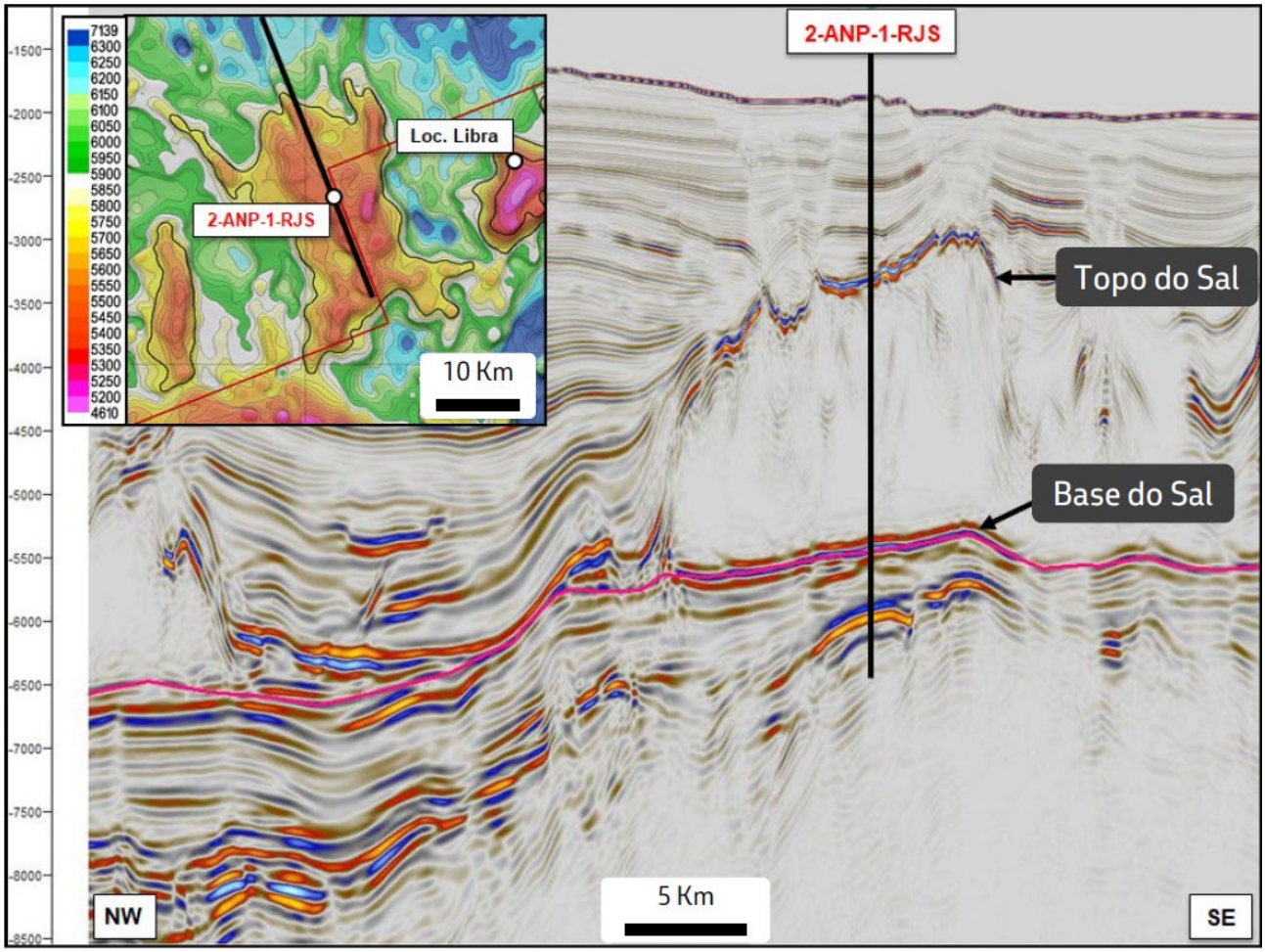


Figura 4.1.2 - Linha sísmica 3D em profundidade do poço 2-ANP-1-RJS (Franco), mostrando sua localização próxima ao ápice da estrutura ao nível da base do sal e adelgaçamento das sequências deposicionais em direção ao ápice.

Entre julho de 2010 e fevereiro de 2011, foi perfurado o segundo poço estratigráfico da Bacia de Santos, o poço 2-ANP-2A-RJS (Libra). Esse poço foi perfurado no flanco noroeste de uma trapa estrutural alongada WNW-ESE, com fechamento na base do sal e cuja área ultrapassava 550 km² (Figura 4.1.1). O poço visava a investigar uma feição sísmica interpretada como *mound* carbonático (Carlotto, 2009; Carlotto *et al.*, 2017). O ponto escolhido também foi influenciado pelo fato de que, naquele momento, o dado sísmico 3D disponível estava limitado ao setor noroeste, cobrindo somente 20% da estrutura. O poço Libra constatou, a partir de -5372m, óleo de 27°API, RGO entre 375 e 448 m³/m³ e teor de CO_2 ao redor de 44% na fração gasosa, formando uma coluna com 327 m de altura, NTG de 97% e porosidade média de 13% (Figura 4.1.4). Os principais reservatórios das sequências K46-48 e K44 são constituídos por estromatolitos e *grainstones*, ao passo que *grainstones* e *rudstones* a bivalves (coquinas) constituem os reservatórios da Sequência

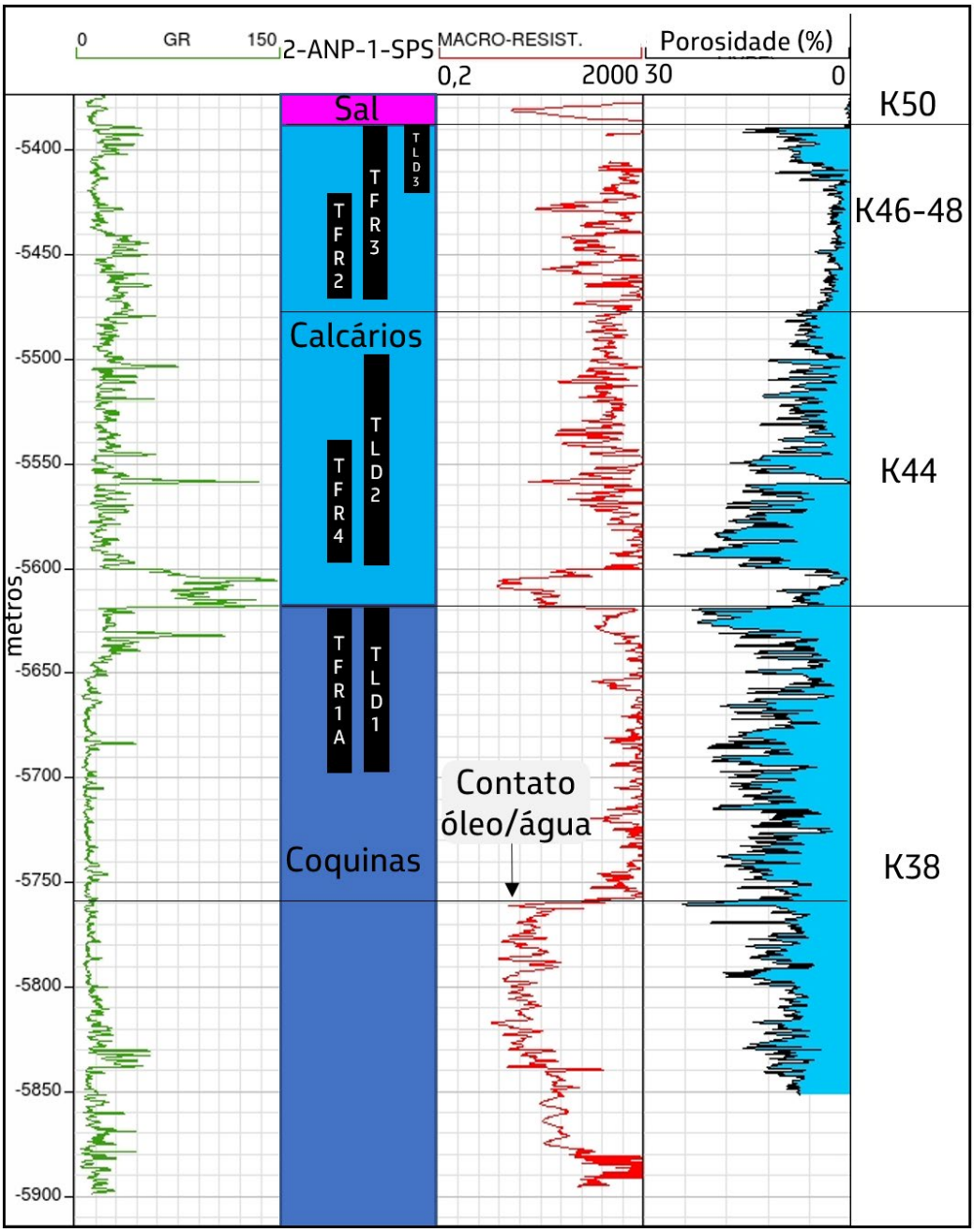


Figura 4.1.3 - Perfil composto do poço 2-ANP-1-RJS (Franco). O poço constatou uma grande coluna de óleo cujo contato óleo/água é bem definido dentro do intervalo de coquinas da Sequência K38. Notar a importância deste poço expressa pelos vários testes de formação a poço revestido (TFR) e testes de longa duração (TLD) realizados.

K38. A feição inicialmente interpretada como um *mound* carbonático era, na verdade, um bioacumulado de coquinas da Sequência K38.

Essa descoberta se transformaria no Campo gigante de Mero, com volumes *in place* da ordem de 9,9 bilhões de barris de óleo e 362 bilhões de m³ de gás (ANP, 2021). Essa área foi a primeira área a ser totalmente leiloada sob o regime de partilha de produção em 2013, sendo adquirida pela Petrobras (40% - Operadora), em parceria com Shell

Brasil Petróleo Ltda (20%), Total S.A. (20%), CNPC International Ltd (10%) e CNOOC International Ltd (10%). O histórico completo da fase exploratória de Libra, bem como a fase exploratória do atual Campo de Mero, incluindo suas peculiaridades, está descrito no Capítulo 14 deste livro, que trata especialmente desse tema.

4.2. Cessão Onerosa

A escolha das áreas de cessão onerosa pela Petrobras foi baseada nos seguintes critérios: 1) incluir prioritariamente áreas que fossem unitizáveis, facilitando assim o processo de unitização (Concessão x Petrobras Cessão Onerosa); 2) escolher uma das estruturas já perfuradas pela Petrobras em conjunto com a ANP e, portanto, com menor risco para exploração e possível descoberta de 5 bilhões de barris de óleo equivalente recuperáveis, que foram objeto de negociação com a ANP. Dessa forma, foram escolhidas as áreas de Franco (onde já havia um poço estratigráfico perfurado em parceria Petrobras-ANP), Florim,

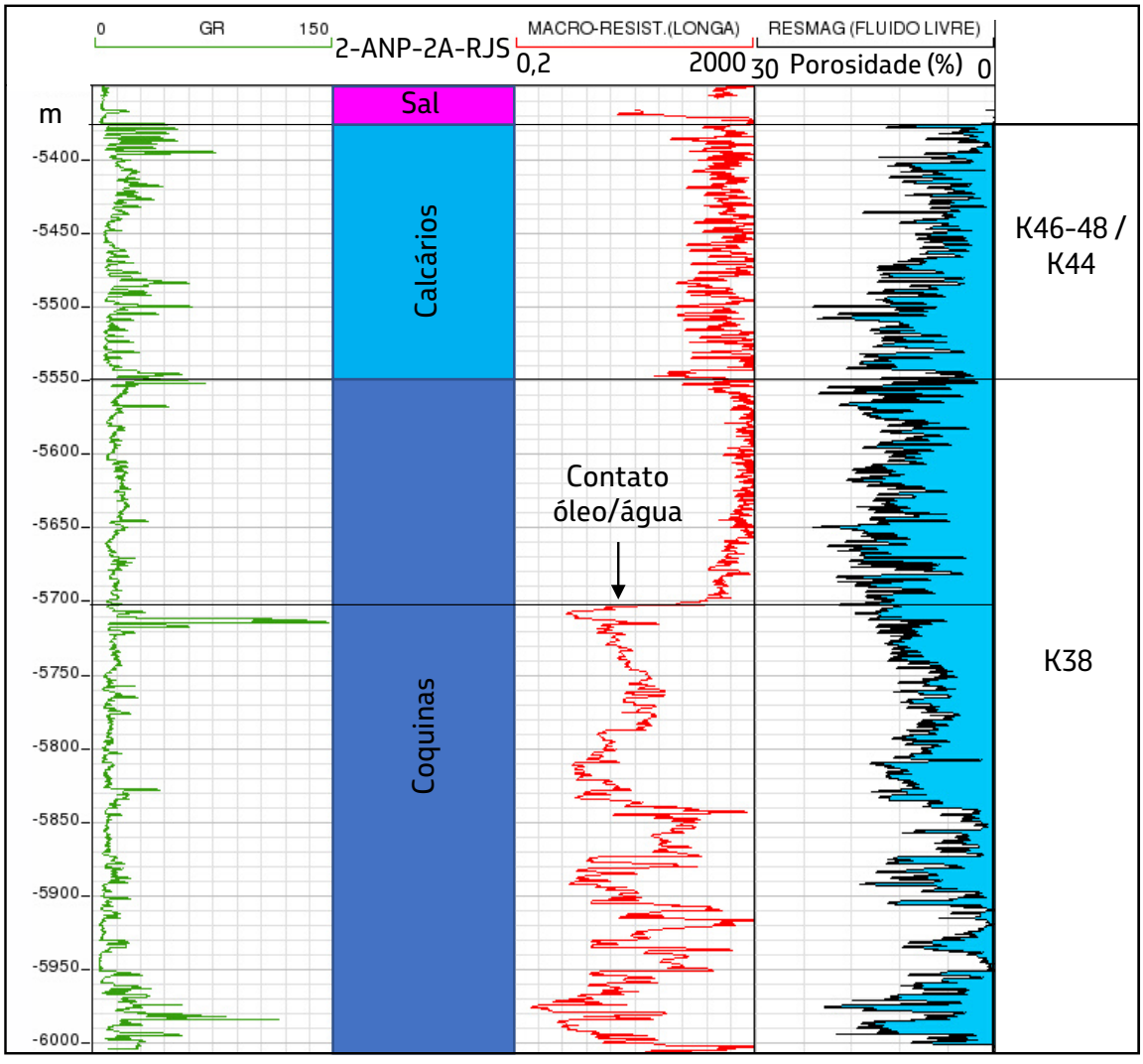


Figura 4.1.4 - Perfil composto do poço 2-ANP-2A-RJS (Libra). Notar contato óleo/água bem definido em reservatório de coquinas na Sequência K38.

Entorno de Iara, Sépia, Sul de Guará e Sul de Tupi (Figura 4.1).

4.2.1. Sépia

O Campo de Sépia está localizado a nordeste do Campo de Tupi e consiste em uma trapa estrutural alongada na direção NE na base do sal, com área de 88 km² (Figuras 4.1 e 4.2.1). O adelgaçamento das sequências sedimentares do Pré-sal em direção ao ápice da estrutura, analogamente ao Alto de Tupi, indicava a existência de reservatórios com boas propriedades permoporosas nessa posição (Figura 4.2.2). Entre agosto de 2011 e abril de 2012, foi perfurado o poço 1-RJS-691 (NE de Tupi), próximo ao ápice da trapa (Figura 4.2.1). Esse poço enfrentou severas dificuldades de avanço, devido às altas porosidades e permeabilidades do reservatório. Em consequência disso, houve o abandono da operação de testemunhagem e interrupção da perfuração na cota de -5253 m, acima do *spill point* da trapa, correspondente à cota de -5640 m. O topo dos reservatórios na Sequência K46-48 foi constatado na cota de -4943 m e os meros cinco metros de testemunho recuperados consistem em microbiolitos, com médias a altas porosidades, fraturados, brechados e com indicativos de processos de carstificação (Chagas e De Paula, 2013). A avaliação foi realizada com perfis adquiridos durante a perfuração, visto que não foi possível realizar uma perfilagem a cabo devido ao abandono catastrófico do poço. Eles indicaram que toda a coluna perfurada continha óleo de 26°API e RGO de 195 m³/m³, pelo menos até a cota de -5218 m, com NTG de 96 %, porosidade média de 13% e índice de produtividade de 151 m³/D/kgf/cm² (Figura 4.2.3). Os problemas foram tão severos que, a partir desse poço, tornou-se procedimento padrão a utilização de sondas com equipamentos de MPD (*Managed Pressure Drilling*) para atravessar reservatórios com altas permeabilidades, descritos em maior detalhe no capítulo 16.

Devido às dificuldades enfrentadas na perfuração do 1-RJS-691, o segundo poço, 3-RJS-721, foi projetado para testar fácies sísmicas volumetricamente representativas e que não apresentassem feições de carstificação na trapa, além de ser locado em posição estruturalmente mais profunda (Figura 4.2.1). Ele foi perfurado entre setembro de 2013 e janeiro de 2014, constatando o topo do reservatório da Sequência K46-48 a -5045 m. O contato óleo/água foi determinado a -5519 m, dentro da Sequência K44 e a aproximadamente 120 m acima do spill point da trapa. Em teste de longa duração, apresentou um índice de produtividade de 151 m³/D/kgf/cm². O poço 9-RJS-733 foi perfurado entre julho de 2014 e março de 2015, com objetivo de caracterizar o ápice da trapa (Figura 4.2.1). Constatou reservatórios nas sequências K46-48 e K44, além de coquinas na Sequência K38, a partir da cota de -4945 m. Testes de formação a poço revestido (TFR) mediram índices de produtividade entre 104 e 1340 m³/D/kgf/cm² nesse poço. O poço 9-SEP-01 foi perfurado no flanco oeste da trapa, entre janeiro e setembro de 2015, e atingiu reservatórios das sequências K46-48 e K44, na cota de -5188 m (Figura 4.2.1). O TFR realizado próximo ao contato óleo/água mediu

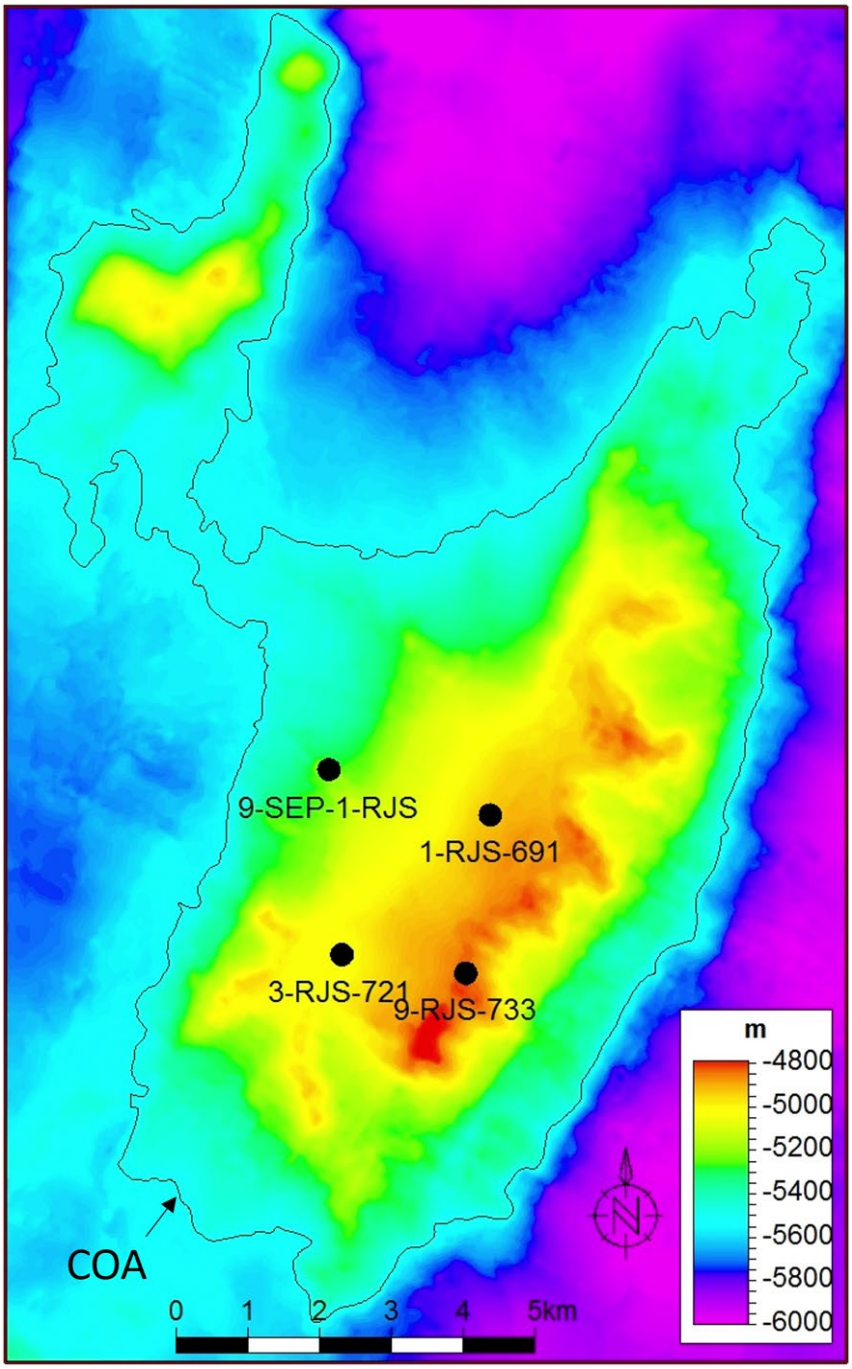


Figura 4.2.1 – Mapa estrutural em profundidade da base do sal da trapa de Sépia, com os poços de avaliação. COA - contato óleo/água.

um índice de produtividade variando entre 175 e 212 m³/D/kgf/cm².

Essa trapa foi declarada comercial em setembro de 2014, com o nome de Campo de Sépia e um volume *in place* de 5,3 bilhões de barris de óleo e 124 bilhões de m³ de gás (ANP, 2021).

4.2.2. Florim

O Bloco Florim está localizado a oeste/sudoeste do Campo de Búzios. Nele ocorre uma trapa estrutural, alongada na direção norte, com fechamento de 70 km² na base do sal (Figuras 4.1 e 4.2.4). Entre setembro de 2012 e maio de 2013, foi perfurado

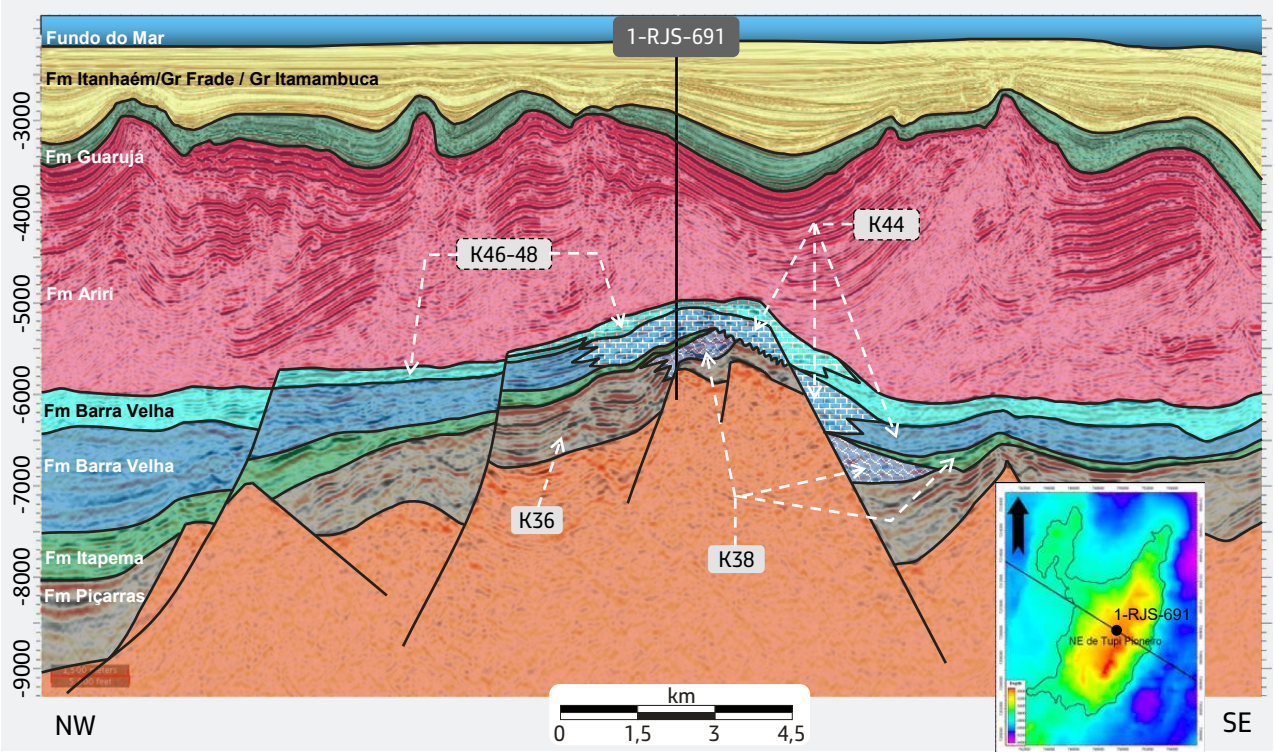


Figura 4.2.2 – Seção sísmica em profundidade ilustrando a posição do poço 1-RJS-691 (Sépia 1). Notar o adelgaçamento regional das camadas em direção ao alto do embasamento e espessamento da Sequência k46-48 no ápice.

o poço 1-RJS-704 (Florim), que visava a uma feição de crescimento de seção sobre o alto estrutural, isto é, um *mound*, lateralmente associado a falhas. As sismofácies internas desse *mound* são predominantemente caóticas (Carlotto, 2009), com marcante espessamento da Sequência K46-48 (Figuras 4.2.4 e 4.2.5). Na mesma época, houve a descoberta de Carcará em um *mound* análogo a Florim. O poço Florim constatou o topo do reservatório da Sequência K46-48 na cota de -5311 m, com óleo de 28°API, perfazendo uma coluna de 265 m de altura, com NTG de 82% e porosidade média de 14%. Os reservatórios são compostos predominantemente por estromatolitos, *grainstones* e *rudstones*. O teste de longa duração do poço Florim registrou um índice de produtividade de 154 m³/D/kgf/cm² com um dano de 4. Um segundo poço, o 3-RJS-725, foi perfurado na área, entre dezembro de 2013 e março de 2014, localizado 6,5 km ao norte do pioneiro (Figura 4.2.4). Esse poço atingiu reservatórios na cota de -5410 m e constatou uma coluna de 188 m de altura, com NTG de 24%, porosidade média de 13,5% e índice de produtividade de 70 m³/D/kgf/cm² com dano de 0,6, confirmando a continuidade das boas fácies reservatório constatadas no pioneiro (Figura 4.2.6).

Essa acumulação foi declarada comercial em setembro de 2014, com o nome de campo de Itapu e um volume *in place* de 2,1 bilhões de barris de óleo e 29 bilhões de m³ de gás (ANP, 2021). Em 2019 o volume de óleo excedente da cessão onerosa neste campo foi arrematado pela Petrobras em leilão realizado pela ANP.

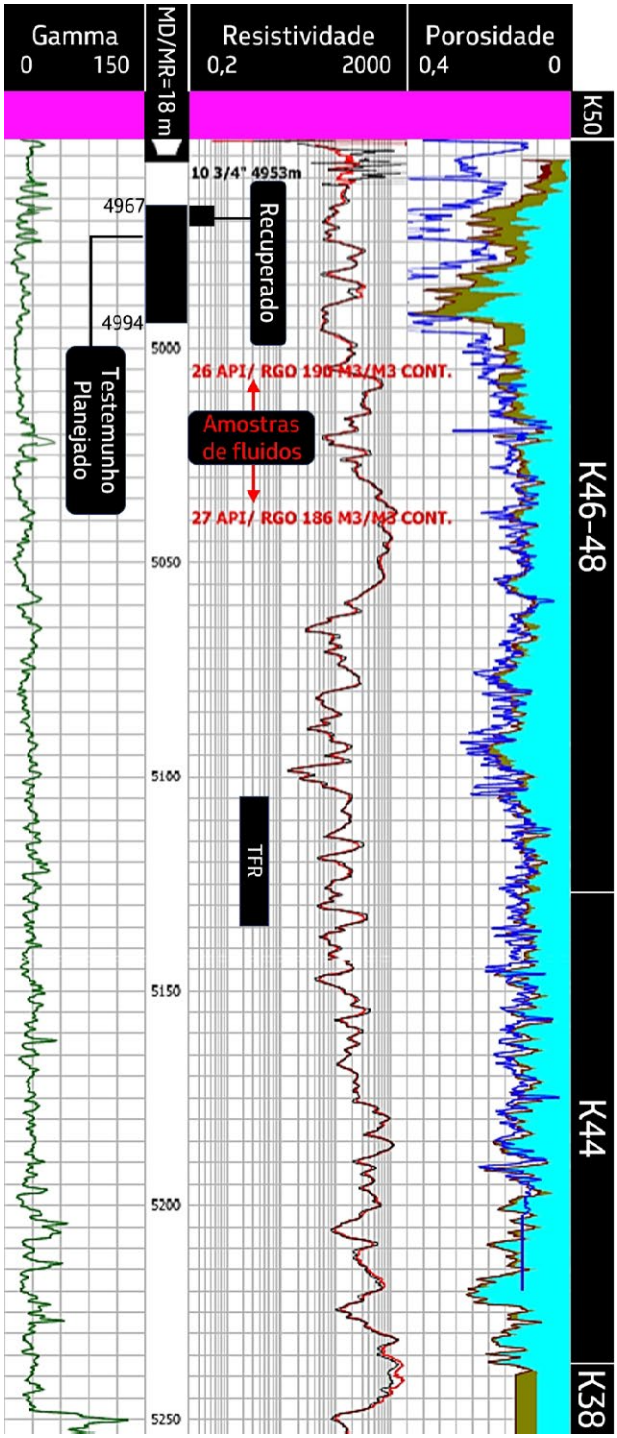


Figura 4.2.3 – Perfil do poço 1-RJS-691 com as sequências deposicionais constatadas. Observar a porosidade contínua em toda a extensão perfilada e a baixa recuperação do testemunho. TFR= teste de formação a poço revestido.

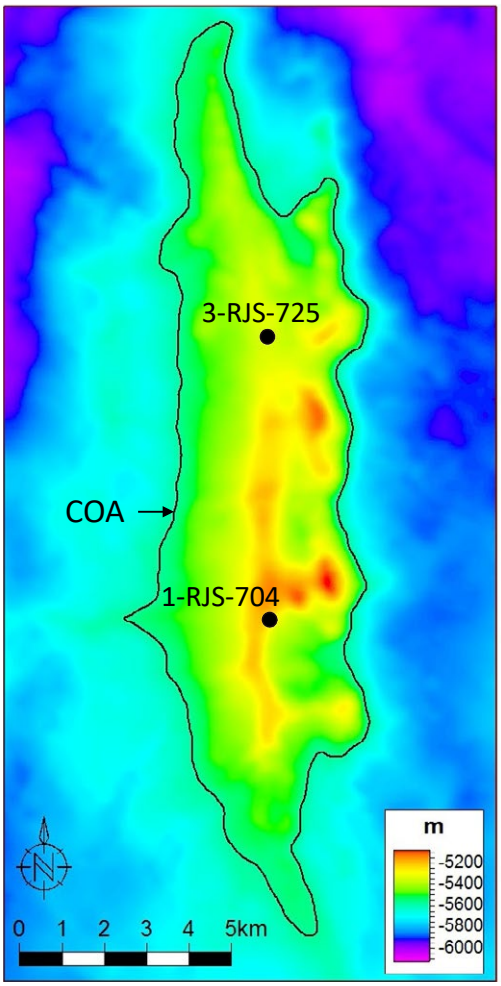


Figura 4.2.4 – Mapa estrutural em profundidade da base do sal ilustrando a trapa de Florim, com os poços pioneiro 1-RJS-704 (Florim) e o 3-RJS-725. COA = Contato óleo/água (-5576 m).

4.2.3. Entorno de Iara

A área de cessão onerosa do Entorno de Iara englobava parte das trapas mistas estruturais-estratigráficas de Berbigão, Sururu e Atapu, que excediam a área do PAD-1RJS-656 (Figura 4.2.7). Atapu ocorre sobre um alto estrutural pronunciado, formando uma trapa alongada na direção noroeste, ao nível da base do sal (Figura 4.2.7). Apenas uma pequena fração dessa trapa ocorre dentro do PAD-1RJS-656, a qual foi perfurada pelo poço 3-RJS-729, apresentado anteriormente neste capítulo. O adelgaçamento da seção Pré-sal em direção a Atapu indicava que ali havia sido um alto deposicional perene, o que aumentava as chances de melhores

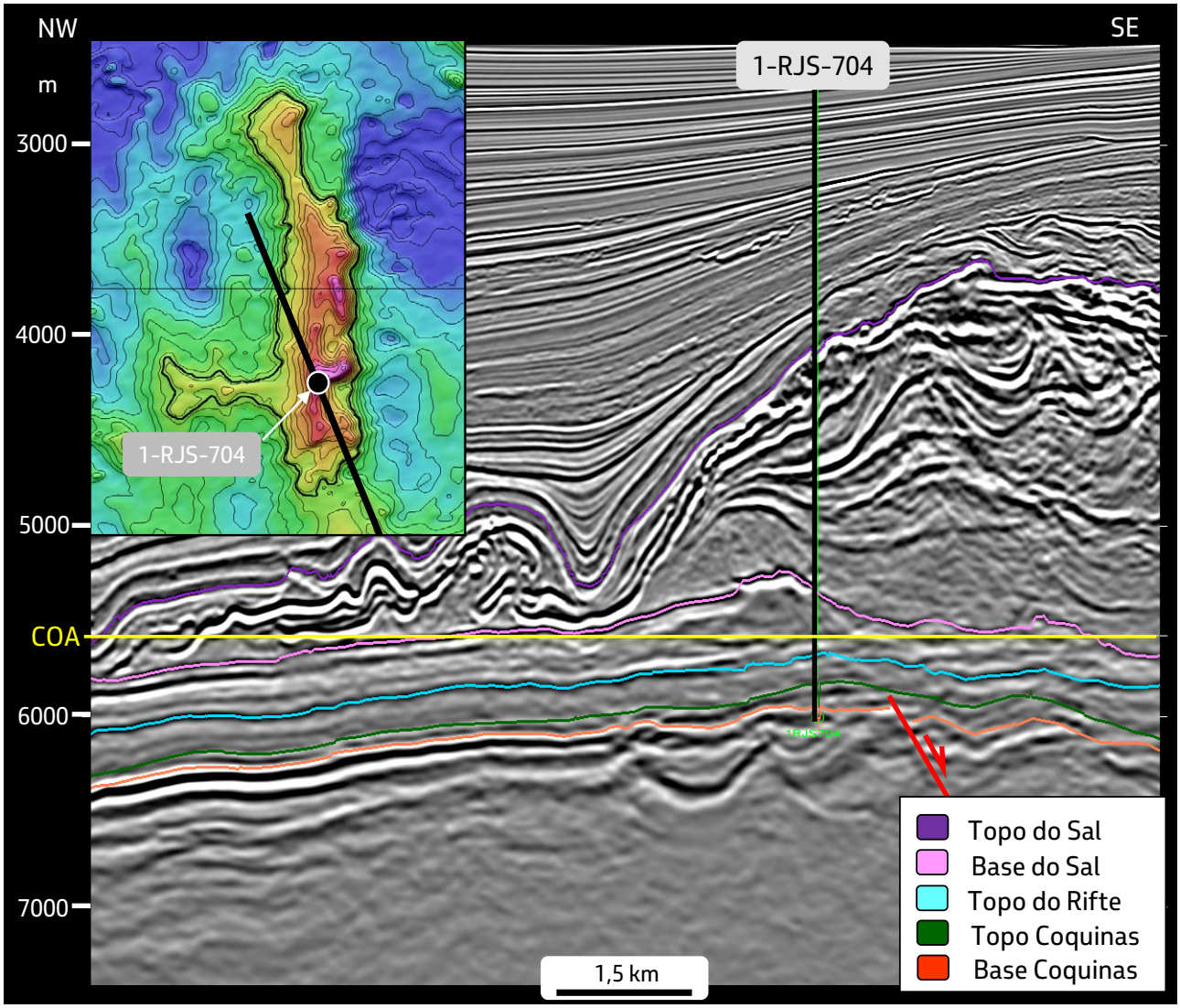


Figura 4.2.5 - Seção sísmica em profundidade ilustrando a posição do poço 1-RJS-704 (Florim). Observar a expressiva feição de *mound* sobre a crista de um *horst*. A linha vermelha indica posição da principal falha normal. . COA = Contato óleo/água (-5576 m).

reservatórios em relação à trapa de Sururu. O poço 1-RJS-711 (Entorno de Iara 1) foi perfurado na porção mais proeminente da trapa de Atapu, entre dezembro de 2012 e maio de 2013 (Figura 4.2.7). Esse poço constatou reservatórios das sequências K46-48 e K44, com óleo de 26ºAPI e RGO de 250 m^3/m^3 similar ao óleo encontrado no poço 3-RJS-682A, localizado no PAD-1-RJS-656. O topo do reservatório foi atingido na cota de -5020 m e se estende ao longo de uma coluna de 174 m de altura, com NTG de 94%, porosidade média de 15% e índice de produtividade de 182 $m^3/d/(kgf/cm^2)$ (Figura 4.2.8). O contato óleo/água não foi determinado nesse poço, pois coincide com rochas ígneas sotopostas ao reservatório. A descoberta do

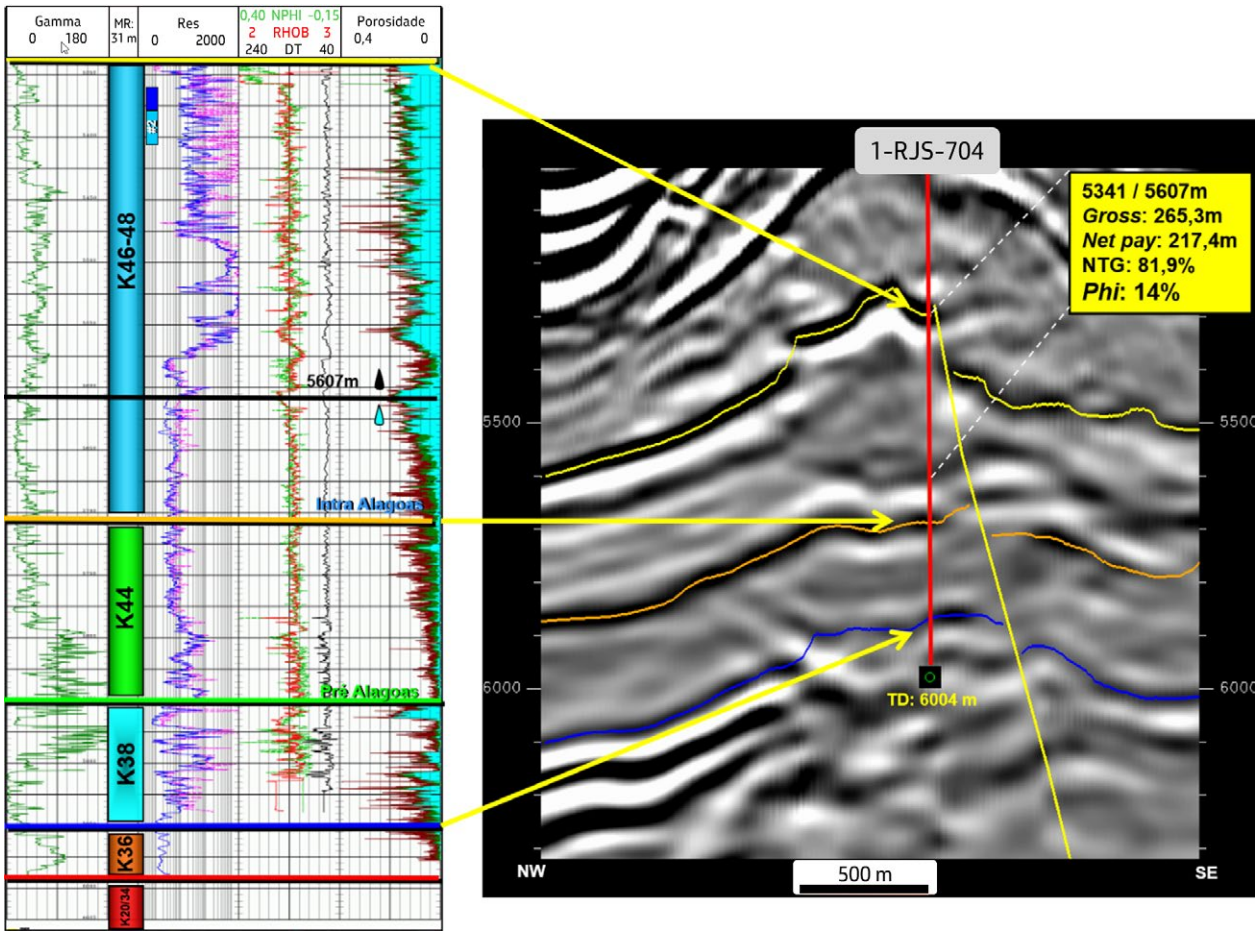


Figura 4.2.6 – Correlação do perfil com a sísmica mostrando as sequências deposicionais constatadas e contato óleo/água (5607/-5576 m) no poço 1-RJS-704.

1-RJS-711 foi avaliada pelos poços 3-RJS-722 e 9-RJS-730 no bloco Entorno de Iara e pelo poço 3-RJS-729 mencionado acima. O poço 3-RJS-722, perfurado entre agosto de 2013 e abril de 2014, constatou o topo do reservatório na cota de -5091 m e o contato óleo/água na cota de -5614 m (Figura 4.2.7). O poço 9-RJS-730, perfurado entre novembro de 2014 e julho de 2015, constatou o topo do reservatório na cota de -5199 m, formando uma coluna de óleo com 372 m de altura, NTG de 95% e porosidade média de 14% (Figura 4.2.7).

Outro poço perfurado na área da cessão onerosa foi o 4-RJS-728, entre fevereiro e abril de 2014. Esse poço comprovou a extensão da trapa de Berbigão para fora da área do Plano de Avaliação em reservatórios das sequências K46-48 e K44 constatados a partir da cota de -5523 m (Figura 4.2.7).

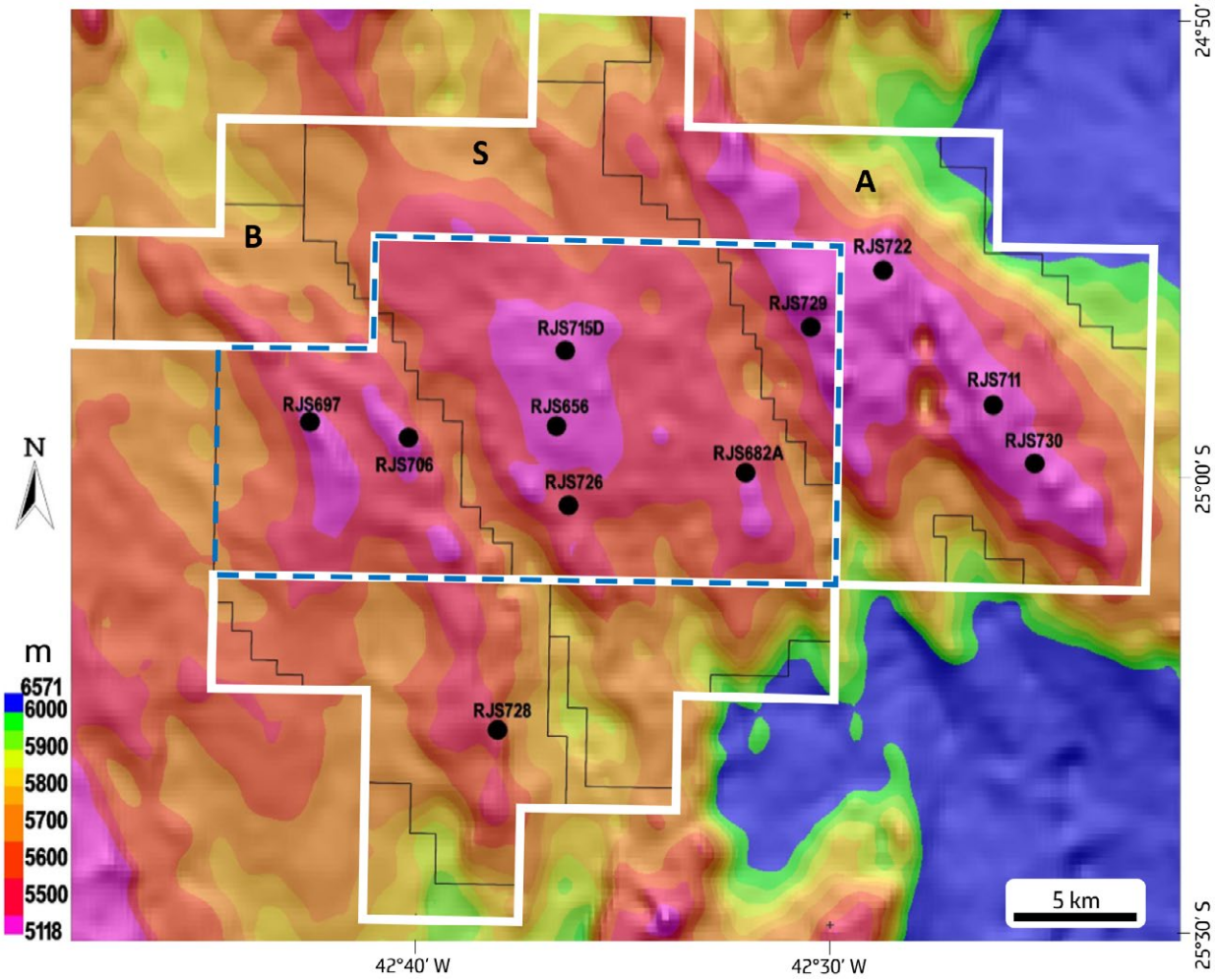


Figura 4.2.7 - Mapa estrutural da base do sal em profundidade mostrando o bloco Entorno de Iara (polígono branco) e o PAD-1-RJS656 (Iara – polígono tracejado azul) com os poços perfurados na área. Os polígonos pretos indicam aproximadamente as trapas mistas estruturais-estratigráficas nesta área: B – Berbigão; S – Sururu; A – Atapu.

Em dezembro de 2014, a Petrobras propôs a declaração de comercialidade e retenção do Entorno de Iara, juntamente com a área do PAD 1-RJS-656, totalizando um volume *in place* de 8,3 bilhões de barris de óleo e 197 bilhões de m³ de gás (ANP, 2021). Devido ao fato das áreas do Plano de Avaliação e da Cessão Onerosa de Iara pertencerem a regimes de contratos distintos, as três trapas identificadas foram divididas em oito campos: três localizados no PAD de Iara e cinco nas áreas da Cessão Onerosa, que foram simultaneamente declarados em dezembro de 2014 (Figura 4.2.9).

4.2.4. Sul de Guará

O bloco Sul de Guará incluía uma trapa estrutural na base do sal com características semelhantes ao Campo de Sapinhoá, situado imediatamente ao norte (Figura 4.2.10). Essa acumulação foi avaliada pelo poço 1-SPS-96, entre abril e julho de 2012. O poço atingiu o topo dos reservatórios da Sequência K46-48, na cota de -5005 m, constatando uma coluna de 93 m, NTG de 92% e porosidade média de

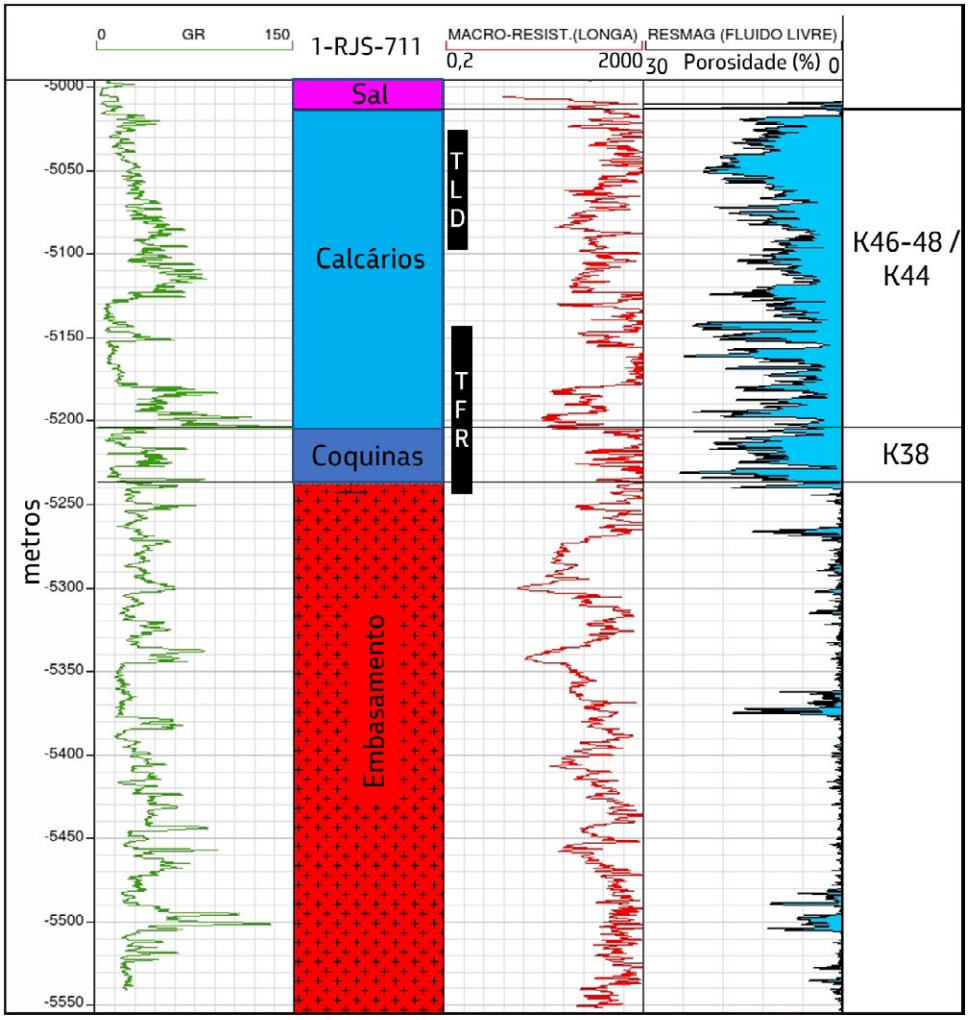


Figura 4.2.8 - Perfil compostos do poço 1-RJS-711. O último óleo ocorre sobre rochas do embasamento. TFR - teste de formação a poço revestido. TLD - teste de longa duração.

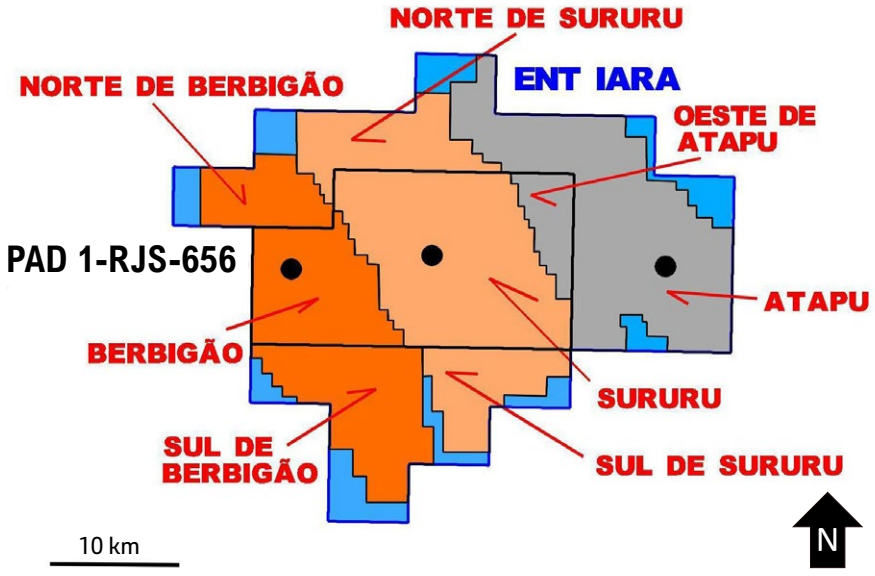


Figura 4.2.9 – Mapa dos campos resultantes do PAD 1-RJS-656 (Iara) e Cessão Onerosa Entorno de Iara.

9% (Figura 4.2.11). O fluido consiste em óleo de 26°API, com RGO de aproximadamente 220m³/m³ e 11% de CO_2. O contato óleo/água obtido por gradientes de pressão de poros e perfis ocorre na cota de -5098 m, coincidente com o *spill point* da trapa. Ele demostrou que esta acumulação é independente do Campo de Sapinhoá, ao norte, cujo contato óleo/água estaria a cerca de 30 m mais profundo, na cota de -5130 m (Figura 4.2.10).

A estimativa de volume de petróleo e gás nessa área foi de 356 milhões boe *in place*. Dada a condição de ser uma acumulação independente do Campo de Sapinhoá, esse volume mostrou-se aquém do volume inicialmente acordado pelo Contrato da Cessão Onerosa, com uma reserva *in place*, declarada em setembro de 2014, de 207 milhões de barris de óleo e 7,7 bilhões de m³ de gás (ANP, 2021).

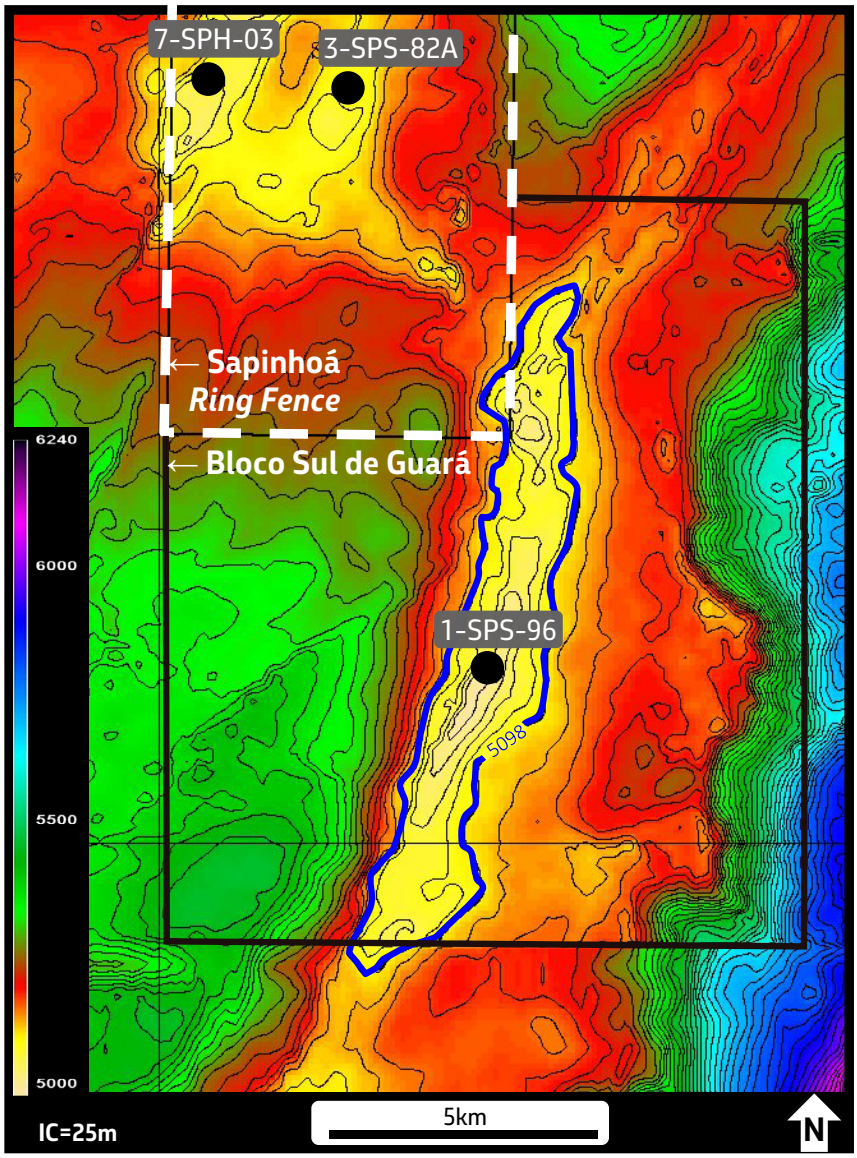


Figura 4.2.10 – Mapa estrutural em profundidade da base do sal com a localização do bloco Sul de Guará e do Campo de Sapinhoá. A curva de nível de -5098 m (azul) indica o *spill point* e contato óleo/água da trapa de Sul de Guará.

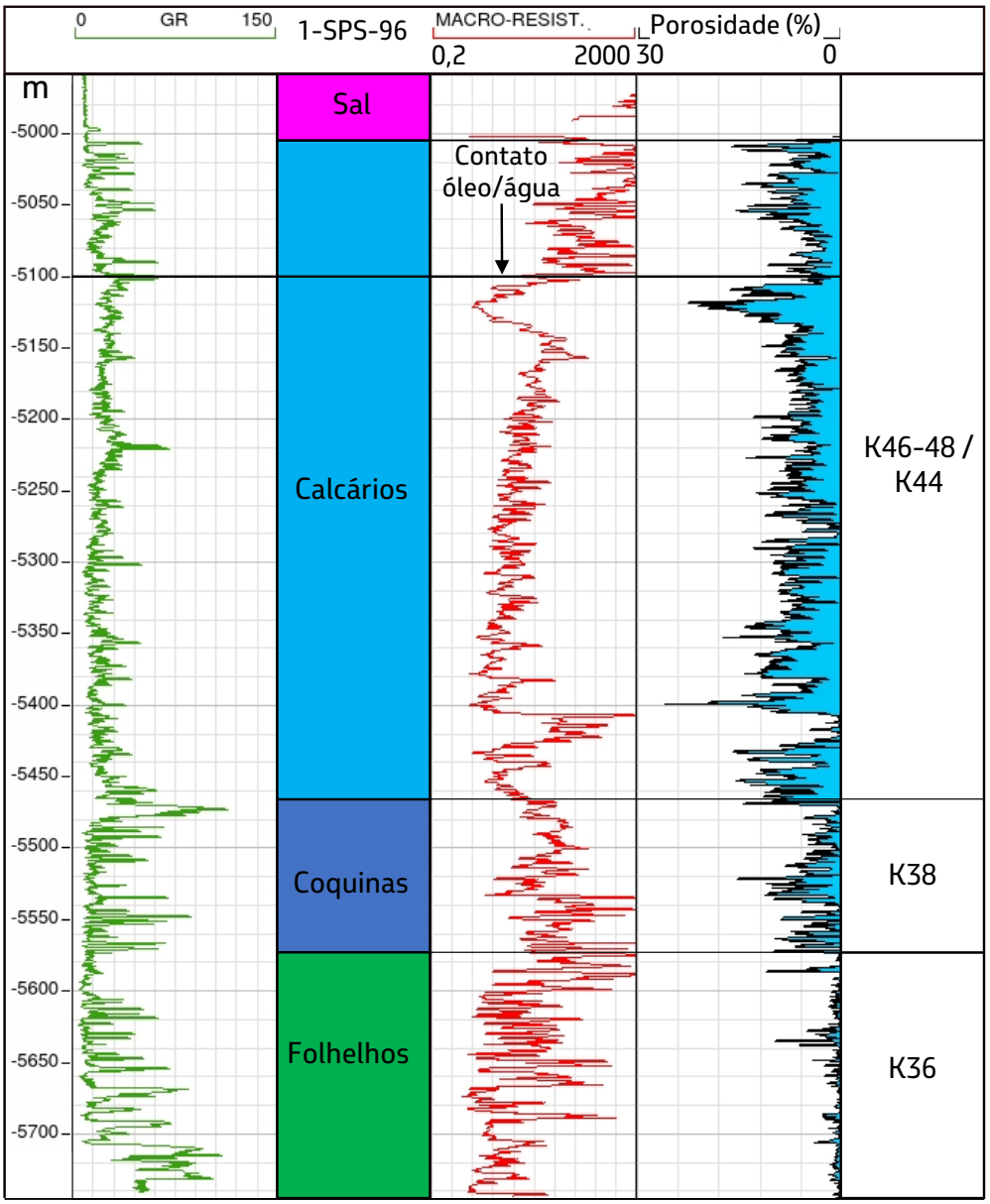


Figura 4.2.11 - Perfil composto do poço 1-SPS-96 no bloco Sul de Guará.

4.2.5. Sul de Tupi

A área Sul de Tupi é contígua ao extremo sul do Campo homônimo (Figura 4.1) e foi avaliada pelo poço 4-RJS-698, perfurado entre outubro de 2012 e janeiro de 2013 (Figura 4.2.12). Esse poço constatou reservatórios da Sequência K46-48 na cota de -5020 m, com óleo de 28°API, RGO 210 m^3/m^3 e 18% de teor de CO_2. O contato óleo/água foi constatado a -5129 m, resultando em uma coluna de 109 m de altura, NTG de 91%, porosidade média de 15,4 % (Figura 4.2.13). Além disso, também foi encontrado um intervalo com óleo na Sequência K44, na cota de -241 m, com 7,7 m de espessura porosa e 7,5% de porosidade média. O teste de formação realizado nesse poço indicou valores elevados de permeabilidade e um índice de produtividade da ordem de 89,4 (m^3/d)

/(kgf/cm²). Os resultados desse poço e dos poços perfurados na porção sul do Campo de Tupi indicaram que os reservatórios da Cessão Onerosa e do Campo de Tupi são contínuos. Essa conclusão está baseada na análise de dados sísmicos, onde não se observam descontinuidades entre esses reservatórios; nas características do fluido que são semelhantes entre os poços e nos gradientes de pressão, onde se constatou depleção no poço 4-RJS-698 relacionada principalmente à produção do Piloto do Campo de Tupi. Em dezembro de 2013, foi declarada a comercialidade dessa área com o nome de Campo de Sul de Tupi e um volume *in place* de 1,3 bilhões de barris de óleo e 42 bilhões de m³ de gás (ANP, 2021).

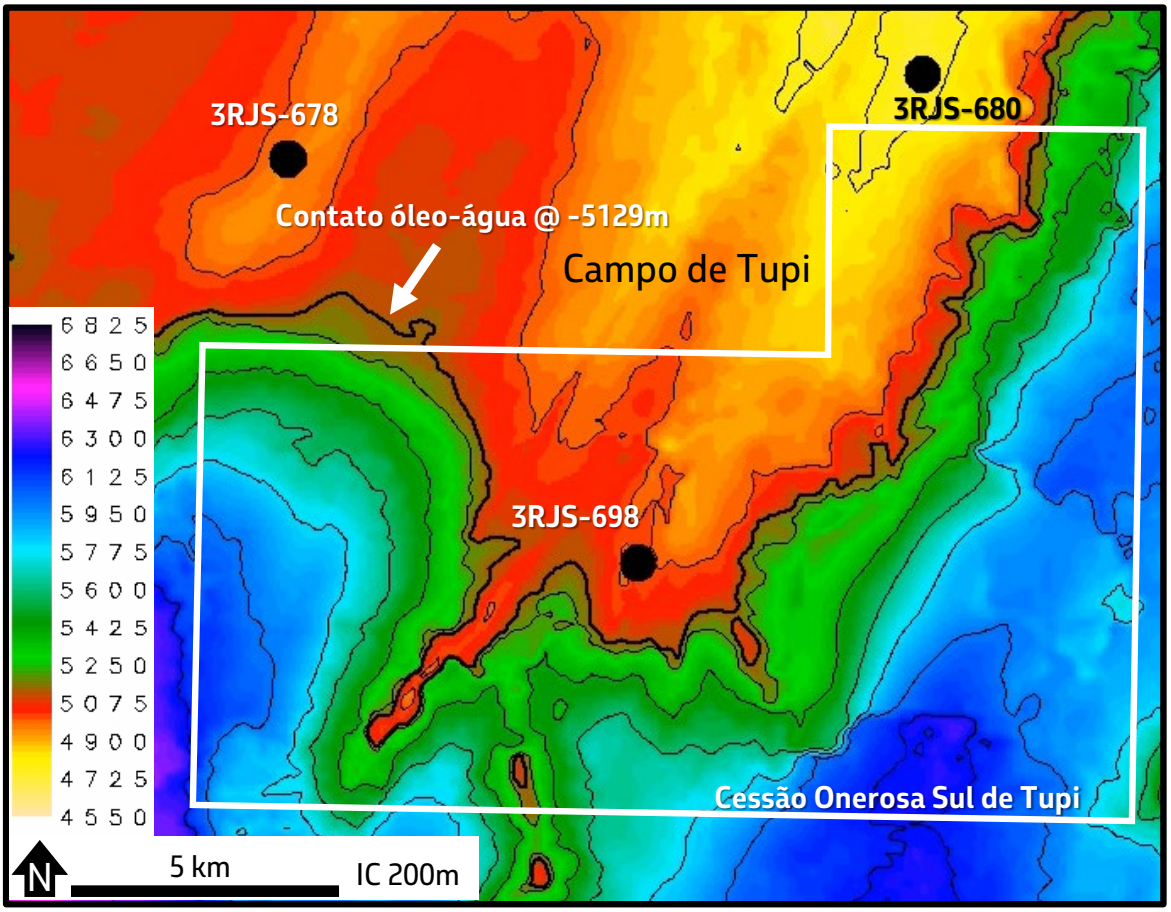


Figura 4.2.12 - Mapa estrutural em profundidade da base do sal da área de Sul de Tupi. Notar a continuidade da estrutura do campo de Tupi para a área de Cessão Onerosa.

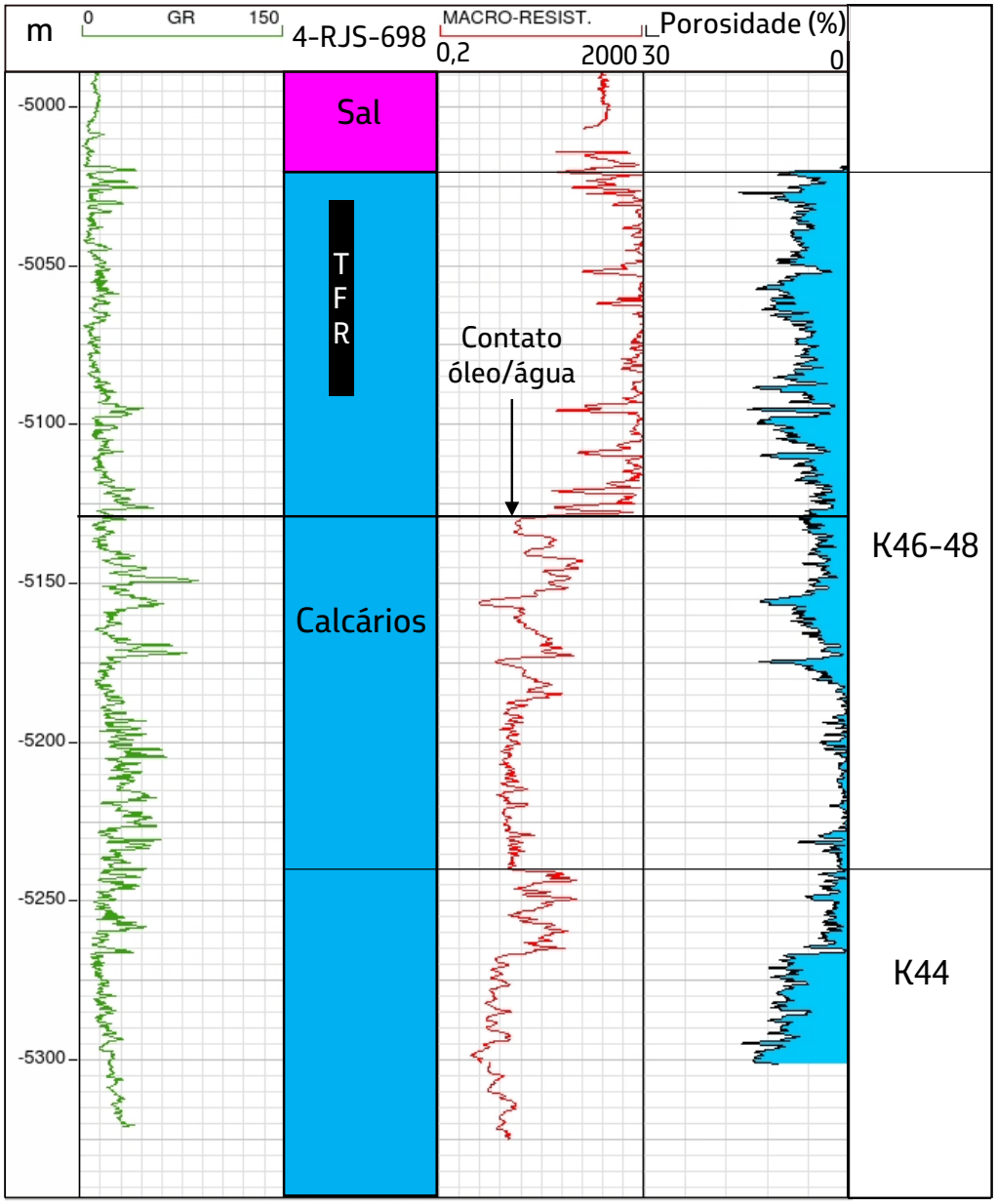


Figura 4.2.13 - Perfil composto do poço 4-RJS-698. TFR - teste de formação a poço revestido.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÃO

A exploração do Pré-sal da Bacia de Santos ainda é um processo em desenvolvimento. No entanto, três fases, que se sobrepõem temporalmente, de acordo com blocos e situações específicas, marcam seu início.

A primeira fase (2005-2008) compreende as descobertas iniciais desse novo *play* exploratório em águas profundas e ultra profundas. Um dos marcos dessa fase foi a perfuração do poço Parati (1-RJS-617D), no Bloco BM-S-10, que constatou reservatórios portadores de óleo na seção Pré-sal. Esse poço comprovou

a existência de um sistema petrolífero ativo, indicando um grande potencial para o *play* Pré-sal nessa seção da Bacia de Santos. Em 2006, após a perfuração de Tupi (1-RJS-628A), no bloco BM-S-11, foram constatados reservatórios porosos, preenchidos por hidrocarbonetos de boa qualidade em uma trapa estrutural na base do sal, validando o sal como um selo. A comprovação de reservatórios similares aos encontrados em Tupi, a 415 km de distância, no poço 1-ESS-103 situado na Bacia de Campos, indicava que tais reservatórios poderiam ocorrer em uma área com dimensões continentais. Diante desse cenário, foram vislumbradas oportunidades de enormes trapas com grandes acumulações. A saber, a trapa de Tupi, com uma descoberta comprovada, e a trapa de Tupinambá configuravam uma única trapa estrutural em potencial, perfazendo uma área de aproximadamente 9000 km². Assim, o ínterim entre as primeiras descobertas e as delimitações foi marcado por grande entusiasmo em todo o setor de petróleo, nacional e internacional, na esperança de lucrativos negócios. Internamente na Petrobras, esse período deu início a uma corrida contra o tempo, caracterizada por um intenso trabalho técnico. Isso ocorreu em função da necessidade de avaliar rapidamente os conhecimentos adquiridos com os primeiros poços, a fim de aplicá-los na tomada de decisões que melhor beneficiassem o país e a companhia.

A segunda fase (2007-2014) é caracterizada pela delimitação das grandes trapas estruturais. Uma grande expectativa existia a respeito da trapa do Alto de Tupinambá, devido ao seu enorme volume potencial. Ela foi primeiramente perfurada pelo poço 1-SPS-51 (Caramba), finalizado em dezembro de 2007 no Bloco BM-S-21. O nível de água livre nesse poço foi constatado 100 metros acima da expectativa, comprovando a desconexão entre as trapas de Tupi e Tupinambá. Outros três poços foram perfurados no bloco BM-S-22, entre outubro de 2008 e fevereiro de 2011, confirmando a desconexão e indicando um volume potencial de hidrocarbonetos muito inferior ao esperado para a trapa de Tupinambá. Tal resultado foi correlacionado principalmente a ineficiência do selo e consequente vazamento da trapa. Por outro lado, nessa fase ocorreram as descobertas dos campos de Lapa (em 2007) e Sapinhoá (em 2008) no bloco BM-S-9. Em 2008, houve a descoberta de Iara no bloco BM-S-11, que viria a resultar em três campos: Berbigão, Sururu e Atapu. Um fato relevante sobre a delimitação do atual Campo de Tupi foi a perfuração, em 2010, do poço 3-RJS-666A (Tupi óleo/água). Esse poço permitiu delimitar as áreas produtivas do campo de Tupi, no bloco BM-S-11. Em 2008 foi perfurado o poço 1-RJS-652A (Júpiter), no Bloco BM-S-24, que resultou na descoberta de uma enorme acumulação de hidrocarbonetos. Contudo, essa descoberta trouxe um novo desafio, pois o fluido descoberto é muito complexo, com altos teores de CO_2. Essa situação levou à necessidade de estender o prazo de avaliação da descoberta, que estava em andamento no ano de 2021. O Campo de Bacalhau, inicialmente Carcará, situado no bloco BM-S-8, foi descoberto em 2012, comprovando bons reservatórios com geometrias sísmicas típicas de *mound* carbonático. Esses resultados influenciaram na perfuração de feições similares em outras áreas da bacia, e mais

especificamente, com significativo sucesso nos atuais campos de Berbigão e Sururu. Nessa fase, os bons resultados contrastaram com quebras de expectativas e desafios inesperados, como por exemplo: reservatórios microporosos no Campo de Sururu (Iara) e fluidos complexos na área de Júpiter. Um balanço dessa fase pode ser expresso pelo volume *in place* dos campos descobertos, que totalizam 38,7 bilhões de barris de óleo e 1,2 trilhão de m³ de gás, sem considerar os volumes do bloco BM-S-24, atualmente em avaliação.

A terceira fase (2010-2015) é marcada principalmente por dois novos regimes exploratórios. De forma resumida, o regime denominado de Cessão Onerosa surgiu da necessidade de captar recursos financeiros para a continuidade das atividades de avaliação e início da produção dos campos. Para isso, o Estado brasileiro cedeu onerosamente à Petrobras áreas de exploração para produção de até 5 bilhões de barris de óleo equivalente recuperáveis, ainda a serem descobertos, com um preço atrativo. A alta probabilidade de lucro sobre esse óleo atraiu o interesse dos investidores, resultando em um grande aporte de capital. Esse óleo seria explorado de áreas adjacentes a acumulações testadas ou com alto potencial para novas descobertas cedidas à Petrobras pela ANP. Conforme o esperado, a exploração dessas áreas resultou em volumes que excederam os 5 bilhões contratados. Consequentemente, esse excedente foi leiloado sob o Regime de Partilha de Produção. Por esse motivo, alguns campos são operados com dois regimes regulatórios, como, por exemplo, o Campo de Búzios. Essa fase trouxe um novo ânimo na exploração do Pré-sal na Bacia de Santos. Além das descobertas dos campos supergigante de Búzios, gigante de Mero, Sépia, Itapu, Sul de Sapinhoá e Sul de Tupi, pela primeira vez na Bacia de Santos, foram encontradas coquinas da Sequência K38 com excelentes características de reservatório e com óleo nos campos de Búzios e Mero. Outra boa surpresa aconteceu no bloco Entorno de Iara, que apresentou melhores reservatórios do que os encontrados na área da descoberta, resultando em cinco campos: Sul de Berbigão, Norte de Berbigão, Sul de Sururu, Norte de Sururu e Atapu. Nessa fase exploratória, foram descobertos volumes *in place* da ordem de 56,8 bilhões de barris de óleo e 1,6 trilhão de m³ de gás.

Nessa história de sucesso da exploração, há o legado da confirmação de um *play* exploratório de classe mundial e que engloba algumas das maiores descobertas de hidrocarbonetos do século. O Pré-sal da Bacia de Santos é hoje amplamente reconhecido, analisado e estudado na indústria mundial de petróleo, trazendo grande contribuição para a Geologia e tornando-se uma escola para as futuras gerações. São ativos com reservas substanciais que permitem uma produção de petróleo e gás resiliente. Enfim, os frutos dessas três fases exploratórias acrescentaram cerca de 95,4 bilhões de barris de óleo e 2,8 trilhão de m³ de gás *in place* às reservas brasileiras de hidrocarbonetos.

AGRADECIMENTOS

As informações contidas neste capítulo são fruto do trabalho de muitos profissionais,

tanto da Petrobras, como das companhias parceiras, que contribuíram para o sucesso desse grande empreendimento que foi a descoberta do Pré-sal. Agradecemos aos revisores deste capítulo, os consultores seniores Dr. João Marinho de Morais Neto e Dr. Carlos Mauricio Monnerat de Oliveira, pelas valiosas contribuições, e ao Técnico Rafael Cavalcante de Paiva pela confecção de alguns dos mapas utilizados. Agradecemos também aos geólogos e geofísicos envolvidos na interpretação exploratória que deram início às atividades nos chamados Cluster Blocks, onde ocorreram as primeiras descobertas do Pré-sal em águas ultraprofundas na Bacia de Santos: Arlindo A. Yamato, Breno Wolff, Claudio Duarte, Desiderio P. Silveira, Eduardo B. A. Carvalho (*in memoriam*), Guilherme O. Estrella, Jeferson L. Dias, Jeferson M. Kinzel, Joao Alexandre Gil, João T. R. Freitas, Jobel Moreira, Luiz A. P. Gamboa, Luiz Felipe Rodrigues, Marcelo C. Miglionico, Marcelo M. Anjos, Maria Cristina V. Nunes, Mariela Martins, Mario Carminatti, Paulo Mendonça (*in memoriam*), Rodrigo C. B. Silva, Rogério L. Fontana, Rosangela R. Maciel, Sergio M. Rodrigues, Sérgio Rogério P. Silva, Thaiana L. Peccini.

REFERÊNCIAS

AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS (Brasil). **Painéis dinâmicos da ANP**. [Brasília, DF]: ANP, 2021. Disponível em: https://www.gov.br/anp/pt-br/centrais-de-conteudo/paineis-dinamicos-da-anp/paineis-dinamicos-da-anp. Acesso em: 3 ago. 2021.

BURNE, R. V; MOORE, L. S. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. **Palaios**, Tulsa, v. 2, n. 3, p. 241-254, June 1987.

CALDAS, M. F.; CARLOTTO, M. C.; FREITAS, A. M.; GIL, J. A.; VARELA, P. V.; ROCHA, P. P. P. D. Potencial exploratório do Bloco Peroba baseado em sismofácies análogas; com introdução do play depósitos de fluxo de massa. *In*: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 11., 2018, Rio de Janeiro. **Resumos** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2018.

CARLOTTO, M. A. Evidências sísmicas de bioconstruções aptianas na seção Pré-sal, porção norte da Bacia de Santos. *In*: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 7., 2009, Rio de Janeiro. **Resumos** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2009.

CARLOTTO, M. A.; SILVA, R. C. B.; YAMATO, A. A.; TRINDADE, W. L.; MOREIRA, J. L. P.; FERNANDES, R. A. R.; RIBEIRO, O. J. S.; GOUVEIA JUNIOR, W. P.; CARMINATI, J. P.; QICAI, D.; JUNFENG, Z.; SILVA-TELLES JUNIOR, A. C. Libra: a newborn giant in the brazilian presalt province. In: MERRILL, R. K.; STERNBACH, C. A. (ed.). **Giant fields of the decade 2000-2010**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2017. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 113).

CHAGAS, A. A. P.; MACHADO, M. A. P.; CARVALHO, E. B. Play inter-traps de microbiolitos na seção Pré-Sal da Bacia de Santos: perspectiva exploratória pós 4-RJS-668. *In*: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 8., 2011,

Angra dos Reis. **Resumos** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2011.

CHAGAS, A. A. P.; WEBB, G. E.; BURNE, R. V.; SOUTHAM, G. Modern lacustrine microbialites: Towards a synthesis of aqueous and carbonate geochemistry and mineralogy. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v.162, p. 338-363, nov 2016.

CHAGAS, A. A. P.; PAULA, L. Evidências de carstificação no pré-sal da Bacia de Santos: exemplo do poço 1-RJS-691, C.O. NE de Tupi. *In*: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 9., 2013, Vitória. **Resumos** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2013.

MOHRIAK, W. U.; BROWN, D. E.; TARI, G. Sedimentary basins in the Central and South Atlantic conjugate margins: deep structures and salt tectonics. *In*: CENTRAL ATLANTIC CONJUGATE MARGINS CONFERENCE, 2008, Halifax. **Program & extended abstracts**. Canada: Atlantic Canada Opportunities Agency, 2008. p. 89-102.

MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-549, nov. 2007.

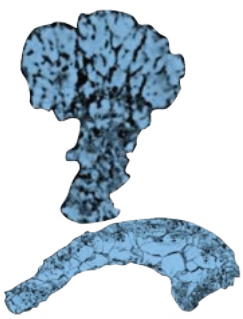
PENTECOST, A. Association of cyanobacteria with tufa deposits: identity, enumeration, and nature of the sheath material revealed by histochemistry. **Geomicrobiology Journal**, United Kingdom, v. 4, n. 3, p. 285-298, Jan. 1985.

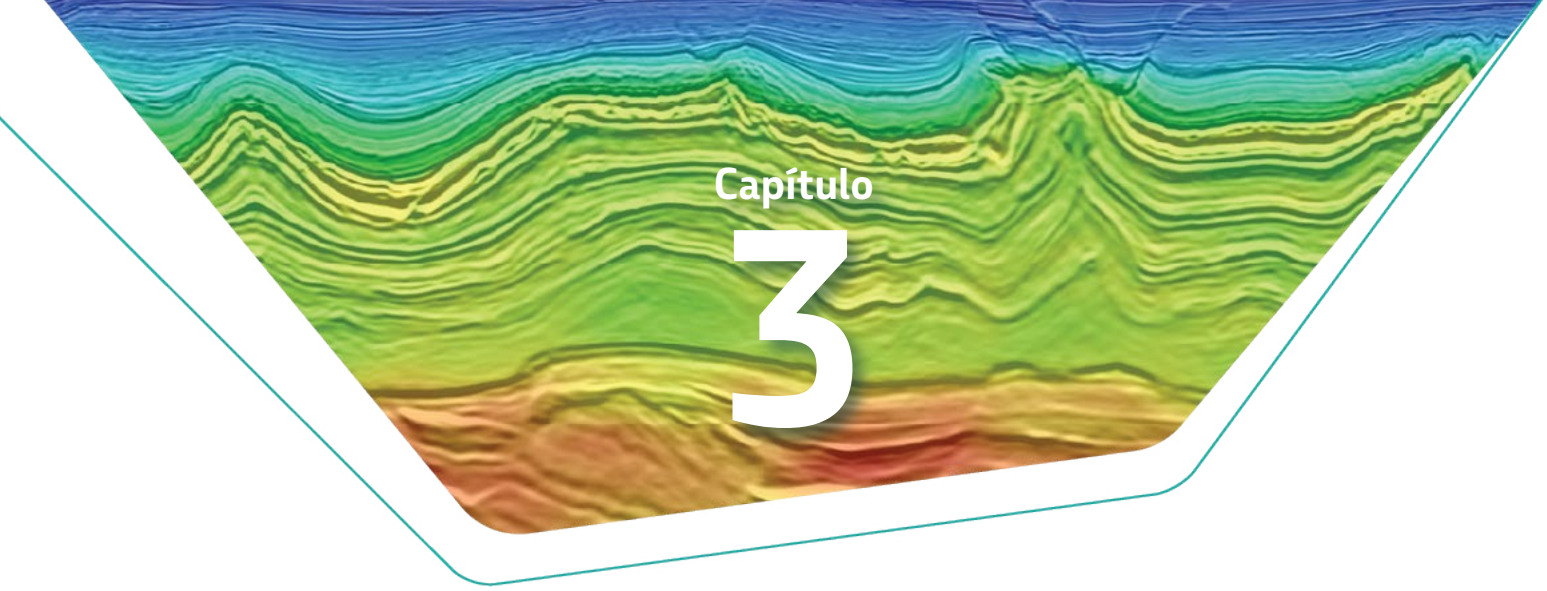
PENTECOST, A. **Travertine**. Berlin: Springer, 2005.

REIS, T. Cessão onerosa: entenda como funciona esse modelo de exploração. **Suno**, São Paulo, 16 ago. 2019. Disponível em: www.suno.com.br/artigos/cessao-onerosa/. Acesso em: 3 mar. 2021.

SOUSA, F. J. R. **A cessão onerosa de áreas do pré-sal e a capitalização da Petrobras**. Brasília, DF: Câmara dos Deputados. Consultoria Legislativa, 2011. (Estudo, fev.).

TERRA, G. J. S.; SPADINI, A. R.; FRANÇA, A. B.; SOMBRA, C. L.; ZAMBONATO, E. E.; JUSCHAKS, L. C. S.; ARIENTI, L. M.; ERTHAL, M. M.; BLAUTH, M.; FRANCO, M. P.; MATSUDA, N. S.; SILVA, N. G. C.; MORETTI JUNIOR, P. A.; D'ÁVILA, R. S. F.; SOUZA, R. S.; TONIETTO, S. N.; ANJOS, S. M. C.; CAMPINHO, V. S.; WINTER, W. R. Carbonate rock classification applied to Brazilian sedimentary basins. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 1, p. 9-29, maio 2010.





Capítulo

3

O Pré-sal na África

AUTORES

Anderson Antonio Pinheiro Chagas[1] (*anderson.chagas@petrobras.com.br*), Luiz Carlos Lucena Empinotti[1], Rodrigo Andrade Santos[1], Daniel Fernandes de Menezes[1]

[1] Petrobras

Palavras-chave: Bacia, Douala, Kribi-Campo, Rio Muni, Gabão, Congo, Kwanza, Benguela e Namibe

RESUMO

A descoberta do Pré-sal na Bacia de Santos impactou, sobremaneira, a exploração petrolífera na África. Isso porque a correlação geológica entre os segmentos opostos da margem continental Atlântica elevou o potencial de oportunidades análogas localizadas naquele continente. Algumas delas se converteram em descobertas expressivas, com até 500 MMbbl recuperável. Na área abordada neste capítulo, que corresponde a região costeira entre Angola e Guiné Equatorial, o Pré-sal possui uma natureza predominantemente siliciclástica na região norte e mista, com siliciclásticos e calcários, ao sul. As rochas geradoras atingem teores de até 20% de carbono orgânico. Os reservatórios são, comumente, arenitos fluviais, deltaicos e turbidíticos ou calcários, por vezes silicificados, dolomitizados ou carstificados. As trapas podem ser estruturais, estratigráficas ou mistas. A migração secundária ocorreu por curtas e longas distâncias, sendo, no último caso, geralmente na base do sal. As rochas selantes mais efetivas são o sal, folhelhos e margas. Atualmente, as atividades de exploração e desenvolvimento do Pré-sal em águas profundas e ultraprofundas, ou seja, a profundidades superiores a 300 m e 1500 m, se encontram diante de riscos substanciais preconizados pelos volumes e a natureza dos fluidos descobertos.

1. INTRODUÇÃO

A descoberta do Pré-sal em águas ultraprofundas na Bacia de Santos, em 2006, foi um evento que também influenciou a exploração na margem atlântica da África. A similaridade geológica de segmentos opostos da margem continental Atlântica, que remonta à abertura do próprio oceano, apontava para um potencial sucesso geológico, tal qual obtido na margem continental brasileira. Devido à magnitude das descobertas no Brasil, o termo Pré-sal assumiu uma conotação específica e passou a ser utilizado como sinônimo de um *play* e província petrolífera nas bacias de Santos e Campos. Neste capítulo, o termo Pré-sal será utilizado em um sentido mais amplo. Em termos geográficos, ele também corresponderá a região definida como Provincia Costeira Centro-Oeste Africana do oeste da África (PCOA), de acordo com o amplo trabalho realizado por Brownfield *et al.* (2006). A PCOA compreende as bacias sedimentares localizadas na margem continental atlântica, entre Guiné Equatorial e Angola, as quais possuem, de alguma forma, depósitos evaporíticos do Aptiano Superior. Assim, doravante, todas as rochas sedimentares e vulcânicas, cuja deposição foi anterior à deposição destes evaporitos na PCOA, serão consideradas como componentes da seção Pré-sal, ou simplesmente Pré-sal. Este termo abrangerá uma complexa gama de assuntos, como evolução tectônica, geologia estrutural, estratigrafia e sedimentologia, provendo ao leitor um panorama sobre os aspectos regionais que o caracterizam na margem africana.

Na primeira parte deste capítulo, que trata do contexto geológico, foram reunidas informações sobre a origem das bacias rifte e do sal. Na sequência, foram sumarizadas informações a respeito da estratigrafia e estilo estrutural de cada bacia na forma de tabelas, cartas crono-estratigráficas e seções geológicas regionais. Um resumo das informações sobre os sistemas petrolíferos do Pré-sal conclui a primeira parte. Cientes dos excelentes trabalhos que nos antecederam, procuramos oferecer um sumário de referências, que permitirá ao leitor aprofundar-se em cada assunto segundo o seu interesse. Na segunda parte, serão apresentados dados de poços, reservatórios e campos que exemplificam os elementos do sistema petrolífero do Pré-sal na PCOA e os impactos das descobertas na Bacia de Santos em sua atividade exploratória.

Em suma, este capítulo consiste em uma ampla compilação de informações sobre a geologia e os sistemas petrolíferos do Pré-sal, na PCOA, cujo objetivo é possibilitar uma comparação com a margem continental brasileira.

2. PARTE I - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A gênese do oceano Atlântico Sul foi um processo tectônico diacrônico e heterogêneo que resultou na formação de quatro grandes segmentos de crosta oceânica (Szatmari, 2000; Moulin *et al.*, 2005, 2010; Mohriak *et al.*, 2008; Torsvik *et al.*, 2009; Granot e Dyment, 2015) (Figura 2.1). Esses segmentos foram nomeados, de sul para norte, como Falklands, Sul,

Central e Equatorial e são limitados pelas zonas de fraturas Agulhas-Falklands, Florianópolis e Romanche (Matthews *et al.*, 2011; Seton *et al.*, 2014). Na margem continental africana, congruente com o Segmento Central, ocorrem as bacias sedimentares da Provincia Costeira Centro-Oeste Africana (PCOA - Brownfield e Charpentier, 2006), abrangendo uma área de aproximadamente 590000 km² (Figura 2.1). Uma característica singular da PCOA é a ocorrência de uma espessa seção evaporítica, situada, mais especificamente, entre as zonas de fratura de Florianópolis e Ascensão (Figura 2.1). Esses evaporitos, bem como os sedimentos e rochas vulcânicas da seção Pré-sal que o antecedem, foram depositados em uma única bacia, que posteriormente foi dividida devido à ruptura continental e à formação de crosta oceânica (Evans, 1978; Rabinowitz e LaBrecque, 1979; Austin Jr e Uchupi, 1982; Burke e Sengör, 1988; Nürnberg e Müller, 1991; Karner *et al.*, 1997; Karner e Driscoll, 1999; Karner, 2000; Karner e Gambôa, 2007; Aslanian *et al.*, 2009; Torsvik *et al.*, 2009; Moulin *et al.*, 2010; Buiter e Torsvik, 2014; Heine e Brune, 2014). Dessa origem comum, advém a equivalência estratigráfica do Pré-sal entre as bacias conjugadas através do Oceano Atlântico. Na margem africana, a evolução tectônica das bacias da PCOA é comumente dividida em quatro fases principais: pré-rifte, (sin-)rifte, transição e pós-rifte (*drift*), as quais foram adotadas neste capítulo (Teisserenc e Villemin, 1990; Katz e Mello, 2000).

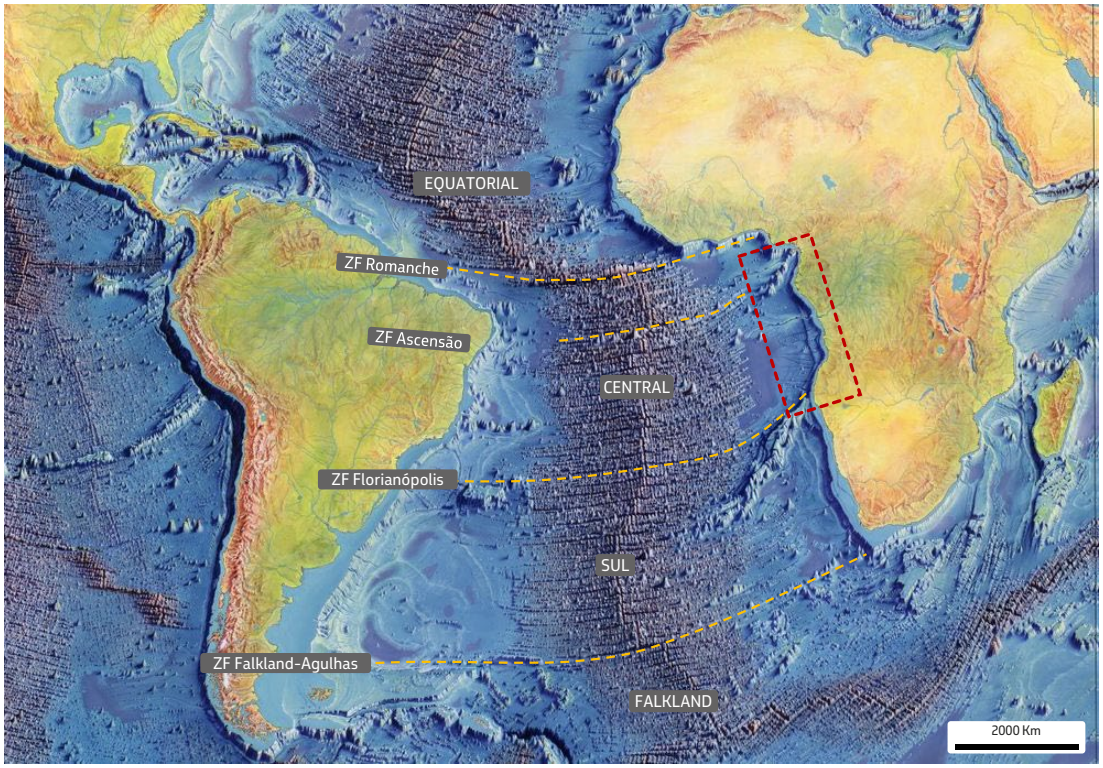


Figura 2.1 - Segmentos de crosta oceânica e seus limites determinados pelas zonas de fraturas (ZF). O retângulo tracejado vermelho indica a localização aproximada da PCOA na margem atlântica africana. Modificado de Matthews *et al.* (2011) e Seton *et al.* (2014). (Imagem: Berann *et al.*, 1977, **https://www.loc.gov/item/2010586277/**).

2.1. Fase pré-rifte (Triássico-Jurássico)

Esta fase corresponde a eventos de subsidência, tração e falhamentos que formaram uma grande depressão denominada Depressão Afro-Brasileira (Figura 2.1.1), a qual sucedeu as grandes bacias intracratônicas paleozoicas (Ponte *et al.*, 1971; Estrella, 1972; Teixeira Netto e Oliveira, 1985; Garcia, 1991; Chang *et al.*, 1992; Cesero *et al.*, 1997; Arai, 2007; Silva *et al.*, 2012). Centenas de metros de sedimentos continentais foram depositados nessa depressão, constituindo importantes reservatórios de hidrocarbonetos (Teisserenc e Villemin, 1990). Esses sedimentos correspondem a depósitos aluviais, fluviais e lacustres, que foram preservados localmente (*e.g.* Sub-bacia do Gabão Interior, na parte leste da Bacia do Congo e bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá, Sergipe-Alagoas e Camamu-Almada) (Brice *et al.*, 1982; McHargue, 1990; Teisserenc e Villemin, 1990; Chang *et al.*, 1992; Brownfield e Charpentier, 2006).

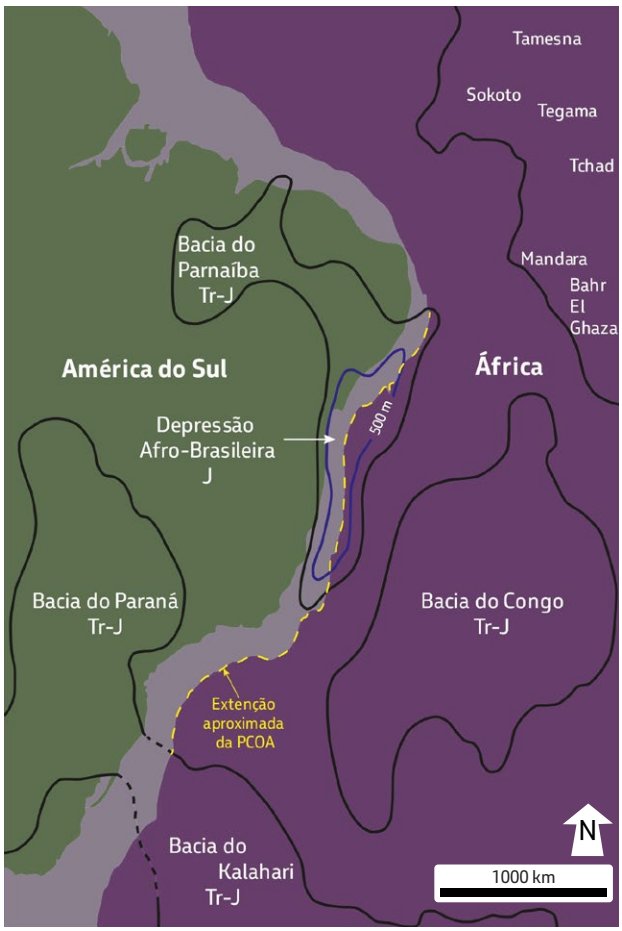


Figura 2.1.1 – Mapa paleogeológico do Pré-cretáceo com delimitação da depressão Afro-Brasileira. Tr - Triássico; J - Jurássico.. Modificado de Ponte *et al.* (1971) e Cesero *et al.* (1997).

2.2. Fase rifte e de transição (Valanginiano-Aptiano)

O início da fase rifte no segmento central do oceano Atlântico Sul ocorreu aproximadamente a 134-131 Ma (Valanginiano-Hauteriviano) e perdurou até aproximadamente 123 Ma (Aptiano Inferior) (Davison, 2007; Bradley, 2008; Moulin *et al.*, 2010; Quirk *et al.*, 2013; Peace *et al.*, 2020) (Figura 2.2.1a). Nessa fase, eventos de subsidência resultaram no desenvolvimento de expressivas bacias alongadas, controladas por falhas normais e caracterizadas por pronunciados grabens e hemi-grabens (LePichon e Fox, 1971; Gorini, 1976; Lehner e Ruiter, 1977; Asmus e Porto, 1980; Asmus e Baisch, 1983; Szatmari *et al.*, 1985; Chang *et al.*, 1992; Moulin *et al.*, 2005). O estágio inicial da fase de transição, compreendido aproximadamente entre 123 Ma a 116 Ma (Aptiano), é caracterizado pelo desenvolvimento de uma ampla bacia sag

e marca o princípio da formação da crosta oceânica (Karner e Gambôa, 2007; Kukla *et al.*, 2018) (Figura 2.2.1b). O estágio final da fase de transição é caracterizado pela deposição diacrônica de evaporitos sobre os sedimentos da bacia sag e crosta oceânica, culminado com a completa ruptura continental a aproximadamente 110 Ma (Kukla *et al.*, 2018).

A divisão das bacias conjugadas no segmento central foi mais simétrica naquelas situadas ao norte das bacias de Santos e Namibe (Figura 2.2.1c). A Bacia de Santos apresenta uma extensa crosta continental com estruturação rifte (~550 km), enquanto a Bacia de Namibe possui uma margem continental muito mais estreita (~150 km) (Evans, 1978; Moulin *et al.*, 2005; Torsvik *et al.*, 2009; Lentini *et al.*, 2010; Beglinger *et al.*, 2012; Heine *et al.*, 2013; Kukla *et al.*, 2018). Dessa forma, considerando que os grandes campos de petróleo do Pré-sal estão nessa larga faixa continental da Bacia de Santos, não existe equivalência, em termos de distribuição areal, para ocorrências de tais campos na margem continental africana (Szatmari *et al.*, 1985; Unternehr *et al.*, 2010).

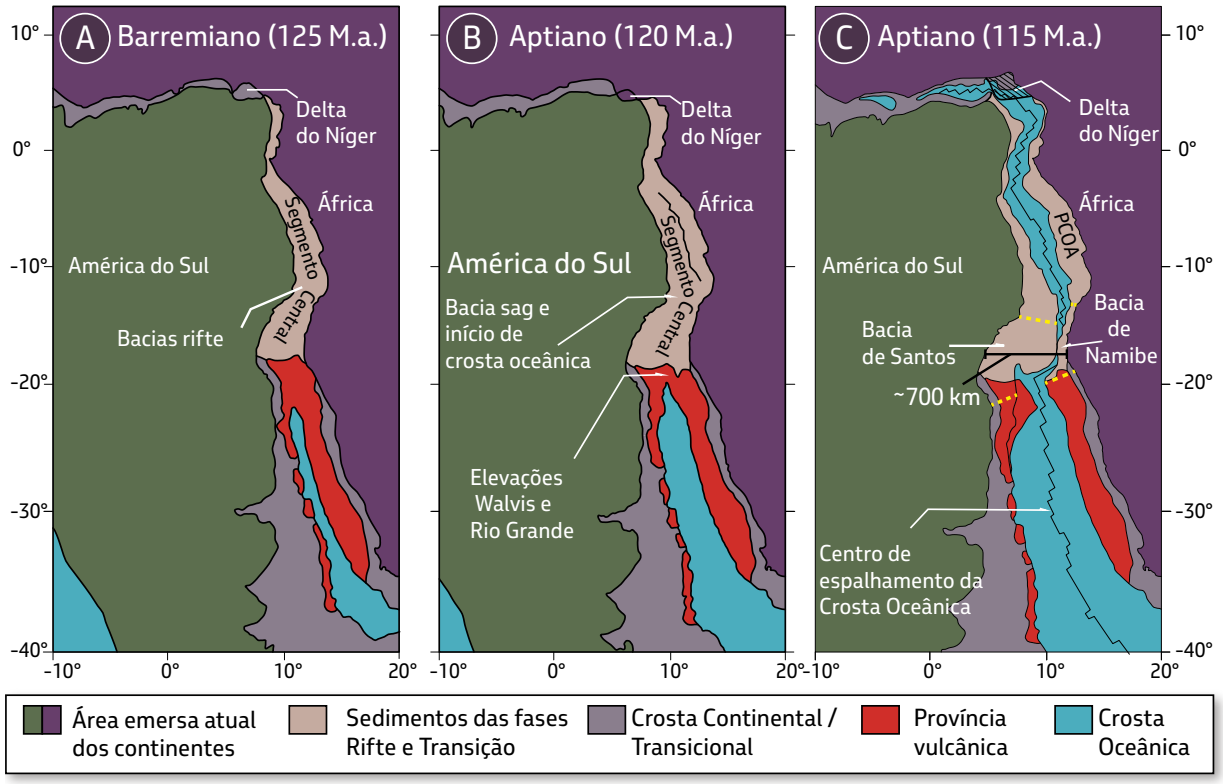


Figura 2.2.1 – Evolução diacrônica do Oceano Atlântico Sul: a) Ambientes lacustres ao norte e geração da crosta oceânica ao sul das Elevações de Walvis e Rio Grande (EWRG); b) A barreira natural causada pelas EWRG restringiu a franca circulação de água marinha nas bacias em subsidência ao norte, ocasionando precipitação de evaporitos durante o Aptiano Superior; c) Desenvolvimento de crosta oceânica ao norte das EWRG anterior à ruptura continental na região das bacias de Santos e Namibe. Notar assimetria na separação das bacias de Santos e Namibe (modificado de Heine *et al.*, 2013 – fig.17, 18 e 19). Linhas tracejadas amarelas indicam os limites aproximados das bacias de Santos e Namibe.

As bacias sedimentares que constituem a PCOA são denominadas, de norte a sul, como: Douala, Kribi-Campo, Rio Muni, Gabão, Congo, Kwanza, Benguela e Namibe. As bacias de Douala e Kribi-Campo são consideradas, por alguns autores (Nguimbous-Kouoh *et al.*, 2018), como sub-bacias de uma única, a bacia Douala/Kribi-Campo. A Bacia do Congo também é, comumente, subdividida em Bacia do Congo e Bacia do Baixo Congo (Marton *et al.*, 2000) (Figura 2.2.2a). O limite norte da PCOA é definido pelo Lineamento Vulcânico de Camarões, que separa a borda sul da província do Delta do Niger da Bacia de Douala. Já o limite sul, ocorre entre a Bacia de Namibe e a Elevação de Walvis. Os limites leste correspondem a sedimentos jurássicos, ou ao embasamento, e os limites oeste aproximadamente às primeiras ocorrências de crosta oceânica (Pauken *et al.*, 1991; Brownfield, 2016).

No que tange à sedimentação durante a fase rifte e de transição na PCOA, existe uma diferença na natureza dos depósitos, sendo predominantemente siliciclástica nas bacias localizadas ao norte da Sub-bacia do Gabão Sul, passando a carbonática e siliciclástica em direção ao sul, a partir desta bacia (Figura 2.2.3). O evento de sedimentação carbonática na porção sul da PCOA pode estar relacionado ao vulcanismo alcalino que ocorreu ao longo do limite da margem continental entre as bacias do Gabão Sul e de Kwanza (Ros *et al.*, 2017; Fernandez *et al.*, 2020). Esse vulcanismo, que perdurou do Barremiano ao Aptiano, pode, em conjunto com processos hidrotermais, ter sido responsável pela elevação da alcalinidade na parte sul do lago rifte, favorecendo a precipitação de carbonatos (Fernandez *et al.*, 2020). Ele também explicaria as profundidades anomalamente reduzidas dos lagos durante a fase de transição, associadas à elevação térmica da crosta na PCOA (Fernandez *et al.*, 2020).

Os evaporitos apresentam uma grande variação de espessura na PCOA (Kukla *et al.*, 2018). Na região norte, a partir da Sub-bacia do Gabão Norte, grandes espessuras de evaporitos ocorrem próximo a costa e adelgaçam para *offshore* (Figura 2.2.2b). Contrariamente, na região Sul, ocorre um espessamento no *offshore* associado ao grande aporte de sedimentos continentais sobre o sal. Isso provocou distensão e expulsão do sal para *offshore*, onde ocorre compressão e cavalgamentos (Jackson e Hudec, 2005) (Figura 2.2.2b).

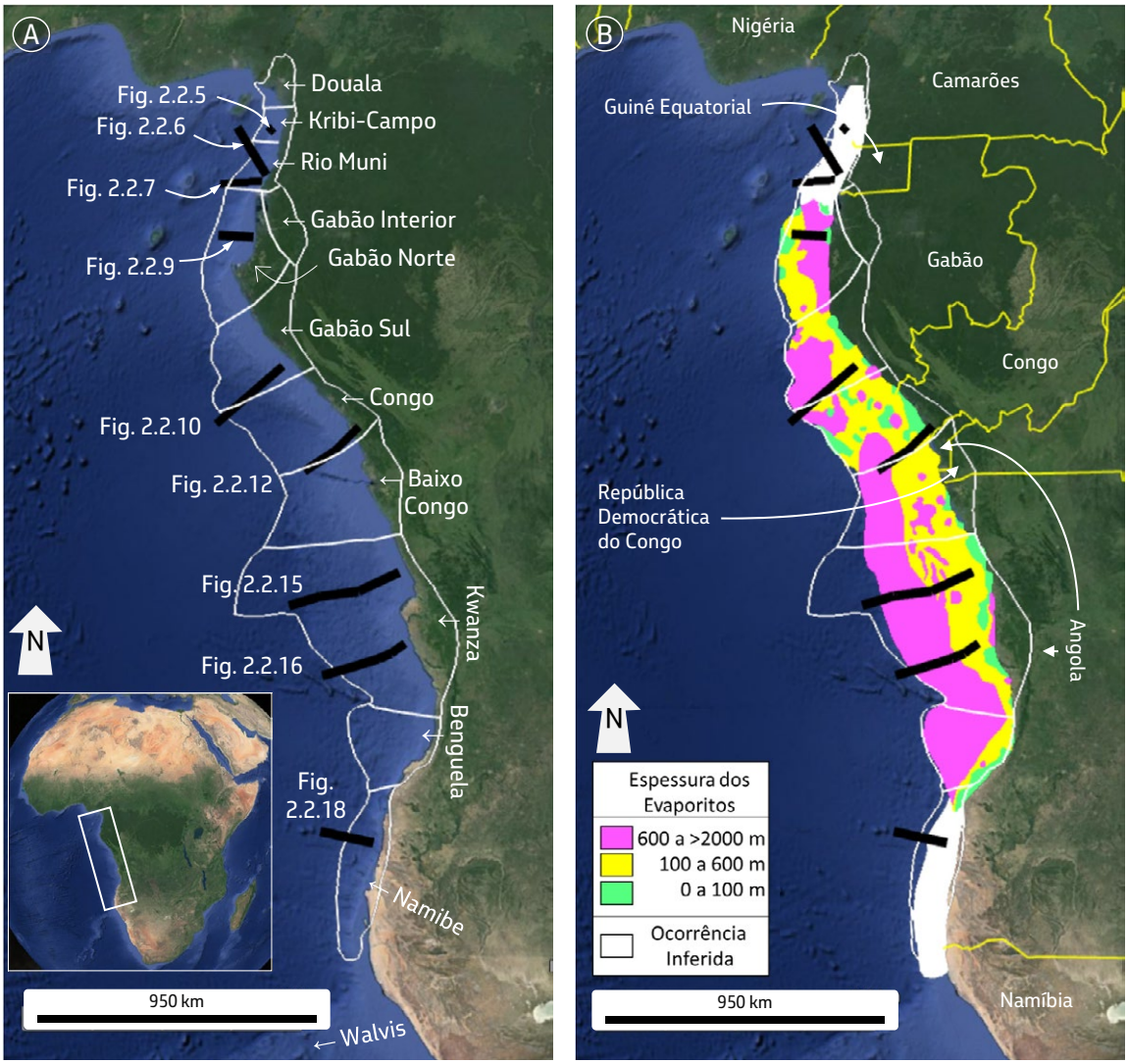


Figura 2.2.2 – Bacias sedimentares da PCOA: a) Linhas pretas indicam a localização das seções ***offshore*** das respectivas figuras; b) Distribuição dos depósitos evaporíticos da fase de transição. Espessura dos evaporitos de Kukla *et al.* (2018). Os limites das bacias foram obtidos de Teisserenc e Villemin (1990); Marton *et al.* (2000); Ntamak-Nida *et al.* (2010); Beglinger *et al.* (2012); Kukla *et al.* (2018). Ocorrência inferida indica possível ocorrência de evaporitos, com base nas seções sísmicas, mas que carecem de dados adicionais. Imagem Google Earth™.

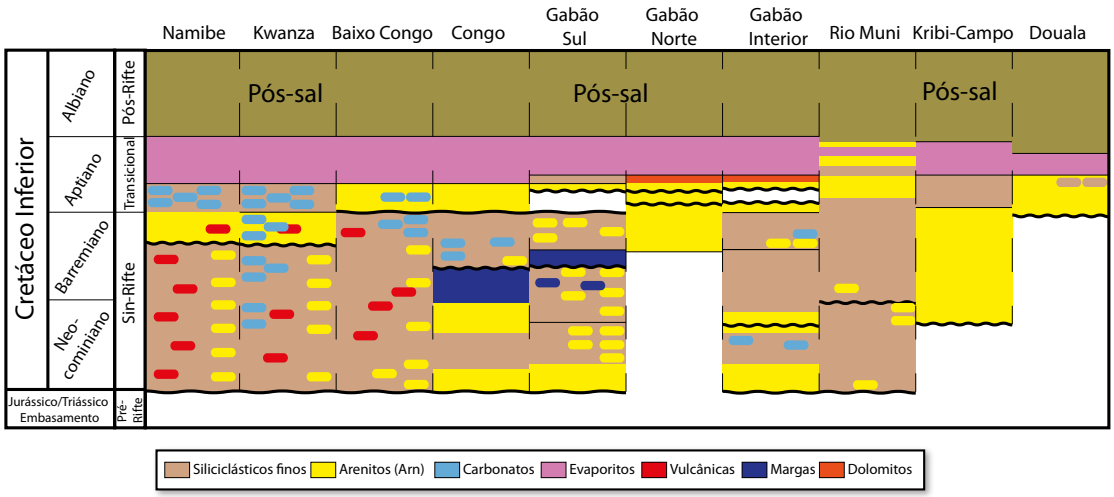


Figura 2.2.3 – Cronocorrelação das unidades estratigráficas das bacias sedimentares da PCOA. Notar a maior frequência de carbonatos entre as bacias de Namibe e Congo.

2.2.1. Bacias Douala / Kribi-Campo / Rio Muni

As unidades estratigráficas das bacias de Douala, Kribi-Campo e Rio Muni estão sumarizadas na Figura 2.2.4 e na Tabela 2.2.1. Nessas bacias o Pré-sal consiste em depósitos siliciclásticos fluviais e lacustres (Ross e Hempstead, 1993; Turner, 1995). O Pré-sal na Bacia de Douala é caracterizado por arenitos e folhelhos depositados em leques submarinos, fan-deltas ou depósitos turbidíticos sobrepostos por evaporitos (Pauken *et al.*, 1991) (Figura 2.2.4). Na Bacia de Kribi-Campo, sedimentos da fase rifte ocorrem apenas nas porções mais distais (*offshore*), enquanto sedimentos da fase de transição assentam-se diretamente sobre o alto de Kribi-Campo na região mais proximal (Figura 2.2.5). Uma complexa estruturação dos sedimentos da fase de transição ocorre na parte proximal devido à halocinese. Esse processo gerou uma distribuição descontínua da camada de sal, formando espessos domos em algumas áreas, que contrastam com ausência absoluta de sal em outras (Figura 2.2.5). Na Bacia de Rio Muni, as maiores espessuras do Pré-sal ocorrem em um graben, que se estende por aproximadamente 60 km de largura (Figura 2.2.6). Domos de sal e estruturas complexas devido à intensa halocinese também estão presentes nessa bacia (Figura 2.2.7). De forma geral, a largura e o volume de sedimentos do Pré-sal, na porção *offshore* dessas três bacias, são menores, se comparados com as bacias localizadas ao Sul na PCOA, com exceção da Bacia de Namibe.

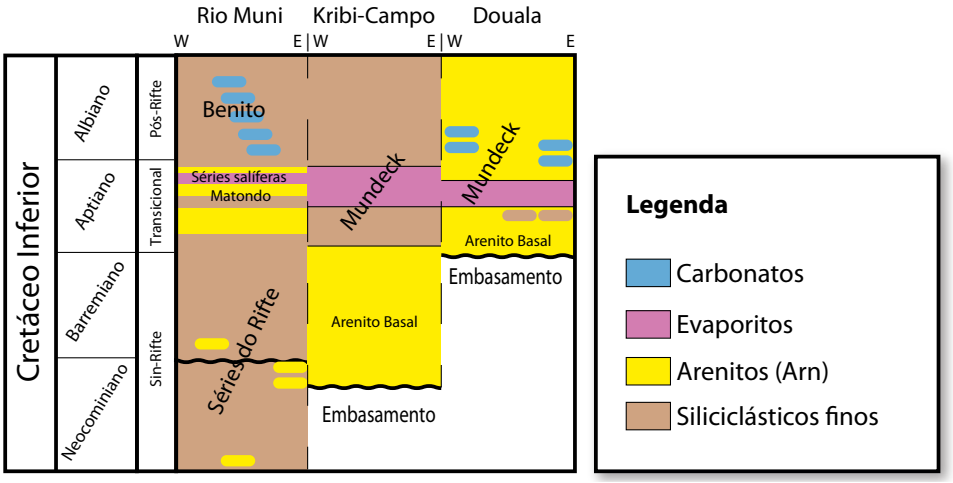


Figura 2.2.4 - Colunas cronoestratigráficas das bacias Douala, Kribi-Campo e Rio Muni.

Tabela 2.2.1 - Unidades estratigráficas das bacias Douala, Kribi-Campo e Rio Muni.

Bacia	Fase	Formação	Rochas	Esp. máx.	Ref.
Douala e Kribi-Campo	Transição	Mundeck	flh ricos em MO, margas e arn	-	1, 2, 3
	Rifte	Arenitos Basais	arn	-	3, 4
Rio Muni	Transição	Séries Salíferas Matondo	flh ricos em MO, margas e arn	800	1, 2, 3
	Rifte	Séries do Rifte	arn	4000	3, 4
1 - Brownfield e Charpentier (2006); 2 - Brownfield (2016); 3 - Ross e Hempstead (1993); 4 - Turner (1995). Abreviações: Esp. máx. – espessura máxima; Ref. – referências; arn – arenitos; flh – folhelhos; MO – Matéria orgânica					

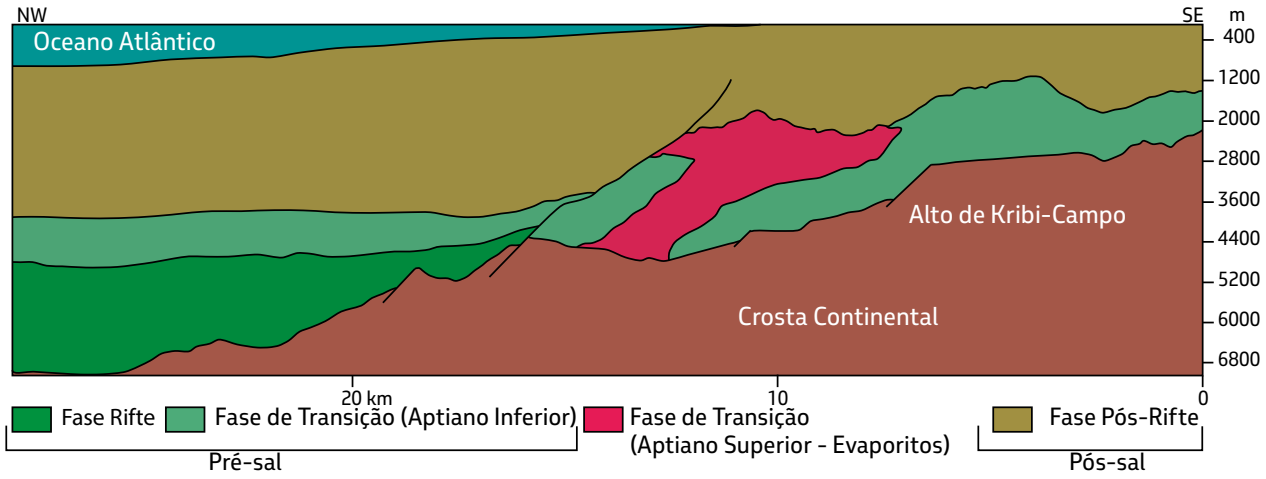


Figura 2.2.5 - Seção geológica da Bacia de Kribi-Campo. Localização na Figura 2.2.2. Modificada de Essi *et al.* (2021), Figura 19.

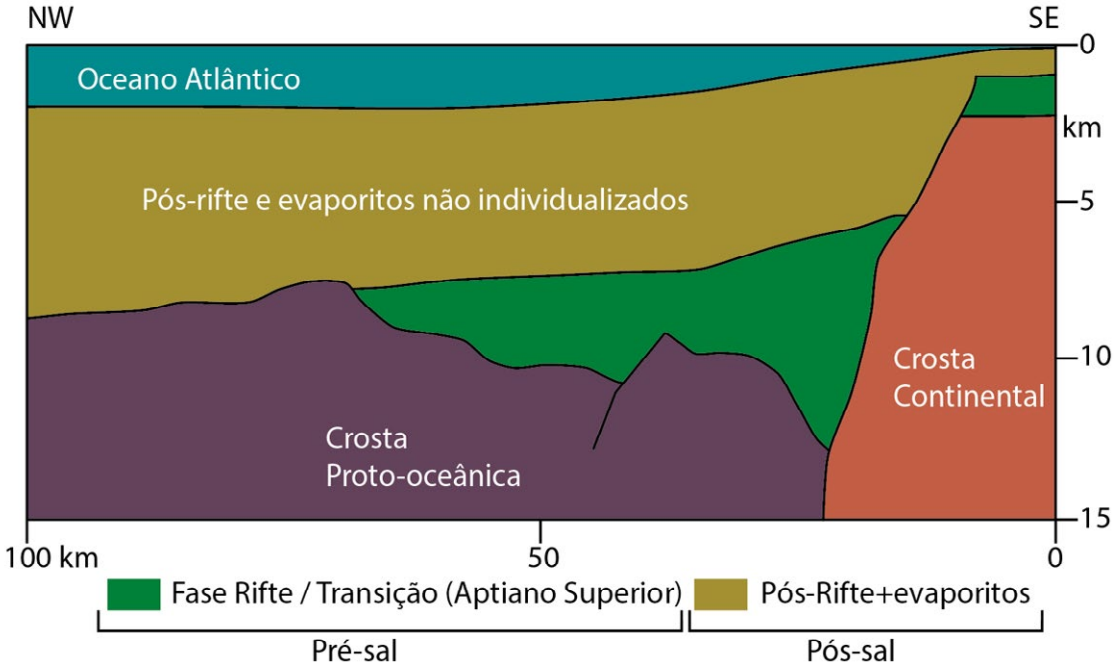


Figura 2.2.6 - Seção geológica da Bacia Rio Muni. Evaporitos e seção pós-rifte não individualizadas no trabalho original. Localização na Figura 2.2.2. Modificado de Turner e Wilson (2003), Figura 14b.

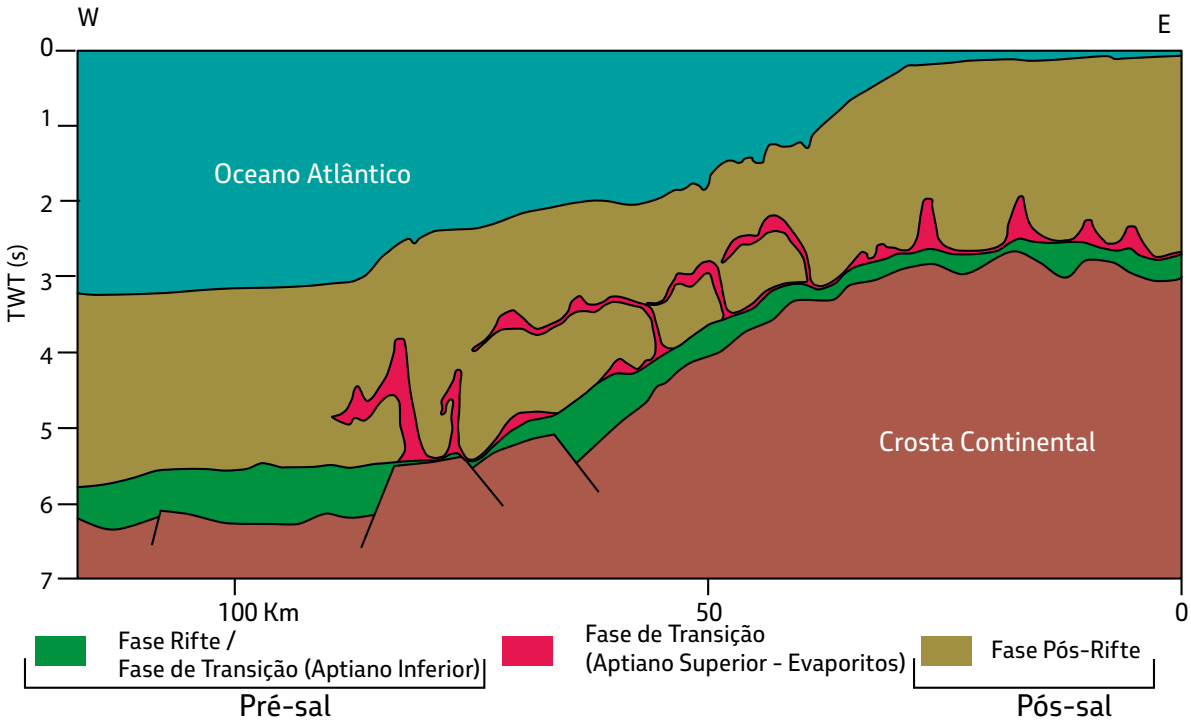


Figura 2.2.7 - Seção geológica em tempo da Bacia Rio Muni mostrando estruturas halocinéticas. A sísmica não apresenta boa resolução para a interpretação da seção Pré-sal. Localização Figura 2.2.2. Modificada de Tari *et al.* (2001 - Figura 5a, 2003 - Figura 10a).

2.2.2. Bacia do Gabão

A Bacia do Gabão pode ser individualizada em três sub-bacias: Interior, Sul e Norte (Figura 2.2.8). As Sub-bacias (Sb) Interior e Sul são similares, embora a Interior tenha sido tectonicamente menos ativa (Teisserenc e Villemin, 1990; Brownfield, 2016). As unidades estratigráficas dessas sub-bacias estão sumarizadas na Figura 2.2.8, Tabela 2.2.2 e Tabela 2.2.3. Na Sb Gabão Norte, espessos depósitos do Pré-sal ocorrem por mais de 100 km de largura, sem indicações de grandes compartimentações, de acordo com a seção geológica esquemática *offshore* (Figura 2.2.9). Na Sb Gabão Sul, o Pré-sal se entende continuamente por mais de 180 km *offshore* (Figura 2.2.10). Um alto central do embasamento encerra os sedimentos da fase inicial do rifte em dois grabens, que coalescem em uma grande bacia durante a fase mais tardia do rifte e transição (Figura 2.2.10). Em ambas as sub-bacias, Norte e Sul, a sequência evaporítica foi sujeita à intensa halocinese, com formação de diápiros e domos (Figura 2.2.9 e Figura 2.2.10).

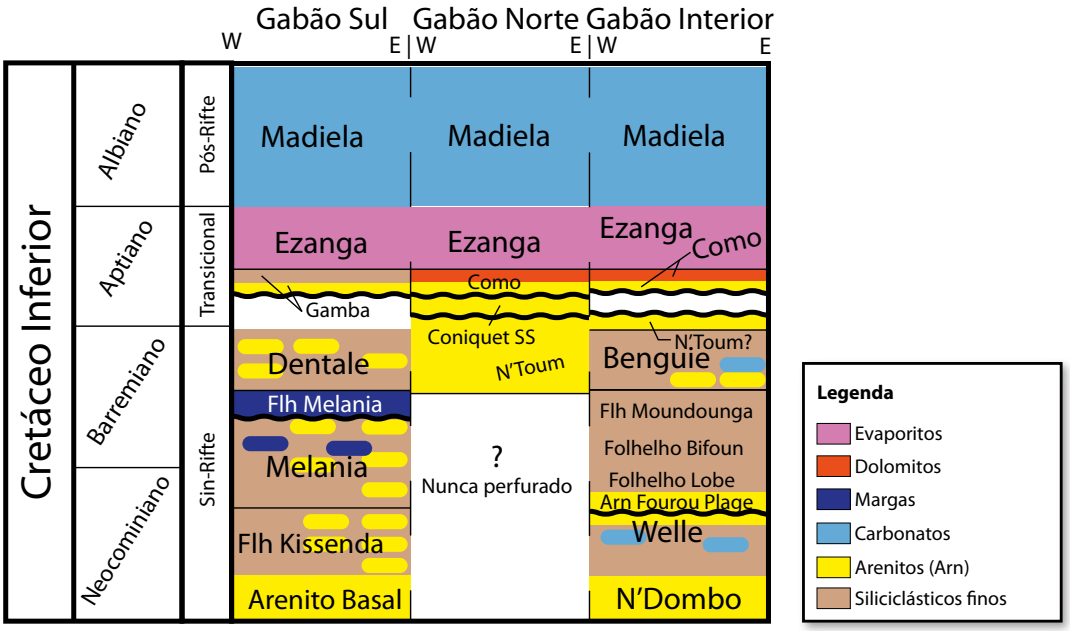


Figura 2.2.8 - Colunas cronoestratigráficas da Bacia do Gabão.

Tabela 2.2.2 - Unidades estratigráficas das sub-bacias do Gabão Interior e Norte.

Bacia	Fase	Formação	Principais Fácies	Esp. máx.	Ref.
Interior	Transição	Como	arn, dolomitos e flh ricos em MO	500	2, 4
	Rifte	N'Toum	arn e flh	400	
		Bengie	Sedimentos continentais	400	
		Flh Moundounga	flh arenosos e flh betuminosos.	600	
		Flh Bifoum	flh	-	
		Flh Lobe	flh	-	
		Arn Fourou Plage	arn	-	
		Welle	flh ricos em MO e lâminas pirobetuminosas	900	
		N´Dombo	arn, arn conglomeráticos e algum flh	400	1, 2, 4
Norte	Transição	Como	arn, dolomitos, flh e flh ricos em MO	500	2, 4
	Rifte	Coniquet	Sedimentos continentais	-	
		N'Toum	Sedimentos continentais	1500	

1 - Brink (1974); 2 - Brownfield e Charpentier (2006); 3 - Brownfield (2016); 4 - Teisserenc e Villemin (1990). Abreviações: Esp. máx. – espessura máxima; Ref. – referências; arn – arenitos; flh – folhelhos; MO – Matéria orgânica

Tabela 2.2.3 - Unidades estratigráficas da Sub-bacia do Gabão Sul.

Bacia	Fase	Formação	Principais Fácies	Esp. máx.	Ref.
Sul	Transição	Gamba	Conglomerados, arn, flh arenosos, dolomitos e anidrita	-	2, 3, 4
	Rifte	Dentale	arn e flh ricos em MO	3000	
		flh Melania	flh ricos em MO, siltitos e calcários	600	
		Melania	flh, arn argilosos finos	-	
		flh Kissenda	Poucos carbonatos, siltitos, arn e conglomerados	1000	
		Arenito Basal	arn e conglomerados	400	

2 - Brownfield e Charpentier (2006); 3 - Brownfield (2016); 4 - Teisserenc e Villemin (1990). Abreviações: Esp. máx. – espessura máxima; Ref. – referências; arn – arenitos; flh – folhelhos; MO – Matéria orgânica

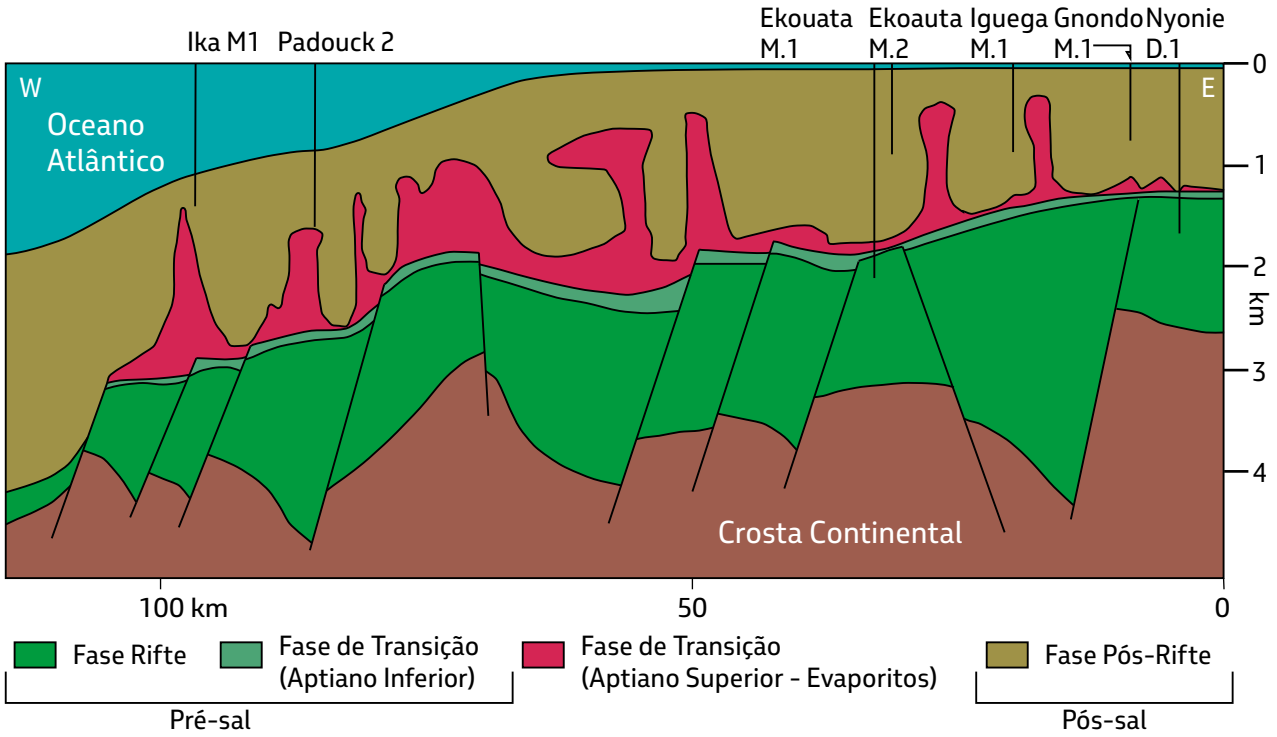


Figura 2.2.9 – Seção geológica esquemática da Sub-bacia do Gabão Norte. A escala horizontal é relativa à distância entre os poços Ika M1 e Nyonie D.1. Localização na Figura 2.2.2. Modificado de République Gabonaise (2018).

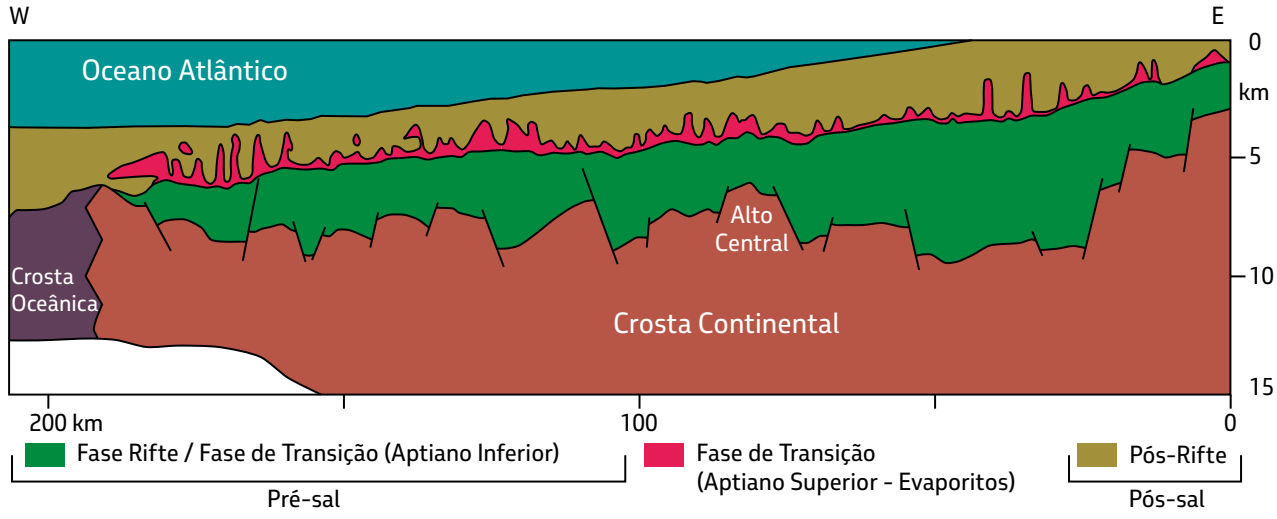


Figura 2.2.10 - Seção geológica da Sub-bacia do Gabão Sul. Localização na Figura 2.2.2. Modificado de Lentini *et al.* (2010), Figura 13.

2.2.3. Bacias do Congo e Baixo Congo

As unidades estratigráficas da Bacia do Congo e do Baixo Congo estão sumarizadas na Figura 2.2.11, Tabela 2.2.4 e Tabela 2.2.5. A Bacia do Congo apresenta similaridades estruturais com a Sub-bacia do Gabão Sul (Figura 2.2.10). Na Bacia do Baixo Congo, o Pré-sal se estende por mais de 270 km de extensão *offshore*. Um proeminente alto central do embasamento encerra o Pré-sal em dois

grabens. Esse alto pode ter proporcionado um ambiente raso durante o Aptiano superior, resultando na deposição de calcários da Fm Toca (McHargue, 1990) (Figura 2.2.12). O graben situado a oeste do alto central é bastante abatido em relação ao leste, sendo recoberto por quase 10 km de sedimentos das seções Pré-sal e Pós-sal (Figura 2.2.12). Os depósitos mais jovens da fase de transição na Bacia do Congo correspondem aos evaporitos da Fm. Loeme, que é correlata da Fm. Ezanga na Sub-bacia do Gabão Sul. A camada evaporítica pode atingir mais de 1000 m de espessura (Brownfield, 2016), mas é bastante descontínua, com inúmeras janelas, devido à halocinese. Na Bacia do Baixo Congo, a intensa halocinese é associada à grande carga sedimentar do Pós-sal, gerada pelo delta do Congo (Figura 2.2.12) (Costa *et al.*, 1999). Rochas vulcânicas de idade Neocomiano e Barremiano ocorrem na Bacia do Baixo Congo (Valle *et al.*, 2001) (Figura 2.2.11).

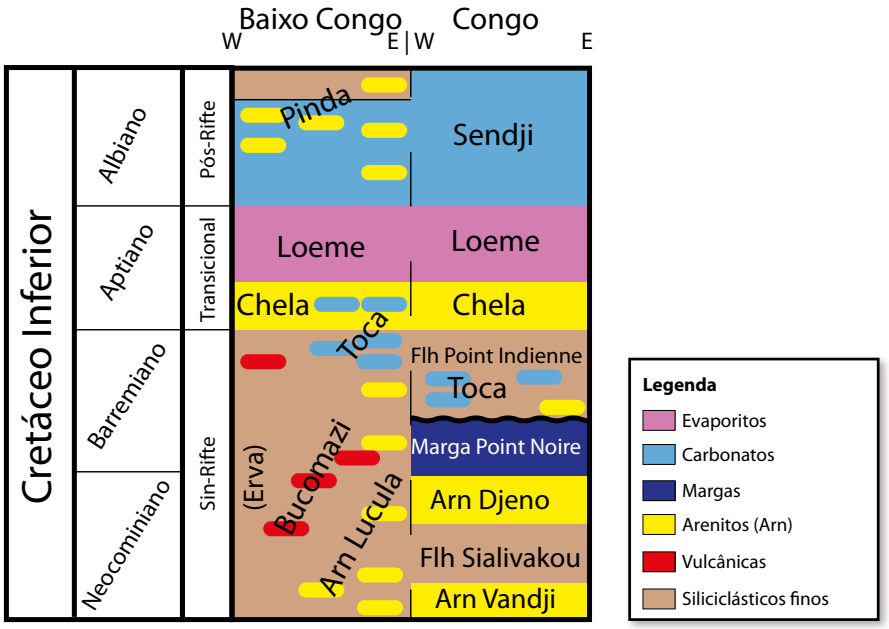


Figura 2.2.11 - Colunas cronoestratigráficas da Bacia do Congo e do Baixo Congo.

Tabela 2.2.4 - Unidades estratigráficas da Bacia do Congo.

Fase	Formação	Principais Fácies	Esp. máx.	Ref.
Transição	Arn Chela	Arn e flh	-	1, 2, 3
Rifte	Flh Point Indienne	Flh	-	
	Toca	Calcários	-	
	Marga Pointe Noire	Flh ricos em MO, margas e flh negros dolomíticos	500	
	Arn Djeno	Arn	-	
	Flh Sialivakou	Flh	-	
	Arn Vandji	Arn	-	

1 - Brownfield e Charpentier (2006); 2 - Brownfield (2016); 3 - Harris (2000). Abreviações: Esp. máx. – espessura máxima; Ref. – referências; arn – arenitos; flh – folhelhos; MO – Matéria orgânica

Tabela 2.2.5 - Unidades estratigráficas da Bacia do Baixo Congo.

Fase	Formação	Principais Fácies	Esp. máx.	Ref.
Transição	arn Chela	arn e flh	-	2, 4, 5
	Toca A	Calcários, arn e flh	-	2, 4, 5
Rifte	Toca B, C, D	Dolomitos, calcarenitos e flh	300	4, 5
	Erva	arn argilosos, flh ricos em MO e arn	1200	5
	Bucomazi	flh, argilitos, margas, arn, flh ricos em MO	2100	1, 3, 5, 6
	arn Lucula	arn	-	5, 6

Ref.: 1 - Brice *et al.* (1982); 2 - Brownfield (2016); 3 - Costa *et al.* (1999); 4 - Harris (2000); 5 - McHargue (1990); 6 - Schoellkopf e Patterson (2000). Abreviações: Esp. máx. – espessura máxima; Ref. – referências; arn – arenitos; flh – folhelhos; MO – Matéria orgânica

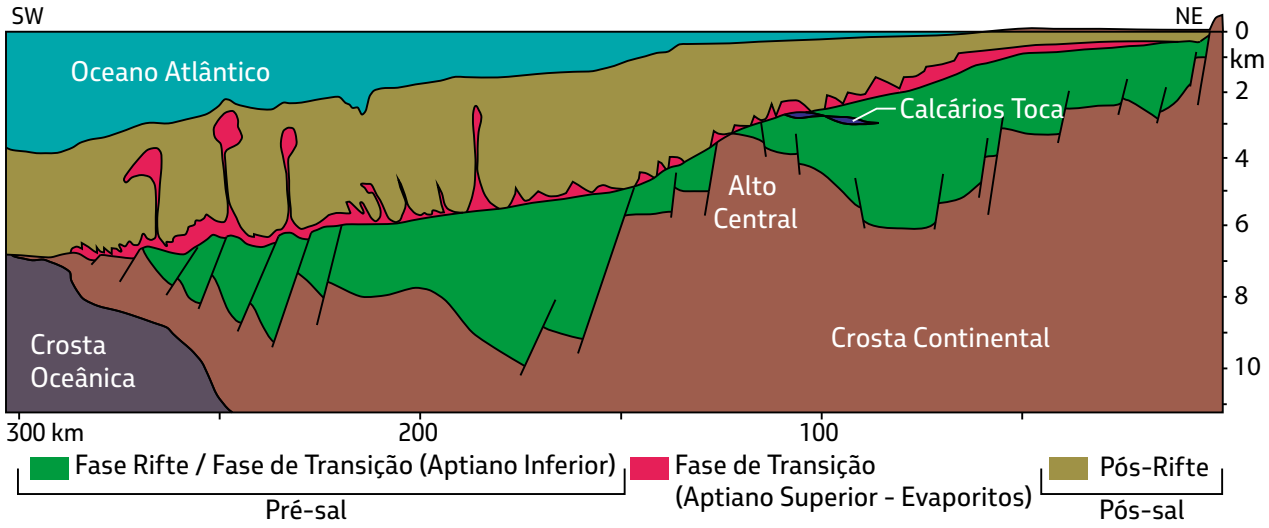


Figura 2.2.12 - Seção geológica da Bacia do Baixo Congo. Localização na Figura 2.2.2. Modificado de Wonham *et al.* (2010), Figura 6.

2.2.4. Bacias Kwanza e Benguela

A Bacia de Kwanza pode ser subdividida em três partes: Interna, Alto Central e Externa (Figura 2.2.13). O empilhamento estratigráfico e litologias dessa bacia estão sumarizados na Figura 2.2.14 e na Tabela 2.2.6. A Parte Interna corresponde a toda a porção *onshore* da bacia, sendo limitada a oeste pelo Alto Central e a leste pelo embasamento Paleoproterozoico (Figura 2.2.13). O desenvolvimento independente da Parte Interna resultou na deposição de litologias diferentes, mas temporalmente equivalentes àquelas encontradas no Pré-sal do Alto Central e da Parte Externa (Figura 2.2.14 e na Tabela 2.2.6).

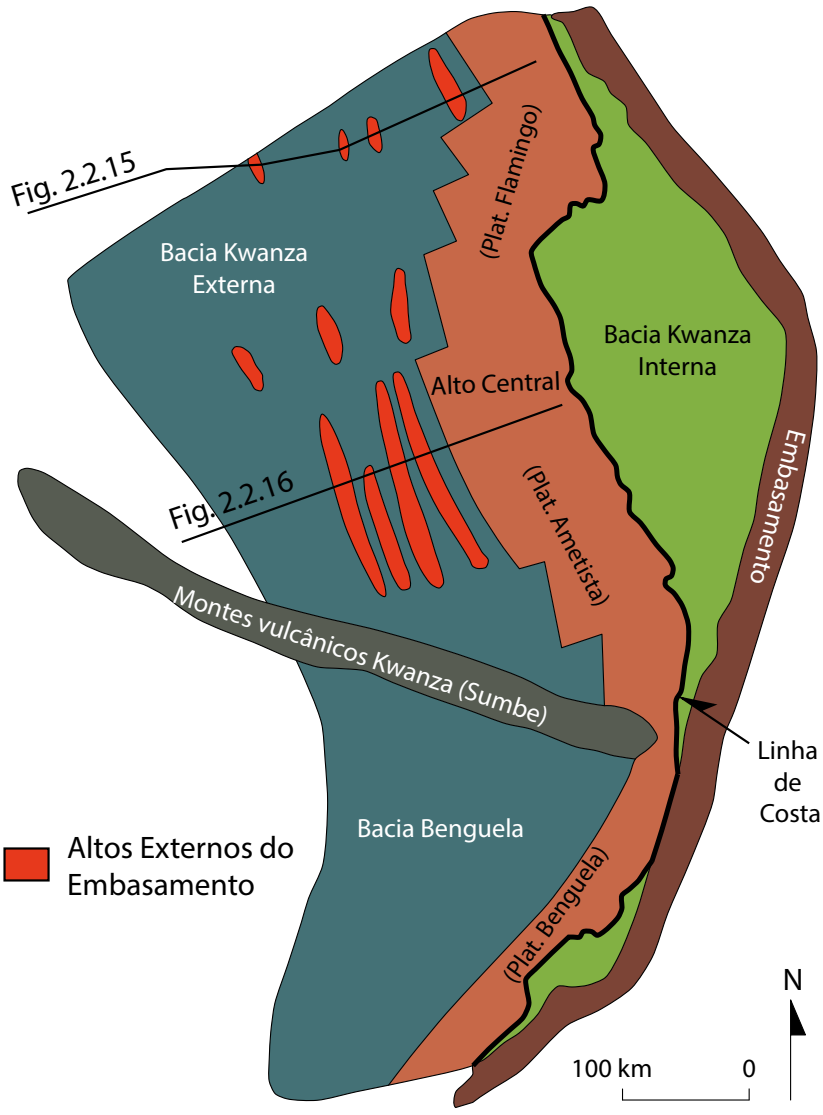


Figura 2.2.13 – O Alto Central (plataformas Flamingo, Ametista e Benguela) separa as partes Interna e Externa da Bacia de Kwanza. Os altos alongados e isolados na Parte Externa foram importantes para a deposição de calcários. Os Montes Vulcânicos Kwanza (~95 Ma) separam as bacias de Kwanza e Benguela. Modificado de Qiu *et al.* (2020), figura 12.

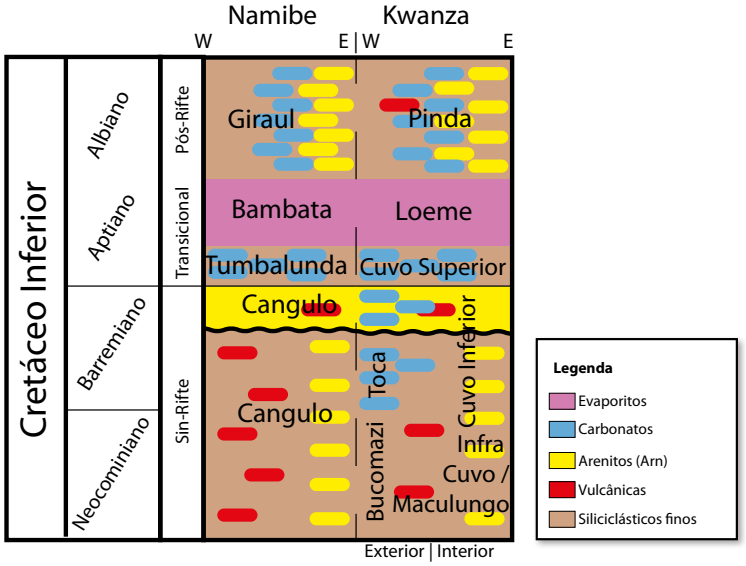


Figura 2.2.14 - Colunas cronoestratigráficas das bacias de Kwanza e Namibe.

Tabela 2.2.6- Unidades estratigráficas da Bacia de Kwanza, porções interna e externa.

Porção	Fase	Formação	Principais Fácies	Ref.
Interna	Transição	Cuvo Superior (Gray Cuvo)	arn, dolomitos e calcários com algumas ocorrências de carvão	1, 2, 3
	Rifte	Cuvo Inferior (Red Cuvo)	Conglomerados, arn, argilitos, cinza vulcânica	1, 3, 4
		Infra Cuvo / Maculungo	Rochas tufáceas, flh, flh ricos em MO e evaporitos	1, 3
Externa	Transição	Cuvo Superior (Gray Cuvo)	arn, siltitos, flh, *mudstones*, *wackestones*, *packstones* com esferulitos calcíticos em matriz argilosa a dolomítica, carbonatos microbiais	6, 9
	Rifte	Toca	Calcários (ex.: coquinas, *packstones*, *grainstones*, dolomitos), argilitos dolomíticos e oolitos silicificados	6, 7, 8, 9
		Bucomazi	arn, siltitos, flh, flh ricos em MO e calcários	5, 8

1 - Brognon e Verrier (1966); 2 - Brownfield (2016); 3 - Burwood (1999); 4 - Coward *et al.* (1999); 5 - Costa *et al.* (2001); 6 - Pasley *et al.* (1998); 7 - Saller *et al.* (2016); 8 - Schoellkopf e Patterson (2000); 9 - Uncini *et al.* (1998)". Abreviações: Ref. – Referências; arn – arenitos; flh – folhelhos; MO – Matéria orgânica

O Alto Central é um alto do embasamento com direção aproximada NW-SE, que abrange grande parte do comprimento da bacia e atinge larguras de até 100 km na sua região centro-sul (Figura 2.2.15). Devido a sua morfologia de topo plano, seus três segmentos principais foram denominados como plataformas Flamingo, Ametista e Benguela (Brognon e Verrier, 1966; Hudec e Jackson, 2002). Na região norte *offshore*, a Bacia de Kwanza se estende por pelo menos 280 km de largura. Nessa região, o Alto Central apresenta um

mergulho constante em direção à Parte Externa, sendo capeado por pequena espessura de Pré-sal e Evaporitos (Figura 2.2.15). A transição entre o Alto Central e a Parte Externa é marcada pelo aumento abrupto da espessura do Pré-sal contra a falha de borda, indicando a perenidade ou até soerguimento do Alto Central, devido a ausência da seção rifte em seu topo (McHargue, 1990) (Figura 2.2.15). Na Parte Externa, ocorre um grande espessamento da seção do Aptiano inferior, colmatando os altos estruturais derivados do embasamento (Figura 2.2.15). No extremo oeste da Parte Externa, ocorrem espessos depósitos da fase rifte encaixados e deformados em grabens do embasamento (Figura 2.2.15).

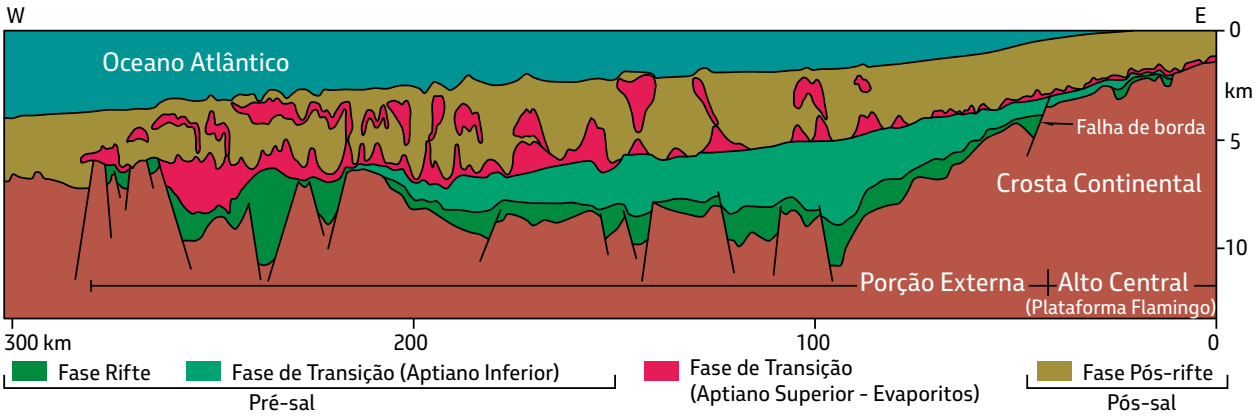


Figura 2.2.15 - Seção geológica da região norte da Bacia de Kwanza. Localização na Figura 2.2.2 e figura 2.2.13. Modificado de Lentini *et al.* (2010), Figura 13.

Na região centro-sul da Bacia de Kwanza, o Alto Central apresenta uma morfologia de topo bastante plana, colmatada pelos sedimentos da fase rifte e por delgada seção do Aptiano Inferior e Evaporitos (Figura 2.2.16). A transição para a Parte Externa é relativamente abrupta se comparada com a região norte (Figura 2.2.15). O Pré-sal na Parte Externa é mais delgado do que na região norte, sendo modelado por altos isolados do embasamento (Figura 2.2.16). Nas áreas estruturalmente mais altas/rasas e de maior energia associadas a estes altos isolados, ocorrem carbonatos microbiais e coquinas, similarmente ao que ocorre nas bacias conjugadas brasileiras, *i.e.* Campos e Espírito Santo (Carminatti *et al.*, 2008; Saller *et al.*, 2016) (Para informações adicionais sobre a geologia da Bacia de Kwanza consultar McHargue, 1990; Dale et al., 1992; Cerling, 1994; Bate, 1999; Wright, 1999, 2012; Harris, 2000; Poropat e Colin, 2012; Quirk et al., 2013).

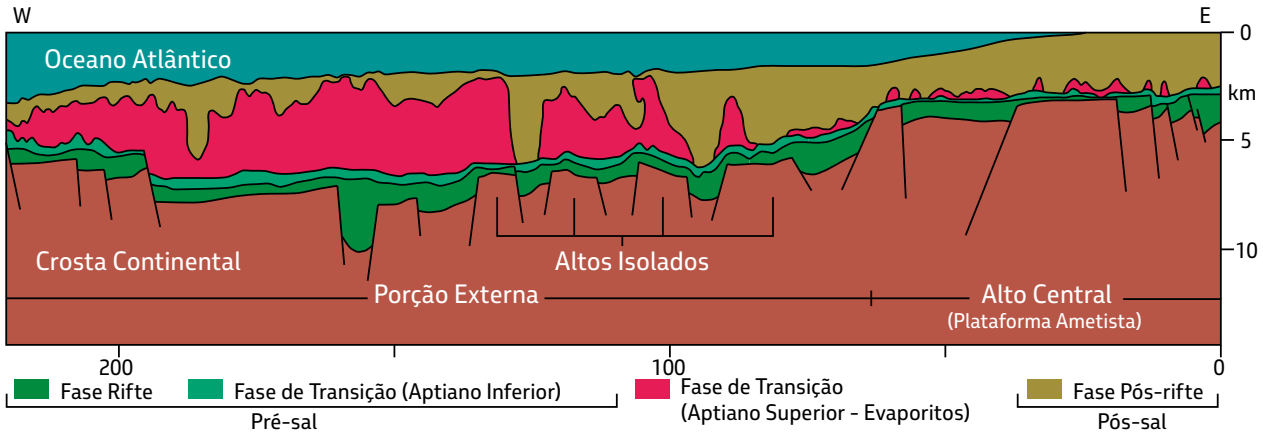


Figura 2.2.16 – Seção geológica da região centro-sul da Bacia de Kwanza. Localização na Figura 2.2.2 e figura 2.2.13. Modificado de Qiu *et al.* (2020), Figura 13.

Os depósitos mais jovens da fase de transição (Aptiano Superior) na Parte Interna da Bacia de Kwanza consistem em evaporitos maciços, evaporitos depositados em *sabkhas*, e dois ciclos de calcários intercalados com evaporitos e capeados por dolomitos (Brognon e Verrier, 1966; Burwood, 1999; Brownfield, 2016). Nas áreas do Alto Central e Parte Externa, os pacotes de halita intercalados com anidrita da Fm. Loeme são similares aos depósitos da Bacia do Baixo Congo e da Fm. Retiro da Bacia de Campos (Pasley *et al.*, 1998; Uncini *et al.*, 1998; Brownfield, 2016). Sobre o Alto Central, o sal é delgado e descontínuo, formando pequenos domos e diápiros. Na Parte Externa, ocorrem muralhas e grandes domos e diápiros. Em ambas as áreas, houve intensa halocinese (Figura 2.2.15 e Figura 2.2.16).

Dado que a Parte Externa da Bacia de Kwanza apresenta certa similaridade com a Bacia de Santos no que diz respeito às litologias, foi concebida uma comparação entre suas unidades estratigráficas (Figura 2.2.17). De forma geral, o tempo considerado para deposição do Pré-sal é um pouco maior em Kwanza, tendo se iniciado no Berriasiano; ao passo que em Santos, o início é marcado no Barremiano. O tempo relacionado à fase de transição engloba as fases rifte superior, sag e sal na Bacia de Santos. A Formação Cuvo Superior é equivalente à Formação Barra Velha e a Formação Toca é equivalente aos calcários bioclásticos das formações Itapema e Piçarras. A Formação Bucomazi englobaria as porções geradoras das formações Itapema e Piçarras da Bacia de Santos.

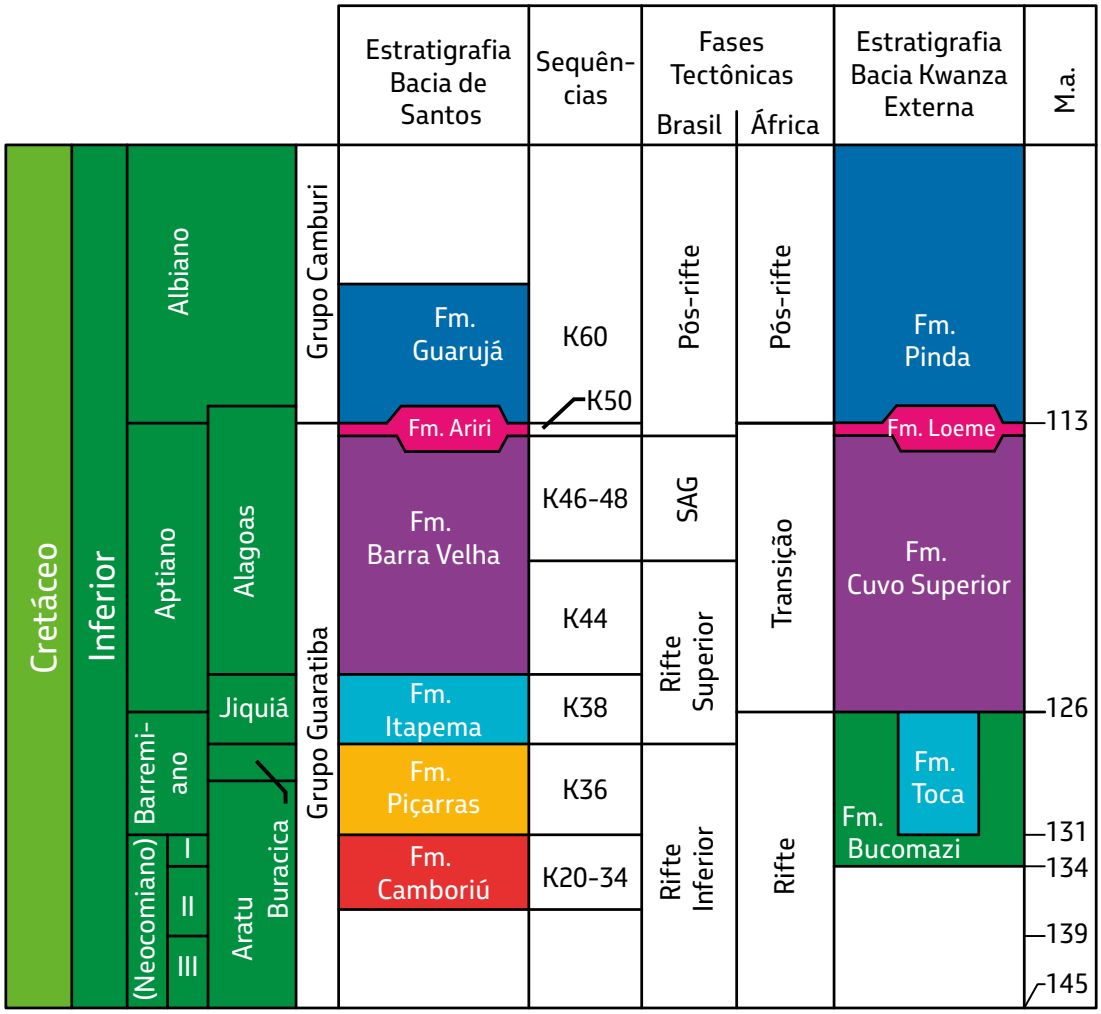


Figura 2.2.17 - Comparação das unidades estratigráficas do Pré-sal entre as bacias de Santos e Kwanza-Parte Externa. Estratigrafia da Bacia de Santos baseada em Moreira *et al.* (2007).

A Bacia de Benguela ocorre ao sul dos Montes Vulcânicos Submarinos Kwanza (Sumbe), que possuem direção aproximada WNE-ESSE e idade de aproximadamente 95 Ma (Marzoli *et al.*, 1999) (Figura 2.2.13). A evolução da fase rifte na sua Parte Interna e no Alto Central está relacionada a falhas transformantes. De outro modo e similarmente ao que ocorre na Bacia de Kwanza, na Parte Externa predominaram falhas obliquas e normais (Hudec e Jackson, 2002; Castro, 2014). A estratigrafia e litologias da Bacia de Benguela são similares as da Bacia de Kwanza (Figura 2.2.14 e na Tabela 2.2.6).

2.2.5. Bacia de Namibe

A Bacia de Namibe está situada no extremo sul da PCOA. O alto de Lucira e os complexos de falhas transformantes Lucapa e Benguela correspondem ao seu limite norte; a Cadeia Walvis é seu limite sul (Guiraud *et al.*, 2010; Rathee e Kornpihl, 2016). As unidades estratigráficas e litologias da Bacia de Namibe estão sumarizadas na Figura 2.2.14 e na Tabela 2.2.7. A Formação Cangulo apresenta uma grande espessura de aproximadamente 3500 m, em um graben situado na porção mais proximal *offshore* e que se estende por aproximadamente 35 km de largura (Rathee e Kornpihl,

2016; Reid e Ashfield, 2016) (Figura 2.2.18). Esse espessamento possivelmente coaduna a interpretação que associa o início da fase de transição, equivalente ao rifte superior na Bacia de Santos (Figura 2.2.17), à Formação Cangulo. Por outro lado, a Fm. Tumbalunda corresponderia apenas ao final da fase de transição, que antecede a deposição do sal, e é equivalente a fase sag na Bacia de Santos (Figura 2.2.17). Em direção oeste, ocorre um segundo graben separado por um alto do embasamento, no qual é interpretada uma seção menos espessa de aproximadamente 1200 m da fase rifte e ausência de sedimentos da fase de transição (Figura 2.2.18), similarmente ao interpretado na Figura 2.2.15. A seção *offshore* dessa bacia é pouco conhecida, no entanto um poço (Tapir South-1) identificou calcários de idade Aptiano, com porosidade de até 18% na Formação Tumbalunda (Rathee e Kornpihl, 2016; Reid e Ashfield, 2016). O final da fase de transição na porção *onshore* consiste em depósitos de gipsita da Fm. Bambata, que são interpretados como produtos residuais da dissolução fracionada de pacotes de halita (Gindre-Chanu *et al.*, 2015). Na porção *offshore*, a Fm. Bambata é correlata da Fm. Loeme da Bacia de Kwanza e consiste predominantemente em halita. Nesse contexto, ela atinge até 1000 m de espessura devido à halocinese (Figura 2.2.18). Contudo, em geral, é pouco espessa ou ausente (Gindre-Chanu *et al.*, 2015, 2016; Reid e Ashfield, 2016).

Tabela 2.2.7 - Unidades estratigráficas da Bacia de Namibe.

Fase	Formação	Principais fácies	Ref.
Transição	Tumbalunda	Arn, grânulos, seixos, flh ricos em MO, evaporitos, estromatólitos finamente laminados e chaminés hidrotermais com até 6 m de altura no *onshore*; calcários equivalentes a Fm. Cuvo Superior no *offshore*.	2
Rifte	Cangulo	Conglomerados, margas, travertinos e tufas dolomíticas e depósitos silicosos subaéreos no *onshore*. Equivalente a Fm. Bucomazi no *offshore*.	1, 2, 3, 4, 5

1 - Cury *et al.* (2019); 2 - Gindre-Chanu *et al.* (2016); 3 - Rathee e Kornpihl (2016); 4 - Reid e Ashfield (2016); 5 - Rochelle-Bates *et al.* (2020). Abreviações: Ref. – referências; arn – arenitos; flh – folhelhos; MO – Matéria orgânica

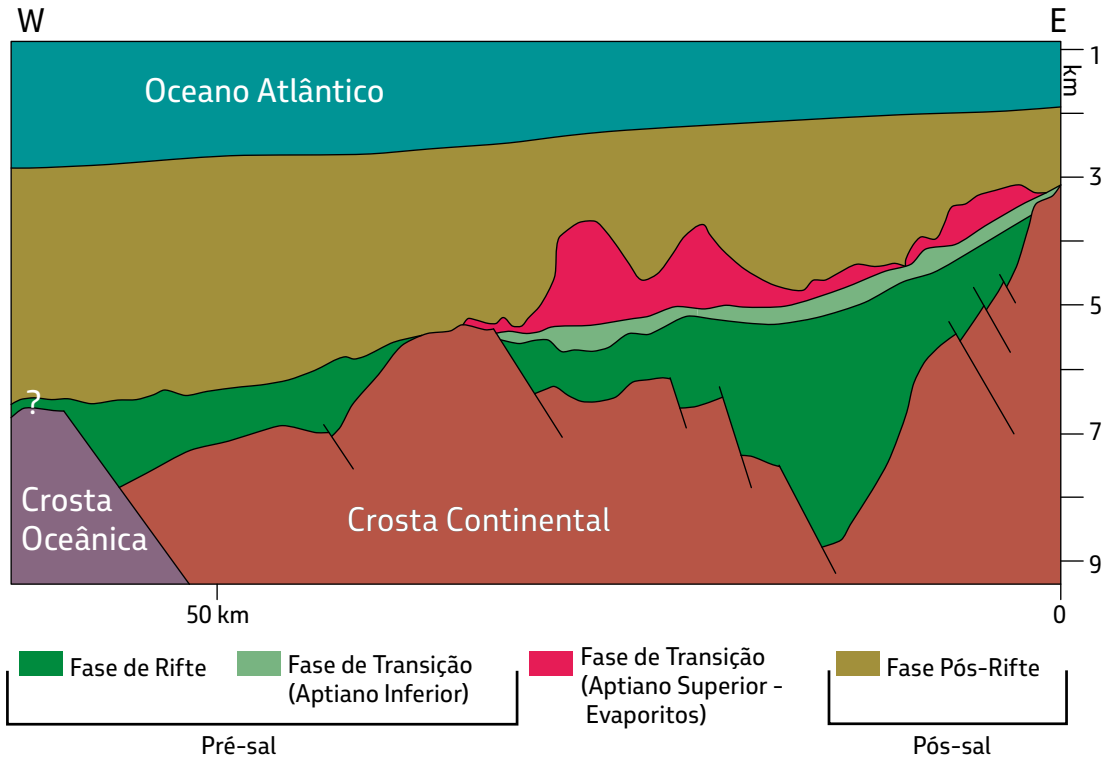


Figura 2.2.18 – Seção geológica da Bacia de Namibe, indicando um expressivo espessamento da fase rifte (Fm. Cangulo). Localização na Figura 2.2.2. Modificado de Reid e Ashfield (2016), Reid *et al.* (2016), Tyrrell *et al.* (2017) e Tyrrell e Vartan (2018).

2.3. Fase Pós-rifte (Albiano ao recente)

O contínuo desenvolvimento de crosta oceânica e subsequente resfriamento na base da crosta continental a partir do Albiano produziu uma rápida subsidência, formando uma extensa depressão em toda a PCOA (Qiu *et al.*, 2020). Nessa depressão, ainda não muito profunda, iniciou-se o desenvolvimento de ambientes sedimentares marinhos com a abertura do Golfo de Guiné, no seu extremo norte (Tissot *et al.*, 1980; Dias-Brito, 1982, 1987). Os sedimentos mais jovens da fase Pós-rifte foram depositados em dois regimes distintos: unidades transgressivas formadas por clásticos e carbonatos de plataforma, seguidos por depósitos progradacionais ao longo da margem continental ou depósitos marinhos de água profunda (Brownfield e Charpentier, 2006). No Cenomaniano, a cadeia Walvis foi permanentemente submersa (Qiu *et al.*, 2020). Durante o Cenomaniano e Turoniano, foram depositados folhelhos ricos em matéria orgânica, associados a um evento anóxico global (Beglinger *et al.*, 2012). Do Campaniano ao Maastrichtiano, uma extensiva transgressão ocorreu, relacionada a um estágio de subida global do nível do mar (Brownfield e Charpentier, 2006; Qiu *et al.*, 2020). Do Paleoceno ao Oligoceno, ocorreu um período de queda global do nível do mar (Edwards e Bignell, 1988a; Brownfield e Charpentier, 2006; Brownfield, 2016). Devido à elevação do manto na região leste da África, o continente também foi elevado e, consequentemente, erodido. Parte dos sedimentos gerados foram transportados para oeste na extensa rampa formada pelo basculamento do continente (Qiu *et al.*, 2020). Ambientes de sistemas deltaicos se

estabeleceram na margem oeste do continente, enquanto sedimentos clásticos-terrígenos das áreas costeiras foram transportados para águas mais profundas, formando leques turbidíticos (Jackson, *et al.*, 2005). No Oligoceno, esse grande aporte de sedimentos também ocasionou intensa halocinese do pacote de sal subjacente. Como resultado houve uma distensão da camada evaporítica na parte leste e compressão na parte oeste (Jackson e Hudec, 2005) (Figura 2.2.2). No Mioceno, ocorreu uma elevação do nível do mar e uma extensa área com sedimentos marinhos se desenvolveu ao longo da costa oeste da África. Do Plioceno ao Pleistoceno, houve um significativo recuo do nível do mar (Nicolai, *et al.*, 2013).

2.4. Sistemas Petrolíferos do Pré-sal na Província Costeira Centro-Oeste Africana

A Província Costeira Centro-Oeste Africana (PCOA) é prolífica na geração de hidrocarbonetos, que são encontrados tanto na porção *onshore* quanto na porção *offshore* de suas bacias. Acumulações de hidrocarbonetos foram descobertas em praticamente todas as bacias, com exceção da Bacia de Namibe. Nesta seção serão apresentados apenas os sistemas petrolíferos das fases rifte e de transição, cujo selo, em geral, consiste nos evaporitos de idade Aptiano Superior. Os dados e referências sobre eles foram sumarizados na Figura 2.4.1 e na Tabela 2.4.1.

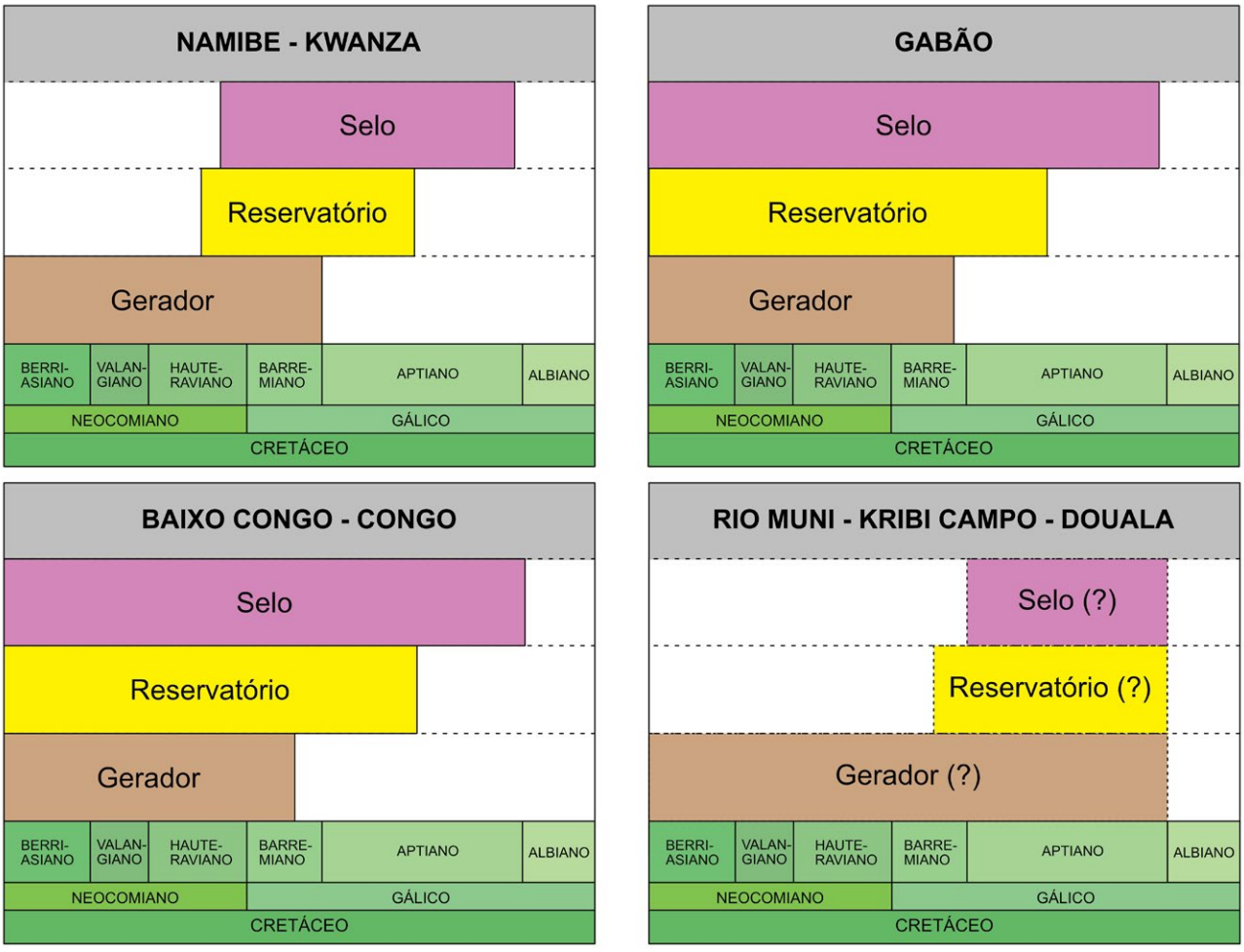


Figura 2.4.1 – Sumário dos principais elementos dos sistemas petrolíferos no Pré-sal da PCOA. (?) Incertezas devidas à deficiência de dados encontrados.

Na PCOA as rochas geradoras da fase rifte demonstram grande afinidade com as ocorrências de hidrocarbonetos. Essas rochas, com idades Neocomiano e Aptiano, consistem em folhelhos e margas ricos em matéria orgânica. Elas foram depositadas em lagos estratificados e anóxicos, favoráveis à preservação da matéria orgânica, cujos depocentros correspondem aos grabens e hemi-grabens da fase rifte (Brownfield e Charpentier, 2006). A geração de hidrocarbonetos no Pré-sal está ativa do Cretáceo Superior até o presente (Schoellkopf e Patterson, 2000; Beglinger *et al.*, 2012). Os sistemas petrolíferos evoluíram distintivamente de leste a oeste devido a diferenças entre as geradoras, os reservatórios e o *timing* (Schoellkopf e Patterson, 2000). Os caminhos de migração são majoritariamente por falhas subverticais (Brownfield, 2016). A migração dos óleos das geradoras da fase rifte até os reservatórios Pós-sal ocorreu através de janelas na sequência evaporítica do Aptiano Superior (Brownfield, 2016). A migração lateral é expressiva e ocorre principalmente na base dos evaporitos, através dos arenitos Chela na Bacia do Congo, arenitos Como na Sub-bacia do Gabão Norte, arenitos Gamba na Sub-bacia do Gabão Sul, além de arenitos e calcários Cuvo Superior na Bacia de Kwanza (Brownfield e Charpentier, 2006; Brownfield, 2016; Saller *et al.*, 2016).

Segundo Schiefelbein *et al.* (2000), os óleos lacustres da PCOA podem ser classificados em pelo menos três famílias distintas. Uma delas é exclusiva da Bacia do Congo (Figura 2.4.2) e caracterizada por elevada razão de isoprenóides (*pristine/phytane* > 2.0), composição intermediária de isótopos estáveis de carbono, variáveis canônicas negativas (Sofer, 1984), abundância de terpanos tricíclicos estendidos, enriquecimento de C27-$\alpha\beta\beta$-esteranos, além de concentrações variáveis de gammaceranos e 4-metil esteranos. A segunda família ocorre na região central da Bacia Gabão e norte da Bacia Kwanza, sendo correlacionável com óleos da Bacia do Recôncavo, no Brasil (Figura 2.4.2). Essa família é caracterizada pelo baixo teor de enxofre, composição intermediária para leve de isótopos estáveis de carbono, baixa razão esterano/hopano, além de concentrações variáveis de gammaceranos e 4-metil esteranos. A terceira família incluiu óleos das bacias Benguela e Kwanza, que são correlacionáveis com óleos encontrados na Bacia de Campos (Figura 2.4.2). Como características distintivas possuem composição pesada de isótopos estáveis de carbono e grande concentração de 4-metil esteranos (Schiefelbein *et al.*, 2000).

Diversos trabalhos têm estudado a relação das grandes províncias vulcânicas (sigla em inglês: LIP – *Large Igneous Province*) e a evolução dos sistemas petrolíferos (Destro *et al.*, 2009; Gomes *et al.*, 2015; Fernandez *et al.*, 2020; Bergman *et al.*, 2021). De acordo com Bergman *et al.* (2021), as LIPs, *e.g.* Etendeka-Paraná, potencializam a produtividade orgânica e, consequentemente, o teor de matéria orgânica nas rochas geradoras. Isso ocorreria devido a capacidade desses eventos modificarem a atmosfera, a hidrogeoquímica do corpo d'água e a estrutura das bacias (Xie e Liu, 2001; Leckie *et al.*, 2002; Kidder e Worsley, 2010; Senger *et al.*, 2017; Rampino e Caldeira, 2018; Black e Gibson, 2019; McKenzie e Jiang, 2019). Dessa forma, o vulcanismo alcalino sucedido durante as fases rifte e de transição nas margens das bacias Gabão Sul, Congo, Baixo Congo e Kwanza (Ros et al., 2017; Fernandez et al., 2020), pode ter potencializado a geração nessas bacias.

Tabela 2.4.1 – Informações sobre os sistemas petrolíferos das fases rifte e transicional da PCOA.

Bacias	Gerador	Tipo MO	COT (%)	Reservatório	Por. (%)[a]	Perm. (mD) [b]	Selo	Trapa	Referências
Douala	Fm Mundeck	I, II / III	4 - 5	Fm Mundeck	20 e 25	150	Fm Mundeck	E/E	2, 24, 26, 27, 28, 34
Kribi-Campo	Fm Mundeck	II / III	1 e 2	Fm Mundeck	20 e 25	150	Fm Mundeck	E/E	2, 27, 28, 30
Rio Muni	Séries do Rifte e Séries Salíferas Matondo	II, I/ II	6	Séries Salíferas Matondo	= Bacia Gabão	= Bacia Gabão	Séries Salíferas Matondo	E/E	16, 28, 31, 36, 37
Gabão	Fm Melania; flh Kissenda; Fm Dentale	I, III ou II/III	2 - 20	Fm N'Dombo; Arn Fourou Plage; Arn Coniquet; Arn Basais; Fm Melania; Fm Dentale; Fm Gamba	15 - 30	1 - 1000	Fm Ezanga, Fm Dentale, Fm Kissenda, Fm Gamba e Fm Melania	E/E	3, 4, 5, 9, 10, 15, 17, 19, 23, 25, 28, 35
Congo	Marga Point Noire; flh Sialivakou; parte inferior do Arenito Djeno	I, II e III	1 - 20	Fm Toca; Arn Chela; arn Djeno; arn Vandji	16-20	600	Fm Loeme; Flh Sialivakou; Marga Point Noire; Flh Point Indienne	E/E	3, 9, 17, 20
Baixo Congo	Fm Bucomazi	I, II e III	2 - 20	arn Lucula; Fm Toca; Arn Chela	16 - 20	600	Fm Bucomazi; Fm Loeme	E/E	3, 8, 9, 10, 11, 12, 15, 17, 20, 25, 29, 33
Kwanza / Benguela	Fm Infra-Cuvo / Fm Maculungo; Fm Bucomazi; Fm Cuvo Inferior	I e II	3 - 20	Fm Cuvo Inferior; Fm Cuvo Superior; Fm Maculungo	high	high	Fm Bucomazi/ Fm Cuvo inferior; Fm Loeme	E/E	9, 10, 13, 14, 18, 22, 29, 32, 33, 38
Namíbe [c]	Fm Cangulo / Fm Bucomazi	II	-	Fm Tumbalunda / Fm Cangulo	-	-	Fm Bambata / Fm Loeme	E/E	1, 4, 6, 7, 10, 21

1 - Abilio e Inkollu (1989); 2 - Agyingi *et al.* (2019); 3 - Baudouy e Legorjus (1991); 4 - Beglinger *et al.* (2012); 5 - Boeuf *et al.* (1991); 6 - Bradley e Saunders (2020); 7 - Bray *et al.* (1998); 8 - Brice *et al.* (1982); 9 - Brownfield e Charpentier (2006); 10 - Brownfield (2016); 11 - Burwood *et al.* (1992); 12 - Burwood *et al.* (1995); 13 - Burwood (1999); 14- Cazier *et al.* (2014); 15 – Cole *et al.* (2000); 16 - Dailly (2000); 17 - Dale *et al.* (1992);18 - Danforth (1998); 19 - Edwards e Bignell (1988b); 20 - Edwards e Bignell (1988a); 21 - Harris (2000); 22 - Koch *et al.* (2013); 23 - Liro e Dawson (2000); 24 - Luzzi-Arbouille e Schmid (2008); 25 - McHargue (1990); 26 - Mahbou (2007); 27 - Nguimbous-Kouoh *et al.* (2018); 28 - Ntamak-Nida *et al.* (2008); 29 - Pasley *et al.* (1998); 30 - Pauken (1992); 31 - Ross e Hempstead (1993); 32 - Saller *et al.* (2016); 33 - Schoellkopf e Patterson (2000); 34 - Tamfu *et al.* (1995); 35 - Teisserenc e Villemin (1990); 36 - Turner (1995); 37 - Turner (1999); 38 - Uncini *et al.* (1998). Abreviações: a – Porosidade; b – Permeabilidade; c - play hipotético; E/E – Estrutural e estratigráfica; Fm – Formação; arn – arenito; flh - folhelho.

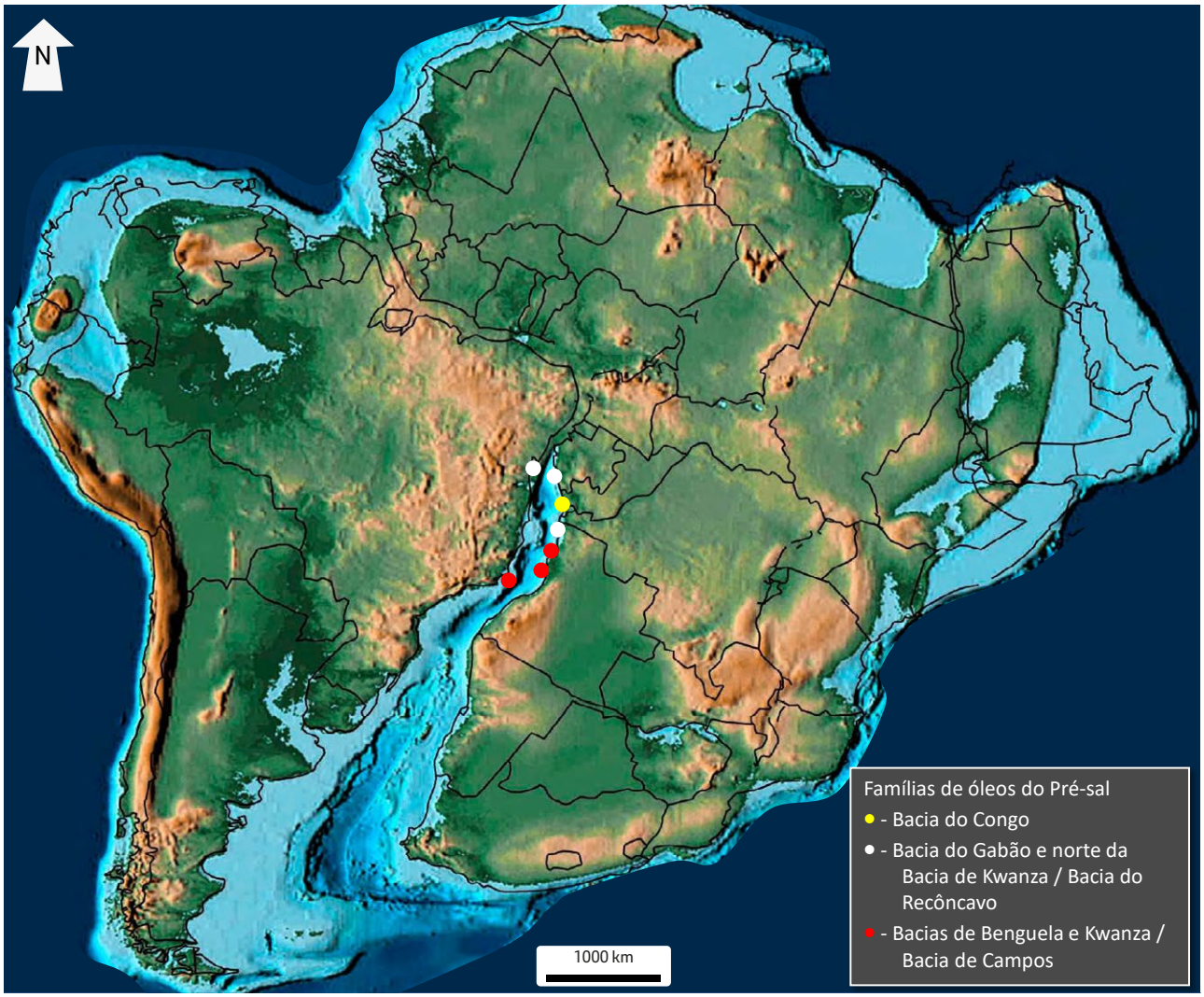


Figura 2.4.2 - Correlação entre famílias de óleos do Pré-sal através do Oceano Atlântico Sul de acordo com Schiefelbein et al. (2000). Paleomapa do Aptiano inferior (121,8 Ma) modificado de Scotese e Wright (2018).

3. PARTE II - ATIVIDADES EXPLORATÓRIAS NO PRÉ-SAL AFRICANO

A descoberta do Pré-sal da Bacia de Santos, em 2006, influenciou o setor de petróleo no âmbito nacional e internacional. Imediatamente após esse acontecimento, as empresas e os órgãos reguladores compreenderam o potencial dessa seção nas bacias conjugadas da Provincia Costeira Centro-Oeste Africana (PCOA). Assim, o interesse exploratório foi direcionado para oportunidades em reservatórios calcários da fase de transição (Aptiano Superior), análogos aos da Bacia de Santos. Em vista disto, o objetivo desta parte do capítulo é fornecer um panorama da exploração na PCOA antes e depois de 2006, bem como descrever a atuação da Petrobras nesse cenário.

3.1. Período Pré-2006

Neste período, as maiores acumulações do Pré-sal na PCOA haviam sido descobertas nas porções terrestre (*onshore*) e marinha

(*offshore*) rasa (Figura 3.1.1). Uma notável concentração delas ocorre num alinhamento com direção geral NW, a partir da Bacia do Baixo Congo, com suave inflexão para NS na Sub-bacia Gabão Sul (Figura 3.1.1). Este alinhamento coincide aproximadamente com as margens dos lagos rifte, onde predominou a sedimentação de clásticos continentais. Assim, a maior parte dos campos possuem reservatórios de arenitos fluviais, deltaicos e turbidíticos. Contudo, reservatórios carbonáticos, depositados sobre altos estruturais, também foram encontrados no *onshore* e *offshore* raso das bacias do Baixo Congo e Kwanza.

Com o objetivo de ilustrar o cenário exploratório do Pré-sal até 2006 serão apresentados, a seguir, exemplos de campos do referido alinhamento e fatos relevantes do início da exploração no *offshore* da Bacia de Kwanza.

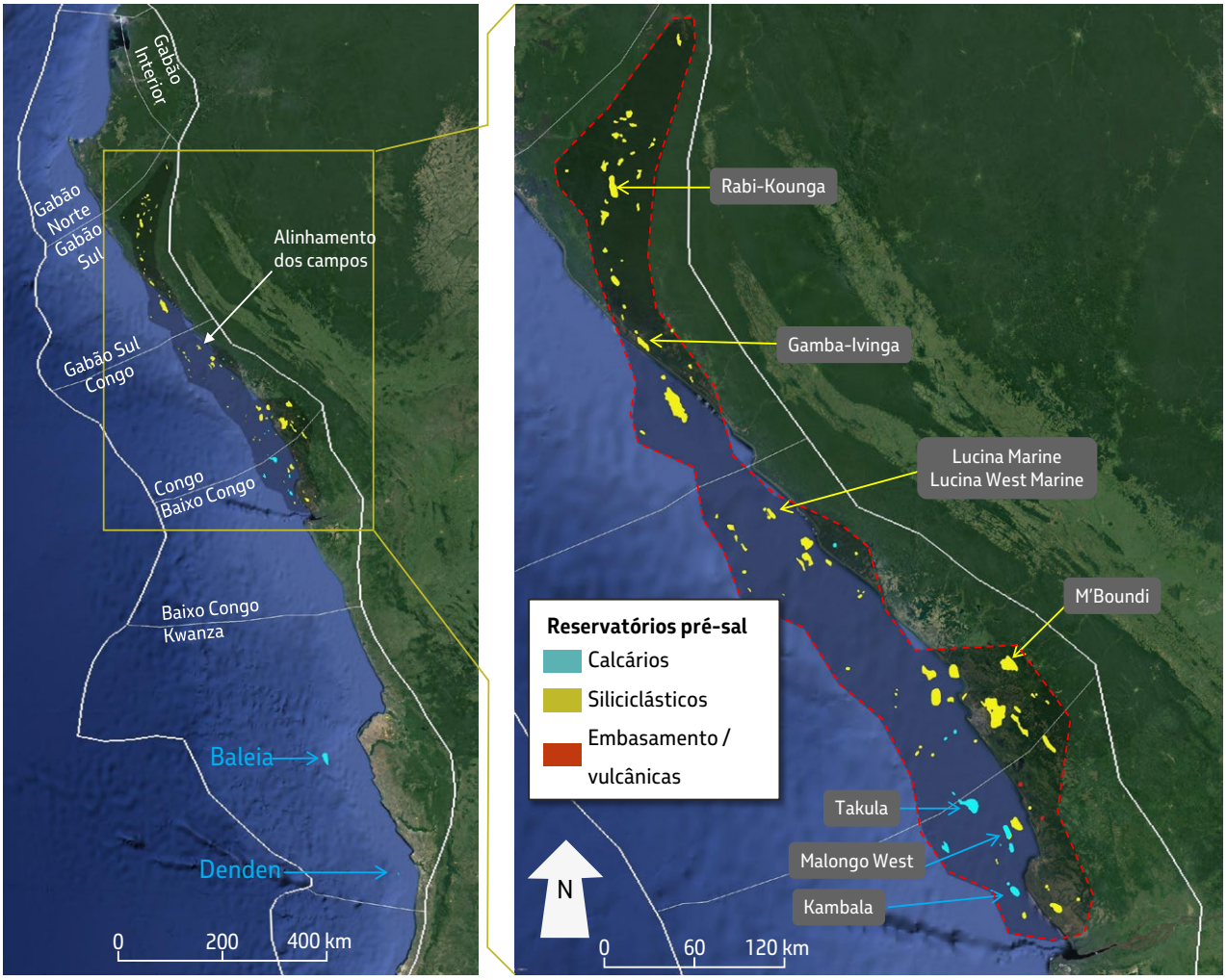


Figura 3.1.1 - Exemplos de campos com reservatórios Pré-sal na PCOA, até o ano de 2006. Notar a concentração de campos caracterizando um alinhamento entre a Sub-Bacia do Gabão Sul e a Bacia do Baixo Congo (tracejado vermelho), em contraste com apenas duas acumulações no *offshore* da Bacia de Kwanza. Imagem Google Earth™.

3.1.1. Campos no alinhamento Baixo Congo – Gabão Sul

O maior campo situado em terra no alinhamento Baixo Congo – Gabão Sul é o campo de Rabi-Kounga (Figura 3.1.1). Descoberto pela Shell-Gabão em 1985, ele é atualmente operado pela Assala Energy. Esse campo consiste em uma trapa estrutural na base do sal com uma área de cerca de 60 km^2. Falhas normais, principalmente nos flancos oeste e sul, foram importantes para a configuração da trapa (Figura 3.1.2a e figura 3.1.3) (Boeuf *et al.*, 1991). Os reservatórios consistem em arenitos fluviais da Fm. Gamba e arenitos flúvio-deltaicos da Fm. Dentale, com porosidades em torno de 30% e permeabilidade média de 1 Darcy (1000 mD). A coluna de hidrocarbonetos possui 63 metros de gás e 47 metros de óleo de 34 °API (Figura 3.1.2b) (Boeuf *et al.*, 1991). A reserva original *in place* desse campo foi estimada entre 1600 e 1700 MMbbl (Costier *et al.*, 2010). Sua produção teve início em 1989, com pico de 225000 bbl/d em 1997, seguido de rápido declínio para aproximadamente 25000 bbl/d em 2010 (Costier *et al.*, 2010).

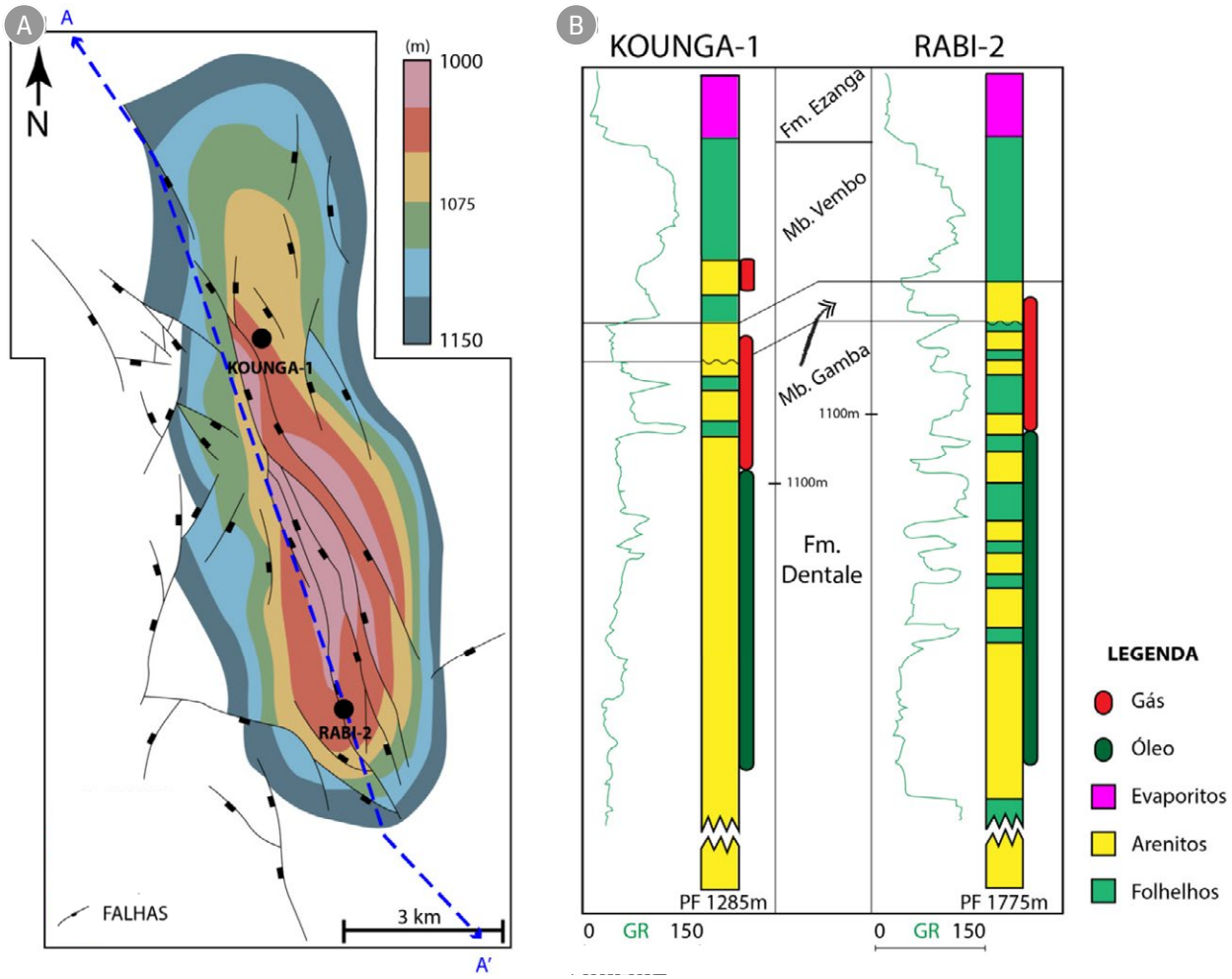


Figura 3.1.2 – Campo de Rabi-Kounga: A) Mapa estrutural em profundidade do topo do reservatório. B) Correlação entre os poços KOU-1 e RAB-2, mostrando o estaqueamento de reservatórios de arenitos das formações Gamba e Dentale. Notar separação de gás e óleo na coluna. Modificadas de Boeuf *et al.* (1991).

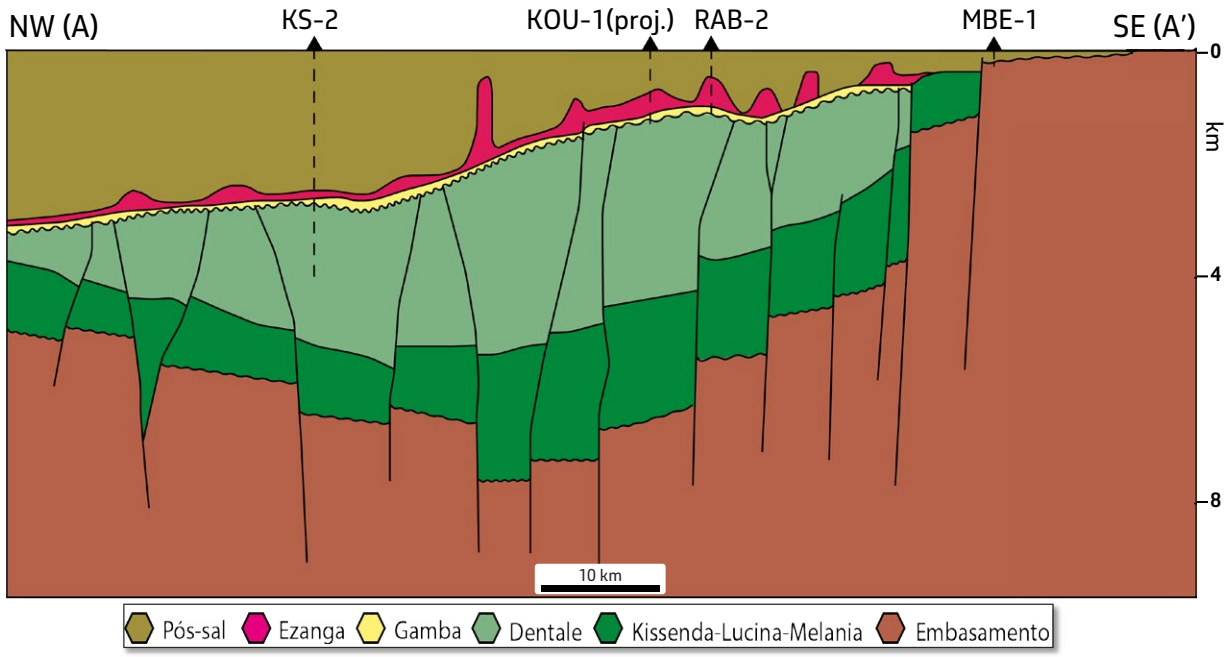


Figura 3.1.3 – Seção geológica esquemática através do campo de Rabi-Kounga. Localização da seção AA' na Figura 3.1.2. Modificado de Boeuf *et al.* (1991).

O campo de Gamba, no Gabão, foi descoberto próximo à costa em 1963, com um volume *in place* de aproximadamente 600 MMbbl (Jafari *et al.*, 2020). Ele é um dos mais antigos campos em produção na região (Figura 3.1.1). Em 1967, foi descoberta a acumulação contígua de Ivinga (Littlefield, 1968). O campo Gamba-Ivinga corresponde a uma trapa na base do sal, com 900 metros de soterramento, situado sobre o Horst Gamba (Figura 3.1.4 e Figura 3.1.5). Os reservatórios consistem em arenitos da Formação Gamba, com porosidade média de 28% e permeabilidade média de 2600 mD (Brink, 1974; Kingston, 1988; Teisserenc e Villemin, 1990). O volume recuperável desse campo foi estimado de 300 MMbbl (The Economist Intelligence Unit, 2013) e a produção acumulada até 2010 foi de aproximadamente 314 MMbbl (Gabon..., 2014).

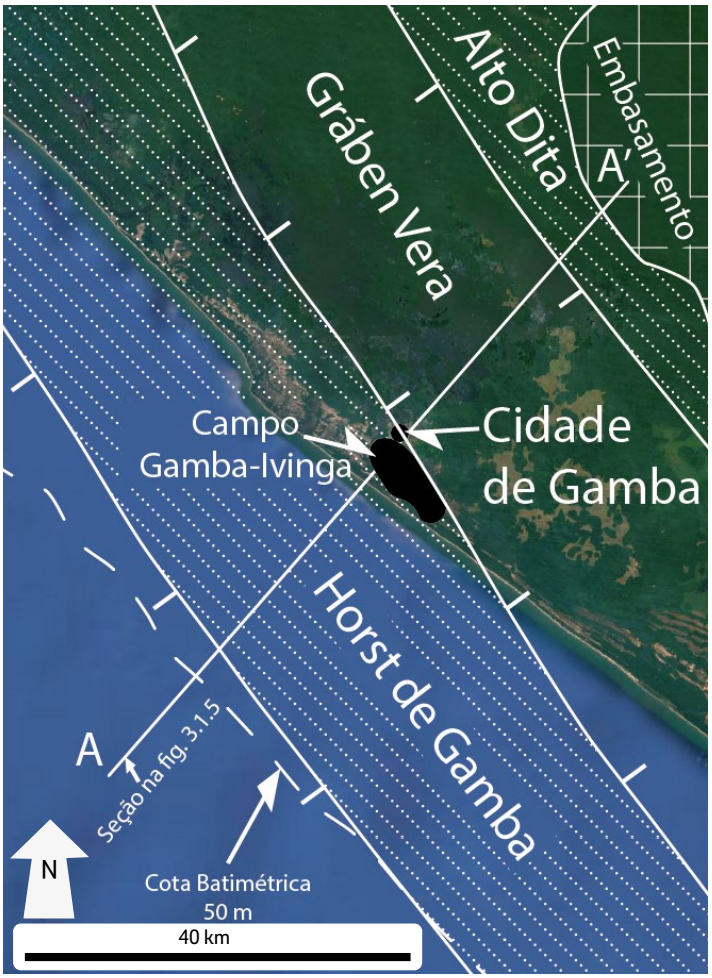


Figura 3.1.4 – Mapa dos elementos estruturais na base da Formação Gamba, área do campo Gamba-Ivinga. Modificado de Brink (1974), Figura 1. Imagem Google Earth™.

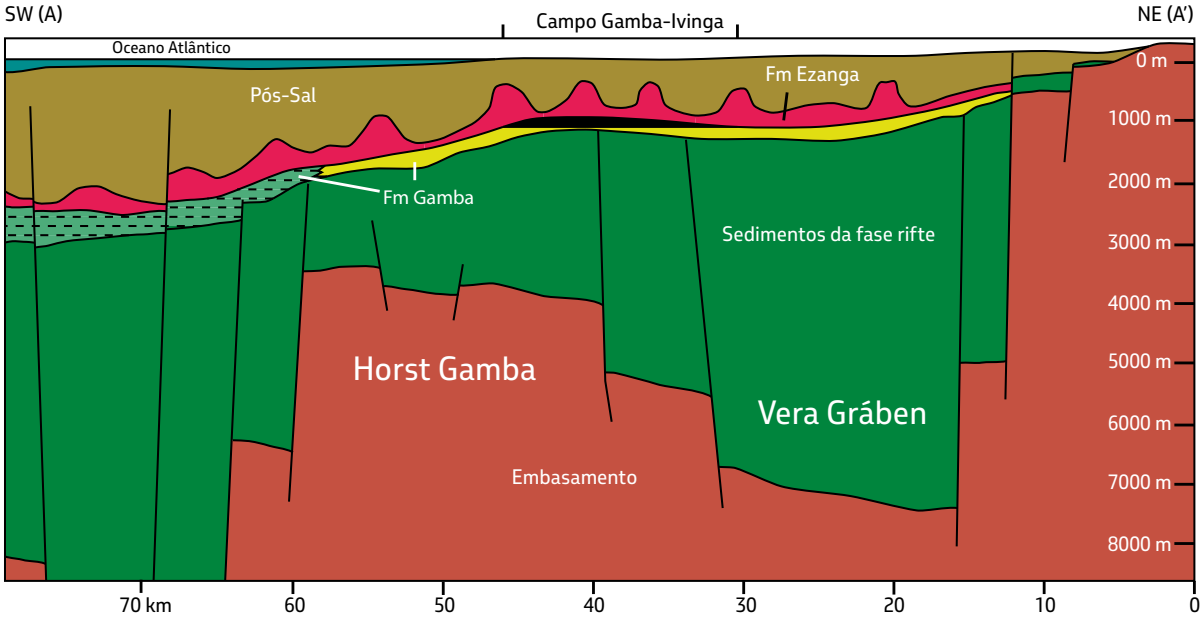


Figura 3.1.5- Seção geológica através do campo Gamba-Ivinga. Localização da seção AA' na Figura 3.1.4. Modificado de Brink (1974), Figura 4.

Os campos Lucina Marine e Lucina West Marine, situados na Bacia do Gabão (Figura 3.1.1), são exemplos de campos cujo selo não ocorre na base do sal, mas sim em folhelhos. Esses campos *offshore* foram descobertos pela Shell-Gabão em 1974 e 1982, em uma lâmina d'água de 35 m. Uma falha transcorrente sinistral causou segmentação do horst Hourcqia Marine, individualizando os campos Lucina Marine e Hourcqia Marine (Figura 3.1.6). As trapas dos campos Lucina e Lucina West são mistas, com fechamento estrutural na base do Folhelho Melania, contra falhas normais de direção NE e por adelgaçamento estratigráfico (Smith, 1995). Os reservatórios correspondem a arenitos turbidíticos e arenitos do Membro Lucina, da Formação Melania (Figura 3.1.7). No campo Lucina Marine, as porosidades variam entre 15 e 25% e as permeabilidades entre 10 e 100 mD. No campo Lucina West Marine, a porosidade média é 23% e as permeabilidades variam entre 45 e 145 mD (Teisserenc e Villemin, 1990). Ambos são campos de óleo 37-39 °API, porém apenas o campo Lucina Marine possui uma pequena camada de gás, sugerindo desconexão entre eles (Smith, 1995). O volume recuperável desses campos é de aproximadamente 85 MMbbl (Harvest Natural Resources Inc, 2008).

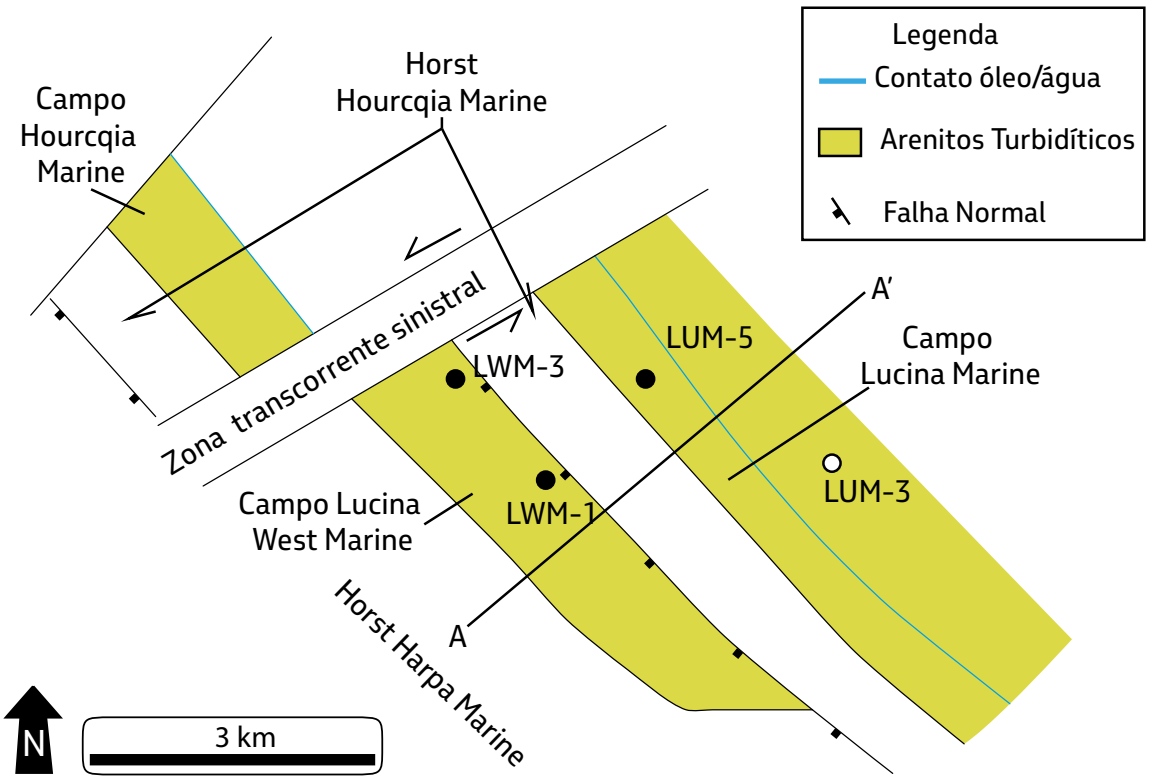


Figura 3.1.6 - Mapa de elementos estruturais mostra compartimentação dos campos Lucina West e Lucina por falha normal, e do campo Hourcqia por falha transcorrente. A seção AA' corresponde à localização aproximada da seção geológica da Figura 3.1.7. Modificado de Smith (1995), figura 3.

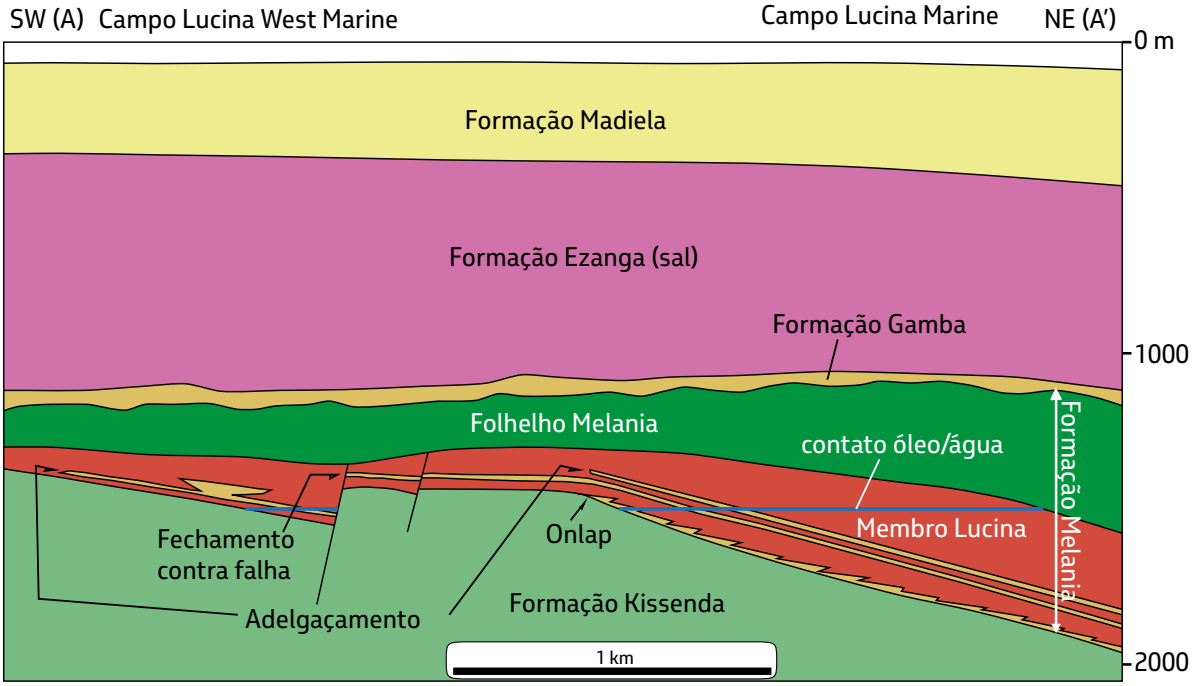


Figura 3.1.7 – Seção geológica BB' através dos campos Lucina West Marine e Lucina Marine, na Bacia do Gabão. Notar os diferentes tipos de trapas. Localização da seção AA' na Figura 3.1.6. Modificado de Smith (1995), Figura 7.

Na Bacia do Baixo Congo, foram descobertos campos com reservatórios carbonáticos no Pré-sal (Figura 3.1.1). No campo de Takula, descoberto em 1971 (Figura 3.1.8), os reservatórios carbonáticos são secundários em relação aos arenitos do Pós-sal (King *et al.*, 2005). Os reservatórios do Pré-sal consistem em calcários algais [*sic*] e, secundariamente, em dolomitos, com porosidades vugular, móldica e fenestral da Fm Toca (King *et al.*, 2005). Em termos de produção, eles foram divididos em Toca Superior e Toca Inferior, com contatos óleo/água distintos (Figura 3.1.9). A produção está associada majoritariamente às porosidades fenestrais e de fraturas (Dale *et al.*, 1992). O primeiro teste realizado nesses reservatórios teve uma produção de 5600 bbl/dia de óleo 32° API (Dale *et al.*, 1992). A trapa é mista, sendo estrutural na base do sal e estratigráfica por gradação lateral para folhelhos, principalmente na direção leste. O topo do reservatório apresenta erosão e carstificação (Dale *et al.*, 1992). Na direção sul, os reservatórios adelgaçam contra o embasamento (King *et al.*, 2005). A reserva no Pré-sal foi estimada em aproximadamente 500 MMbbl de óleo recuperáveis (Braccini *et al.*, 1997).

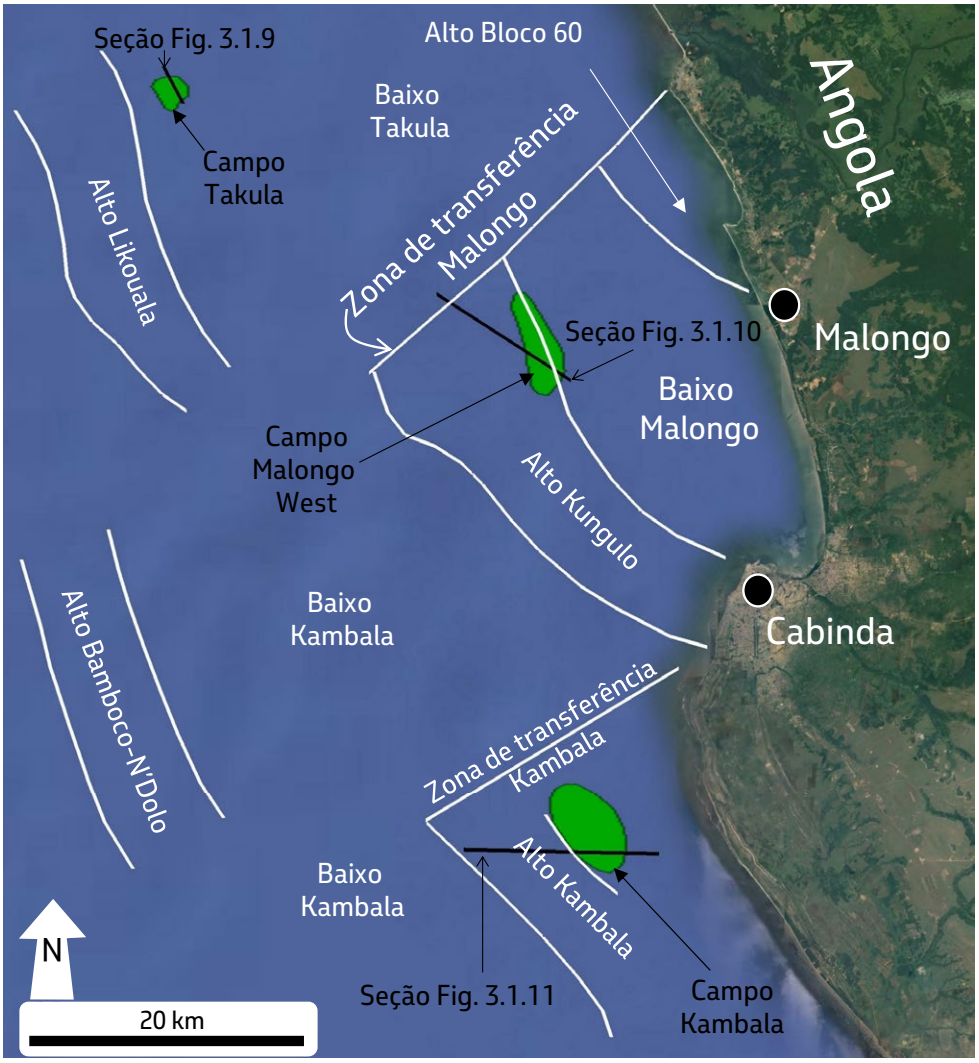


Figura 3.1.8 - Mapa da região do Baixo Congo com a localização dos altos estruturais do embasamento e dos campos de Takula, Malongo West e Kambala. Estes três campos possuem reservatórios carbonáticos no Pré-sal. Informações de Dale *et al.* (1992); Bracken (1994); Brownfield e Charpentier (2006); Frixa *et al.* (2014). Imagem Google Earth™.

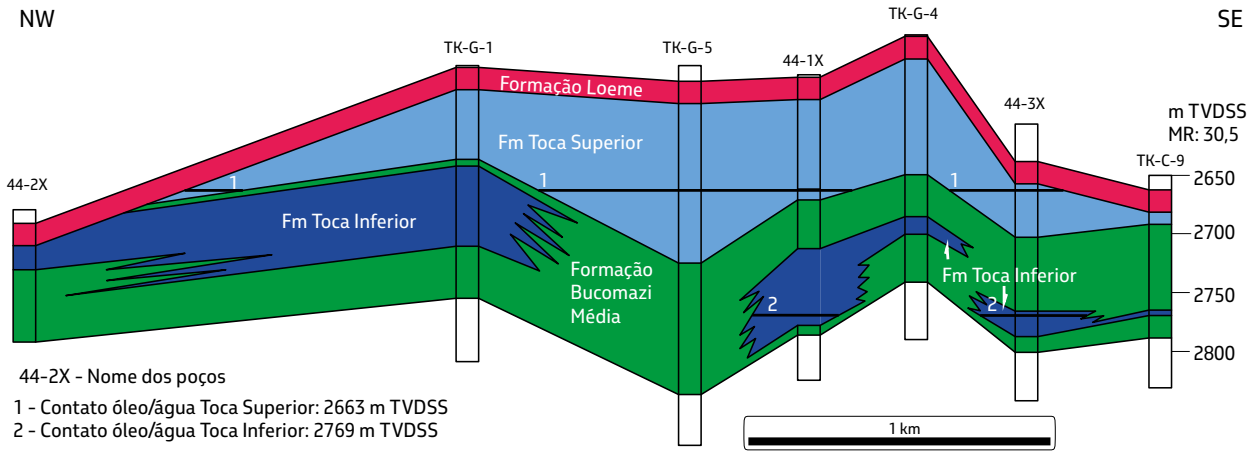


Figura 3.1.9 – Correlação estratigráfica entre poços do campo de Takula na seção Pré-sal. Os reservatórios são divididos em Toca Superior e Toca Inferior, com contatos óleo/água distintos e individualizados por folhelhos da Formação Bucomazi. Notar trapa estrutural na base da Formação Loeme (sal) e trapas estratigráficas (Fm. Toca Inferior), com variação lateral para folhelhos. Localização da seção na Figura 3.1.8. Modificado de Dale *et al.* (1992), Figura 7.

O campo de Malongo West foi descoberto em 1970 sob uma lâmina d'água de 27 m, sendo produtor de óleo e gás (Figura 3.1.1 e Figura 3.1.8). Os reservatórios de calcários, arenitos e dolomitos estão situados em profundidades superiores a 2500 m. Os calcários consistem em *chalk* microporosos da Fm Toca, com porosidade aumentada por carstificação e cuja deposição ocorreu no flanco de um grande alto do embasamento (Lomando, 1996) (Figura 3.1.10). Os arenitos e dolomitos da Fm Lucula foram depositados desde ambientes rasos de praias e deltas até ambientes profundos por correntes de turbidez (Bracken, 1994). A trapa é mista, com componente estrutural na base do sal e folhelhos, além de estratigráfica com variação lateral para folhelhos (Bracken, 1994) (Figura 3.1.10).

O aumento da produção pela injeção de gás foi iniciado a partir da década 1980 (Beckman, 2003) e até 1996 esse campo havia produzido 240 MMbbl (Lomando, 1996). Em 2001 a produção acumulada alcançava aproximadamente 300 MMbbl, com estimativa de recuperação final de 350 MMbbl (Laherrere, 2001). Ainda na década de 2000, ele passou a armazenar gás seco separado de condensados provenientes de outros campos *offshore*, possuindo uma capacidade de armazenamento estimada entre 0,5 e 0,9 TCF de gás (Beckman, 2003).

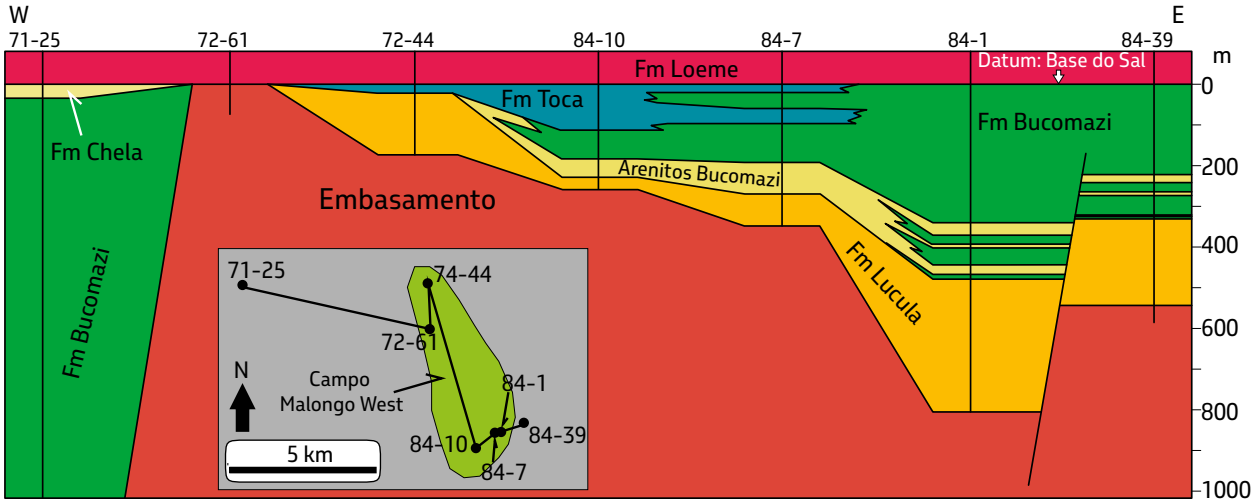


Figura 3.1.10 - Seção geológica esquemática através do campo de Malongo West, ilustrando trapa mista estrutural/estratigráfica. Datum na base do sal. Localização na Figura 3.1.8. Modificado de Bracken (1994) e Braccini *et al.* (1997).

O campo de Kambala foi descoberto em 1971, pela Chevron, em uma cota batimétrica de 15 m (Figura 3.1.1 e Figura 3.1.8). Este campo consiste de uma trapa mista estrutural/estratigráfica na base do sal, situada na profundidade de 3000 m (Figura 3.1.11) (Scheevel *et al.*, 2004). Ele é um produtor de óleo e gás, a partir de dois reservatórios da Formação Toca. O reservatório inferior atinge até 81 m de espessura, consistindo em microbiolitos e *grainstones* de oóides e oncóides finamente dolomitizados. Sobreposta ao reservatório inferior, ocorre uma camada de dezenas de metros de siltitos e folhelhos intercalados com carbonatos escuros da Formação Bucomazi Média (Frixa *et al.*, 2014), uma importante rocha geradora na costa angolana (McHargue, 1990). Acima destes folhelhos e siltitos, ocorre o reservatório superior, que consiste em calcários

bioclásticos (coquinas), com espessuras de até 51 m. Esses reservatórios apresentam forte dolomitização hidrotermal e silicificação próxima às grandes falhas (Frixa et al., 2014). O volume in place no campo de Kambala corresponde a 267 MMbbl (Santos, 2003).

Os três exemplos de reservatórios carbonáticos no Pré-sal, apresentados acima, possuem analogias com as coquinas da Fm. Lagoa Feia, nos campos de Linguado (Horschutz et al., 1992) e Pampo (Lomando, 1996), na Bacia de Campos e da Fm. Itapema, nos campos de Búzios e Mero, na Bacia de Santos. Para maiores informações sobre os campos brasileiros mencionados consultar os capítulos 1, 14 e 15 deste livro.

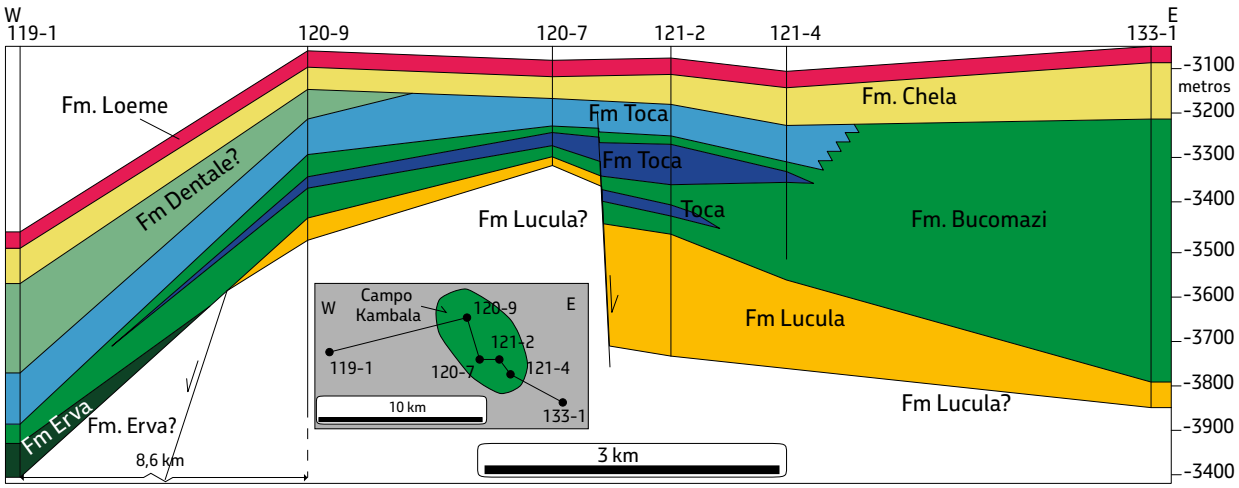


Figura 3.1.11 – Correlação de poços através do campo de Kambala. Notar individualização dos reservatórios Superior e Inferior da Formação Toca por folhelho da Fm Bucomazi. Localização na Figura 3.1.8. Dados de Bracken (1994), Braccini *et al.* (1997) e Santos (2003).

3.1.2. O início da exploração do Pré-sal no *offshore* de Angola

Na década de 1980, foram perfurados poços para a seção Pré-sal no *offshore* raso do Bloco 09, na Bacia de Kwanza (Figura 3.1.12). Esses poços, mesmo sendo proximais, revelaram a existência de calcários nessa seção. O poço Denden-1 foi perfurado em 1983 pelo consórcio Angola Cities Service (50% - operadora) e Marathon Oil Company (50%). Ele descobriu uma acumulação subcomercial de óleo de 25 °API, com 23 metros de coluna, em rochas da Fm. Cuvo Superior (Figura 3.1.13). Os reservatórios consistem em dolomitos

laminados intercalados a finas lâminas de cor preta, compostas por material carbonoso e com frequente presença de *vugs*. Rochas com características semelhantes também foram encontradas nos poços Abacaxi-1 e Pitanga-1, perfurados em 1982 e 1983 pelo mesmo consórcio (Figura 3.1.12), revelando assim um novo *play* na PCOA.

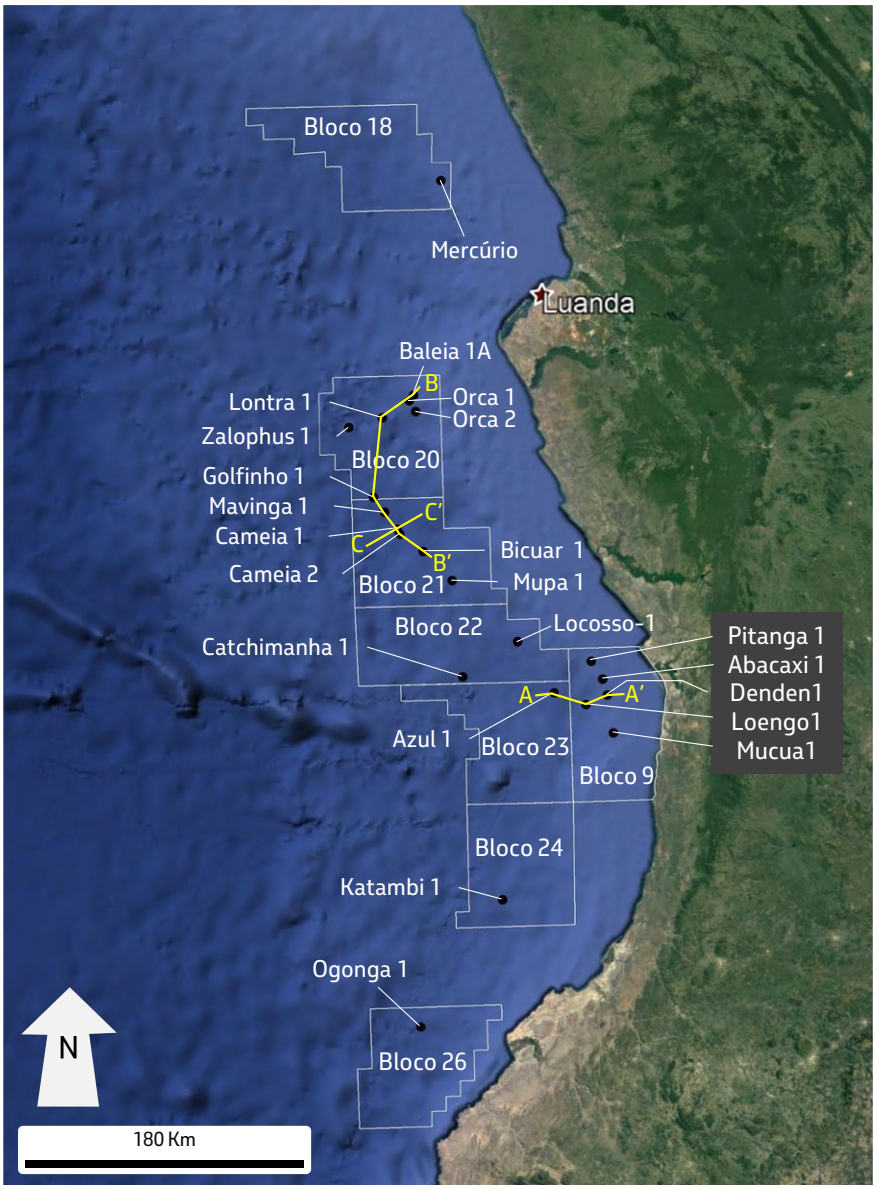


Figura 3.1.12 - Poços que atingiram o Pré-sal nas bacias de Kwanza e Benguela descritos no texto. Seção AA' na Figura 3.1.13, seção BB' na Figura 3.2.2 e seção CC' na Figura 3.2.3. Imagem Google Earth™.

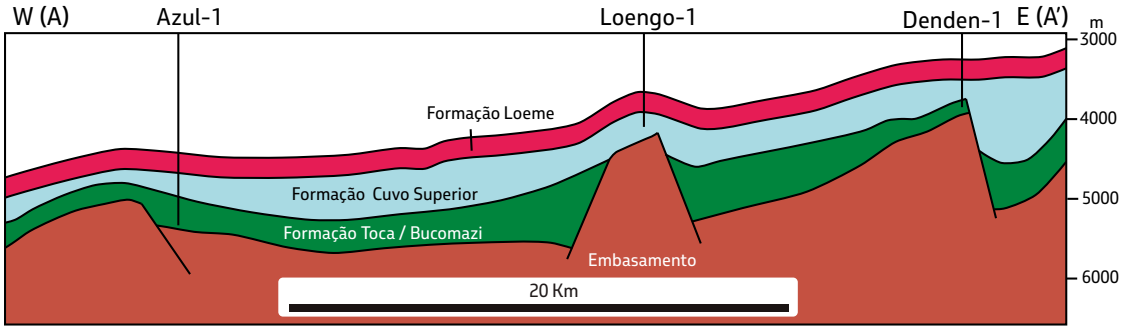


Figura 3.1.13 - Seção geológica esquemática mostrando a sequência de altos estruturais perfurados nos blocos 9 e 23. Localização na Figura 3.1.12. Modificado de Cobalt International Energy (2012).

A década de 1990 foi marcada pelo avanço da exploração, apoiada por sísmica 3D, no *offshore* profundo do Congo e Angola, que resultou na descoberta de bilhões de barris de óleo, principalmente em turbiditos do Pós-sal. Com esse resultado espetacular, o *play* Pré-sal acabou se tornando um coadjuvante no teatro exploratório local. Assim, um poço de vital importância passou despercebido, mesmo comprovando um sistema petrolífero ativo. O poço Baleia-1A, perfurado em 1996 pelo consórcio Mobil Corp (50% - Operadora) e Texaco Exploração Angola Cabo Ledo Inc (50%), na da Bacia de Kwanza, tinha como objetivo principal carbonatos do Albiano e secundário reservatórios no Pré-sal (Figura 3.1.12). O objetivo principal não apresentou o resultado esperado, mas no Pré-sal foram interpretados indícios de hidrocarbonetos em calcários com porosidade média de 11%. Os testes de formação foram inconclusivos devido a problemas técnicos e o poço foi classificado como seco, com indícios de hidrocarbonetos. Desta forma, teve pouco destaque frente à série de descobertas no Pós-sal, que aconteciam nesse período. No entanto, ele viria a ter um papel importante após as descobertas do Pré-sal na Bacia de Santos, conforme será explicado mais adiante neste capítulo.

Na primeira metade da década de 2000, a exploração continuou concentrada no desenvolvimento do Pós-sal. Contudo, um fato relevante foi a descoberta do campo de M'Boundi, em 2001, no Pré-sal *onshore* da Bacia do Baixo Congo, em uma profundidade de aproximadamente 2000 m (Figura 3.1.1). Os reservatórios consistem em arenitos da Formação Vandji, com porosidades entre 12 e 15% e permeabilidades heterogêneas, entre 0,1 e 1000 mD. Eles estão compartimentados em pelo menos seis camadas, variando entre 80 e 350 m de espessura. O fluido consiste em óleo de 39 °API com gás associado (Perfetto *et al.*, 2011). A reserva *in place* desse campo foi estimada em 1400 MMboe e seu pico de produção ocorreu em 2006, atingindo 56000 bbl/d (Wood Mackenzie, 2022).

Ainda na década de 2000, a Petrobras participou como operadora em uma extensiva campanha exploratória na Bacia de Kwanza. Ela perfurou seis poços no Bloco 18/06, que resultaram em duas descobertas subcomerciais no Pós-sal

(uma de óleo no Poço Manganês e uma de gás no Poço Titânio). Um desses poços (Mercúrio), perfurado em 2014, atingiu o Pré-sal e encontrou indícios de hidrocarbonetos (Figura 3.1.12). Além do Bloco 18, a Petrobras adquiriu outros três blocos: 06 e 15 na Bacia de Kwanza e 26 na Bacia de Benguela. Esses blocos visavam a oportunidades no Pós-sal, porém no Bloco 26, existiam duas oportunidades identificadas no Pré-sal.

3.2. Pós-2006 – O protagonismo da Bacia de Kwanza

Ante ao exposto, o *play* Pré-sal, mesmo periférico, seguia com resultados positivos no início da década de 2000 (*i.e.*, campo de M'Boundi). No entanto, ele passou a uma posição de destaque após as descobertas do poço 1-RJS-617D (Parati) e do campo supergigante de Tupi, em 2006, no Pré-sal da Bacia de Santos. A descoberta de uma província petrolífera de tamanha importância, com resultados espetaculares, automaticamente direcionou a atenção para novas oportunidades na margem africana, pelos motivos apresentados na primeira parte deste capítulo. Na Bacia do Baixo Congo, o espesso pacote Pós-sal do Delta do Congo reduzia sobremaneira a atratividade do Pré-sal, uma vez que ele estaria fora da janela de preservação de hidrocarbonetos e os seus reservatórios poderiam ter sofrido negativamente os efeitos da compactação (ver Figura 2.2.12). Por esses motivos, o foco foi direcionado para o *offshore* das bacias de Kwanza, Congo e Gabão. Para maiores informações sobre as descobertas e delimitações na Bacia de Santos, ver os capítulos 1 e 2 deste livro.

Em 2008, a Petrobras fez uma avaliação das melhores oportunidades em toda a costa africana do Atlântico Sul, em preparação para uma possível rodada de licitação de blocos exploratórios em Angola. Nesse ínterim, a reanálise dos poços dos blocos 09 e 20 (Figura 3.1.12) confirmou a existência de reservatórios carbonáticos no Pré-sal angolano, similares aos encontrados no Brasil. Nesse ponto, retornaremos ao poço Baleia-1A, mencionado no item anterior. Esse poço revelou uma impressionante correlação com os poços e feições sísmicas do Pré-sal das bacias de Santos e Espírito Santo (Figura 3.2.1). A reavaliação petrofísica do poço Baleia-1A, sob a ótica das novas técnicas empregadas no Brasil, indicou uma coluna de hidrocarbonetos com cerca de 120 metros no Pré-sal. Para mais detalhes sobre essas técnicas, consultar o Capítulo 11 deste livro.

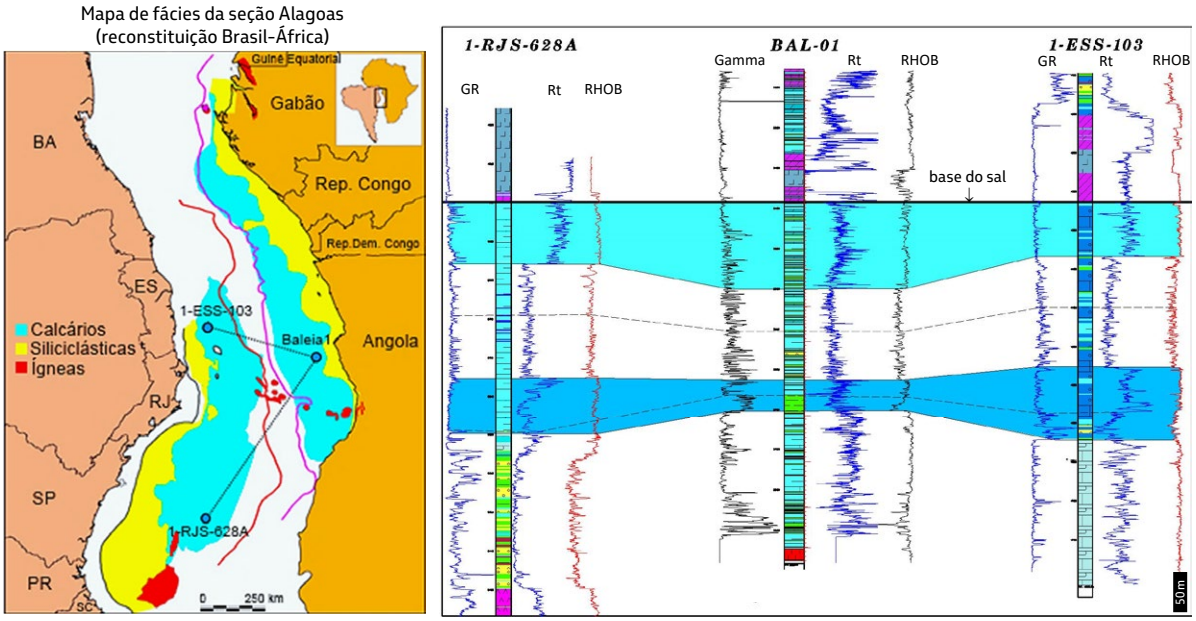


Figura 3.2.1 - Correlação litológica da seção Pré-sal entre os poços 1-RJS-628A (Bacia de Santos), Baleia-01A (Bacia de Kwanza) e 1-ESS-103 (Bacia do Espírito Santo) (Magalhães, 2008).

A primeira rodada de licitação de blocos exploratórios para o Pré-sal em Angola, após as descobertas na Bacia de Santos, foi realizada em 2011. Antevendo grandes oportunidades com base nas novas informações, como por exemplo a correlação do poço Baleia-1A com a Bacia de Santos, o consórcio formado por Cobalt International Energy, Nazaki Oil and Gas, Alper Oil e Sonangol, assinaram um contrato de risco para o Bloco 21, na Bacia de Kwanza (United States, 2010). Além disso, a Cobalt também adicionou ao seu portfólio os blocos 20 e 09, situados na mesma bacia (Figura 3.1.12). Neste último ocorrera a descoberta de óleo no poço Denden-1 em 1983. A Petrobras não adquiriu novos blocos nesse leilão, concentrando seu foco exploratório nas oportunidades do bloco 26, no qual era a operadora (Figura 3.1.12).

3.2.1. Bloco 20

O Bloco 20 foi operado pela Cobalt International Energy (40%) em parceria com a Sonangol (30%), BP (20%) e China Sonangol International Holding Limited (10%). O poço Baleia-1A, mencionado anteriormente, havia sido perfurado neste bloco a uma distância de aproximadamente 60 km da costa (Figura 3.1.12), cota batimétrica de 1000 m e sobre um alto estrutural do embasamento (Figura 3.2.2). O poço Orca-1, perfurado em 2014, foi posicionado na mesma trapa testada pelo poço Baleia-1A (Figura 3.1.12). Ele constatou 138m de coluna de hidrocarbonetos em microbiolitos da Formação Cuvo Superior, sendo 27 m de gás e 111 m de óleo de 44 °API. Também foram constatados 56 m de reservatórios na Formação Toca. Em seguida foi perfurado o poço Orca-2, que constatou uma coluna de 150 m,

sendo 65 m de gás e 85 m de óleo de 32° API. Esse resultado confirmou a continuidade dos reservatórios Toca, a partir do Orca-1. O poço Orca-2 atingiu uma produção de 6650 bbl/dia após acidificação em teste de formação a poço revestido (Sonangol, 2018a).

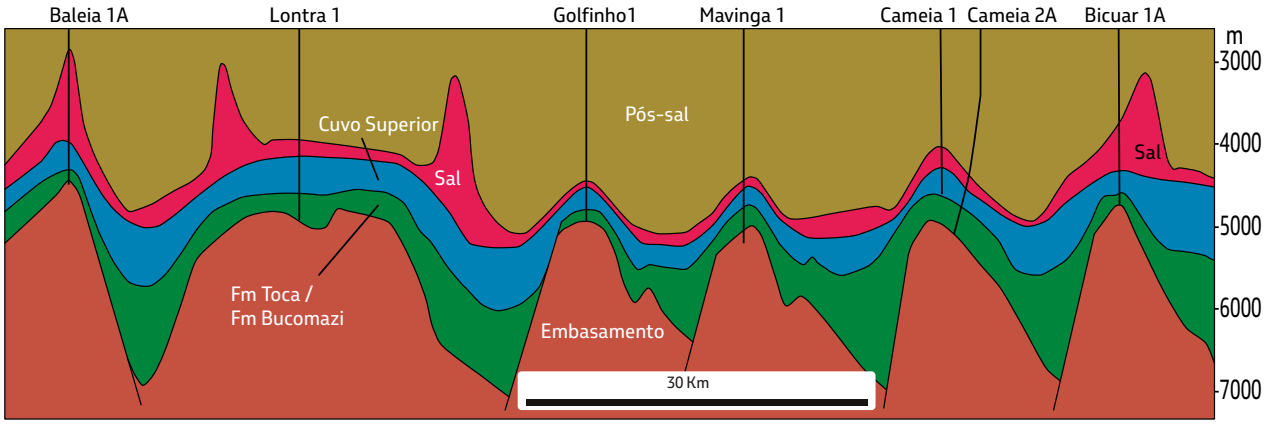


Figura 3.2.2 - Seção através de poços situados nos blocos 21 e 20, mostrando o padrão de trapas estruturais na base do sal. Localização no segmento BB' da Figura 3.1.12. Modificado de Cobalt International Energy (2012, 2015).

O poço Lontra-1, situado 50 km ao sudeste da trapa de Baleia, descobriu uma acumulação com uma área de 89 km² (Figura 3.2.2). Os reservatórios consistem em microbiolitos da Formação Cuvo Superior e calcários bioclásticos (coquinas) da Formação Toca, com boas permoporosidades [*sic*], formando uma coluna com 64 m de gás e 13 m de óleo. O teste de formação com poço revestido fluiu 2500 bbl/dia e 1,1 milhão m³/dia, valores equivalentes a 9000 barris de óleo equivalente/dia, com API variando entre 29° e 50° (Sonangol, 2018a). Os recursos recuperáveis dessa acumulação foram estimados entre 250 e 500 MMbbl (Sonangol, 2014a).

O poço Zalophus-1 atravessou 475 m de seção Pré-sal, constatando 44 m de reservatórios, com gás/condensado de 42° API e baixa concentração de CO_2 (Sonangol, 2018a) (Figura 3.1.12).

O poço Golfinho-1 atravessou 215 m de rochas do Pré-sal e constatou uma coluna de 189 m de condensado com 44 °API, em reservatórios com excelente qualidade [*sic*] (Figuras 3.1.12 e 3.2.2) (Sonangol, 2018a).

Em 2019, este bloco foi adquirido pela Total (50%), em parceria com a Sonangol (20%) e BP (30%), visando desenvolver um *hub* de produção entre as acumulações de Golfinho neste bloco e Cameia, Mavinga e Bicuar, no Bloco 21, também adquirido pela Total em parceria com a Sonangol (Total Energies, 2019).

3.2.2. Bloco 21

O campo de Cameia foi descoberto em 2012, através da perfuração do poço Cameia-1, pela Cobalt International Energy (40% - Operadora), em parceria com Nazaki Oil and Gas (30%), Alper Oil (10%) e Sonangol P&P (20%). Esse campo está localizado a cerca de 100 km da costa angolana, em lâmina d'agua de 1700 m (Figura 3.1.12 e figura 3.2.2). O campo consiste em uma trapa estrutural com aproximadamente

48 km², com o topo do reservatório a aproximadamente 4900 m. O selo é caracterizado por evaporitos da Formação Loeme, com espessuras que variam de 30m a mais de 300m, incluindo desde cicatriz de anidrita até pequenos domos de sais diversos (Figura 3.2.3).

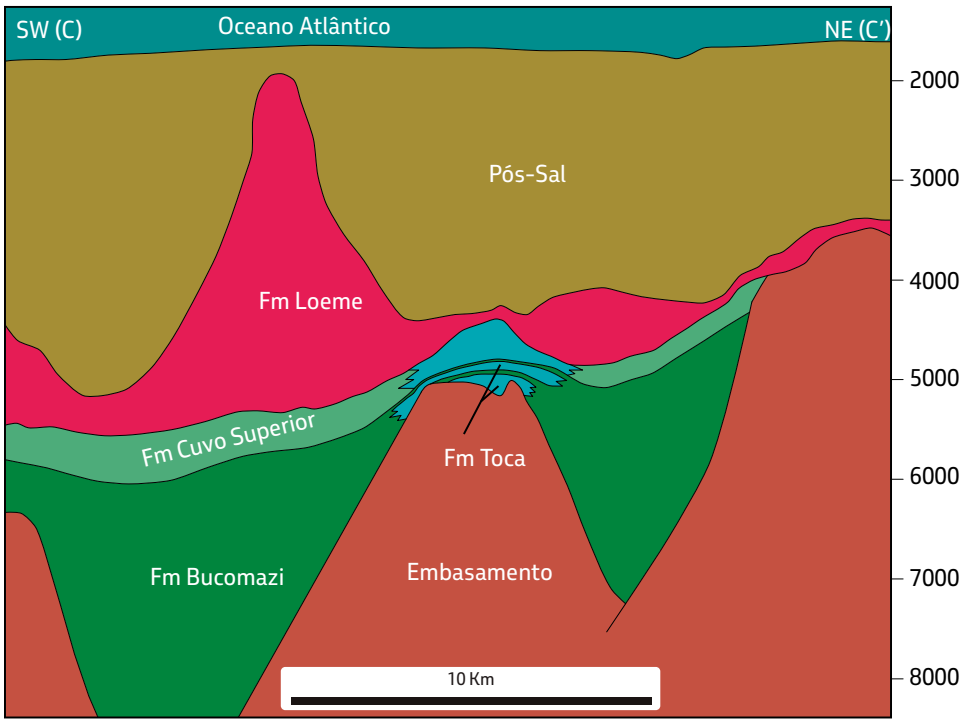


Figura 3.2.3 - Seção geológica SW-NE ao longo do campo de Cameia (Bloco 21). Localização no segmento CC' da Figura 3.1.12. Modificado de (Sonangol, 2018b).

O poço Cameia-1 foi perfurado em uma feição sísmica de crescimento carbonático (*build-up*) (Figura 3.2.3). Ele constatou aproximadamente 300 m de reservatórios na Formação Cuvo Superior, cujas principais fácies porosas são: microbiolitos compostos por chert, calcário e dolomito; grainstones dolomíticos e calcíticos; e packstones (Cazier et al., 2014; Saller et al., 2016). Nessas fácies os tamanhos dos poros variam entre nano poros e mega poros (raio das gargantas de poros <10 e >50 microns). Numerosos vugs com tamanhos de 2 a 4 mm foram identificados no testemunho e em perfil de imagem. O teste de formação a poço revestido revelou uma produtividade de 5000 bbl/dia e 0,4 MMm³ gás/dia, com diminuta perda de pressão do reservatório (Cazier et al., 2014). O poço de extensão Cameia-2 testou a continuidade desses reservatórios e ainda constatou potenciais reservatórios bioclásticos (coquinas) da Formação Toca. O fluido verificado na trapa é composto de condensado com 39 °API, rico em líquido (RLG de 295 stb/mmscfg / RGO de 603 m³/m³) e baixo conteúdo de enxofre. O alto estrutural de Cameia constitui um foco para migração secundária a partir dos grabens circunvizinhos preenchidos por seção Pré-sal (Cazier et al., 2014). A reserva recuperável reportada para este campo foi estimada entre 300 e 500 MMbbl (Cobalt International Energy, 2015).

O poço Bicuar-1A foi perfurado a 20 km ao sudeste do campo de Cameia (Figura 3.1.12), entre

2013 e 2014, e resultou na descoberta de uma acumulação de óleo e condensado (Cobalt..., 2014). Esse poço foi perfurado em uma trapa estrutural na base do sal, que coincide com um alto do embasamento (Figura 3.2.2). O poço constatou múltiplos reservatórios na Formação Cuvo Superior, totalizando um *net-to-gross* (NTG) de 22% com indícios de gás. Nos reservatórios da Formação Toca, o NTG é de 62%, com porosidade moderada e permeabilidade moderada a alta [*sic*] (Sonangol, 2018b). Segundo comunicado à imprensa, a descoberta ocorreu em reservatórios da Formação Toca, de idade Barremiano (coquinas), validando a presença de selo, trapa e reservatórios nessa seção. Não foram constatados contatos gás/óleo ou óleo/água nesses reservatórios (Cobalt..., 2014). A reserva estimada para essa acumulação varia entre 250 e 300 MMbbl recuperáveis (Sonangol, 2014a).

O poço Mavinga-1 foi perfurado em 2013, em uma expressiva trapa estrutural na base do sal (Figura 3.1.12 e figura 3.2.2). Nele foram constatados reservatórios na Formação Cuvo Superior, semelhantes aos encontrados nos poços Cameia, formando uma coluna de hidrocarbonetos de aproximadamente 35 m no poço, que atinge até 60 m no ápice da trapa (Sonangol, 2018b). A reserva tecnicamente [*sic*] recuperável dessa acumulação foi estimada como menor do que 100 MMbbl de óleo (Sonangol, 2014a).

A Total (80%) operadora e a Sonangol (20%) planejam produzir as acumulações de Cameia, Bicuar e Mavinga em conjunto com a acumulação de Golfinho, no bloco 20, conforme exposto acima (Total Energies, 2019).

O poço Mupa-1 atingiu uma acumulação subcomercial de gás/condensado em reservatórios do Aptiano Inferior (Figura 3.1.12) (Sonangol, 2018b).

3.2.3. Bloco 23

O poço Azul-1 foi um dos primeiros poços no Pré-sal *offshore* depois do leilão de 2011. Esse poço foi perfurado pela Maersk (50% - operadora), em parceria com a Svenska (30%) e Sonangol (20%), no Bloco 23 (Figuras 3.1.12 e 3.1.13), sob uma lâmina d'água de 920 m e com profundidade final de 5330 m. Testes a cabo indicaram uma produtividade de 3000 bbl/d em reservatórios do Pré-sal (Crossing..., 2014). Em 2016, a Maersk e Svenska cederam o total de suas participações no bloco 23 para a Sonangol (decreto executivo n°229/16, 13 maio de 2016).

3.2.4. Bloco 9

O Bloco 9 foi operado pela Cobalt International Energy, Inc (40%) em parceria com Alper Oil Limitada (10%), Nazaki Oil and Gaz SA (15%) e Sonangol (35%). Neste bloco que continha descobertas não comerciais (*e.g.*, poço Denden-1, descrito acima), foi perfurado o poço Loengo-1, em 2014. Este poço, situado em lâmina d'água de 605 m, atingiu a profundidade de -4100 m e testou uma trapa estrutural alongada na direção NS (Figuras 3.1.12 e 3.1.13). Loengo-1 foi inicialmente declarado como uma descoberta, mas posteriormente foi reclassificado como um poço seco (United States, 2017).

3.2.5. Bloco 26

Em 2012 foi perfurado pelo consórcio Petrobras (40%), operadora, BP Angola (40%) e

Sonangol E.P. (20%) o poço Ogonga-1, no Bloco 26, em uma lâmina d'água de 1876 m e distante 52 km da costa (Figura 3.1.12). Esse foi o primeiro e único poço exploratório perfurado pela Petrobras com o objetivo principal no Pré-sal, em Angola, após a descoberta do Pré-Sal na Bacia de Santos. Ele testou uma trapa estrutural na base do sal, com uma grande feição de crescimento carbonático (*build-up*), área de 87 km² e potencial médio de reserva de 555 MMbbl (Figuras 3.2.4a e 3.2.5). O principal reservatório constatado, na cota de -5040 m, consiste em calcários da Fm Cuvo Superior com dois intervalos litológicos distintos (Figura 3.2.4b). O intervalo superior consiste em 182 m de calcários pouco cimentados, com porosidades entre 8% e 24%. Dados de pré-testes indicaram intervalos com permeabilidades variando entre 0,6 e 430 mD (Figura 3.2.4b). O intervalo inferior consiste em 195 m de um protólito de calcário altamente alterado por diagênese hidrotermal, sendo caracterizado por brechas hidráulicas, dolomitos e silexitos (Figura 3.2.4b). Apesar desse intervalo apresentar boas porosidades, as permeabilidades foram inferiores a 17 mD. Abaixo dos reservatórios da Formação Cuvo Superior, ocorrem intercalações de rochas siliciclásticas, que podem ser da Fm Cuvo Superior ou Bucomazi, e rochas ígneas. As rochas siliciclásticas possuem porosidades entre 3% e 15% e permeabilidades abaixo de 0,025 mD (Figura 3.2.4b).

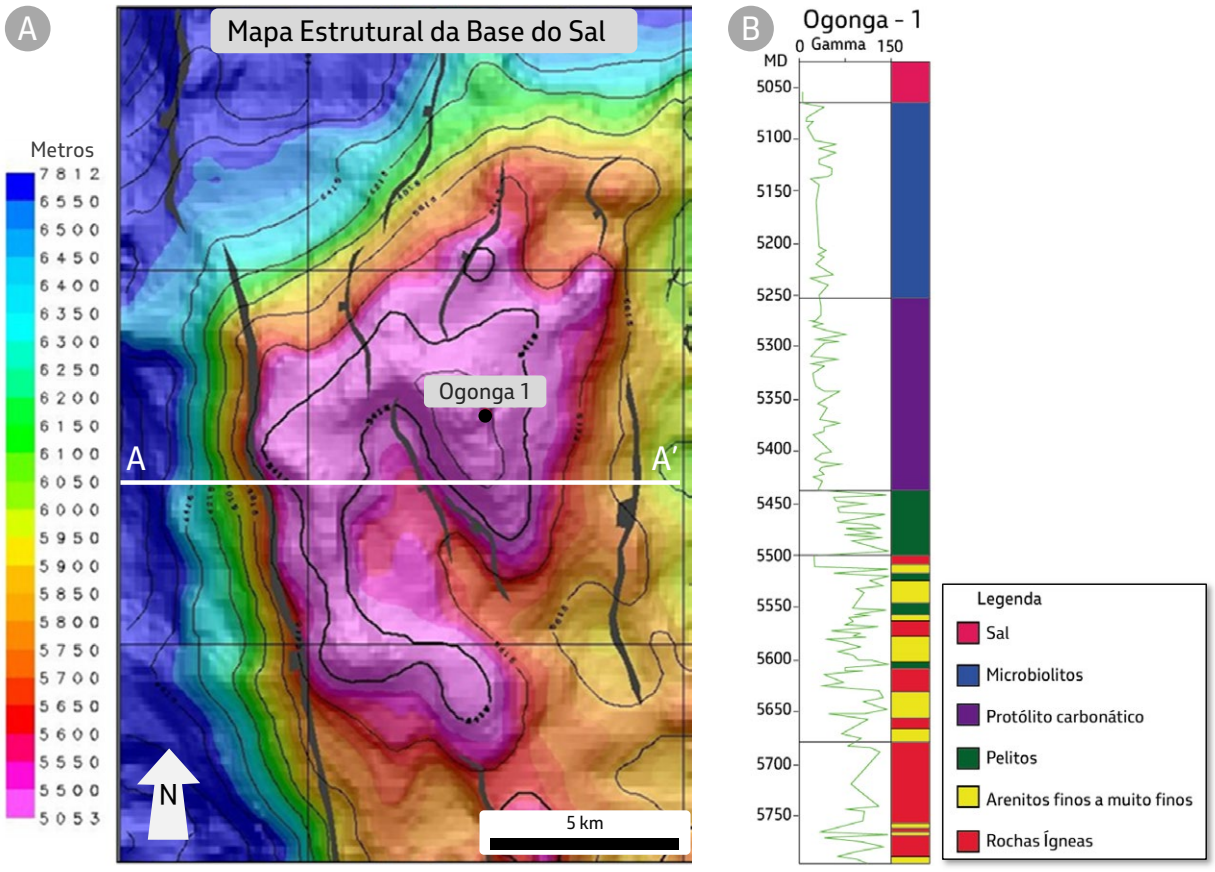


Figura 3.2.4 – Trapa de Ogonga: A) Mapa estrutural em profundidade da base do sal; B) Perfil da seção Pré-sal do poço Ogonga-1 com as principais litologias. Seção AA' na Figura 3.2.5.

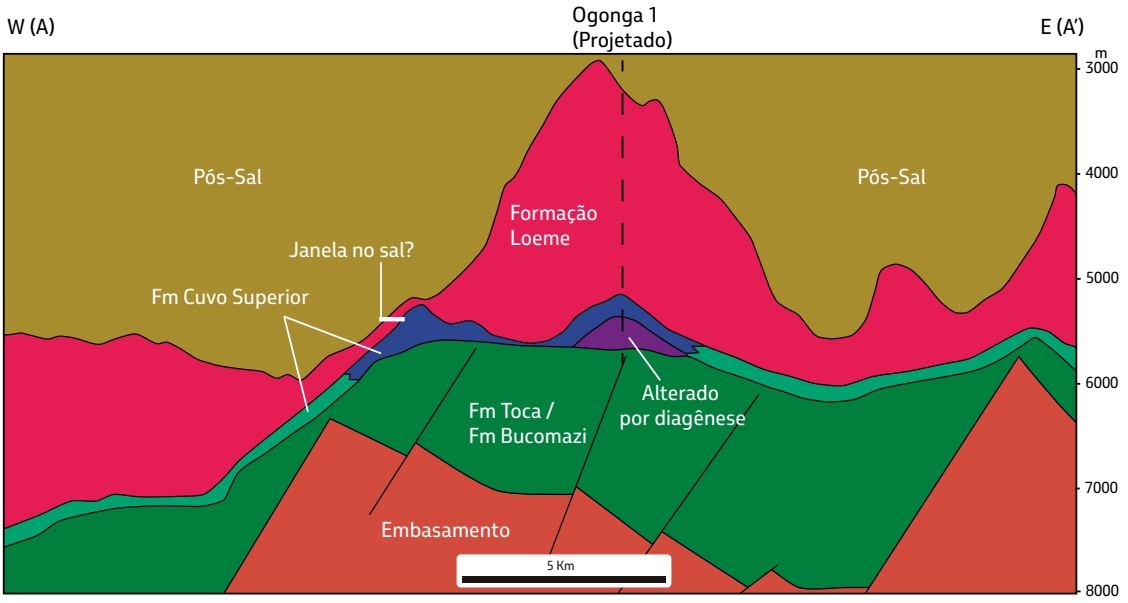


Figura 3.2.5 - Seção geológica através da trapa de Ogonga, mostrando feição de crescimento carbonático (***build-up***) na Formação Cuvo Superior. Notar a posição projetada da possível janela no sal. Localização na Figura 3.2.4.

O fluido encontrado no poço Ogonga-1 é composto por 97% em massa de CO_2. O contato fluido/água foi verificado a 190 m acima do *spill point* da trapa. Esse evento possivelmente se deve à presença de janelas no sal nas porções oeste e norte da trapa, aproximadamente coincidentes com a cota de -5385 m (Figura 3.2.5). Apesar dos dados disponíveis não permitirem uma conclusão categórica para os baixos teores de hidrocarbonetos e o preenchimento parcial da trapa, para todos os efeitos, a acumulação foi considerada não comercial.

3.2.6. Bloco 22

No bloco 22 foram perfurados os poços Locosso-1 e Catchimanha-1, sob lâminas d'agua de 900 e 1400 m, pelo consórcio Repsol (30% - operador), Statoil (20%) e Sonangol E.P (50%) (Figura 3.1.12). O poço Locosso-1 (2014) descobriu óleo no Pré-sal a aproximadamente 4300 m de profundidade, derivado de rochas geradoras imaturas a pouco maturas (Baudino *et al.*, 2018; Martínez *et al.*, 2018). O poço Catchimanha-1 (2015) descobriu gás no Pré-sal com elevada concentração de CO_2 (>80%) em profundidades maiores do que de 5600 m, possivelmente derivados de craqueamento de óleo (Baudino *et al.*, 2018; Martínez *et al.*, 2018). A reserva *in place* estimada desta descoberta foi de 1,4 TCF (Sonangol, 2016). Em 2016, foi concedida uma extensão de dois anos para a fase exploratória do Bloco 22 (Spain's..., 2016). Até a presente data não foram reportados outros poços no Bloco 22 e ele está reportado como em processo de abandono no mapa de concessões da Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustíveis de Angola de Angola (ANPG, 2021).

3.2.7. Bloco 24

O poço Katambi-1 foi perfurado pela BP (50% - Operadora) e Sonangol (50%) no Bloco 24/11 (Figura 3.1.12), entre 2014 e 2015, na Bacia de Benguela, sob uma lâmina d'água estimada de 1500 m. Esse poço descobriu uma acumulação de gás e condensado no Pré-sal a aproximadamente -5700 m de profundidade (British Petroleum, 2017; Baudino *et al.*, 2018), sendo a sua reserva inicial *in place* estimada em 280 MMbbl e 8 TCF (Sonangol, 2016). Em 2017, a BP vendeu sua participação no bloco para a Sonangol por considerá-lo não comercial (British Petroleum, 2018). Atualmente ele está reportado como em processo de abandono no mapa de concessões da ANPG (ANPG, 2021).

3.2.8. Poços distais da Bacia de Kwanza

Em 2014, a campanha exploratória no Pré-sal da Bacia de Kwanza avançou para o *offshore* mais profundo e distante da costa, com resultados que desapontaram a indústria petrolífera (Tabela 3.2.1 e Figura 3.2.6). Com exceção dos poços Omosi-1 e Puma-1, com acumulações não comerciais de gás, todos foram reportados como secos (Figura 3.2.6).

Tabela 3.2.1 - Lista de poços pioneiros perfurados no *offshore* mais distal e profundo da Bacia de Kwanza, após 2006. Localização dos poços na Figura 3.2.6.

Nome	Classificação[1]	Final Perf.	Lâmina d´água (m)	Prof. Final (m)	Bloco
Dilolo 1	Seco	set-14	1772	5322	39
Jacare 1	Seco	nov-14	1441		38
Kamoxi 1	Seco	out-14	2084	6565	36
Omosi 1	Gás	abr-15	1912	6289	7
Puma 1[2]	Gás >80% de CO2	Jun-14	1755		25
Umbundu 1	Seco	fev-15	1973		40
Vali 1	Seco	jun-15	1936	6768	37

1 - Baudino *et al.* (2018); 2 - Raras informações disponíveis sobre este poço. Atualmente o bloco 25 está indicado como em processo de abandono no mapa de conceções da ANPG (ANPG, 2021)

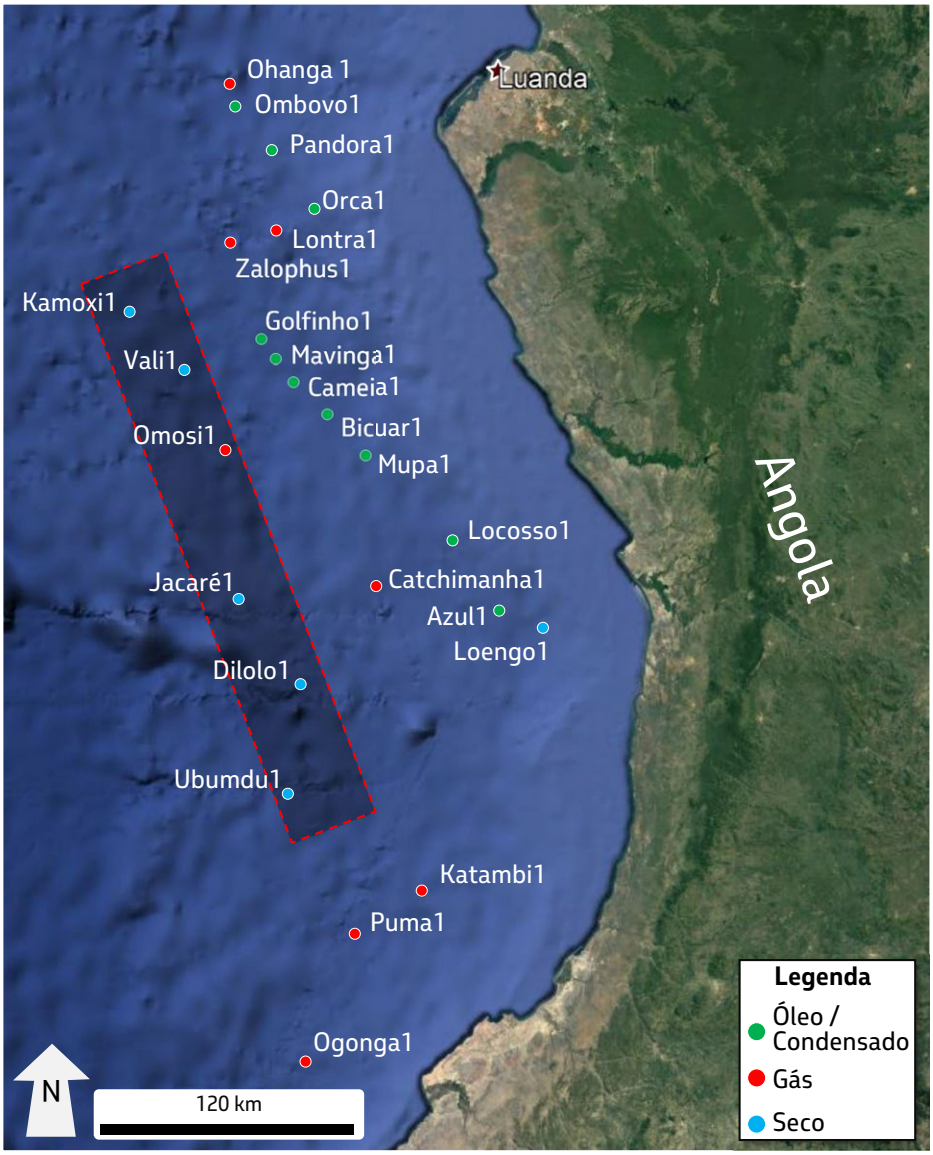


Figura 3.2.6 - Poços pioneiros no Pré-sal da Bacia de Kwanza com destaque para os poços mais distantes da costa (retângulo sombreado e tracejado em vermelho). Tipos de fluidos de Baudino *et al.* (2018). Imagem Google Earth™.

3.3. Poços distais das bacias do Gabão e Congo

Os poços Padouk Deep, no Bloco Ntsina, e Okala-1, no Bloco Mbeli, foram perfurados em 2014 no *offshore* profundo da Sub-bacia do Gabão Norte, em um consórcio formado entre a Ophir Gabon Ltd (40%), operadora, Petrobras Oil & Gas BV (50%) e OMV AG (10%) (Figura 3.3.1). O poço Padouk Deep, localizado em uma lâmina d'água de 825 m, foi finalizado em março de 2014 na cota de -3290 m. Ele constatou arenitos das formações Gamba e Coniquet/Dentale no Pré-sal, com boas características de reservatório [*sic*]. No entanto, os volumes de hidrocarbonetos foram insuficientes para configurar uma acumulação comercial (Ophir's..., 2014) (Figura 3.3.2). O poço Okala-1, concluído em junho de 2014, está situado em uma lâmina d'água de 780 m e foi finalizado na cota de -4219 m. Ele constatou arenitos das formações Gamba e Dentale no Pré-sal, sem indícios de hidrocarbonetos (Figura 3.3.2) (No..., 2014).

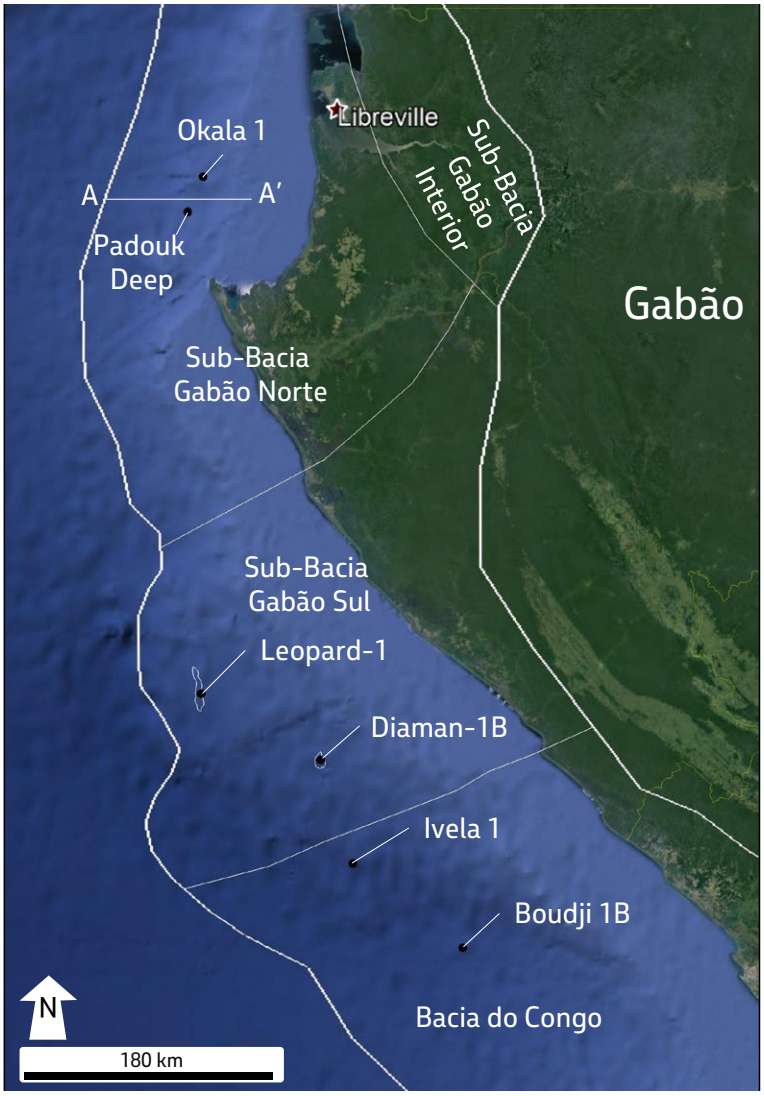


Figura 3.3.1 – Poços perfurados no Pré-sal em águas profundas das Sub-bacias do Gabão Norte e Sul e Bacia do Congo. Seção AA' na Figura 3.3.2. Imagem Google Earth™.

Na Sub-bacia do Gabão Sul foram descobertas as acumulações de gás Leopard e Diaman no Pré-sal (Figura 3.3.1). O poço Leopard-1 foi perfurado pela Shell Offshore Central Gabon Ltd e CNOOC International Ltd, em outubro de 2014. Este poço está situado a 145 km da costa, sob uma lâmina d'água de 2100 m e atingiu a profundidade final de 5060 m. Ele testou uma coluna de aproximadamente 200 m de gás no Pré-sal (Shell, 2014). Os reservatórios correspondem a arenitos da Formação Gamba (République Gabonaise, 2018; Younis et al., 2018). Um poço de extensão, Leopard-2S, foi perfurado com êxito entre 2015 e 2016 (CNOOC, 2016). O poço Diaman-1B foi perfurado pela Total Gabon, Marathon Gabon e CIE Gabon Diaba em agosto de 2013 (Figura 3.3.1). Ele está situado a aproximadamente 100 km da costa, sob uma lâmina d'água de 1730 m e atingiu a profundidade final de 5585 m (Marathon Oil, 2013). Os reservatórios consistem em aproximadamente 50 m de arenitos da Formação Gamba, portadores de gás e condensado (Marathon Oil, 2013; République Gabonaise, 2018; Younis *et al.*, 2018). Não existem informações sobre o início da produção dessas descobertas.

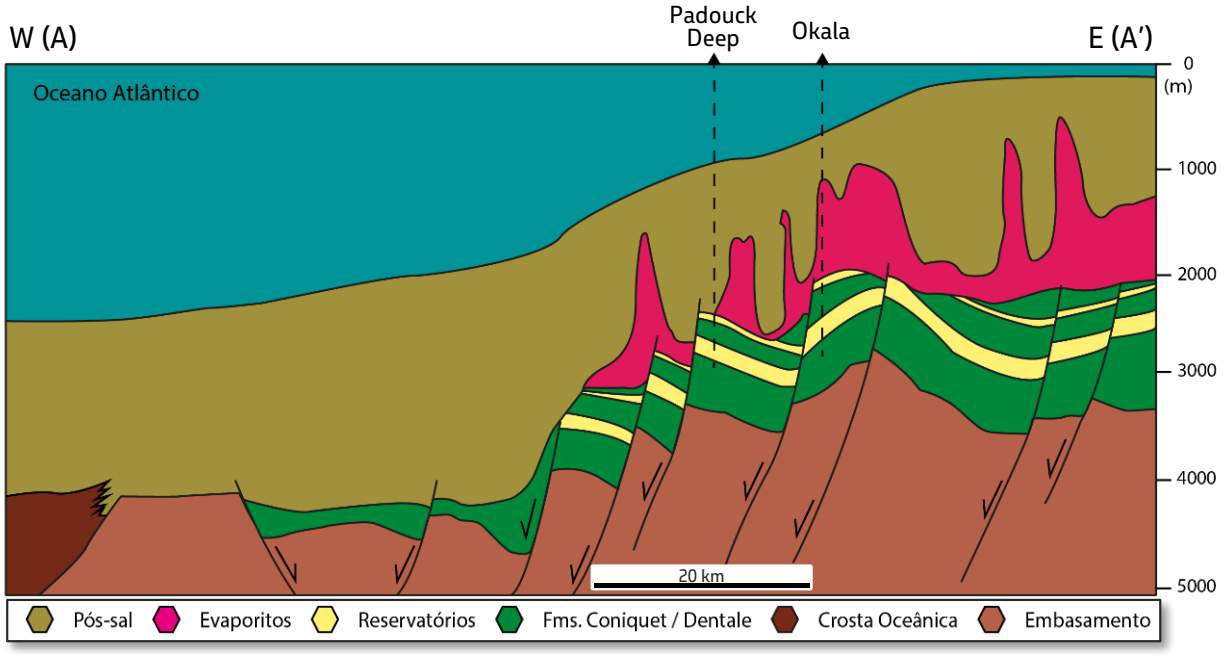


Figura 3.3.2 –Seção geológica através dos poços Padouk Deep e Okala-1 na porção *offshore* de águas profundas da Bacia do Gabão Norte. Localização da seção AA' na Figura 3.3.1. Modificado de Ophir (2014).

Na Bacia do Congo foram descobertas as acumulações Boudji e Ivela (Figura 3.3.1). Boudji-1, foi perfurado pela Petronas, em agosto de 2018, sob lâmina d'água de 2800 m até a profundidade final de 5440 m. Ele descobriu uma coluna de 90 m de óleo e gás em reservatórios de arenitos do Pré-sal, com excelentes propriedades permoporosas (Petronas, 2018). Outra acumulação em águas profundas da Bacia do Congo foi descoberta pelo poço Ivela-1. Este foi perfurado pela Repsol Libreville AS, em março de 2018, sob lâmina d'água de 2670 m e com profundidade final de 5487 m (Woodside..., 2018). Os reservatórios são arenitos portadores de óleo, formando uma coluna de 98 m (Woodside, 2018). De acordo com Woodside (2018), ambas a acumulações são não comerciais, devido a elevada lâmina d'água. Contudo, os poços provaram um sistema petrolífero ativo, com geração de óleo e gás nessa região.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÃO

Os dados apresentados permitem algumas considerações a respeito do Pré-sal da Província Costeira do Centro Oeste Africano (PCOA). A exploração do Pré-sal, no prolífico alinhamento entre a Sub-bacia do Gabão Sul e a Bacia do Baixo Congo, aparentemente está em uma fase madura, visto que a última descoberta relevante, o campo M´Boundi, no *onshore* da Bacia do Baixo Congo, ocorreu em 2001. Ademais, o desinvestimento em campos maduros, como por exemplo Rabi-Kounga e Gamba-Ivinga, e em infraestrutura de oleodutos e terminais de exportação no Gabão, realizado por grandes petrolíferas, é um sinal de menores chances de incremento de reservas na região (Shell, 2017; Total Energies, 2017).

Em Angola existe um potencial para o Pré-sal na porção *onshore* das bacias de Kwanza

e do Baixo Congo, tanto em calcários quanto em arenitos. Estimativas dos recursos *in situ* nessas bacias, incluindo oportunidades no Pré-sal e Pós-sal, indicaram volumes de aproximadamente 5300 MMbbl (Sonangol, 2014b). Em 2021, três blocos no *onshore* da Bacia do Baixo Congo e seis na Bacia de Kwanza foram arrematados em leilão realizado pela ANPG (Angola..., 2021). No entanto, ainda não foram reportados resultados sobre esses blocos.

As descobertas do Pré-sal na Bacia de Santos, em 2006, estimularam a busca por oportunidades semelhantes no *offshore* da PCOA. A campanha exploratória que se seguiu visou inicialmente a Bacia de Kwanza, devido a natureza carbonática da sua seção Pré-sal. Nela foram indentificadas diversas trapas estruturais na base do sal, com potencias reservatórios de microbiolitos sobre altos estruturais do embasamento, análogos às descobertas da Bacia de Santos. A primeira descoberta de grande impacto dessa campanha foi o campo de Cameia, com volumes entre 300 e 500 MMbbl de condensado recuperáveis. Na sequência, outras descobertas aconteceram em contextos geológicos similares, mas com fluidos variados. A Petrobras perfurou, sem êxito, o poço Ogonga-1, na Bacia de Benguela, em 2012, testando uma trapa estrutural na base do sal cujo fluido predominante constatado foi CO_2. Este resultado e a análise econômica das oportunidades, na época, desencorajaram a Petrobras de prosseguir na exploração do Pré-sal em Angola.

De modo contínuo, a exploração avançou para o *offshore* mais distal e profundo da Bacia de Kwanza, visando a acumulações ao estilo de Cameia. No entanto, os resultados foram modestos, com vários poços secos e nenhuma grande descoberta anunciada. Atualmente, os volumes descobertos nessa bacia não rivalizam com as reservas encontradas em Santos, mas positivamente viabilizaram o avanço da sua exploração *offshore*.

A exploração do Pré-sal também avançou no *offshore* profundo nas bacias do Gabão e do Congo, após 2006. Como resultado foram descobertas duas acumulações na Sub-bacia do Gabão Sul e duas na Bacia do Congo, em lâminas d'águas superiores a 1700 m e em reservatórios siliciclásticos. A Petrobras participou da perfuração de dois poços na Sub-Bacia do Gabão Norte em 2014. Ambos atingiram reservatórios areníticos das formações Gamba e Dentale, sendo uma descoberta não comercial e um poço seco. Os resultados obtidos ainda não estimularam uma robusta campanha exploratória para o Pré-sal no *offshore* profundo nessas bacias.

Por fim, o Pré-sal em águas profundas e ultraprofundas na PCOA apresenta um potencial exploratório condizente com a presença de sistemas petrolíferos ativos e uma baixa densidade de poços exploratórios. Nas bacias do Congo, Gabão, Kwanza e Benguela, os maiores riscos estão associados às dimensões dos reservatórios e trapas, principalmente sobre a perspectiva de acumulações de gás. Nas bacias de Kwanza e Benguela, também existem riscos associados à geração e presença de CO_2, conforme constatado nos poços Ogonga-1, Catchimanha-1 e Puma-1. Os mesmos riscos podem ser assumidos

para a Bacia de Namibe, que ainda está em um estágio inicial de exploração. As bacias de Douala, Rio Muni e Kribi-Campo apresentam maiores riscos para todos os elementos do sistema petrolífero no Pré-sal.

AGRADECIMENTOS

As informações contidas neste capítulo são fruto do trabalho de muitos profissionais, que ao longo de décadas contribuíram para o entendimento da geologia nas áreas aqui descritas. Agradecemos aos revisores geólogos Alcindo Raulino Moritz Junior, Dr. Claudio Valdetaro Madeira, Me. Marco Antonio Carlotto pela valiosa contribuição e, principalmente, à revisora Me. Fátima Regina Blanco de Dios pelas importantes recomendações ao longo das duas revisões que realizou no texto.

REFERÊNCIAS

ABILIO, S.; INKOLLU, S. N. M. Namibe basin: geology and hydrocarbon potential, Angola. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 73, n. 3, CONF-890404, 1989.

AGÊNCIA NACIONAL DE PETRÓLEO, GÁS E BIOCOMBUSTÍVEIS DE ANGOLA. **Mapa de concessão**. Luanda: ANPG, 2021.

AGYINGI, C. M.; ABANDA, P. A.; FOZAO, K. F.; NJOH, O. A.; EPANTY, A. F.; TANGKO, N. C.; KWANGKAM, F. N.; ESEME, E. Geochemistry of seep and produced oil samples from southern Cameroon. **Journal of Petroleum Geology**, Beaconsfield, v. 42, n. 2, p. 193-206, 2019.

ARAI, M. Revisão estratigráfica do Cretáceo Inferior das bacias interiores do Nordeste do Brasil. **Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 1, p. 7-15, 2007.

ASLANIAN, D.; MOULIN, M.; OLIVET, J.-L.; UNTERNEHR, P.; MATIAS, L.; BACHE, F.; RABINEAU, M.; NOUZÉ, H.; KLINGELHEOFER, F.; CONTRUCCI, I.; LABAILS, C. Brazilian and african passive margins of the central segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 468, n. 1/4, p. 98-112, Apr. 2009.

ASMUS, H. E.; BAISCH, P. R. Geological evolution of the brazilian continental margin. **Episodes**, Otawa, v. 6, n. 4, p. 3-9, Dec. 1983.

ASMUS, H. E.; PORTO, R. Diferenças nos estágios iniciais da evoluçao tectônica da margem continental leste brasileira: possíveis causas e implicaçoes. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário Camboriú. **Anais** [...]. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. v. 1, p. 225-239.

AUSTIN JUNIOR., J. A.; UCHUPI, E. Continental-oceanic crustal transition off Southwest Africa. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 66, n. 9, p. 1328-1347, Sept. 1982.

BATE, R. H. Non-marine ostracod assemblages of the Pre-Salt rift basins of West Africa and their role in sequence stratigraphy. In: CAMERON, N. R.; BATE, R. H.; CLURE, V. S. (ed.). **The**

oil and gas habitats of the South Atlantic. London: Geological Society, 1999. p. 283-292. (Geological Society of London. Special publication, 153).

BAUDINO, R.; PONTET, M.; MANAS, M.; HERRA, A.; SANDERS, C.; BADALI, M.; TOCCO, R.; MARTINEZ, S.; TRITLLA, J.; LOMA, R.; CARRASCO, A.; PADRON, S.; MORA, S. Modelling petroleum systems of hyperextended margins: Angola case study. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. EUROPE REGIONAL CONFERENCE, 2018, Lisbon. [**Abstracts of the**] **AAPG Annual Meeting**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2018.

BAUDOUY, S.; LEGORJUS, C. Sendji field - people's Republic of Congo: Congo Basin. *In*: FOSTER, N. H.; BEAUMONT, E. A. (comp.). **Structural traps**. Tulsa: American Association os Petroleum Geologists, 1991. v. 5, p. 121-149. (American Association of Petroleum Geologists. Treatise of petroleum geology. Atlas of oil and gas fields).

BECKMAN, J. Multi-field condensate project will re-vamp Angola block 0 gas management. **Offshore**, Conroe, 1 Oct. 2003.

BEGLINGER, S. E.; DOUST, H.; CLOETINGH, S. Relating petroleum system and play development to basin evolution: West African South Atlantic basins. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 30, n. 1, p. 1-25, Feb. 2012.

BERANN, H. C.; HEEZEN, B. C.; THARP, M. [**Manuscript painting of Heezen-Tharp "World ocean floor" map by Berann**]. [S. l.: s. n., 1977?]. 1 mapa, color., 106 x 189 cm. Disponível em: https://www.loc.gov/item/2010586277/. Acesso em: 1 jul. 2021

BERGMAN, S. C.; ELDRETT, J. S.; MINISINI, D. Phanerozoic large igneous province, petroleum system, and source rock links. *In*: ERNST, R. E.; DICKSON, A. J.; BEKKER, A. (ed.). **Large igneous provinces**: a driver of global environmental and biotic changes. Hoboken: Wiley, 2021. p. 191-228. (Geophysical Monograph, 255).

BLACK, B. A.; GIBSON, S. A. Deep carbon and the life cycle of large igneous provinces. **Elements**: an international magazine of mineralogy, geochemistry, and petrology, Quebec, v. 15, n. 5, p. 319-324, 2019.

BOEUF, A. G.; CLIFF, W. J.; HOMBROEK, A. R. Discovery and development of the Rabi-Kounga field: a giant oil field in a Rift Basin, Onshore Gabon. *In*: WORLD PETROLEUM CONGRESS, 13., 1991, Buenos Aires. **Proceedings** [...]. Chichester: J. Wiley, 1991. p. 33-46.

BRACCINI, E.; DENISON, C. N.; SCHEEVEL, J. R.; JERONIMO, P.; ORSOLINI, P.; BARLETTA, V. A revised chrono-lithostratigraphic framework for the Pre-Salt (Lower Cretaceous) in Cabinda, Angola. **Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine**, Pau, v. 21, n. 1, p. 125–151, 1997.

BRACKEN, B. R. Syn-rift lacustrine beach and deltaic sandstone reservoirs-pre-salt (lower Cretaceous) of Cabinda, Angola, west Africa. *In*: LOMANDO, A. J.; SCHREIBER, C.; HARRIS, P. M.

(ed.). **Lacustrine reservoirs and depositional systems**. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 1994. p. 173-200. (Society for Sedimentary Geology. Core workshop, 19)

BRADLEY, C.; SAUNDERS, C. Carbonate play prospectivity in Angola's 2019 licensing round. **First Break**, Oxford, v. 38, n. 5, p. 77-82, May 2020.

BRADLEY, D. C. Passive margins through earth history. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 91, n. 1-4, p. 1-26, Dec. 2008.

BRAY, R.; LAWRENCE, S.; SWART, R. Source rock, maturity data indicate potential off Namibia. **Oil and Gas Journal**, Tulsa, v. 96, n. 32, p. 84-88, Aug. 1998.

BRICE, S. E.; COCHRAN, M. D.; PARDO, G.; EDWARDS, A. D. Tectonics and sedimentation of the South Atlantic Rift Sequence: Cabinda, Angola: rifted margins: field investigations of margin structure and stratigraphy. *In*: WATKINS, J. S.; DRAKE, C. L. (ed.). **Studies in continental margin geology**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1982. p. 5-18. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 34).

BRINK, A. H. Petroleum geology of Gabon basin. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 58, n. 2, p. 216-235, Feb. 1974.

BRITISH PETROLEUM. **BP 2Q 2017 exploration highlights**. United Kingdom, 29 June 2017. Disponível em: https://www.bp.com/en/global/corporate/news-and-insights/press-releases/bp-2q-2017-exploration-highlights.html. Acesso em: 01 jul. 2021.

BRITISH PETROLEUM. **BP annual report and form 20-F 2017**. London: British Petroleum, 2018. Disponível em: https://www.bp.com/content/dam/bp/business-sites/en/global/corporate/pdfs/investors/bp-annual-report-and-form-20f-2017.pdf. Acesso em: 21 jun. 2021.

BROGNON, G. P.; VERRIER, G. R. Oil and geology in Cuanza Basin of Angola. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 50, n. 1, p. 108-158, Jan. 1966.

BROWNFIELD, M. E. Assessment of undiscovered oil and gas resources of the West-Central Coastal Province, West Africa. *In*: BROWNFIELD, M. E. (comp.). **Undiscovered oil and gas resources of the West-Central Coastal Province, West Africa**. [United States]: United States Geological Survey, 2016. cap. 7. (Digital Data Series, 69-GG)

BROWNFIELD, M. E.; CHARPENTIER, R. R. **Geology and total petroleum systems of the west-central coastal province (7203), West Africa**. [United States]: United States Geological Survey, 2006. 52 p. (U.S. Geological Survey Bulletin, 2207-B).

BUITER, S. J. H.; TORSVIK, T. H. A review of Wilson Cycle plate margins: a role for mantle plumes in continental break-up along sutures? **Gondwana Research**, Osaka, v. 26, n. 2, p. 627-653, Sept. 2014.

BURKE, K.; SENGÖR, A. M. C. Ten metre global sea-level change associated with South Atlantic Aptian salt deposition. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 83, n. 1/4, p. 309-312, Sept. 1988.

BURWOOD, R. Angola: source rock control for Lower Congo Coastal and Kwanza Basin petroleum systems. *In*: CAMERON, N. R.; BATE, R. H.; CLURE, V. S. (ed.). **The oil and gas habitats of the South Atlantic**. London: Geological Society, 1999. p. 181-194. (Geological Society of London. Special Publication, v. 153).

BURWOOD, R.; LEPLAT, P.; MYCKE, B.; PAULET, J. Rifted margin source rock deposition: a carbon isotope and biomarker study of a west African Lower Cretaceous "Lacustrine" section. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 19, n. 1/3, p. 41-52, Dec. 1992.

BURWOOD, R.; WITTE, S. M. DE; MYCKE, B.; PAULET, J. Petroleum geochemical characterisation of the Lower Congo coastal basin Bucomazi Formation. *In*: KATZ, B. J. (ed.). **Petroleum source rocks**. Berlin: Springer, 1995. p. 235-263.

CARMINATTI, M.; WOLFF, B.; GAMBOA, L. New exploratory frontiers in Brazil. *In*: WORLD PETROLEUM CONGRESS, 19., 2008, Madrid. **Proceedings** [...]. London: Energy Institute, 2008. Paper WPC-19-2802.

CASTRO, G. M. A. **Halocinese e tectônica de rafts na bacia emersa de Benguela (Angola)**: dados de campo, modelagem física e restauração estrutural. 2014. 191 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

CAZIER, E. C.; BARGAS, C.; BUAMBUA, L.; CARDOSO, S.; FERREIRA, H.; INMAN, K.; LOPES, A.; NICHOLSON, T.; OLSON, C.; SALLER, A.; SHINOL, J. Petroleum geology of Cameia Field, deepwater pre-salt Kwanza Basin, Angola, West Africa. **AAPG Search and Discovery**, Tulsa, article 20275, 27 Oct. 2014.

CERLING, T. E. Chemistry of closed basin lake waters: a comparison between African Rift Valley and some central North American rivers and lakes. *In*: GIERLOWSKI-KORDESCH, E.; KELTS, K. (ed.). **Global geological record of lake basins**. New York, N.Y.: Cambridge University Press, 1994. v. 1, p. 29-30, 1994.

CESERO, P.; PONTE, F. C.; NORTHFLEET, A. A.; GONÇALVES, A.; TEIXEIRA NETTO, FRANÇA, A. M. C.; PENNA, C. A. T.; SILVA, C. A. M.; RIBEIRO, E. M.; ROSA, G. B.; LOPES, A.; RIBEIRO, J. C.; NEVES, L. E.; SILVA, O. B.; ARARIPE, P. T.; SOUZA, U. P. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 11, n. 1/2, p. 1-18, jan./dez. 1997.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 213, n. 1-2, p. 97-138, Oct. 1992.

CHINA NATIONAL OFFSHORE OIL CORPORATION LIMITED. **2016 mid-year review**. China: CNOOC Limited, 2016. Disponível em: https://www.cnoocltd.com/attach/0/1608241620578637248.pdf. Acesso em: 21 jun. 2021.

COBALT INTERNATIONAL ENERGY. **Company presentation**. Houston, Mar. 2012. Disponível em: https://estatedocbox.com/95221020-Buying_and_Selling_Homes/March-2012-cameia-1-well-test-offshore--angola-february-2012.html. Acesso em: 01 jul. 2021.

COBALT INTERNATIONAL ENERGY. **Pivoting to development at an opportune time**. *In*: CREDIT SUISSE ANNUAL ENERGY SUMMIT, 20., 2015, Vail. [**Proceedings**]. [Vail]: Credit Suisse, 2015.

COLE, G. A.; REQUEJO, A. G.; ORMEROD, D.; YU, Z.; CLIFFORD, A. Petroleum geochemical assessment of the Lower Congo Basin. *In*: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (ed.). **Petroleum systems of South Atlantic margins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2000. p. 325-339. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 73).

COSTA, J. L.; SCHIRMER, T. W.; LAWS, B. R. Lower Congo basin, deepwater exploration province, offshore west Africa. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 83, n. 12, Dec. 1999.

COSTA, J. L.; SCHIRMER, T. W.; LAWS, B. R. Lower Congo Basin, deep-water exploration province, offshore west Africa. *In*: DOWNEY, M. W.; THREET, J. C.; MORGAN, W. A. (ed.). **Petroleum provinces of the twenty-first century**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2001. p. 517-530. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 74).

COSTIER, L.; MITROSHKIN, V. G.; HAYES, H. M. Locating the remaining oil (LTRO) and delivering opportunities in a mature, declining oil field. *In*: SOCIETY OF PETROLEUM ENGINEERS. NIGERIA ANNUAL INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 34., 2010, Tinapa-Calabar. [**Conference papers of the] Nigeria Annual International Conference and Exhibition**. [Richardson]: Society of Petroleum Engineers, 2010. SPE-140636-MS.

COWARD, M. P.; PURDY, E. G.; RIES, A. C.; SMITH, D. G. The distribution of petroleum reserves in basins of the South Atlantic margins. *In*: CAMERON, N. R.; BATE, R. H.; CLURE, V. S. (ed.). **The oil and gas habitats of the South Atlantic**. London: Geological Society, 1999. p. 101-131. (Geological Society of London. Special publication, 153).

CROSSING new frontiers: Angola's pre-salt. **Universo**, London, p. 46-49, Sept. 2014.

CURY, L. F.; SWART, R.; PRESENT, T.; GROTZINGER, J. P. **The paleogeography conditions of pre-salt Aptian units of Namibe Basin, Angola**. *In*: AMERICAN GEOPHYSICAL UNION FALL MEETING, 2019, San Francisco. [Proceedings] ... Washington: American Geophysical Union, 2019. PP41C-1583.

DAILLY, P. Tectonic and stratigraphic development of the Rio Muni Basin, Equatorial Guinea:

the role of transform zones in Atlantic Basin evolution. *In*: MOHRIAK, W.; TAIWANI, M. (ed.). **Atlantic rifts and continental margins**. Washington: American Geophysical Union, c2000. p. 105-128. (Geophysical monograph series, 115).

DALE, C. T.; LOPES, J. R.; ABILIO, S. Takula oil field and the greater Takula area, Cabinda, Angola. *In*: OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE, 22., 1990, Houston. **Proceedings** [...]. Richardson: Offshore Technology Conference, 1990. OTC-6269-MS.

DALE, C. T.; LOPES, J. R.; ABILIO, S. Takula oil field and the greater Takula area, Cabinda, Angola. *In*: HALBOUTY, M. T. (ed.). **Giant oil and gas fields of the decade 1978-1988**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1992. p. 197-215. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 54).

DANFORTH, A. Petroleum systems of the coastal Kwanza and Benguela basins, Angola. **Houston Geological Society Bulletin**, Houston, v. 41, n. 2, p. 18-21, Oct. 1998.

DAVISON, I. Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basins. *In*: Ries, A. C.; Butler, R. W. H.; Graham, R. H. (ed.). **Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward**. London: Geological Society, 2007. p. 345–359. (Geological Society of London. Special publication, 272).

DESTRO, N.; NUNES, M. C. DE V.; SZATMARI, P.; LOBO, J. T.; MILANI, E. J. **Magmatismo na sequência pré-sal da Bacia de Santos: sismofácies, geocronologia, correlação sismoestratigráfica e petrogênese, 2º relatório parcial.** Rio de Janeiro. PETROBRAS/CENPES/PDEXP/GEOTEC, 2009. Relatório Técnico.

DIAS-BRITO, D. Paleo-ecological evolution of the Campos basin during the deposition of calcilutites, marls and folhehos of the Macaé formation. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 25, n. 2, p. 84-97, abr./jun. 1982.

DIAS-BRITO, D. The Meso-Cretaceous of the Campos basin e a contribution to the paleo-oceanography of the early South Atlantic. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 17, p. 162-167, jun. 1987.

EDWARDS, A.; BIGNELL, R. Hydrocarbon potential of W. African salt basin. **Oil and Gas Journal**, Tulsa, v. 86, n. 50, p. 71-74, 1988a.

EDWARDS, A.; BIGNELL, R. Nine major play types recognized in salt basin. **Oil and Gas journal**, Tulsa, v. 86, n. 51, p. 55-58, 1988b.

ESSI, M.-F. M.; ATANGANA, J. Q. Y.; ESSI, J. M. A.; YEM, M.; BIOUELE, S. E. A.; NGUEMA, P.; NTSENGUE, C. T. Stratigraphical nature of the Top Albian surface, from seismic and wells data analyses, in the south Sanaga area (Cameroon Atlantic margin): palaeogeographical significance and petroleum implications. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 129, 105073, Jul. 2021.

ESTRELLA, G. O. O estágio rift nas bacias marginais do leste brasileiro. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. 1972, Belém. **Anais**

[...]. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. v. 3, p. 29-34.

EVANS, R. Origin and significance of evaporites in basins around Atlantic margin. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 62, n. 2, p. 223-234, Feb. 1978.

FERNANDEZ, O.; OLAIZ, A.; CASCONE, L.; HERNANDEZ, P.; PEREIRA, A. DE F.; TRITLLA, J.; INGLES, M.; AIDA, B.; PINTO, I.; ROCCA, R.; SANDERS, C.; HERRÁ, A.; TUR, N. Geophysical evidence for breakup volcanism in the Angola and Gabon passive margins. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 116, 104330, June 2020.

FRIXA, A.; MARAGLIULO, C.; CONSONNI, A.; ORTENZI, A. Dolomitization of the lacustrine carbonates of the Toca Fm. (Kambala field, offshore Cabinda) and quantitative diagenetic modeling. *In*: ABU DHABI INTERNATIONAL PETROLEUM EXHIBITION AND CONFERENCE, 2014, Abu Dhabi. [**Proceedings**]. Richardson: Society of Petroleum Engineers, 2014.

GABON Peak. **Crude Oil Peak**, 2 Dec. 2014. Disponível em: https://crudeoilpeak.info/gabon_peak. Acesso em: 21 jun. 2021.

GARCIA, A. J. V. Evolução sedimentar da sequência pré-rift das bacias costeiras e interiores do nordeste brasileiro. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, RS, v. 18, n. 1, p. 3-12, maio/ago. 1991.

GINDRE-CHANU, L.; PERRI, E.; SHARP, R. I.; PEACOCK, D. C. P.; SWART, R.; POULSEN, R.; FERREIRA, H.; MACHADO, V. Origin and diagenetic evolution of gypsum and microbialitic carbonates in the Late Sag of the Namibe Basin (SW Angola). **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 342, p. 133-153, 2016.

GINDRE-CHANU, L.; WARREN, J. K.; PUIG-DEFABREGAS, C.; SHARP, I. R.; PEACOCK, D. C. P.; SWART, R.; POULSEN, R.; FERREIRA, H.; HENRIQUE, L. Diagenetic evolution of Aptian evaporites in the Namibe Basin (south-west Angola). **Sedimentology**, Oxford, v. 62, n. 1, p. 204-233, Jan. 2015.

GOMES, L. C.; ANTUNES, R. L.; LOBO, J. T.; THOMAZ, L. V.; BEVILAQUA, L.; VIEIRA, I. S.; DESTRO, N.; DANTAS, R. N. G.; SILVA, C. F.; SZATMARI, P.; NUNES, M. C. DE V.; MIZUSAKI, A. M. P. **Geocronologia dos andares Buracica, Jiquiá e Alagoas: datações radiométricas versus inferências biocronoestratigráficas em busca de soluções convergentes**. Rio de Janeiro. PETROBRAS/E&P-EXP/GEO, 2015. Relatório Técnico.

GORINI, M. A.; BRYAN, G. M. The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to Northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 48, p. 101-119, 1976. Supl.

GRANOT, R.; DYMENT, J. The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 414, p. 156-163, Mar. 2015.

GUIRAUD, M.; BUTA-NETO, A.; QUESNE, D. Segmentation and differential post-rift uplift

at the Angola margin as recorded by the transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 27, n. 5, p. 1040-1068, May 2010.

HARRIS, N. B. Toca carbonate, Congo Basin: response to an evolving rift lake. *In*: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (ed.). **Petroleum systems of South Atlantic margins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2000. p. 341-360. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 73).

HARVEST NATURAL RESOURCES INC. **In the flow**: 2007 annual report. Houston: Harvest Natural Resources Inc., 2008. Disponível em: https://www.annualreports.com/HostedData/AnnualReportArchive/h/NYSE_HNR_2007.pdf. Acesso em: 21 jun. 2021.

HEINE, C.; BRUNE, S. Oblique rifting of the Equatorial Atlantic: why there is no Saharan Atlantic Ocean. **Geology**, Boulder, v. 42, n. 3, p. 211-214, 2014.

HEINE, C.; ZOETHOUT, J.; MÜLLER, R. D. Kinematics of the South Atlantic rift. **Solid Earth**, [Germany], v. 4, n. 2, p. 215-253, 2013.

HORSCHUTZ, P. M. C.; FREITAS, L. C. S.; STANK, C. V.; BARROSOs, A. S.; CRUZ, W. M. The Linguado, Carapeba, Vermelho, and Marimba Giant oil fields, Campos Basin, Offshore Brazil. *In*: HALBOUTY, M. T. (ed.). **Giant oil and gas fields of the decade 1978-1988**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1992. p. 137-153. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 54).

HUDEC, M. R.; JACKSON, M. P. A. Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 114, n. 10, p. 1222-1244, Oct. 2002.

JACKSON, M. P. A.; HUDEC, M. R. Stratigraphic record of translation down ramps in a passive-margin salt detachment. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v. 27, n. 5, p. 889-911, May 2005.

JACKSON, M. P. A.; HUDEC, M. R.; HEGARTY, K. A. The great West African Tertiary coastal uplift: fact or fiction? a perspective from the Angolan divergent margin. **Tectonics**, Washington, v. 24, n. 6, Dec. 2005.

JAFARI, L.; CHERRINGTON, B.; TODOROVA, M.; FALCIDIA, L.; ABOUD, G.; STANCU, L. **Africa oil & gas 2020**. Singapore: Global Business Reports, 2020. Disponível em: https://www.gbreports.com/files/pdf/_2020/AOG_2020_-_Web_Preview.pdf. Acesso em: 21 jun. 2021.

KARNER, G. D. Rifts of the Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil: distribution and timing. *In*: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (ed.). **Petroleum systems of South Atlantic margins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2000. p. 301-315. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 73).

KARNER, G. D.; DRISCOLL, N. W. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. *In*: CAMERON, N. R.; BATE, R. H.; CLURE, V. S. (ed.). **The oil and gas habitats of the South Atlantic**. London: Geological Society, 1999. p. 11-40. (Geological Society of London. Special publication, 153).

KARNER, G. D.; DRISCOLL, N. W.; MCGINNIS, J. P.; BRUMBAUGH, W. D.; CAMERON, N. R. Tectonic significance of syn-rift sediment packages across the Gabon-Cabinda continental margin. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 14, n. 7-8, p. 973-1000, Nov./Dec. 1997.

KARNER, G. D.; GAMBÔA, L. A. P. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. *In*: SCHREIBER, B. C.; LUGLI, S.; BABEL, M. (ed.). **Evaporites throuth space and time**. London: Geological Society, 2007. p. 15-35. (Geological Society of London. Special publication, 285).

KATZ, B. J.; MELLO, M. R. Petroleum systems of South Atlantic marginal basins: an overview. *In*: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (ed.). **Petroleum systems of South Atlantic margins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2000. p. 1-13. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 73).

KIDDER, D. L.; WORSLEY, T. R. Phanerozoic large igneous provinces (LIPs), HEATT (haline euxinic acidic thermal transgression) episodes, and mass extinctions. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 295, n. 1/2, p. 162-191, Sept. 2010.

KING, G.; TOKAR, T.; LITTLEFIELD, L.; NEWTON, S.; OLIVEIRA, F. The Takula Field: a history of Angola's first giant oil field. *In*: WORLD PETROLEUM CONGRESS, 18., 2005, Johannesburg. [**Proceedings**]. London: Energy Institute, 2005. WPC-18-1020.

KINGSTON, J. **The undiscovered recoverable petroleum resources of Southern Africa**. [United States]: United States Geological Survey, 1988. Open-File Report 88-223.

KOCH, C.; GREENHALGH, J.; MATHEW, F. Petroleum prospectivity in the Namibe Basin, offshore Angola. *In*: SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS. INTERNATIONAL EXPOSITION & MEETING, 83., 2013, Houston. [**Conference papers of the] 2013 SEG Annual Meeting**. [Tulsa]: Society of Exploration Geophysicists, c2013. p. 1284-1287.

KUKLA, P. A.; STROZYK, F.; MOHRIAK, W. U. South Atlantic salt basins–witnesses of complex passive margin evolution. **Gondwana Research**, Osaka, v. 53, p. 41-57, Jan. 2018.

LAHERRERE, J. Estimates of oil reserves. *In*: International Energy Workshop, 2001, Laxenburg, Austria. [**Proceedings**] International Institute for applied analisys, 2001.

LECKIE, R. M.; BRALOWER, T. J.; CASHMAN, R. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the

mid-Cretaceous. **Paleoceanography**, Hoboken, v. 17, n. 3, Sept. 2002.

LEHNER, P.; RUITER, P. A. C. Structural history of Atlantic margin of Africa. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 61, n. 7, p. 961-981, July 1977.

LENTINI, M. R.; FRASER, S. I.; SUMNER, H. S.; DAVIES, R. J. Geodynamics of the central South Atlantic conjugate margins: implications for hydrocarbon potential. **Petroleum Geoscience**, London, v. 16, n. 3, p. 217-229, Aug. 2010.

LEPICHON, X.; FOX, P. J. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 76, n. 26, p. 6294-6308, Sept. 1971.

LIRO, L. M.; DAWSON, W. C. Reservoir systems of selected basins of the South Atlantic. *In*: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (ed.). **Petroleum systems of South Atlantic margins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2000. p. 77-92. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 73).

LITTLEFIELD, L. D. Petroleum developments in central and southern Africa in 1967. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 52, n. 8, p. 1512–1551, Aug. 1968.

LOMANDO, A. J. Exploration for lacustrine carbonate reservoirs: insights from West Africa. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 80, n. 8, p. 1308-1309, 1996.

LUZZI-ARBOUILLE, T.; SCHMID, E. Gas spurs Douala Basin exploration: independents chase gas in a revival of Cameroon and Equatorial Guinea activity. **Hart's E & P**, Houston, v. 81, n. 4, p. 133-135, Apr. 2008.

MAGALHAES, P. M.; MIRANDA A. P; ROMANELLI, A. L.; BIASSUSI, R. A. S.; MADEIRA, C. V.; ABDALLA, E. T. C.; SANTANA, G. C.; RIZZI, J. A.; KINZEL, J. M.; SANTOS, R. A.; SILVA, S. R. P.; AMORIM, W. N. **Avaliação preliminar do potencial exploratório do intervalo Pré-sal na margem continental do oeste da África**. [S. l.]: Petrobras, 2008. Relatório interno.

MAHBOU, E. N. Petrophysical characterization of petroleum reservoirs and source beds of the Batanga Sud-Block, Kribi-Campo Sub-Basin, Cameroon. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. CONVENTION & EXHIBITION, 2007, Long Beach. **Abstracts** [...]. [Tulsa] : American Association of Petroleum Geologists, 2007.

MARATHON OIL. **Marathon Oil announces first deepwater Gabon pre-salt discovery**. Houston, 19 Aug. 2013. Disponível em: https://ir.marathonoil.com/2013-08-19-Marathon-Oil-Announces-First-Deepwater-Gabon-Pre-Salt-Discovery. Acesso em: 21 jun. 2021.

MARTÍNEZ, P. S.; TOCCO, R.; BAUDINO, R.; HERRA, A.; SANDERS, C. Geochemical characterization of rocks, fluids and solid bitumens from Kwanza Basin, Angola. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. EUROPE REGIONAL CONFERENCE, 2018, Lisbon. **[Abstracts of the] AAPG Annual**

Meeting. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2018.

MARTON, L. G.; TARI, G. C.; LEHMANN, C. T. Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post-salt structural styles. *In*: MOHRIAK, W.; TAIWANI, M. (ed.). **Atlantic rifts and continental margins**. Washington: American Geophysical Union, c2000. p. 129-149. (Geophysical monograph series, 115).

MARZOLI, A.; RENNE, P. R.; PICCIRILLO, E. M.; ERNESTO, M.; BELLIENI, G.; MIN, A. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. **Science**, Washington, v. 284, n. 5414, p. 616-618, 23 Apr. 1999.

MATTHEWS, K. J.; MÜLLER, R. D.; WESSEL, P.; WHITTAKER, J. M. The tectonic fabric of the ocean basins. **Journal of Geophysical Research**: B, solid earth, Washington, v. 116, B12109, Dec. 2011.

MCHARGUE, T. R. Stratigraphic development of proto-south Atlantic Rifting in Cabinda, Angola: a petroliferous lake basin. *In*: KATZ, B. J. (ed.). **Lacustrine basin exploration**: case studies and modern analogs. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1990. p. 307-326. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 50).

MCKENZIE, N. R.; JIANG, H. Earth's outgassing and climatic transitions: The slow burn towards environmental "catastrophes"? **Elements**: an international magazine of mineralogy, geochemistry, and petrology, Quebec, v. 15, n. 5, p. 325-330, Oct. 2019.

MOHRIAK, W.; NEMČOK, M.; ENCISO, G. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. Pankhurst, R. J.; Trouw, R. A. J.; Neves, B. B. de Brito; Wit, M. J. de (ed.). **West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region**. London: Geological Society, 2008. p. 365–398. (Geological Society, London, Special Publications, 294).

MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-549, maio/nov. 2007.

MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; OLIVET, J.-L.; CONTRUCCI, I.; MATIAS, L.; GÉLI, L.; KLINGELHOEFER, F.; NOUZÉ, H.; RÉHAULT, J.-P.; UNTERNEHR, P. Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaïAngo project). **Geophysical Journal International**, Oxford, v. 162, n. 3, p. 793-810, Sept. 2005.

MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; UNTERNEHR, P. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 98, n. 1/2, p. 1-37, Jan. 2010.

NGUIMBOUS-KOUOH, J. J.; TCHUTCHOUA, J.; NGOS III, S.; MBARGA, T. N.; MANGUELLE-DICOUM, E. Hydrocarbon potential of two coastal basins (Cameroon). **International Journal of Geosciences**, Irvine, v. 9, n. 2, p. 131-147, Jan. 2018.

NICOLAI, C. von; SCHECK-WENDEROTH, M.; WARSITZKA, M.; SCHØDT, N.; ANDERSEN, J. The deep structure of the South Atlantic Kwanza Basin: insights from 3D structural and gravimetric modelling. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 604, p. 139-152, Sept. 2013.

NO oil for Ophir in Okala-1 Well (Gabon). **Offshore Energy**, Netherlands, 26 June 2014. Disponível em: https://www.offshore-energy.biz/no-oil-for-ophir-in-okala-1-well-gabon/. Acesso em: 31 ago. 2021.

NTAMAK-NIDA, M.-J.; BAUDIN, F.; SCHNYDER, J.; MAKONG, J.-C.; KOMGUEM, P. B.; ABOLO, G. M. Depositional environments and characterisation of the organic matter of the Lower Mundeck Formation (Barremian ?–Aptian) of the Kribi-Campo sub-basin (South Cameroon): implications for petroleum exploration. **Journal of African Earth Sciences**, Oxford, v. 51, n. 4, p. 207-219, Jul. 2008.

NTAMAK-NIDA, M. J.; BOURQUIN, S.; MAKONG, J.-C.; BAUDIN, F.; MPESSE, J. E.; NGOUEM, C. I.; KOMGUEM, P. B.; ABOLO, G. M. Sedimentology and sequence stratigraphy from outcrops of the Kribi-Campo sub-basin: lower Mundeck Formation (Lower Cretaceous, southern Cameroon). **Journal of African Earth Sciences**, Oxford, v. 58, n. 1, p. 1-18, 2010.

NÜRNBERG, D.; MÜLLER, R. D. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 191, n. 1/2, p. 27-53, May 1991.

OPHIR ENERGY. **Investor presentation**: june 2014. [London]: Ophir Energy, 2014. Disponível em: http://www.ophir-energy.com/wp-content/uploads/2015/08/investor-presentation-june-2014.pdf. Acesso em: 21 jun. 2021.

OPHIR'S Gabon well disappoints. **Petroleum Africa**, Seychelles, 20 Mar. 2014. Disponível em: https://www.petroleumafrica.com/ophir-s-gabon-well-disappoints/. Acesso em: 31 ago. 2021.

PASLEY, M. A.; WILSON, E. N.; ABREU, V. S.; BRANDÃO, M. G. P.; TELLES JUNIOR, A. C. S. Lower Cretaceous stratigraphy and source rock distribution in pre-salt basins of the South Atlantic: comparison of Angola and southern Brazil. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. INTERNATIONAL CONFERENCE & EXHIBITION, 1998, Rio de Janeiro. **Extended abstracts** [...]. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1998. p. 822-823.

PAUKEN, R. J. Sanaga Sud Field, Offshore Cameroon, West Africa. *In*: HALBOUTY, M. T. (ed.). **Giant oil and gas fields of the decade 1978-1988**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1992. p. 217-230. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 54).

PAUKEN, R. J.; THOMPSON, J. M.; SCHUMANN, J. R.; COOKE, J. C. Geology of the Douala Basin, Offshore Cameroon, West Africa. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 75, n. 3, CONF-910403, Apr. 1991.

PEACE, A. L.; PHETHEAN, J. J. J.; FRANKE, D.; FOULGER, G. R.; SCHIFFER, C.; WELFORD, J. K.; MCHONE, G.; ROCCHI, S.; SCHNABEL, M.; DORÉ, A. G. A review of Pangaea dispersal and Large Igneous Provinces: in search of a causative mechanism. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 206, 102902, July 2020.

PERFETTO, R.; CECCARELLI, R. L.; FALLA, J.; OKASSA, F. D.; TEALDI, L.; ROTONDI, M. Hydraulic fracturing in the Congo Onshore: continuous optimization improves productivity. *In*: INTERNATIONAL PETROLEUM TECHNOLOGY CONFERENCE, 5., 2011, Bangkok. **Proceedings** [...]. Richardson: International Petroleum Technology Conference, c2011. Disponível em: https://doi.org/10.2523/IPTC-15328-MS. Acesso em: 20 jul. 2021.

PETRONAS. **Petronas announces deepwater oil and gas discovery offshore Gabon**. Kuala Lumpur, 5 Mar. 2018.

PONTE, F. C.; NORTHFLEET, A. A. (coord.). **Evolução paleogeológica do Brasil Oriental e África Ocidental**. Salvador: PETROBRAS/RPBA, 1971. Relatório técnico.

POROPAT, S. F.; COLIN, J.-P. Early Cretaceous ostracod biostratigraphy of eastern Brazil and western Africa: an overview. **Gondwana Research**, Osaka, v. 22, n. 3/4, p. 772-798, Nov. 2012.

QIU, L.; CHEN, Z.; LIU, Y. Recognition of the pre-salt regional structure of Kwanza basin, offshore in West Africa, derived from the satellite gravity data and seismic profiles. **Journal of Geophysics and Engineering**, Oxford, v. 17, n. 6, p. 956-966, Dec. 2020.

QUIRK, D. G.; HERTLE, M.; JEPPESEN, J. W.; RAVEN, M.; MOHRIAK, W. U.; KANN, D. J.; NØRGAARD, M.; HOWE, M. J.; HSU, D.; COFFEY, B.; MENDES, M. P. Rifting, subsidence and continental break-up above a mantle plume in the central South Atlantic. *In*: MOHRIAK, W. U.; DANFORTH, A.; POST, P. J.; BROWN, D. E.; TARI, G. C.; NEMCOK, M.; SINHA, S. T. **Conjugate divergent margins**. London: Geological Society, 2013. p. 185-214. (Geological Society of London. Special Publications, 369).

RABINOWITZ, P. D.; LABRECQUE, J. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. **Journal of Geophysical Research**: B, solid earth, Washington, v. 84, n. B11, p. 5973-6002, 10 Oct. 1979.

RAMPINO, M. R.; CALDEIRA, K. Comparison of the ages of large-body impacts, flood-basalt eruptions, ocean-anoxic events and extinctions over the last 260 million years: a statistical study. **International Journal of Earth Sciences**, Berlin, v. 107, n. 2, p. 601-606, 2018.

RATHEE, D.; KORNPIHL, K. Namibe-W. Africa's Last Frontier Basin. *In*: EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS AND ENGINEERS. CONFERENCE AND EXHIBITION, 78., 2016, Vienna. [**Proceedings**]. European Association of Geoscientists & Engineers, 2016. [Houten]: European Association of Geoscientists and Engineers, 2016.

REID, W.; ASHFIELD, A. The Namibe basin: a clearer image: unlocking an Angolan frontier. **GEO Expro Magazine**, United Kingdom, v. 13, n. 5, Oct. 2016.

REID, W.; ASHFIELD, A.; HAMILTON, M.; DAVIES, C. Gravity and Seismic Interpretation of the Frontier Namibe Basin, Angola. *In*: PETEX, 2016, Londres [**Proceedings**] The Petroleum Exploration Society of Great Britain, 2016

RÉPUBLIQUE GABONAISE. Ministère du Pétrole, du Gaz et des Hydrocarbures. **12th Gabon Shallow and Deep Water Licensing Round**. Gabon, [2018]. Disponível em: http://gabon12thround.com/wp-content/uploads/Gabon-brochure-short-version-October-2019-ENGLISH.pdf. Acesso em: 01 jul. 2021.

ROCHELLE-BATES, N.; ROBERTS, N. M. W.; SHARP, I.; FREITAG, U.; VERWER, K.; HALTON, A.; FIORDALISI, E.; DONGEN, B. E. ; SWART, R.; FERREIRA, C. H.; DIXON, R.; SCHRÖDER, S. Geochronology of volcanically associated hydrocarbon charge in the pre-salt carbonates of the Namibe Basin, Angola. **Geology**, Boulder, v. 49, n. 3, p. 335-340, Nov. 2020.

ROS, E.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; ARAÚJO, M.; THOALDO ROMEIRO, M.; ANDRÉS-MARTÍNEZ, M.; MORGAN, J. P. Lower crustal strength controls on melting and serpentinization at magma-poor margins: potential implications for the South Atlantic. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, Washington, v. 18, n. 12, p. 4538-4557, Dec. 2017.

ROSS, D.; HEMPSTEAD, N. Geology, hydrocarbon potential of Rio Muni area, Equatorial Guinea. **Oil and Gas Journal**, Tulsa, v. 91, n. 35, 30 Aug.1993.

SALLER, A.; RUSHTON, S.; BUAMBUA, L.; INMAN, K.; MCNEIL, R.; DICKSON, J. A. D. T. Pre-salt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 100, n. 7, p. 1135-1164, July 2016.

SANTOS, A. B. R. M. D. **Evaluation of Chela Formation in Kambala-Livuite Area, Southern Block 0, Cabinda, Angola**. 2003. 88 f. Thesis (Master in Geology) - Geology Department, Utah State University, Logan, 2003.

SCHEEVEL, J.; DOMINGOS, F.; NOGUEIRA, J.; FERNANDES, M.; SKANDER, L.; COSTA, L.; LOMANDO, A.; KIENAST, V. Analysis and Modeling of fracture-enhanced production in lacustrine carbonate reservoirs at Kambala Field, Cabinda Province, Angola, West Africa. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. HEDBERG RESEARCH CONFERENCE, 2004, Vancouver. [**Proceedings**]. Tulsa: American Association of Petroleum, 2004.

SCHIEFELBEIN, C. F.; ZUMBERGE, J. E.; CAMERON, N. C.; BROWN, S. W. Geochemical comparison of crude oil along the South Atlantic margins. *In*: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (ed.). **Petroleum systems of South Atlantic margins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2000. p. 15-26. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 73).

SCHOELLKOPF, N. B.; PATTERSON, B. A. Petroleum systems of offshore Cabinda, Angola. *In*: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (ed.). **Petroleum systems of South Atlantic margins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2000. p. 361-373. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 73).

SCOTESE, C. R.; WRIGHT, N. PALEOMAP **Paleodigital Elevation Models (PaleoDEMS) for the Phanerozoic**. [S.I.]: C. R. Scotese, 2018. 26. Disponível em: ww.earthbyte.org/webdav/ftp/Data_Collections/Scotese_Wright_2018_PaleoDEM/Scotese_Wright2018_PALEOMAP_PaleoDEMs.pdf. Acesso em: 01, 11 e 2022.

SENGER, K.; MILLETT, J.; PLANKE, S.; OGATA, K.; EIDE, C. H.; FESTØY, M.; GALLAND, O.; JERRAM, D. A. Effects of igneous intrusions on the petroleum system: a review. **First Break**, Oxford, v. 35, n. 6, p. 47-56, June 2017.

SETON, M.; WHITTAKER, J. M.; WESSEL, P.; MÜLLER, R. D.; DEMETS, C.; MERKOURIEV, S.; CANDE, S.; GAINA, C.; EAGLES, G.; GRANOT, R.; STOCK, J.; WRIGHT, N.; WILLIAMS, S. E. Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, Washington, v. 15, n. 4, p. 1629-1641, Apr. 2014.

SHELL. **Shell announces Gabon deep-water gas discovery**. London, 22 Oct. 2014. Disponível em: https://www.shell.com/media/news-and-media-releases/2014/shell-announces-gabon-deep-water-gas-discovery.html. Acesso em: 21 jun. 2021.

SHELL. **Shell divests Gabon onshore interests**. London, 24 Mar. 2017. Disponível em: https://www.shell.com/media/news-and-media-releases/2017/shell-divests-gabon-onshore-interests.html. Acesso em: 21 jun. 2021.

SILVA, D. R.; MIZUSAKI, A. M. P.; MILANI, E. J.; PIMENTEL, M. Depositional ages of Paleozoic and Mesozoic pre-rift supersequences of the Recôncavo Basin in northeastern Brazil: a Rb-Sr radiometric study of sedimentary rocks. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 37, p. 13-24, Aug. 2012.

SMITH, R. D. A. Reservoir architecture of syn-rift lacustrine turbidite systems, early Cretaceous, offshore South Gabon. *In*: LAMBIASE, J. J. (ed.). **Hydrocarbon habitat in rift basins**. London: Geological Society, 1995. p. 197-210. (Geological Society of London. Special publication, 80).

SOFER, Z. Stable carbon isotope compositions of crude oils: application to source depositional environments and petroleum alteration. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 68, n. 1, p. 31-49, 1 Jan. 1984.

SONANGOL. **Block 20/11 data package Sonangol**. Luanda: Sonangol, 2018a. Disponível em: https://www.sonangol.co.ao/Style%20Library/pt-pt/Pdf/dataPackages/Data%20Package%20Block%2020%20FinalE.pdf. Acesso em: 27 ago. 2021.

SONANGOL. **Block 21/09 data package Sonangol**. Luanda: Sonangol, 2018b. Disponível em: https://www.sonangol.co.ao/Style%20Library/pt-pt/Pdf/dataPackages/Data%20

Package%20Block%2021%20FinalA.pdf. Acesso em: 27 ago. 2021.

SONANGOL. **Relatório e contas 2015 consolidado**. Luanda: Sonangol, 2016. Disponível em: https://www.sonangol.co.ao/Português/ASonangolEP/Relatório de Contas/Documents/relatorio_contas_2015.pdf. Acesso em: 21 jun. 2021.

SONANGOL. **Re-awakening of the onshore Kwanza Basin: Geology and prospectivity**. Houston, Sonangol, 2014a. Disponível em: http://www.internationalpavilion.com/Houston Talks 2014/Houston2014 Angola.pdf

SONANGOL. **Angolan Licensing Round 2014**. London, Sonangol, 2014b. Disponível em: https://www.sonangol.co.ao/Style%20Library/pt-pt/Pdf/licitacoes/AprestRoadshow_en.pdf

SPAIN'S Repsol and its partners have been granted a two-year extension to the initial exploration phase of Kwanza basin Block 22/11 off Angola. **Upstream**, Oslo, 20 Sept. 2016.

SZATMARI, P. Habitat of Petroleum Along the South Atlantic Margins. *In*: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (ed.). **Petroleum Systems of South Atlantic Margins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2000. p.69-76. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 73).

SZATMARI, P.; MILANI, E. J.; LANA, M. C.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; LOBO, A. P. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. **Oil and Gas Journal**,Tulsa, v. 83, n. 2, p. 107-113, Jan. 1985.

TAMFU, S. F.; BATUPE, M.; PAUKEN, R. J.; BOATWRIGHT, D. C. Geologic setting, stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Douala Basin Cameroon. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. CONVENTION, 1995, Houston. [**Abstracts**]. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1995.

TARI, G. C.; ASHTON, P. R.; COTERILL, K. L.; MOLNAR, J. S.; SORGENFREI, M. C.; THOMPSON, P. W. A.; VALASEK, D. W.; FOX, J. F. Examples of deep water salt tectonics from West Africa: are they analogs of the deep water salt-cored fold belts of the Gulf of Mexico? *In*: FILLON, R. H.; ROSEN, N. C.; WEIMER, P.; LOWRIE, A.; PETTINGILL, H.; PHAIR, R. L.; ROBERTS, H. H.; HOOM, H. H. (ed.). **Petroleum systems of deep-water basins**: global and Gulf of Mexico experience. Houston: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 2001. p. 251-269. (SEPM. Gulf Coast Section. Research Conference, 21).

TARI, G.; MOLNAR, J.; ASHTON, P. Examples of salt tectonics from West Africa: a comparative approach. *In*: ARTHUR, T.; MACGREGOR, D. S.; CAMERON, N. R. (ed.). **Petroleum geology of Africa**: new themes and developing technologies. London: Geological Society of London, 2003. p. 85-104. (Geological Society of London. Special publication, 207).

TEISSERENC, P.; VILLEMIN, J. Sedimentary basin of Gabon: geology and oil systems. *In*: EDWARDS, J. D.; SANTOGROSSI, P. A. (ed.). **Divergent/passive margin basins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1989. p. 117-199. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 48).

TEIXEIRA NETTO, A. S.; OLIVEIRA, J. S. O preenchimento do rift-valley na Bacia do Recôncavo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, n. 2, p. 97-102, jun. 1985.

THE ECONOMIST INTELLIGENCE UNIT; AFRICAN CAPACITY BUILDING FOUNDATION (ed.). **African markets managing natural resources**: a report from The Economist Intelligence Unit: South Africa. London: The Economist Intelligence Unit, 2013. Disponível em: https://invenio.unidep.org/invenio//record/18748/files/African Markets_afriquedusud.pdf. Acesso em: 21 jun. 2021.

Angola awards 9 blocks in onshore bid round. **THE ENERGY YEAR, 2021**. Disponível em: https://theenergyyear.com/news/angola-awards-9-blocks-in-onshore-bid-round/. Acesso em 20 de abril de 2022.

TISSOT, B.; DEMAISON, G.; MASSON, P.; DELTEIL, J. R.; COMBAZ, A. Paleoenvironment and petroleum potential of middle Cretaceous black shales in Atlantic basins. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 64, n. 12, p. 2051-2063, Dec. 1980.

TORSVIK, T. H.; ROUSSE, S.; LABAILS, C.; SMETHURST, M. A. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. **Geophysical Journal International**, Oxford, v. 177, n. 3, p. 1315-1333, June 2009.

TOTAL ENERGIES. **Gabon**: Total sells interests in mature fields to Perenco and optimizes its operations. France, 27 Feb. 2017. Disponível em: https://totalenergies.com/media/news/press-releases/gabon-total-sells-interests-mature-fields-perenco-and-optimizes-its-operations. Acesso em: 21 jun. 2021.

TOTAL ENERGIES. **Angola**: Total acquires interests into two new offshore licenses in view of developing a new production hub. France, 16 Dez. 2019. Disponível em: https://totalenergies.com/media/news/press-releases/angola-total-acquires-interests-two-new-offshore-licenses-view-developing-new-production-hub. Acesso em: 21 jun. 2021.

TURNER, J. P. Detachment faulting and petroleum prospectivity in the Rio Muni Basin, Equatorial Guinea, West Africa. In: CAMERON, N. R.; BATE, R. H.; CLURE, V. S. (ed.). **The oil and gas habitats of the South Atlantic**. London: Geological Society, 1999. p. 303-320. (Geological Society of London. Special Publications, 153).

TURNER, J. P. Gravity-driven structures and rift basin evolution: Rio Muni Basin, offshore equatorial West Africa. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 79, n. 8, p. 1138-1158, Aug. 1995.

TURNER, J. P.; WILSON, P. G. Structure and composition of the ocean–continent transition at an obliquely divergent transform margin, Gulf of Guinea, West Africa. Tectonophysics, Amsterdam,v. 374, n. 1–2, p. 19-40, Out. 2003.

TYRRELL, M.; REID, W.; CUNHA, D. De-risking the frontier: A clearer image of the Namibe salt. **The Petroleum Exploration Society of Great Britain**, 2017. Disponível em: https://www.pesgb.org.uk/wp-content/uploads/2017/04/April-2017-e1492783241264-384x562.jpg. Acesso em: 20 jun. 2021

TYRRELL, M.; VARTAN, A. Angola MultiClient seismic data and studies a joint venture timeline to future success. *In*: 3° Workshop sobre gestão de dados petrolíferos, 2018, Luanda. [**Proceedings**] The Petroleum Exploration Society of Great Britain, 2018

UNCINI, G.; BRANDAO, M.; GIOVANNELLI, A. Neocomian - upper Aptian pre-salt sequence of southern Kwanza Basin: a regional view. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. INTERNATIONAL CONFERENCE & EXHIBITION, 1998, Rio de Janeiro. **1998 Expanded abstracts** [...]. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1998.

UNTERNEHR, P.; PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G.; SUTRA, E. Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model. **Petroleum Geoscience**, London, v. 16, n. 3, p. 207-215, 2010.

UNITED STATES. District Court (Texas: Southern District). **Civil action nº H-14-3428**: memorandum and order. Houston, 23 Aug. 2017. Disponível em: https://www.govinfo.gov/content/pkg/USCOURTS-txsd-4_14-cv-03428/pdf/USCOURTS-txsd-4_14-cv-03428-5.pdf. Acesso em: 30 ago. 2021.

UNITED STATES. Securities and Exchange Commission. **Risk services agreement between Sociedade Nacional de Combustíveis de Angola - Empresa Pública (Sonangol, E. P.) and CIE Angola Block 21 Ltd. and Sonangol Pesquisa e Produção, S. A. and Nazaki Oil and Gáz, S.A. and Alper Oil, Lda in the Area of Block 21/09**. Luanda, 24 Feb. 2010. Disponível em: https://www.sec.gov/Archives/edgar/data/1471261/000104746910002985/a2197356zex-10_8.htm. Acesso em: 27 ago. 2021.

VALLE, P. J.; GJELBERG, J. G.; HELLAND-HANSEN, W. Tectonostratigraphic development in the eastern Lower Congo Basin, offshore Angola, West Africa. **Marine and Petroleum Geology**, Guildofrd, v. 18, n. 8, p. 909-927, Sept. 2001.

WONHAM, J. P.; CYROT, M.; NGUYEN, T.; LOUHOUAMOU, J.; RUAU, O. Integrated approach to geomodelling and dynamic simulation in a complex mixed siliciclastic–carbonate reservoir, N'Kossa field, Offshore Congo. *In*: JOLLEY, S. J.; FISHER, Q. J.; AINSWORTH, R. R.; VROLIJIK, P. J.; DELISLE, S. (ed.). **Reservoir compartmentalization**. London: Geological Society of London, 2010. p. 133-163. (Geological Society of London. Special publication, 347).

WOOD MACKENZIE. **M'Boundi**: asset report. [S. l.]: Wood Mackenzie, 2022. Disponível em: https://www.woodmac.com/reports/upstream-oil-and-gas-mboundi-615330. Acesso em 14 jan. 2022.

WOODSIDE. **Annual Report 2018**. Australia: Woodside, 2019. Disponível em: https://www.woodside.com.au/docs/default-source/investor-documents/major-reports-(static--pdfs)/annual-report-2018.pdf. Acesso em: 21 jun. 2021.

WRIGHT, D. T. The role of sulphate-reducing bacteria and cyanobacteria in dolomite formation in distal ephemeral lakes of the Coorong region, South Australia. **Sedimentary**

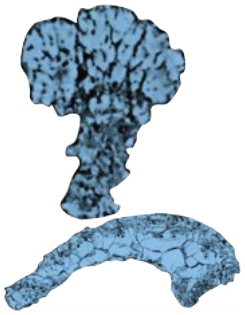
Geology, Amsterdam, v. 126, n. 1/4, p. 147-157, July 1999.

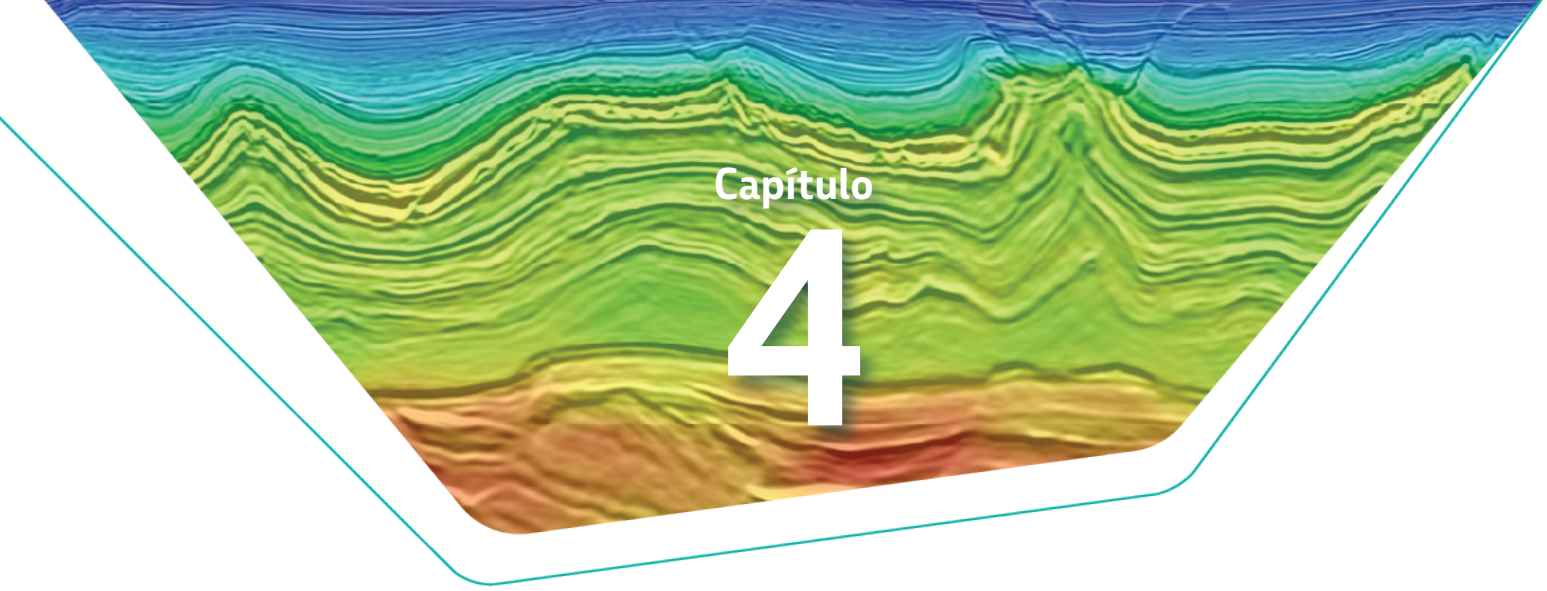
WOODSIDE discovers new oil and gas prospects in Gabon. **Oil Review Africa**, London, 25 Apr. 2018.

WRIGHT, V. P. Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition. *In*: GARLAND, J.; NEILSON, J. E.; LAUBACH, S. E.; WHIDDEN, K. J. (ed.). **Advances in carbonate exploration and reservoir analysis**. London: Geological Society, 2012. p. 39-47. (Geological Society of London. Special publication, 370).

XIE, P.; LIU, J. Practical success of biomanipulation using filter-feeding fish to control cyanobacteria blooms: a synthesis of decades of research and application in a subtropical hypereutrophic lake. **TheScientificWorld**, Boynton Beach, v. 1, p. 337-356, Aug. 2001.

YOUNIS, T.; CLUTTERBUCK, M.; BIRCH, P. Gabon's wild west frontier promises a golden age of discovery for the deep offshore. *In*: HOUSTON GEOLOGICAL SOCIETY. PETROLEUM EXPLORATION SOCIETY OF GREAT BRITAIN, AFRICA CONFERENCE, 17., 2018, Houston. [**Proceedings**]. Houston: HGS-PESGB, 2018.





Capítulo

4

Histórico da evolução geofísica

AUTORES

Carlos Lopo Varela[1] (*cvarela@petrobras.com.br*), Angela Cristina Romero Vasquez[2], Carlos Alves da Cunha Filho[1], Gilberto Rodrigues de Lima[1], Ionildo Macedo Veras[2], Joao Alberto Bach de Oliveira[1], João Batista Teixeira Boechat[2], João Carlos Guedes Lograd[1], João Trindade Rodrigues de Freitas[1], Luiz Alberto Santos[1], Marco Antonio Carlotto[1].

[1]Petrobras
[2]Petrobras aposentado

Palavras chave: Sísmica, Aquisição, Processamento, Interpretação, Atributos, Gravimetria, Magnetometria.

RESUMO

Um jargão bem conhecido da exploração de petróleo, proferido décadas atrás pelo pioneiro geólogo Wallace Pratt, diz que: "o petróleo é primeiramente descoberto na mente dos homens". Em outras palavras, a prospecção petrolífera se baseia em modelos para subsuperfície, idealizados por geocientistas, que podem ou não ser confirmados por poços. Nesse processo científico criativo, os dados geofísicos têm papel fundamental, pois propiciam visões, mesmo que indiretas, do subsolo, que são a base para concepção desses modelos. Neste capítulo destacamos a contribuição da Geofísica, mais precisamente da Sísmica de Reflexão e dos Métodos Potenciais, para a descoberta do Pré-sal da Bacia de Santos no Brasil, a maior província de petróleo em águas profundas do mundo e a maior descoberta dos últimos cinquenta anos. No que tange à Sísmica de Reflexão, apresentamos um resumo da sua evolução em termos de base de dados e técnicas de processamento que resultaram em melhorias significativas na qualidade dos dados. Na sequência, veremos como as melhorias no imageamento sísmico, resultantes da interação entre geofísicos de processamento e interpretação, foram cruciais para descoberta do Pré-sal, na medida em que embasaram a concepção de novos modelos

geológicos e a identificação de potenciais oportunidades exploratórias associadas. Descrevemos também os principais atributos sísmicos aplicados na caracterização de intervalos reservatórios do novo *play*, notadamente em termos de definição faciológica e estrutural. No universo dos Métodos Potenciais, resumimos suas contribuições no delineamento do arcabouço estrutural regional da Bacia de Santos, bem como seus desdobramentos quanto ao sistema petrolífero associado. Finalizamos enfatizando a importância dos trabalhos de exploração da Petrobras ao longo dos anos, com o intuito de garantir produção de petróleo compatível com a demanda energética do país, ressaltando a dependência do cumprimento dessa meta com avanços geofísicos que estão por vir.

1. INTRODUÇÃO

A prospecção de recursos petrolíferos conta com rico arsenal de ferramentas geocientíficas. Dentre essas, a Geofísica desempenha o mais importante papel por permitir estimativas indiretas de estruturas e propriedades de camadas em subsuperfície. Nos seus primórdios, durante os anos 1920, gravimetria, sísmica de reflexão e sísmica de refração contribuíram para o delineamento de domos salinos e de potenciais trapas para acúmulo de hidrocarbonetos nos EUA (Sheriff e Geldart, 1999). O desenvolvimento tecnológico das ferramentas geofísicas, notadamente da sísmica de reflexão, foi de tal magnitude que todo projeto atual de exploração ou produção de hidrocarbonetos depende fundamentalmente de suporte geofísico. Com o Pré-sal brasileiro não foi diferente, a Geofísica foi a protagonista principal na sua descoberta em meados da década de 2000, assim como no seu desenvolvimento.

Dividido em seis tópicos, este texto resgata o papel histórico da atividade geofísica que deu suporte a descoberta da maior província petrolífera mundial dos últimos cinquenta anos, o Pré-sal da Bacia de Santos. No primeiro tópico, apresenta-se a evolução e o histórico da cobertura sísmica marítima no Brasil e, no segundo, mais detidamente, os avanços na aquisição sísmica na Bacia de Santos. No tópico seguinte, é reportada a evolução do processamento de dados sísmicos na Petrobras, que propiciou um melhor imageamento da seção pré-sal, crucial para seu entendimento e exploração. Em "A descoberta do Pré-sal", descreve-se a aquisição, processamento, interpretação e integração dos dados sísmicos sobre os Cluster Blocks, detalhados mais adiante, que culminaram com importantes descobertas no Pré-sal na Bacia de Santos. Ainda nesse tópico são descritos os principais atributos utilizados na caracterização faciológica e estrutural do Pré-sal, enquanto no tópico Métodos Potenciais são descritas a evolução da base de dados potenciais e as principais contribuições desses à descoberta. No último tópico, em função do histórico e das ações presentes, estimam-se as perspectivas geofísicas para o futuro a curto e longo prazo do Pré-sal brasileiro.

2. A EVOLUÇÃO DO ACERVO DE DADOS SÍSMICOS NO BRASIL

A aquisição dos primeiros levantamentos sísmicos no Brasil está bastante relacionada às atividades prospectivas e de produção da Petrobras, sobretudo as aquisições marítimas. Só a partir de 2010 é que várias outras empresas também passaram a contribuir de forma relevante com a aquisição de dados sísmicos. Pode-se considerar que o histórico dos levantamentos sísmicos realizados pela Petrobras apresenta três fases distintas. A primeira, compreendida entre 1957 e 1967, teve como objetivo verificar a extensão das bacias terrestres em direção a *offshore*, através de

levantamentos sísmicos de refração e reflexão. Nessa fase foram adquiridos cerca de 8.000 km lineares, distribuídos nas bacias do Maranhão, Sergipe/Alagoas e Espírito Santo.

Em função dos bons resultados obtidos e do desenvolvimento tecnológico da aquisição sísmica marítima, foi iniciada a segunda fase em 1968, com o levantamento sistemático de toda a plataforma continental brasileira, que resultou até 1995 na aquisição de cerca de 1.140.000 km. Na década de 1980, ainda como parte dessa segunda fase, intensificou-se a aquisição sísmica marítima, predominantemente bidimensional (2D), que passou gradativamente para a modalidade tridimensional (3D) a partir de meados da década de 1980.

Em 1995 teve início a terceira fase, quando as atenções ficaram mais focadas no emprego da sísmica marítima para fins de monitoramento da produção e caracterização de reservatórios. O uso de técnicas como sísmica 3D de alta resolução e de monitoramento (4D) tornou-se mais frequente, bem como o uso de equipamentos de registro mais modernos, como os multicomponentes, por cabos rebocados (*streamer*), cabos de fundo (*ocean bottom cable* ou OBC) e Nodes (*ocean bottom node* ou OBN).

3. EVOLUÇÃO DA COBERTURA SÍSMICA NA BACIA DE SANTOS

As primeiras aquisições sísmicas na Bacia de Santos ocorreram em 1969, quando foram levantados 2.652 km de sísmica de reflexão 2D e 205 km de sísmica de refração. Mais voltada para estudos crustais, a técnica de refração foi abandonada nos anos seguintes, enquanto a sísmica de reflexão 2D se consolidava como principal ferramenta exploratória. Em 1988 foram realizados os primeiros levantamentos sísmicos 3D na Bacia de Santos, tendo sido adquiridos cerca de 10.821 km lineares em uma área de pouco mais de 1.000 km^2.

A Figura 3.1 mostra a situação das aquisições sísmicas na Bacia de Santos até o ano de 1989. Observa-se a prevalência de sísmica 2D mais densa sobre zonas mais proximais, onde o esforço exploratório estava concentrado, enquanto linhas mais longas e espaçadas, com caráter de reconhecimento, recobriram sua porção mais distal. Observa-se também a localização dos primeiros levantamentos 3D, adquiridos na porção sudoeste da bacia, sobre acumulações em carbonatos albianos.

Ao final de 1989, a Bacia de Santos possuía pouco mais de 115.000 km lineares de sísmicas de diversas modalidades, incluindo linhas 2D e 3D, adquiridas para Petrobras, para o Projeto de Levantamento da Margem Continental Brasileira – Projeto LEPLAC – e para empresas estrangeiras no período dos Contratos de Risco (abertura promovida pelo governo em 1975 para exploração e produção de petróleo em território nacional por empresas brasileiras e estrangeiras).

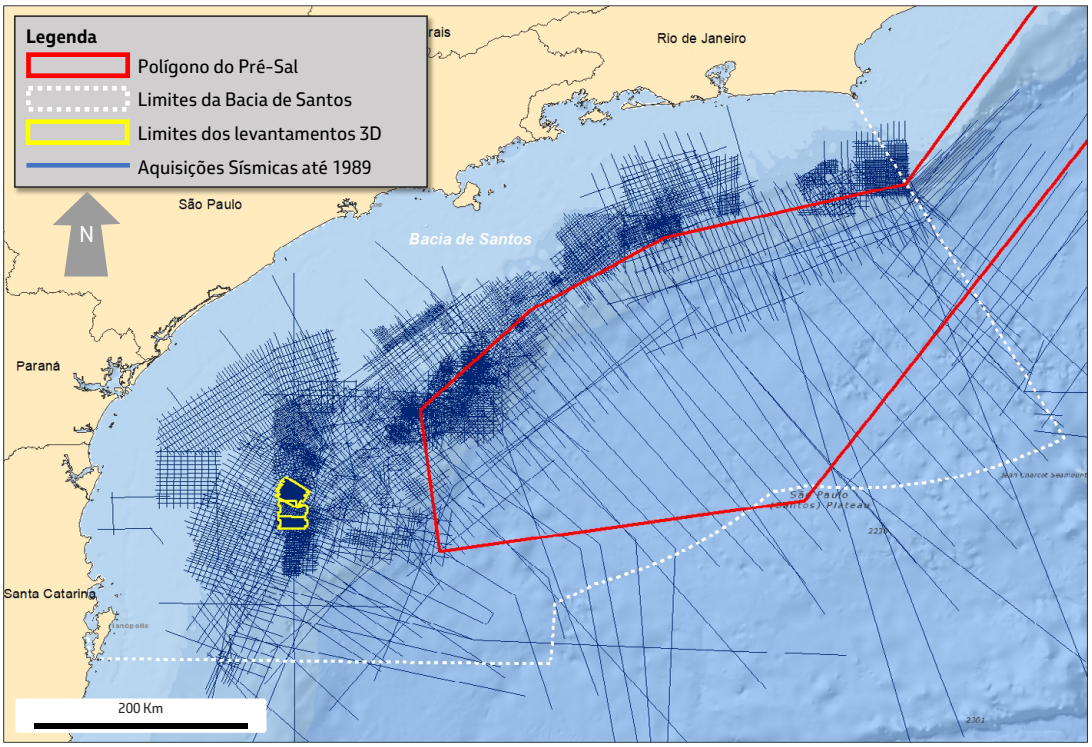


Figura 3.1: Aquisições sísmicas na Bacia de Santos até 1989.

A situação das aquisições sísmicas realizadas na Bacia de Santos no período de 1990 a 2000 pode ser visualizada na Figura 3.2. Nota-se a utilização ainda extensiva de sísmica 2D, que teve por objetivo detalhar malhas regionais. Paralelamente, levantamentos 3D, inicialmente adquiridos exclusivamente sobre jazidas descobertas, foram gradativamente ganhando caráter exploratório. Nesse período foram adquiridos cerca de 91.400 km lineares de sísmica 2D e cerca de 23.866 km² de sísmica 3D, distribuídos preferencialmente ao longo da porção mais central da bacia.

As atividades de aquisição sísmica no período de 2001 a 2010 podem ser visualizadas na Figura 3.3. Nota-se a diminuição abrupta da utilização da sísmica 2D, quando apenas cerca de 7.252 km lineares foram adquiridos, tendo como objetivo principal a investigação crustal da bacia.

Nota-se também o enorme incremento das aquisições 3D, que passaram a ser dominantes. Foram adquiridos o recorde de 86.379 km² de sísmica 3D, com levantamentos mais concentrados nas porções central e distal da bacia.

Nesse período foi adquirido o programa sísmico 3D, que ficou conhecido como *Cluster Blocks*, o maior levantamento sísmico 3D no mundo à época, um importante e fundamental marco para a descoberta do Pré-sal, que será abordado mais adiante.

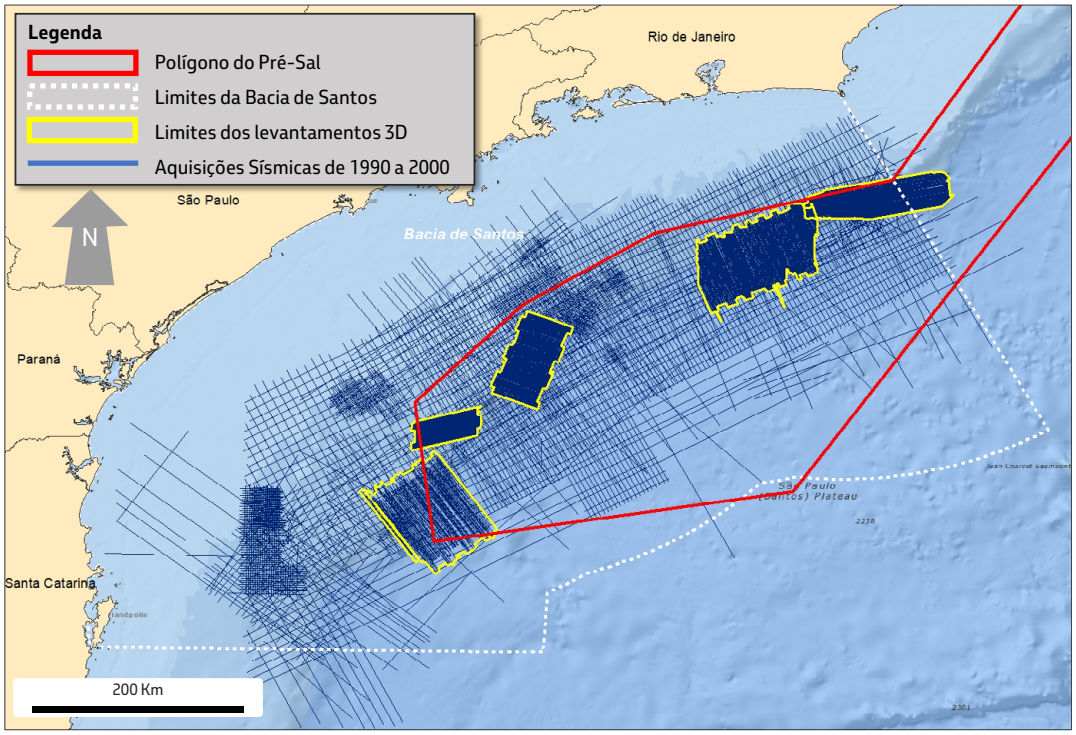


Figura 3.2: Aquisições sísmicas na Bacia de Santos de 1990 a 2000.

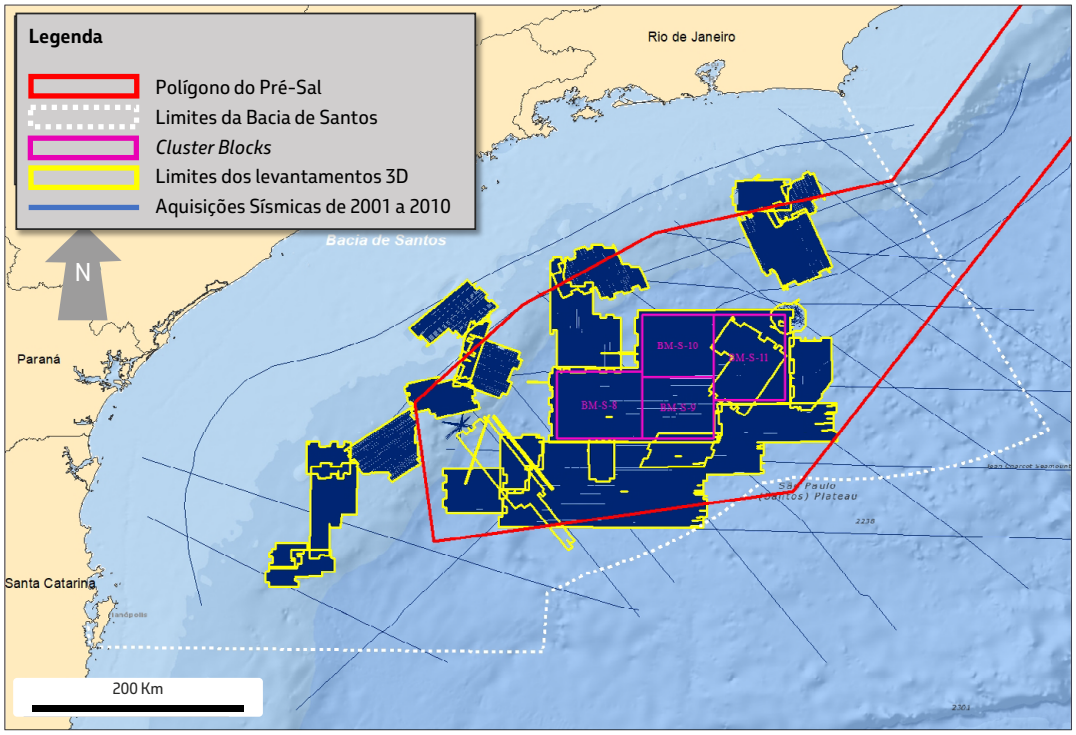


Figura 3.3: Aquisições sísmicas na Bacia de Santos de 2000 a 2010.

No período de 2011 a 2019, os levantamentos 3D continuaram a ser adquiridos, principalmente sobre descobertas e oportunidades do Pré-sal. Contudo, a sísmica 2D voltou a ser utilizada na porção mais distal da bacia para suprir a ausência de dados na região, com o objetivo de avaliar a extensão do Pré-sal e permitir a integração com mapas regionais existentes (Figura 3.4). Nesse período foram adquiridos cerca de 8.558 km lineares de sísmica 2D, concentrados principalmente em águas ultra profundas. Cerca de 57.733 km^2 de sísmica 3D foram adquiridos em áreas mais concentradas nas porções distais da bacia e em direção à Bacia de Campos. Esses levantamentos tinham como objetivo a integração geológica e a avaliação da continuidade de *plays*, além de alguns alvos específicos na porção central da bacia.

4. A EVOLUÇÃO DO PROCESSAMENTO SÍSMICO NA PETROBRAS

Antes de 2000, a maioria das imagens sísmicas para bacias litorâneas com atividade exploratória era obtida utilizando-se variações de uma sequência padrão de tratamento de dados, adotada nos centros de processamento da Petrobras. A quebra do monopólio em 1997 propiciou a oferta de dados não exclusivos (SPEC) e intensificou a troca de experiência em processamento sísmico entre a Petrobras e empresas de serviço contratadas. Essa interação propiciou modificações significativas e contínuas nos fluxos de processamento, tornando-os mais atualizados e flexíveis. Desse modo, a sequência de processamento foi continuamente modificada pela

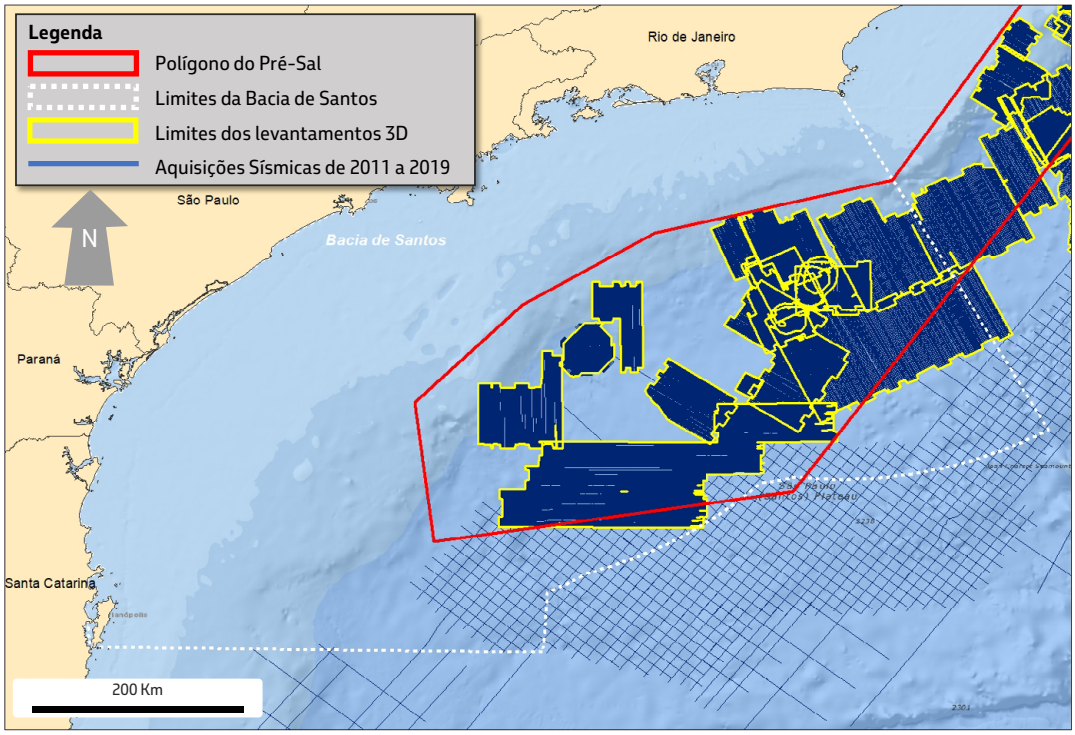


Figura 3.4: Aquisições sísmicas na Bacia de Santos de 2011 a 2019.

incorporação de novas tecnologias alinhadas com o aumento gradativo da capacidade computacional disponível. A evolução esquemática do processamento sísmico na Petrobras é mostrada na Tabela 4.1, considerando três períodos: antes de 2000, em torno de 2000 e no final da década de 2010. Para os leitores menos familiarizados, é importante notar que na legenda dessa tabela são definidas notações empregadas para alguns dos procedimentos corriqueiramente usados no processamento de dados sísmicos.

Tabela 4.1: Evolução esquemática dos fluxos de processamento sísmico na Petrobras, com foco na Bacia de Santos. Siglas empregadas: t-x → domínio tempo e espaço; f-k → domínio frequência e número de onda; tau-p → domínio tempo vertical e vagarosidade; Deinst → deconvolução dos efeitos do instrumento de registro; Deghost → remoção dos fantasmas; Decon → deconvolução; Debubble → remoção dos efeitos da bolha da fonte sísmica; Dfase → correção determinística da fase (dispersão); SRME → surface related multiple elimination; IMA → internal multiple atenuation; NMO → normal move out; DMO → dip move out; RTM → reverse time migration); PSTM → pre-stack time migration; PSDM → pre-stack depth migration; LSM → least square migration; TTI → tilted transverse isotropy; FWI → full waveform inversion.

Fluxo Processamento	Pré-2000	Por volta de 2000	Final da década 2010
Atenuação Ruídos (domínios)	t-x	t-x, f-k, tau-p	t-x, f-k, tau-p, curvelets
Deconvolução	Deinst. + Deghost + Decon. Estatística	Deinst. + Deghost + Decon. Estatística ou Debubble + Dfase	Deghost + Debubble + Designature
Espalhamento Geométrico	Pré-migração	Na migração	Na migração
Correção: Movimento navio		Correção movimento receptor	Correção movimento receptor
Correção: Variação Velocidade na Água		Estática da coluna d´água	Estática da coluna d´água
Compensação Absorção		Compensação Q (fase)	Compensação Q (fase) ou na migração
Atenuação Múltiplas	f-k	SRME 2D+Radon	SRME 3D+Radon + IMA
Condicionamento da geometria para migração	Seleção flexível de traços	Seleção flexível ou regularização	Regularização (Kirchhoff) e Condicionamento (RTM)
Modelo Velocidades	NMO ou DMO+NMO	Tomografias isotrópicas	Tomografias TTI, FWI TTI e teste de cenários
Migração	Pós-STM	PSTM, Híbrida, PSDM	PSDM
Pós-Migração	Filtros: frequência e ruído aleatório	Filtros: frequência, ruído aleatório e empilhamentos parciais	LSM e filtros: frequência, ruído aleatório, estrutural e separação por ângulo.

Até o final dos anos 90, tanto a aquisição como o processamento de dados sísmicos foram planejados com foco principal em prospectos no Pós-sal, geralmente em áreas com baixa complexidade geológica. Os fluxos de processamento, embora com baixa complexidade e baixa demanda computacional para os padrões atuais, forneceram imagens adequadas

para identificar oportunidades exploratórias e auxiliar o desenvolvimento das inúmeras descobertas desse período, que se concentraram na Bacia de Campos.

A partir de 2000, as inovações tecnológicas incorporadas aos fluxos de processamento foram importantes para superar os desafios associados à busca por oportunidades cada vez mais escassas no Pós-sal e a maior complexidade geológica de novas fronteiras exploratórias, como o Pré-sal. Nesse sentido, dados sísmicos 2D e 3D não exclusivos, adquiridos e processados com tecnologias da época, foram essenciais para a identificação de oportunidades exploratórias e para os primeiros trabalhos de desenvolvimento da província petrolífera do Pré-sal da Bacia de Santos. O dado 3D sobre os *Cluster Blocks*, determinante para descoberta do Pré-sal, como veremos adiante, é um desses levantamentos.

Ao longo dos anos, mudanças no processamento de dados sísmicos ocorreram em todas as suas macro etapas (ver Tabela 4.1): Pré-processamento, Construção do Modelo de Propriedades, Migração e Pós-Migração. A etapa de pré-processamento passou a contar com mais e melhores ferramentas para atenuação de ruídos, correções de amplitude e fase, correções dos fantasmas de fonte e receptor, além de importantes tecnologias para atenuação de reflexões múltiplas (SRME, Radon e IMA) e condicionamento dos dados para a migração. Essas inovações tecnológicas resultaram em dados de melhor qualidade, com uma interessante exceção. A deconvolução de assinatura realizada pela Petrobras antes da quebra do monopólio era informalmente designada de DEFANINST (DEconvolução do FANtasma e do INSTrumento), por remover deterministicamente os efeitos dos fantasmas e do instrumento, seguida por deconvolução estatística. Esse procedimento, além de gerar dados com tratamento de fase adequado (fase zero), garantia uma boa recuperação dos componentes de baixas frequências presentes nos dados. Com a influência de companhias de serviço, esse processo foi substituído, nos processamentos externos e em alguns internos, por um tratamento exclusivamente determinístico, em que apenas as correções de fase da absorção e dos fantasmas eram aplicadas aos dados. Esse procedimento trouxe grande prejuízo à qualidade do conteúdo de baixas frequências presentes nos dados, que só veio a ser reparado mais recentemente, principalmente pela reintrodução da correção de amplitude dos fantasmas.

Na construção de modelos de velocidade e de parâmetros anisotrópicos, além da evolução de processos tomográficos, a introdução do FWI se mostrou fundamental. Desde os primeiros processamentos PSDM, a principal ferramenta empregada na construção de modelos de velocidades, a tomografia, passou por várias modificações até chegar à versão atual anisotrópica TTI. Por sua vez, o FWI, que estima atualizações no modelo de velocidade a partir da comparação entre dados registrados e modelados, tem contribuído para introduzir maior riqueza de detalhes aos modelos de velocidade, principalmente em suas porções mais rasas, reduzindo assim a propagação de erros para porções mais profundas. O desenvolvimento da tecnologia FWI começou nos centros de pesquisa financiados

por companhias de petróleo nos anos 2000 (embora os primeiros trabalhos acadêmicos remontem à década de 1980) e sua disseminação nas empresas de processamento por volta de 2014. Em 2016 o FWI foi utilizado em conjunto com a tomografia pela primeira vez em dados relativos ao Pré-sal no PSDM da área de Libra e a partir de 2018 a técnica foi incluída na sequência do processamento contratado. Com o aumento do parque computacional da Petrobras, a partir de 2019, a técnica FWI foi viabilizada internamente em escala de produção.

Sobre a evolução da etapa de migração na Petrobras, com vistas a um melhor imageamento da seção pré-sal, deve-se mencionar que a partir de 2000 as migrações pós-empilhamento foram substituídas por migrações Kirchhoff isotrópicas pré-empilhamento (PSTM e PSDM). Em seguida, as migrações PSDM anisotrópicas, tanto Kirchhoff como RTM, se tornaram rotina no imageamento sísmico. A migração RTM foi viabilizada internamente a partir de 2019, com a expansão da capacidade computacional da Petrobras.

Na etapa pós-migração, a técnica LSM tornou-se uma opção para melhorar o imageamento dos dados. Essa técnica tem como objetivo corrigir efeitos da geometria de aquisição e iluminação irregular sobre a imagem migrada, proporcionando um melhor balanceamento das amplitudes, atenuação de *footprints* de aquisição e a ampliação da banda espectral. Em 2019, a técnica LSM foi utilizada pela primeira vez em escala de produção em dados relativos ao Pré-sal no dado 3D *streamer* da área de Libra e atualmente está incluída como mais uma opção da sequência de processamento contratado. A exemplo do FWI e RTM, o LSM vem sendo aplicado internamente após a expansão da capacidade computacional da Petrobras.

Como parte da busca por melhorias adicionais ao processamento sísmico, para uma melhor definição do Pré-sal, Acordos de Cooperação Tecnológica (ACTs) foram firmados entre a Petrobras e empresas de serviços de processamento. Dentre os vários trabalhos desenvolvidos na vigência dessa modalidade de contrato, duas inovações tecnológicas, particularmente importantes para o imageamento do Pré-sal, foram implementadas. A primeira, em 2012, consistiu no processamento bi azimutal das aquisições Tupi-Iracema e Santos *Phase* II no campo de Lula. A segunda, em 2014, envolveu a implementação e aplicação da ferramenta IMA no dado Tupi Iracema. Ambas as iniciativas resultaram em melhorias substanciais à qualidade do imageamento da seção pré-sal.

Atualmente, a demanda por imagens de melhor qualidade está mais voltada para caracterização de fácies reservatório e monitoramento da produção de campos do Pré-sal através de sísmica 4D. Isso tem orientado vários estudos em P&D nos centros de pesquisa da indústria de petróleo e levado ao desenvolvimento e implementação de modernas técnicas que têm causado grande impacto no processamento sísmico. Adicionalmente, o atual estágio de desenvolvimento da aquisição exige algoritmos de processamento que possibilitem o tratamento, muitas vezes de forma conjunta, de dados levantados por vários tipos de geometria de aquisição, com receptores na superfície e/ou no assoalho marinho.

5. A DESCOBERTA DO PRÉ-SAL

A descoberta do Pré-sal resultou de um esforço de vários anos de avaliação do potencial petrolífero das bacias brasileiras realizado pela Petrobras. Esse esforço muito dependeu da evolução de técnicas de aquisição e processamento de dados sísmicos de reflexão. Ao longo dos anos, levantamentos marítimos tradicionais a cabo tiveram avanços tecnológicos e de geometria de aquisição que resultaram em dados com maior resolução e cobertura. Nesse mesmo sentido, a evolução de técnicas de processamento sísmico e da capacidade computacional propiciou um imageamento mais adequado da subsuperfície, fundamental para o entendimento e caracterização do Pré-sal.

5.1. Os *Cluster Blocks*

A história da descoberta do Pré-sal tem uma relação direta com a avaliação exploratória dos *Cluster Blocks* (BM-S-8, BM-S-9, BM-S-10 e BM-S-11), que foram adquiridos no BID 2, segundo leilão de blocos exploratórios sob o regime de concessão, promovido pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) em junho de 2000. Além de muito extensos, com áreas entre 3.800 e 5.200 km^2, esses blocos continham prospectos de alto risco, em área de nova fronteira exploratória e com alta complexidade estrutural. Adicionalmente, o contrato de concessão previa a devolução obrigatória de 50% dos blocos ao final do primeiro período exploratório. Esses condicionantes evidenciaram que a sísmica disponível, exclusivamente 2D, não atenderia a necessidade de avaliação adequada e célere dos blocos. Por essa razão, as empresas envolvidas na avaliação exploratória dos *Cluster Blocks*, Petrobras (Operadora), British Gas, Chevron-Texaco, Petrogal, Repsol-YPF e Shell, se uniram para contratação de um levantamento 3D que respondesse adequadamente aos desafios da área.

5.2. A Sísmica *Cluster Blocks*

5.2.1. Aquisição

A aquisição dos dados sobre os *Cluster Blocks* foi realizada pela empresa Veritas DGC, entre 2001 e 2002. Foram empregados simultaneamente dois navios sísmicos para viabilizar o projeto em tempo adequado para avaliação dos blocos. Cada navio trabalhou com seis cabos *streamer* de 6 km de comprimento, equiespaçados de 150 m e com pontos de tiro a cada 25m (*flip/flop*). Para reduzir a interferência sísmica ao mínimo, as embarcações navegaram em sentidos opostos, mantendo uma separação mínima de cerca de 70Km. Essa foi a primeira aquisição multicliente (Shoot Group) realizada no Brasil e que, com cerca de 20 mil Km2, foi considerada, à época, o maior levantamento 3D do mundo.

5.2.2. Processamento

O processamento dos dados *Cluster Blocks* foi também realizado pela Veritas DGC ,entre 2001 e 2003, produzindo dados migrados pós (*Fast Track*) e pré-empilhamento, os quais foram fundamentais para a descoberta do Pré-sal.

Nessa época, não eram todos os projetos de processamento que contavam com migração PSDM, devido à alta demanda computacional e alto custo. Por outro lado, as imagens com migração PSTM sobre dados dos *Cluster*

Blocks invariavelmente apresentavam problemas de focalização da seção Pré-sal devido à alta complexidade estrutural das camadas sobrejacentes. Esse problema dificultava os trabalhos de interpretação e identificação de oportunidades exploratórias para o *play*. Para superar essa dificuldade, a Veritas propôs a realização de uma migração denominada *Velocity Contrast Kirchhoff Migration*, ou migração híbrida, como ficou informalmente conhecida. A migração híbrida aplicada aos dados dos *Cluster Blocks* considerou um modelo de velocidades composto por três camadas: 1- a camada superior ou a lâmina d´água, com velocidade de 1500m/s; 2- a camada intermediária, composta por sedimentos entre o fundo do mar e um evento de alta amplitude positiva, denominado pela Veritas de BAR (*Boost Amplitude Reflector*); e 3- a camada basal, entre o BAR e a base do modelo (*flood*), com velocidade constante de 4600m/s. As velocidades para a camada intermediária, composta por sedimentos, foram interpretadas interativamente e interpoladas de modo a acompanhar aproximadamente o fundo do mar.

O refletor BAR, interpretado em toda a área do projeto, resulta da composição do evento associado à ocorrência de anidrita nos topos dos domos de sal móvel (halita) e o evento denominado pela Veritas/Petrobras de "enigmático", com ocorrência em mini-bacias entre domos (ver Figuras 5.2.2.1 e 5.2.2.2). Essa denominação vem de algumas características peculiares desse evento. Embora apresentasse amplitudes positivas anômalas e correspondesse ao topo de um pacote com alta refletividade, ele não era diretamente correlacionável a nenhum marco estratigráfico conhecido da bacia. Como veremos mais adiante, o enigmático veio a ser identificado como o topo do intervalo de sal estratificado, até então desconhecido, da sequência evaporítica da Bacia de Santos. Uma imagem do modelo de velocidades considerada é mostrada na Figura 5.2.2.3

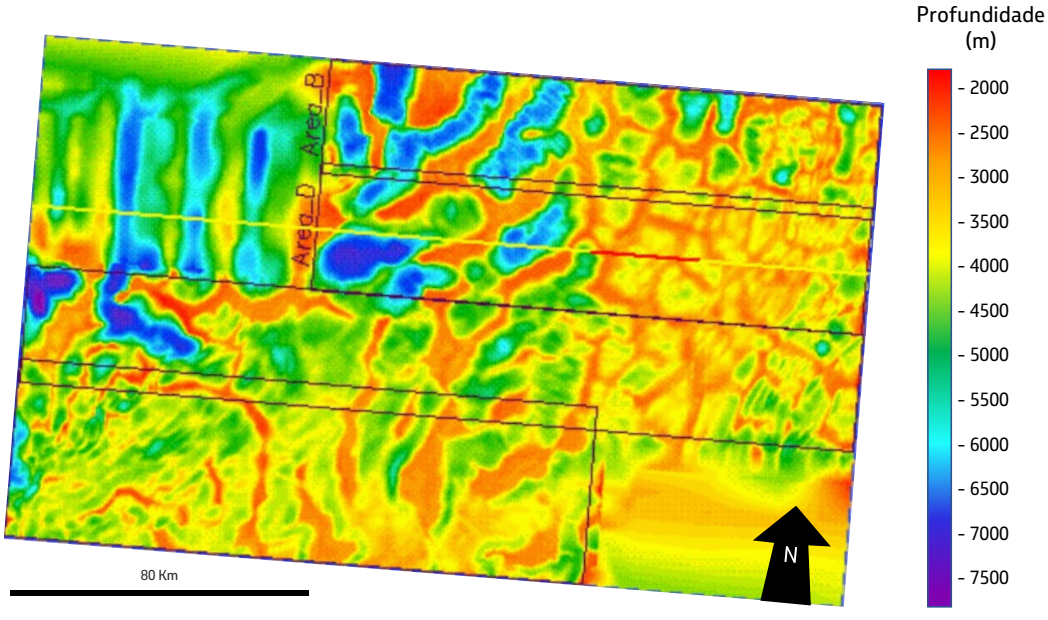


Figura 5.2.2.1: Mapa estrutural do refletor BAR mostrando topos de domos de halita, predominante nas partes mais altas (cor laranja a vermelho), e o horizonte "enigmático", posicionado preferencialmente nas partes mais baixas (cores verde a roxo).

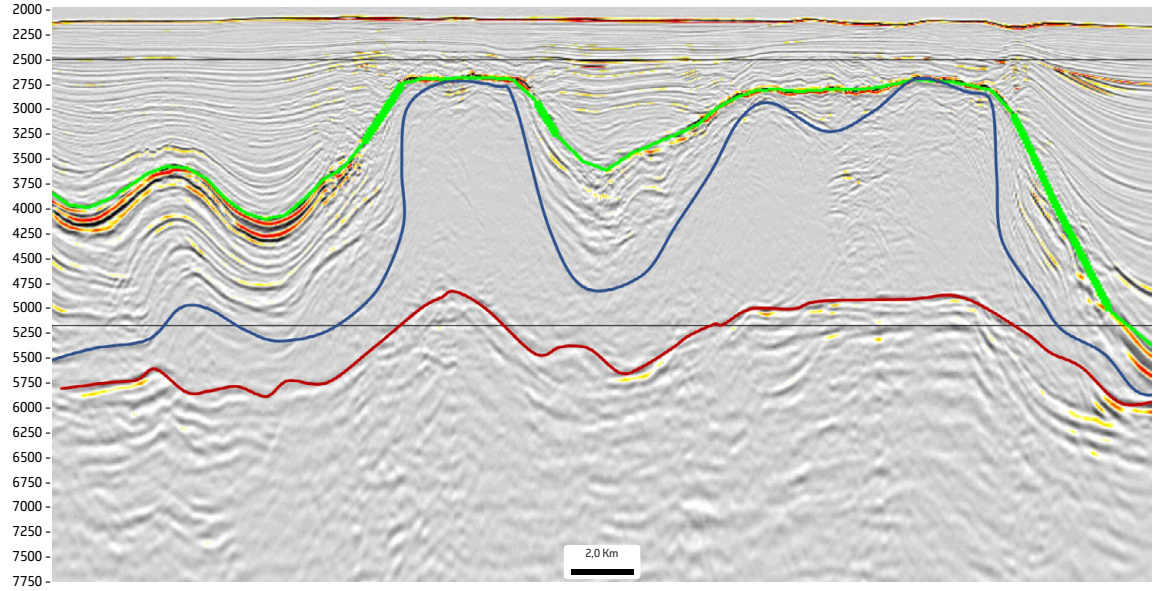


Figura 5.2.2.2: Linha sísmica em tempo do volume *fast track* ilustrando o evento BAR, ou topo da seção evaporítica, em verde. O topo do sal móvel (halita) está em azul e a base da sequência evaporítica em vermelho.

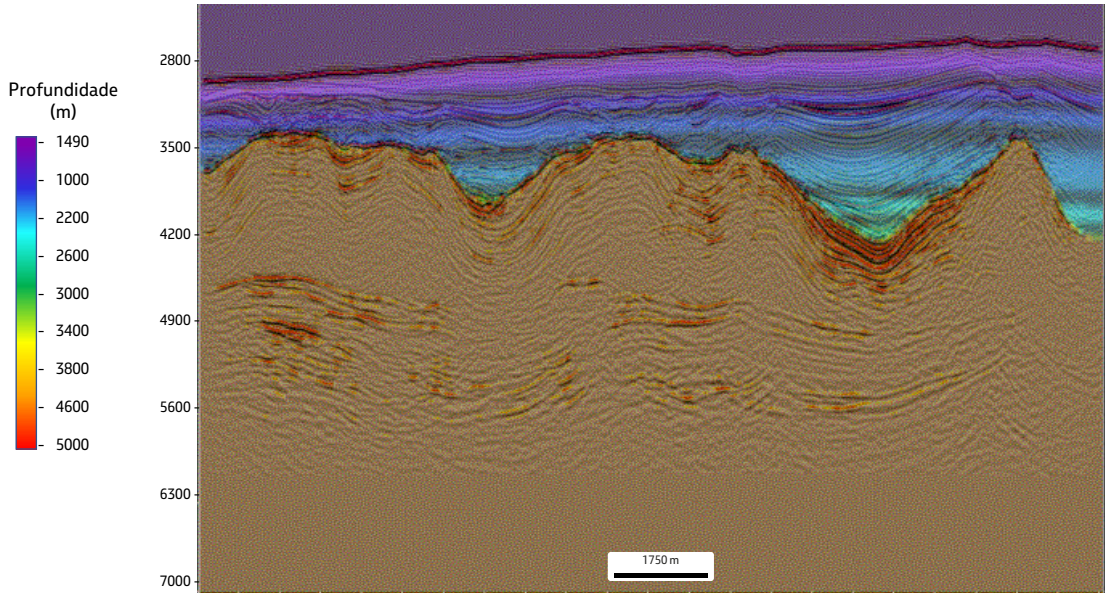


Figura 5.2.2.3: Modelo de velocidades em tempo (ms) usado na migração híbrida, composto por 3 camadas: 1- superior ou lâmina d´água; 2- intermediária ou sedimentos; e 3- inferior, entre o evento BAR e a base do modelo (*flood*).

Com base nesse modelo de velocidades, os dados dos *Cluster Blocks* foram submetidos à migração híbrida como uma tentativa de contornar os problemas de imageamento apresentados pelo PSTM. Como a denominação híbrida indica, essa migração apresenta características das migrações PSTM e PSDM, que poderia se constituir em uma solução aproximada mais barata para o imageamento do Pré-sal nos *Cluster Blocks*. Como uma migração em tempo, a migração híbrida colapsa difrações em seus ápices, mas a forma dessas difrações considera a deflexão do raio na interface entre os

sedimentos e o sal, de forma semelhante a uma migração em profundidade, por isso a designação híbrida.

A migração híbrida, considerando o modelo de velocidades descrito, resultou em uma melhor focalização dos refletores da seção pré-sal e as imagens geradas se mostraram adequadas para dar suporte aos primeiros trabalhos de mapeamento e definição de oportunidades exploratórias nos objetivos pré-sal. Esse resultado, obtido para o modelo com o *flood* de velocidade alta (4600m/s) para o pacote limitado ao topo pelo enigmático, foi determinante para reforçar a ideia de que não estávamos lidando com sedimentos siliciclásticos. O processo de imageamento acima descrito foi uma dentre tantas ideias inovadoras que viabilizaram os primeiros trabalhos de exploração do Pré-sal e que surgiram da interação entre técnicos das várias empresas envolvidas no desafio de avaliar o potencial de vários blocos exploratórios extensos em um tempo relativamente curto.

5.2.3. Interpretação

Para os trabalhos técnicos de avaliação pré-BID2 na Bacia de Santos, a Petrobras e demais empresas parceiras que vieram a arrematar os *Cluster Blocks* contavam apenas com malha sísmica 2D cobrindo esses blocos. À época, as linhas sísmicas mais recentes e de melhor qualidade eram as da Veritas, cuja malha de 4 por 8 km havia sido adquirida e processada em 1999. Linhas mais antigas, como as das equipes sísmicas ES-222, ES-231, ES-247 e ES-248, por exemplo, foram usadas apenas para compor malha, visando definição estrutural de alguns *leads* identificados.



Figura 5.2.3.1: Mapa com a distribuição dos *leads* por tipo de *play*, identificados com base em sísmica 2D, à época da aquisição dos *Cluster Blocks*.

Após a aquisição dos blocos e até meados de 2002, todo o esforço de interpretação sísmica e definição de *leads* nos quatro blocos foi baseado unicamente em dados sísmicos 2D em tempo. O mapa da Figura 5.2.3.1 mostra a distribuição dos *leads* nos blocos, que tinham como objetivo principal o intervalo interpretado à época como siliciclástico, posicionado entre o refletor enigmático e o topo do sal até então conhecido, interpretado em dados 2D. A Figura 5.2.3.2 mostra uma linha sísmica 2D em tempo sobre o *lead* Malbec no BM-S-8. Basicamente, o único *lead* com alvo no Pré-sal era o Tupi, localizado no BM-S-11.

Devido à complexidade geológica da área, que dificultava uma melhor definição de *leads* nos dados 2D disponíveis, decidiu-se pela contratação do levantamento 3D que recobriu todos os *Cluster Blocks*, conforme já mencionado.

Em meados de 2002, os intérpretes já tinham em mãos uma versão preliminar do processamento 3D PSTM desses dados. Isso permitiu a reinterpretação dos horizontes e os *leads* puderam ser mais bem definidos, principalmente em termos de geometria. De um modo geral, houve uma redução areal dos *leads*, refletindo o incremento de resolução e cobertura propiciado pela sísmica 3D.

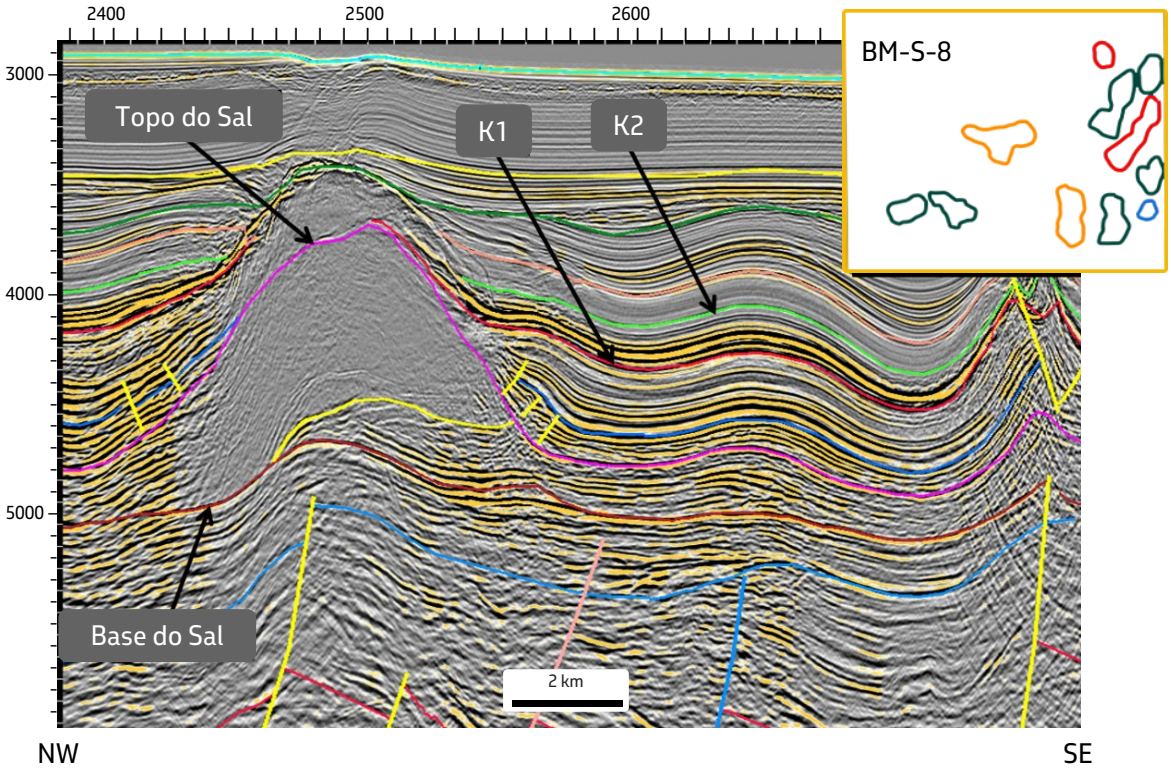


Figura 5.2.3.2: Linha sísmica 2D em tempo (ms) ilustrando o *Lead* Malbec, no BM-S-8. Notar a posição do topo do sal, conforme interpretação da época. O enigmático, correspondente ao atual topo do sal, situa-se entre os horizontes K1 e K2, à época interpretados como de Idade campaniana.

O refletor enigmático, já citado, foi assim denominado devido à dificuldade de correlação com marcos conhecidos da bacia. Ele se associava a um forte contraste positivo de impedância acústica, posicionado no topo de um pacote com alta refletividade (Figura 5.2.3.3). Esse pacote, imediatamente sobreposto ao sal conhecido, ocorre principalmente na porção central da Bacia de Santos, sobre um proeminente alto estrutural do embasamento, denominado Platô de São Paulo. Posteriormente veio-se a saber que esse refletor corresponde ao topo de uma sequência evaporítica com marcante estratificação, originada pela alternância de ciclos deposicionais de anidrita-halita e sais complexos, daí as altas refletividades observadas. Localmente esses sais apresentam-se dobrados e contorcidos por efeitos halocinéticos.

É importante enfatizar que o sal até então conhecido na Bacia de Santos era basicamente halita, que ocorria em domos e muralhas, associado a fácies sísmicas *free* ou caóticas, ou seja, com pouca ou nenhuma estratificação interna. Por essa razão, fazendo analogia com intervalos siliciclásticos do Pós-sal das bacias de Campos e Santos, o pacote de sal estratificado dos *Cluster Blocks* foi inicialmente interpretado como uma sequência siliciclástica, possivelmente composta por intercalações de folhelhos compactos e areias muito porosas, com boa possibilidade de conter hidrocarbonetos, devido às amplitudes anômalas associadas.

Por outro lado, a presença de eventos contínuos, plano paralelos e com amplitudes anômalas (incomuns entre siliciclásticos submetidos a grandes soterramentos), o caráter localmente plástico (ou pouco rúptil) de algumas deformações estruturais associadas (Figura 5.2.3.3) e a ausência de feições tipicamente sedimentares (como canais, leques etc.) em mapas de amplitude extraídos de eventos desse intervalo eram indicativos contrários à sua origem supostamente siliciclástica.

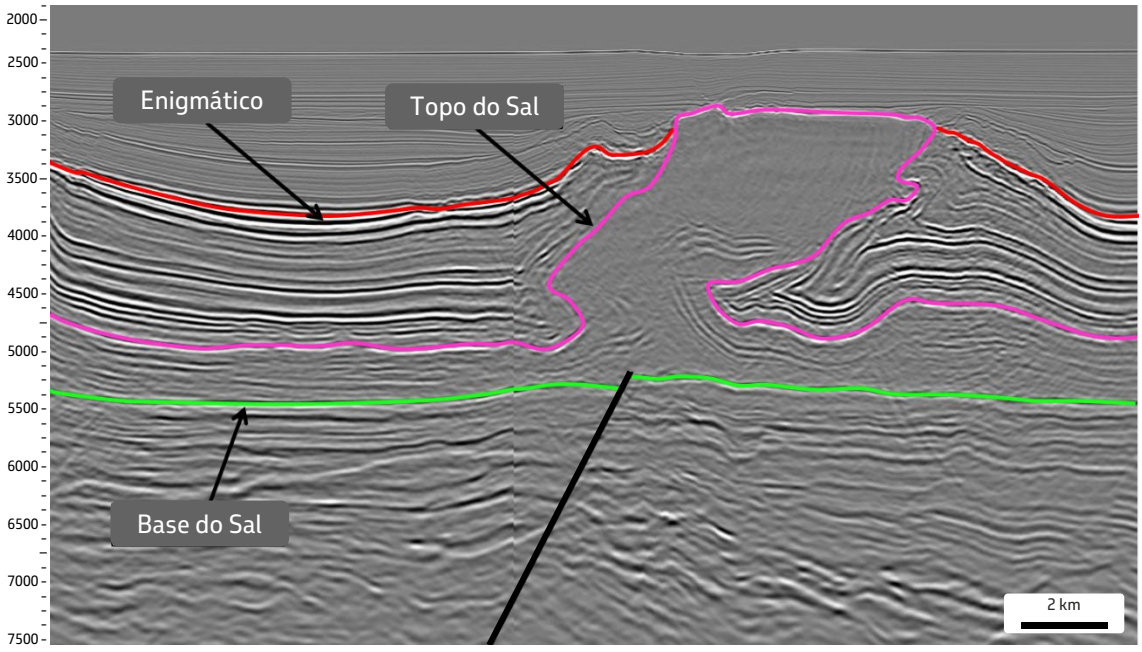


Figura 5.2.3.3: Linha sísmica 3D em profundidade (m), ilustrando o enigmático e domo de sal com flanco direito recumbente, associado a eventos com deformações plásticas, não condizentes com sedimentos siliciclásticos. A indicação de topo do sal corresponde à interpretação da época.

Outra grande dificuldade residia na amarração com poços, uma vez que a área dos *Cluster Blocks* é cercada por grandes muralhas e domos de sal (halita) e a cobertura sísmica à época se resumia a esparsas linhas 2D. Correlações indiretas, utilizando-se rastreamento por fácies sísmicas, indicavam um posicionamento estratigráfico bem abaixo da idade campaniana, como então interpretado (Figura 5.2.3.4).

Como já mencionado, outra evidência que apontava para uma origem não siliciclástica para o pacote limitado ao topo pelo enigmático veio da construção do modelo de velocidades. Isso porque imagens migradas mais bem focalizadas eram obtidas quando uma velocidade relativamente alta, 4600m/s, não compatível com sedimentos siliciclásticos a baixos soterramentos, era considerada para o intervalo.

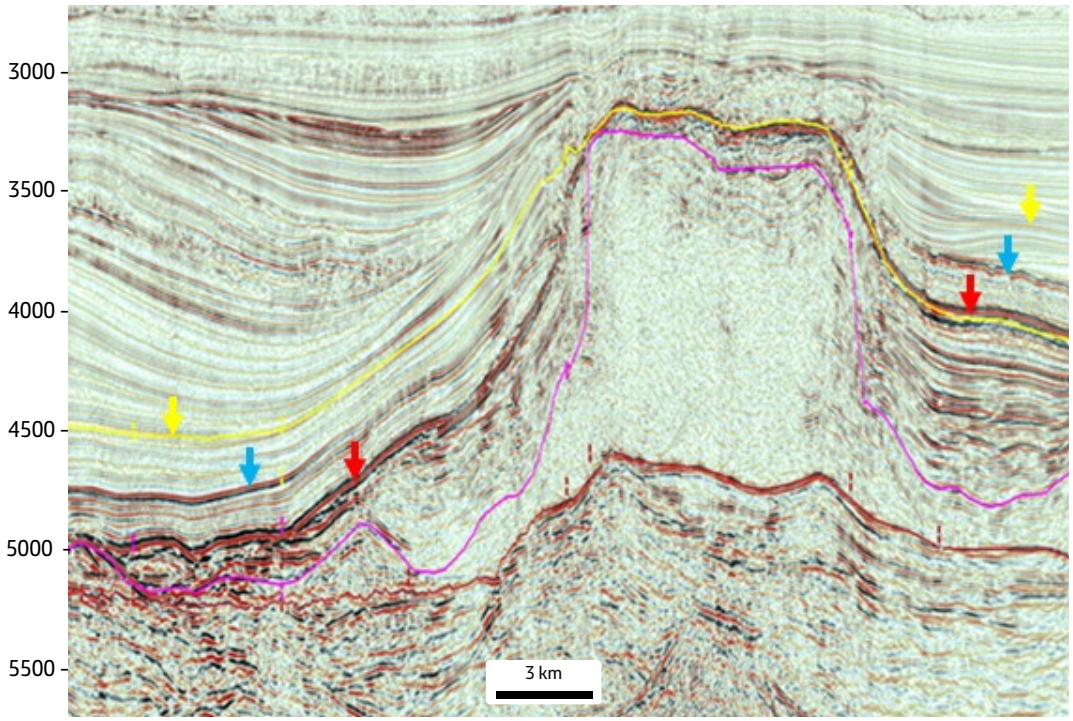


Figura 5.2.3.4: Seção sísmica 2D em tempo (ms) ilustrando eventos interpretados à época como topo da seção Santoniano/Campaniano (amarelo) e o topo e base da halita (rosa e vermelho). A interpretação atual, já corroborada por poços, está representada por setas em ambos os lados da estrutura dômica, onde as setas amarela, azul e vermelha apontam para os topos da seção Santoniano/Campaniano, seção Albiano e do sal estratificado, respectivamente. A identificação do topo e base da halita não foi alterada.

Para amostrar o intervalo limitado ao topo pelo enigmático e assim desvendar o mistério, resolveu-se utilizar o poço 1-RJS-598D (Locação Fluorita), localizado ligeiramente ao norte do BM-S-11, no bloco BS-500 (exclusivo Petrobras). O poço tinha como objetivo principal turbiditos do intervalo Albiano/Cenomaniano e, logo abaixo, o pacote supostamente siliciclástico dos *Cluster Blocks*. Assim, o poço foi aprofundado por cerca de 500m em relação ao seu projeto inicial e, em janeiro de 2003, constatou camadas de sal estratificado do tipo halita, carnalita, anidrita e taquidrita (Figura 5.2.3.5). Em outras palavras, o enigmático na verdade corresponde ao topo da sequência de sal estratificado da Bacia de Santos.

A partir dos resultados do aprofundamento do 1-RJS-598D, a maioria dos *leads* para objetivos antes considerados turbiditos do Pós-sal foi descartada. O que restava então como possível alvo exploratório nos blocos era a sequência pré-sal. Paradoxalmente, a constatação de uma espessa seção evaporítica garantiu uma sequência selante ideal para os possíveis reservatórios do Pré-sal, aumentando consideravelmente o potencial exploratório do intervalo. Cabe ressaltar que, naquele momento, os potenciais reservatórios para o Pré-sal da Bacia de Santos seriam coquinas, já amostradas na Bacia de Campos, e arenitos siliciclásticos distais, já que poços proximais haviam amostrado conglomerados na Bacia de Santos. Desse modo, todas as atenções se voltaram para a busca por estruturas abaixo da base do sal, que juntar-se-iam ao *Lead* Tupi, único previamente identificado, para compor o potencial exploratório dos *Cluster Blocks*.

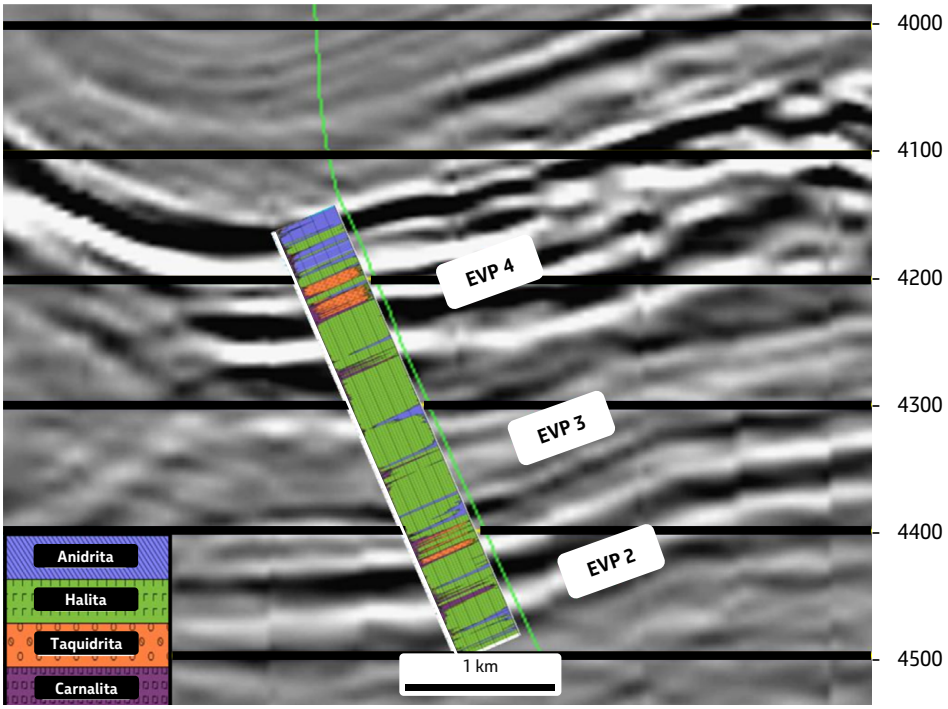


Figura 5.2.3.5: Linha sísmica 3D em tempo (ms), mostrando o perfil litológico da porção da sequência evaporítica amostrada pelo poço 1-RJS-598D (EVP=Evaporito). (Modificada de Freitas,2006)

A esta altura, os intérpretes já trabalhavam com o dado sísmico 3D produzido pela migração híbrida e o modelo de velocidades, conforme descrito. Esses dados apresentavam melhor qualidade que os preliminares, migrados Pós-STM, o que de certa forma facilitou a definição de várias oportunidades no Pré-sal. No processo de conversão tempo/profundidade, para geração de mapas estruturais, foi utilizado um modelo que considerou as velocidades interpretadas pelo processamento para a seção Pós-sal, uma velocidade constante de 4500m/s para todo o pacote evaporítico e uma variação linear com a profundidade para o Pré-sal. A Figura 5.2.3.6 mostra os *leads* identificados no BM-S-8 com sísmica 3D PSTM, alguns ainda com objetivo em areias em mini bacias acima da seção evaporítica, porém grande parte deles já com foco no Pré-sal.

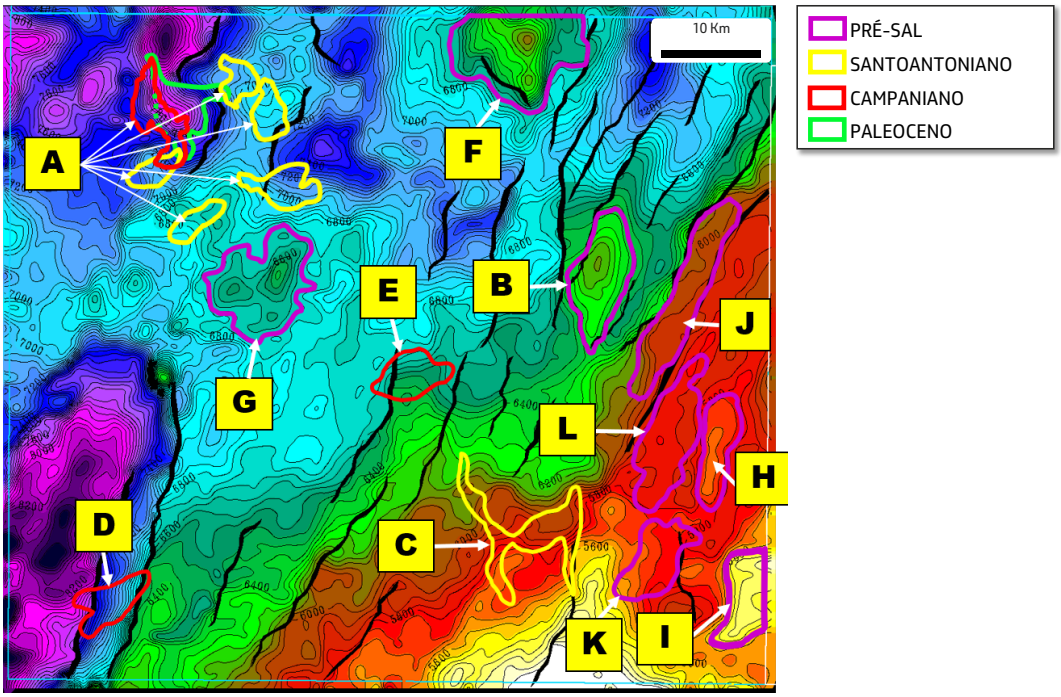


Figura 5.2.3.6: Mapa estrutural da base da seção Sag no BM-S-8, ilustrando a distribuição dos *leads*, já com foco principal na seção Pré-sal.

Em agosto de 2003, por ocasião da passagem da primeira para segunda fase exploratória, as empresas concessionárias tiveram que, por força de contrato, devolver 50% das áreas dos blocos. Assim, optou-se por manter prioritariamente *leads* com objetivos pré-sal, descartando quase por completo os leads inicialmente identificados, uma vez que correspondiam predominantemente a anomalias associadas à sequência evaporítica.

Para a segunda fase exploratória, quando já havia o compromisso de perfuração de poços, fazia-se necessário trabalhar com dados sísmicos ainda mais confiáveis, tanto do ponto de vista de definição estratigráfica quanto estrutural. Dessa forma, era imperioso que os intérpretes tivessem à disposição dados sísmicos migrados em profundidade, o que deflagrou uma série de processamentos PSDM em áreas prioritárias.

O primeiro PSDM, na área do *Lead* Parati, no BM-S-10, foi processado pela Veritas e finalizado em dezembro de 2004. A Figura 5.2.3.7 ilustra uma linha sísmica resultante desse processamento. Em seguida, foi executado pela Paradigm o segundo PSDM nos *Cluster Blocks*, cobrindo os *leads* Tupi e Iracema (duas áreas separadas), no BM-S-11.

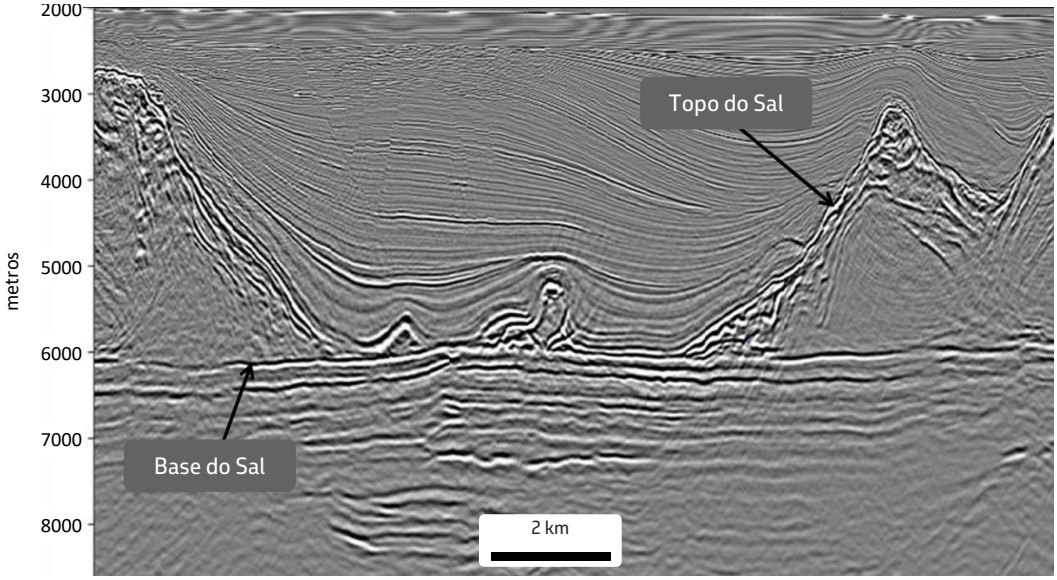


Figura 5.2.3.7: *Inline* PSDM (5740) utilizada na locação do *Lead* Parati.

Vale ressaltar que a sísmica não exclusiva 3D do BS-500, adquirida antes da dos *Cluster Blocks*, também teve importante papel nas descobertas do Pré-sal. Essa aquisição, com 9162 Km² registrados entre 1999 e 2000, foi realizada em três fases e cobre parte do prospecto Franco, que veio a se tornar o campo gigante de Búzios. No processamento original, realizado pela PGS entre 1999 e 2001, a migração ainda era pós-empilhamento em tempo. Entre novembro de 2003 e dezembro de 2004, foi realizado o reprocessamento (PGS) PSTM Kirchhoff em nove áreas de aproximadamente 1000 km² cada, com ordem de prioridade definida por compromissos de perfuração acordados com a ANP. A Petrobras esteve envolvida em importantes decisões do projeto, sobretudo no controle de qualidade e na interpretação das velocidades.

Além dos dois maiores campos gigantes de Lula e Búzios, outras grandes descobertas se seguiram concomitantemente a novas aquisições e reprocessamentos sísmicos. Na área dos *Cluster Blocks,* destacam-se os campos de Sapinhoá, Sururu, Berbigão, Atapu, Lapa, Sépia e Bacalhau. Em novas áreas, destacam-se as descobertas de Júpiter, Sagitário, Florim e Libra. Esses últimos se tornaram os campos de Itapu e Mero, respectivamente. Todas essas novas descobertas estão relatadas em maior detalhe no capítulo 10 deste livro.

5.3. Uso de Atributos sísmicos

Esse ítem aborda os principais atributos sísmicos empregados na avaliação do Pré-sal. Como atributo sísmico aqui considera-se qualquer grandeza extraída dos diversos dados sísmicos disponíveis ou deles gerados. Embora possam ser classificados em diversas categorias, tais como atributos instantâneos, geométricos, acentuadores de amplitude, AVO (*Amplitude Versus Offset*), inversão e decomposição espectral (Roden *et al*, 2015), os atributos sísmicos aqui apresentados são descritos de forma sucinta, bem como a forma com que foram utilizados para melhor caracterizar o Pré-sal.

O uso de seções de velocidade (SEVEL) e de estimativas de porosidades sísmicas para identificação de zonas reservatório em carbonatos albianos da Bacia de Campos data da década de 1970. Atributos do tipo *Direct Hidrocarbon Indicator* (DHIs) e de AVO, em dados convencionais ou invertidos, foram fundamentais para importantes descobertas em reservatórios siliciclásticos do Pós-sal em bacias da costa sudeste brasileira, notadamente na Bacia de Campos, desde a década de 1980. Diversos outros atributos vêm sendo gradualmente incorporados à rotina da interpretação exploratória e explotatória da Petrobras com diferentes objetivos. No caso do Pré-sal, algumas complicações dificultam o uso de atributos sísmicos para indicação da presença de hidrocarbonetos, como veremos a seguir, mas eles têm sido fundamentais para definição de modelos geológicos e de fácies em acumulações e oportunidades exploratórias, bem como na definição do arcabouço estrutural associado.

À medida em que se desenvolvia o processo exploratório do Pré-sal, ficou evidente a grande diversidade faciológica e de características porosas de seus reservatórios, típica de sistemas carbonáticos. Como consequência, iniciou-se um projeto multidisciplinar com o objetivo de caracterizar os diferentes tipos de litofácies e ambientes deposicionais a partir da análise conjunta de atributos sísmicos, sob a ótica de um modelo geológico conceitual para os processos deposicionais e estruturais.

Um dos trabalhos pioneiros na consolidação e disseminação dessa metodologia (de Paula *et al*., 2008) aponta que dados sísmicos convencionais, como os volumes sísmicos 3D, não apresentavam resolução sísmica suficiente para propiciar estimativas de espessura ou para análises qualitativas do reservatório. Esse trabalho também destacou a importância da utilização de volumes sísmicos 3D de pseudo-impedância acústica, obtidos a partir do processamento de volumes convencionais com ampliação da banda espectral (Tassini, Romanelli Rosa e outros, comunicação verbal) e sugeriu que esse tipo de dado ajudaria a identificar a ocorrência de zonas com melhores características permoporosas do intervalo reservatório. A Figura 5.3.1, retirada da apresentação do trabalho de de Paula *et al*. (2008), compara os dois tipos de dados.

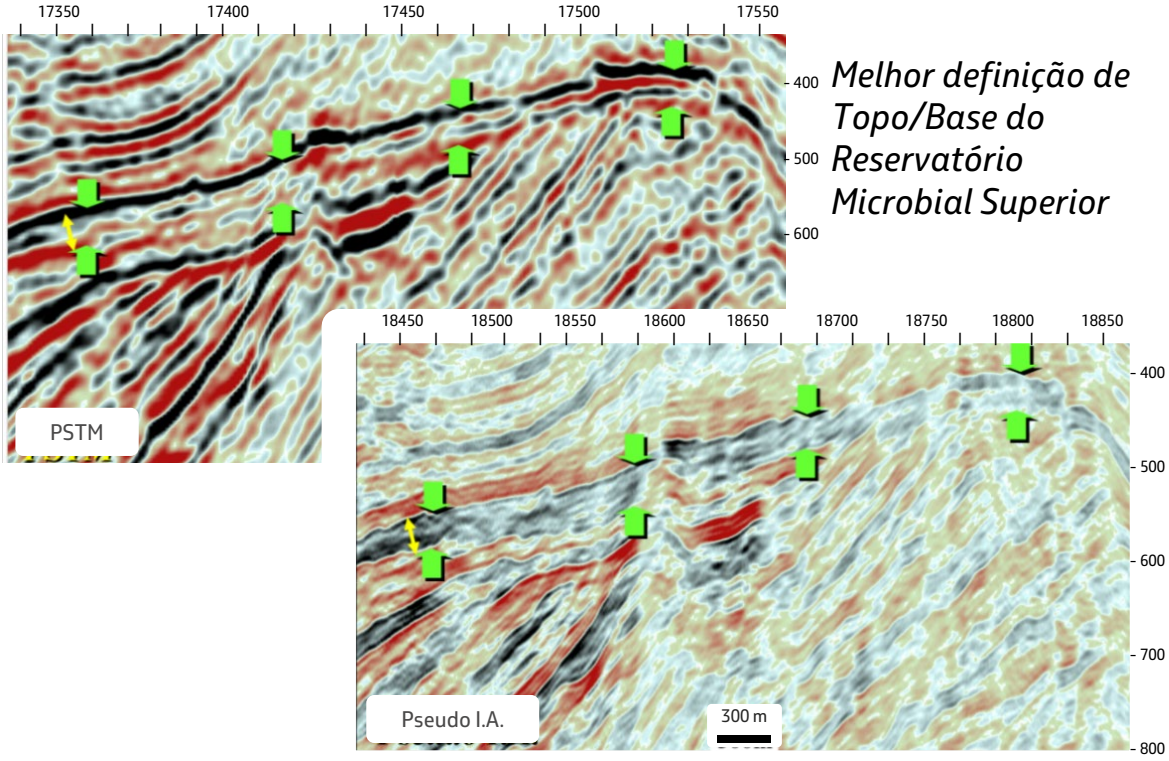


Figura 5.3.1: Exemplo de melhoria na definição das camadas com diferentes características permoporosas através do uso de dados de pseudo-impedância. Eixo vertical em tempo (ms).

Devido ao baixo controle de poço disponível nos primórdios da descoberta do Pré-sal, convencionou-se trabalhar com dados de pseudo-impedâncias relativas, ou seja, sem as baixas frequências, pois essas poderiam introduzir maiores incertezas às interpretações.

À medida que mais poços foram sendo perfurados, constatou-se uma ambiguidade em termos de impedância acústica entre intervalos reservatórios e não reservatórios da sequência Sag. Os perfis desses poços também indicavam que essa ambiguidade poderia ser, ao menos parcialmente, mitigada por uma abordagem elástica ao problema (ver Figura 5.3.2). Em outras palavras, as análises teriam que envolver estimativas de parâmetros que dependessem da velocidade da onda cisalhante (Vs), que poderiam ser obtidas das variações de amplitude com afastamento (AVO), através de processos de inversão elástica (Dilon, 2008). Contudo, essa discriminação teria que ser feita considerando valores absolutos das propriedades elásticas, ou seja, as baixas frequências teriam que ser incluídas no problema, mesmo com o controle de poços relativamente deficiente disponível até então. Para inversão sísmica, informações de baixas frequências da velocidade cisalhante e da densidade (rho) só estão disponíveis nas posições dos poços, uma vez que dados sísmicos de superfície só contêm informações de baixas sobre a velocidade compressional (Vp), extraídas do *move out* de eventos primários. Essa dificuldade é geralmente contornada através de estimativas de baixas geradas através de fórmulas empíricas que relacionam Vp a Vs e a rho, como as de Castagna *et al*. (1985) e Gardner *et al*. (1974), respectivamente. Contudo, o uso de fórmulas empíricas introduz

ainda mais incertezas às estimativas de atributos obtidas por inversão sísmica. Com isso, a qualidade das informações de baixas para os parâmetros elásticos, e a sua consequente quantificação, depende fundamentalmente de um bom controle de poços, que geralmente só vem a ocorrer nos estágios avançados de delimitação ou produção de uma acumulação. Esse não era o caso do cenário inicial do processo exploratório do Pré-sal.

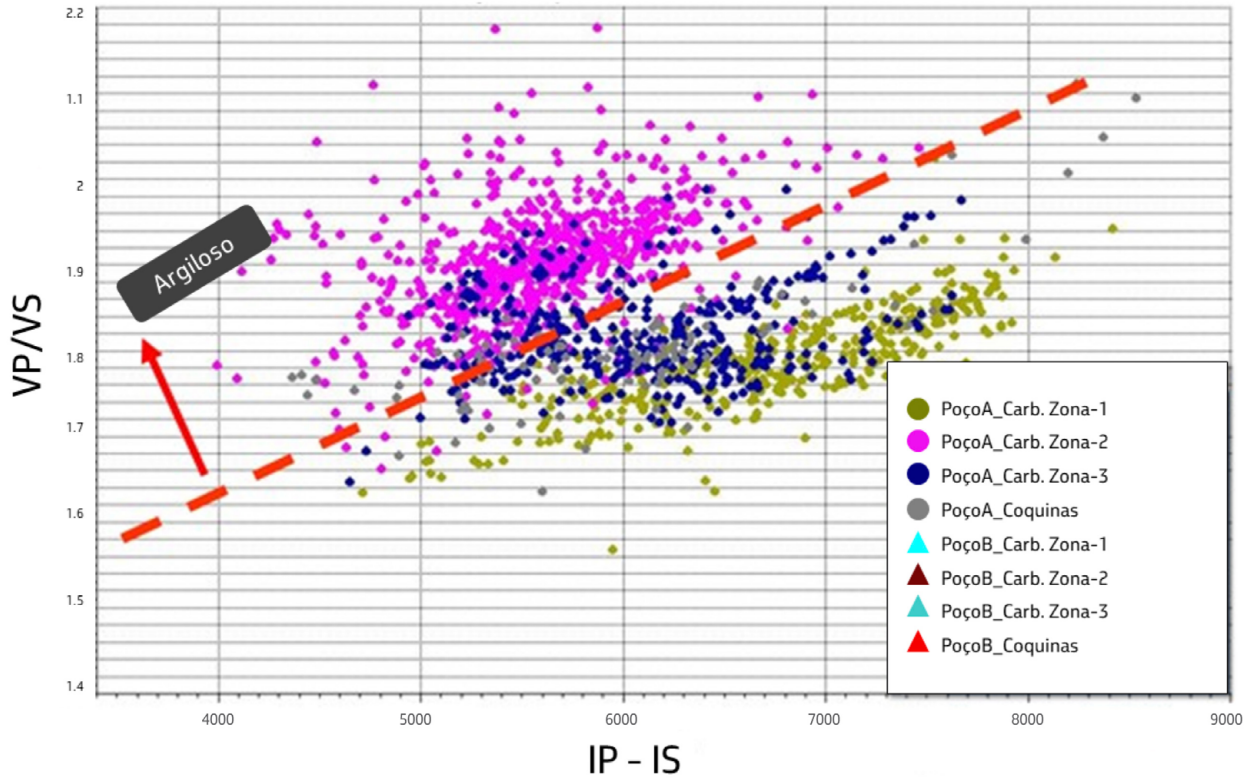


Figura 5.3.2: Gráfico cruzado entre os atributos IP-IS e Vp/Vs extraído de perfis de vários poços, mostrando a possível discriminação entre rochas reservatórios e não reservatórios a partir de parâmetros elásticos (modificado de Dilon, 2008).

Vários outros fatores limitam a confiabilidade de parâmetros obtidos de inversão sísmica convencional, tais como qualidade da deconvolução da assinatura sísmica, faixas de ângulos e azimute de iluminação restritas, natureza das interfaces, mergulho das camadas, anisotropia, dentre outros. No caso específico do Pré-sal, ainda existe a forte influência que a topografia do topo do sal, onde ocorre um forte constraste de propriedades elásticas entre o sal e os sedimentos sobrepostos, exerce sobre a uniformidade da iluminação sísmica e a focalização das correspondentes imagens pelo processamento sísmico. Esse processo pode resultar em regiões com imagens desfocadas e amplitudes desbalanceadas no dado final processado. Essas distorções fazem com que as amplitudes resultantes deixem de representar adequadamente os contrastes de propriedades elásticas, ou coeficientes de reflexão, como assumido por processos convencionais de inversão sísmica.

A despeito das limitações mencionadas, algumas tentativas de estimativas de parâmetros elásticos foram realizadas através de inversão sísmica com o intuito de mitigar a ambiguidade na resposta sísmica entre intervalos

reservatórios e não reservatórios. Contudo, devido às dificuldades descritas, os resultados alcançados apontaram para uma baixa previsibilidade para ocorrência de reservatórios do Pré-sal. Isso direcionou as análises sísmicas para identificação de fácies reservatórios ao uso conjunto de outros atributos. A combinação entre dados de pseudo-impedância acústica relativas (sem baixas) com outros atributos geométricos (coerência) e estatísticos (sismoclasses), conjugados com mapas estruturais e de isópacas, além de modelos conceituais de deposição carbonática, provaram se constituir na abordagem mais adequada à avaliação do novo *play*.

Uma etapa importante na geração dos volumes de pseudo-impedância é a deconvolução do pulso sísmico, que visa obter estimativas do modelo da refletividade em subsuperfície. A deconvolução visa a aumentar a resolução das interfaces através da atenuação dos lobos laterais do pulso sísmico, com a consequente ampliação da banda espectral do dado. Essa ampliação para além da banda originalmente disponível nos dados envolve ambiguidade de soluções, o que exige a adoção de premissas quanto ao caráter da refletividade a ser estimada (por exemplo, interfaces esparsas). Na Petrobras, a deconvolução do pulso sísmico aplicada aos dados antes da inversão é denominada de deconvolução iterativa ou iterdec (Rosa, 2018). O processo depende de uma estimativa do pulso sísmico e gera dados com banda espectral expandida. A origem do iterdec remonta ao final da década de 1970, com os trabalhos precursores de José Tassini e Emilson Evangelista, assim como, posteriormente, André Luiz Romanelli Rosa. Sobre estimativas da refletividade obtidas da deconvolução de assinatura para geração de dados de pseudo-impedância, é comum aplicar o processo denominado de Coloração Espectral. Esse processo tem por objetivo compatibilizar o comportamento espectral, ou cor, da refletividade obtida dos dados sísmicos com o de refletividades constatadas em perfis de poços (Rosa e Ulrich, 1991).

Uma opção à deconvolução iterativa, que vem sendo adotada na Petrobras, é o balanceamento espectral (*spectral balancing*). Sem depender de uma estimativa do pulso sísmico, esse processo homogeneíza o espectro de amplitudes, enfatizando tanto as baixas como as altas frequências dentro da banda originalmente disponível. Desse modo, o processo contorna o problema de ambiguidade acima mencionado, gerando estimativas de refletividade com resolução controlada pela banda espectral original dos dados.

Alguns trabalhos de inversão elástica realizados na Petrobras utilizam pacotes comerciais de inversão sísmica que trabalham com

deconvolução baseada em dados de poços, assumindo que estimativas da refletividade podem ser obtidas de perfis. A assinatura sísmica a ser deconvolvida é estimada da correlação entre sismogramas sintéticos e dados sísmicos reais na posição de poços. Esse processo geralmente revela uma grande incompatibilidade entre dados sísmicos e perfis de poços, principalmente no tocante ao grau de resolução, e tende a estimar, para um mesmo dado sísmico, assinaturas distintas para diferentes poços.

Posteriormente, já durante a fase de desenvolvimento da produção de campos, com o advento de novos dados com maior cobertura azimutal, maior detalhamento na construção dos modelos de velocidade, tratamento de múltiplas internas e a disponibilidade de um número crescente de poços de controle, o uso de inversões acústica e elástica passou a se tornar cada vez mais frequente na elaboração de modelos geológicos e de fácies para campos do Pré-sal.

Contudo, é importante mencionar que atributos estimados por processos de inversão sísmica convencional, geralmente sobre dados migrados, possuem incertezas inerentes ao próprio dado sísmico e ao processo de inversão. Tentando contornar esse problema e incluir mais dados ao processo, muitos trabalhos de inversão incorporam uma formulação estatística (inversão estocástica ou Bayesiana, por exemplo), permitindo assim o uso integrado de dados com uma maior abrangência (perfis, *plugs*, testemunhos, testes de formação (TFR), testes de longa duração (TLD), entre outros), em uma abordagem definida como Interpretação Quantitativa (Avseth *et al*., 2005). Exemplos dessa abordagem, para reservatórios turbidíticos e do Pré-sal, são encontrados no trabalho de Teixeira *et al*. (2017). De forma complementar e a despeito dos problemas de ambiguidade mencionados, processos de ampliação da banda espectral, utilizados na geração de atributos de pseudo-impedância, passaram a ser incorporados aos processos de inversão acústica e elástica na busca por diferenciação de fácies. Exemplos nos campos de Lula e Mero são abordados em Damasceno *et al*. (2017) e Penna *et al*. (2019).

Outro atributo, bastante utilizado na caracterização de fácies do Pré-sal, é o Sismoclasses, descrito e aplicado pela primeira vez por Cunha *et al*. (2008), tanto em Tupi como no bloco BM-S-8. A divisão de classes é um processo baseado nas propriedades estatísticas média e desvio padrão, calculadas traço a traço de dados de pseudo-impecância acústica, dentro de uma janela móvel ao longo do tempo. A Figura 5.3.3, retirada deste trabalho, ilustra o uso desse atributo.

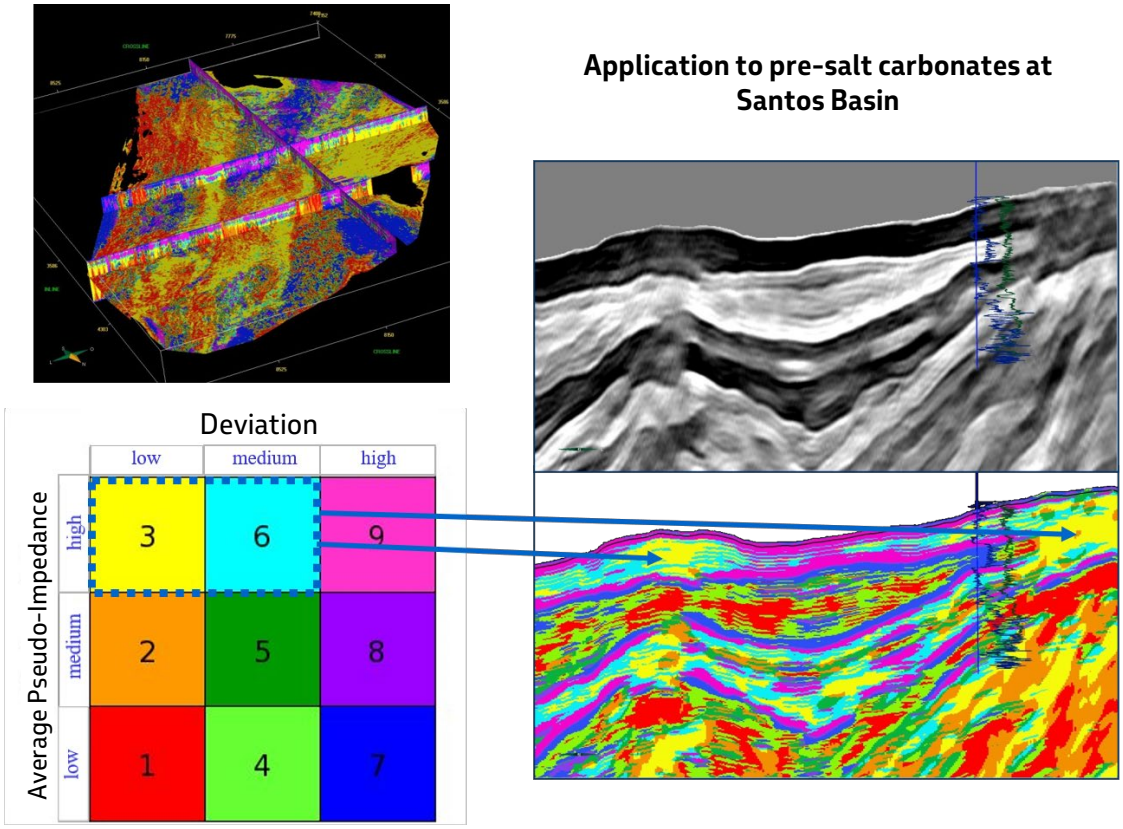


Figura 5.3.3: Classificação em Sismoclasses para o campo de Tupi. Os melhores reservatórios para este caso específico tendem a estar associados à classe amarela. a classe azul clara tende a representar zonas menos produtivas (embora com porosidade ainda efetiva) (Cunha *et al.*, 2008).

Essa técnica tem evoluído bastante ao longo dos anos, principalmente através da incorporação de dados de poços para calibração, na introdução de *crossplots* para guiar a definição das classes e na generalização do conceito para um número maior de volumes, como *NEAR*, *FAR* e IP-IS, entre outros. Um relato bem completo dessa evolução é encontrado em Silva *et al.* (2016) e Silva *et al.* (2018). A Figura 5.3.4 modificada deste trabalho ilustra a aplicação da técnica na área de Libra.

Para definição de feições estruturais da seção pré-sal, o uso de atributos geométricos, que evidenciam descontinuidades presentes nos dados, potencialmente associadas a falhas, fraturamento, carste e até mesmo limites entre diferentes padrões de sismofácies, tem se mostrado bastante útil. Essas feições, por sua vez, podem ser indicativas de compartimentações estruturais ou estratigráficas do reservatório e até mesmo do controle sobre o desenvolvimento de fácies. Entre esses diversos atributos geométricos, o volume de coerência é o que tem sido mais empregado e se baseia na comparação de um traço com seus vizinhos. Vários critérios de similaridade podem ser empregados nessa comparação e o resultado é um volume sísmico cujas amplitudes indicam o quão similar um traço é em relação aos seus vizinhos em função do tempo de registro.

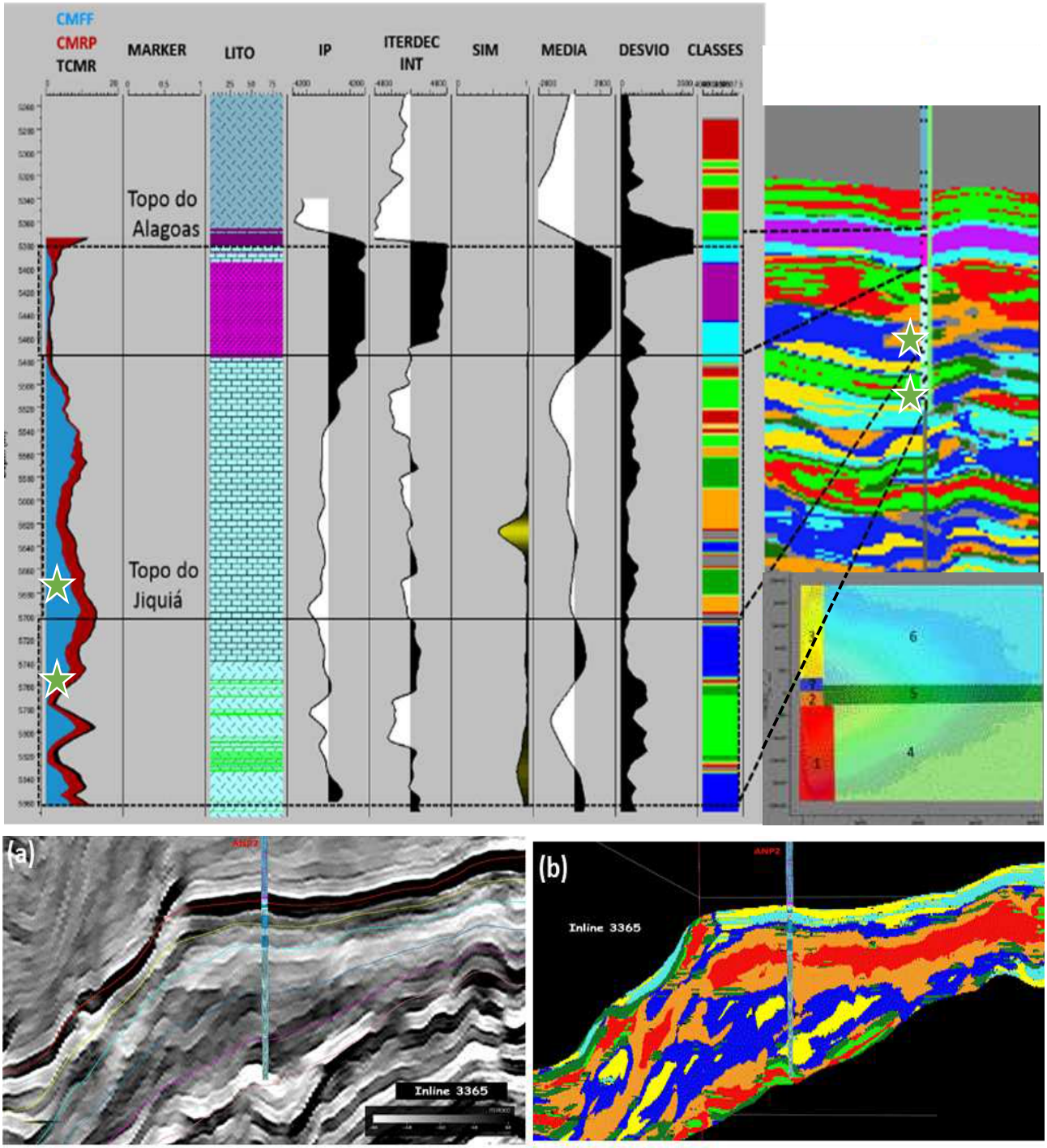


Figura 5.3.4: Sismoclasses com amarração a poço para o intervalo pré-sal. A imagem ilustra: *track* 1- Porosidade da ressonância; *track* 2- Marcadores; *track* 3- Litologia; *track* 4- Impedância Compressional; *track* 5- Pseudolog do Iterdec Integrado; 6- Similaridade; *track* 7- Pseudolog da Média; *track* 8- Pseudolog do Desvio; *track* 9- Pseudolog do Traço Sintético de Sismoclasses e 10- Dado sísmico classificado por sismoclasses (alto) e o correspondente esquema de classificação (baixo) ; (a) Seção de pseudo-impedância; (b) Seção de sismoclasses obtida de (a).

Outro atributo desenvolvido internamente e que também é bastante empregado na detecção de descontinuidades e sismofácies do dado sísmico é a Técnica de Volume de Amplitudes (TecVa) (Bulhões, 1999). Desenvolvido originalmente como o resultado de

uma média RMS móvel, para uma janela adequadamente escolhida, ao longo de traços sísmicos, esse atributo tem a capacidade de realçar feições verticais presentes nos dados. Posteriormente esse atributo evoluiu para o que se convencionou chamar de TecVA90 que resulta da aplicação de uma rotação de -90º de fase sobre os dados de TecVa convencional (Bulhões e Amorim, 2005). A comparação entre esses dois atributos revela que o TecVa melhora a visualização de descontinuidades em *time-slices*, enquanto o TecVA90 favorece essa visualização em seções verticais, que apresentam um caráter visual que se assemelha a um afloramento rochoso. A Figura 5.3.5, que compara *time-slices* e seções de dados de coerência com dados de TecVA e TecVA90, mostra a capacidade desses atributos em enfatizar descontinuidades e apresentar uma visualização alternativa dos dados sísmicos.

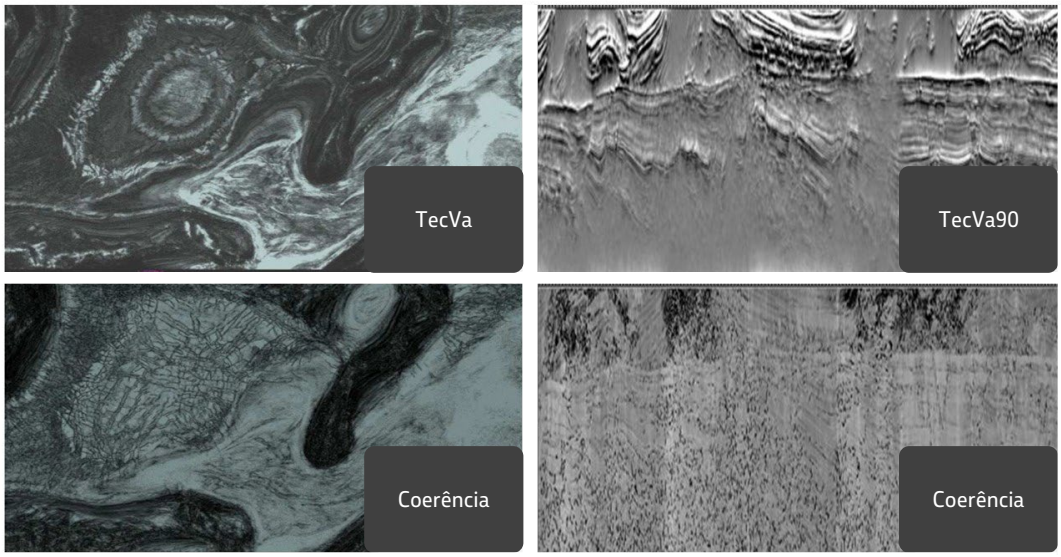


Figura 5.3.5: Comparação em *time-slice* (esquerda.) e em seção (direita) entre dados de TecVa e. TecVA90 com dados de coerência.

O conhecimento acumulado ao longo desses anos de avaliação da seção pré-sal tem demonstrado que a grande maioria das estruturas onde ocorrem as acumulações, até então descobertas, são sin-deposicionais, ou seja, já existiam desde o tempo em que a seção pré-sal foi depositada. Com o tempo geológico, elas foram predominantemente realçadas por processos de compactação diferencial e, algumas vezes, parcialmente alteradas por tectonismos e atividades magmáticas posteriores à sua formação. Desse modo, mapas de isópacas podem ser bons indicadores da topografia à época da deposição e da consequente distribuição de fácies associada. Em outras palavras, tendências de afinamento regional presentes em mapas de isópacas de intervalos do Pré-sal tendem a indicar os principais altos que controlaram a deposição de fácies reservatório ou de alta energia desses intervalos. Na elaboração desses mapas é importante ressaltar que há que se focar em tendências regionais e desconsiderar eventuais espessamentos sobre altos estruturais relativos a pináculos, *mounds* e *build-ups* carbonáticos.

Uma grande diversidade de atributos sísmicos vem sendo gradativamente incorporada à avaliação da seção pré-sal à medida que o conhecimento sobre o *play* vai evoluindo. Atributos como volumes de curvatura, mergulho e derivadas, assim como mapas estruturais, de amplitude (sobre um evento ou intervalar), entre outros, podem compor o conjunto de atributos empregados na caracterização de modelos faciológicos. A experiência tem mostrado que essa caracterização se faz mais robusta com o uso de um conjunto de atributos de diversas categorias que mantenham alguma relação com o modelo preconizado. Como já mencionado, o conjunto de atributos empregados inicialmente na avaliação do Pré-sal era composto por volumes de pseudo-impedância relativa (ou sem as baixas), de sismoclasses e de coerência, em conjunto com mapas estruturais e de isópacas e modelos conceituais de deposição carbonática. Além disso, a integração dessas informações era feita intuitivamente através de um processo interpretativo realizado pelos profissionais de Geologia e Geofísica (G&G) envolvidos. Pouco a pouco, uma maior diversidade de atributos vem sendo incorporada a esse processo e, adicionalmente, essa integração vem sendo automatizada através de técnicas de inteligência artificial. É importante ressaltar que a robustez desse processo de automação ainda depende fortemente de uma supervisão criteriosa dos profissionais de G&G.

6. MÉTODOS POTENCIAIS

Além da sísmica de reflexão, que é a principal ferramenta para prospecção de hidrocarbonetos, métodos multifísicos são geralmente empregados nas fases iniciais da exploração de uma área. Nesse tópico apresentamos a evolução da base de dados de gravimetria e magnetometria, além de suas contribuições para o avanço do conhecimento da subsuperfície da Bacia de Santos.

Até o início dos anos 2000, a base de informações gravimétricas e magnetométricas da Petrobras em bacias marítimas era composta basicamente por dados adquiridos concomitantemente com levantamentos sísmicos 2D. Além desses, a base de dados magnetométricos também continha informações de aerolevantamentos. As figuras 6.1 a 6.4 mostram o panorama da cobertura de dados potenciais na margem sudeste brasileira no início dos anos 2000 e atualmente.

Ainda na fase pré-BID2, a área dos futuros *Cluster Blocks* contava apenas com dados potenciais 2D, em sua maioria da Veritas (malha de cerca de 4 x 8km). Em 2000 ocorreu um grande aerolevantamento de dados de magnetometria não exclusivos, executado pela Fugro-Lasa, que recobriu quase totalmente a área dos *Cluster Blocks*.

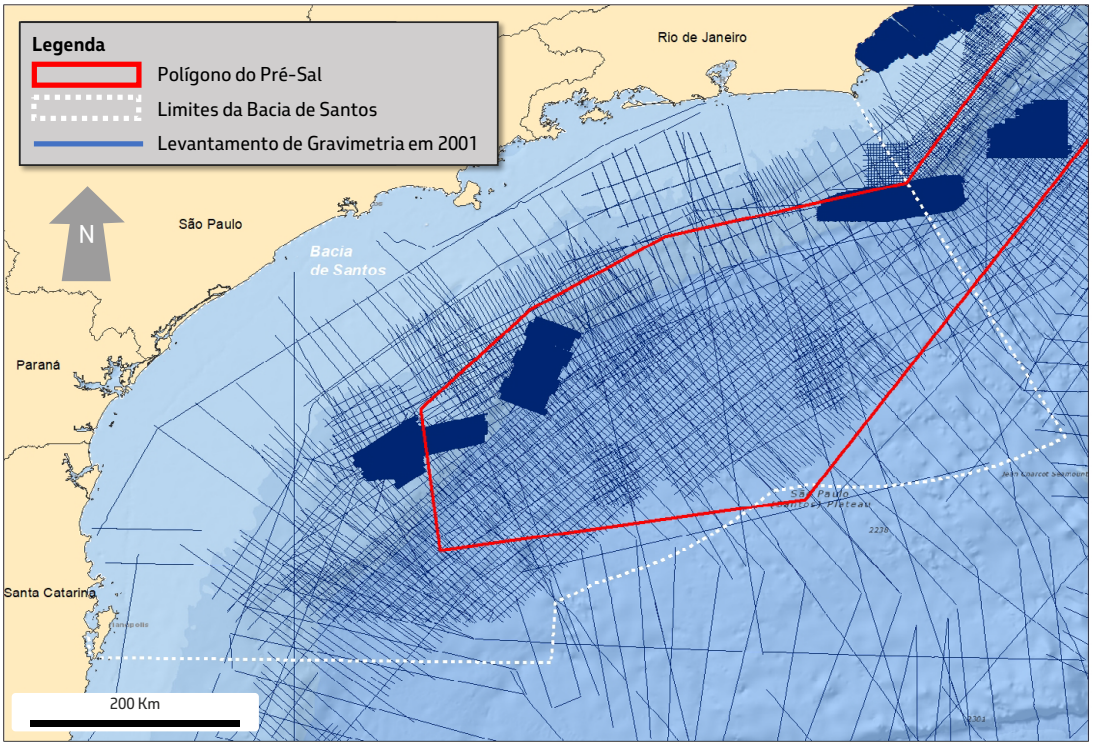


Figura 6.1: Mapa com distribuição dos dados gravimétricos da margem sudeste brasileira, ano base de 2001 (modificado de Oliveira et al., 2001).

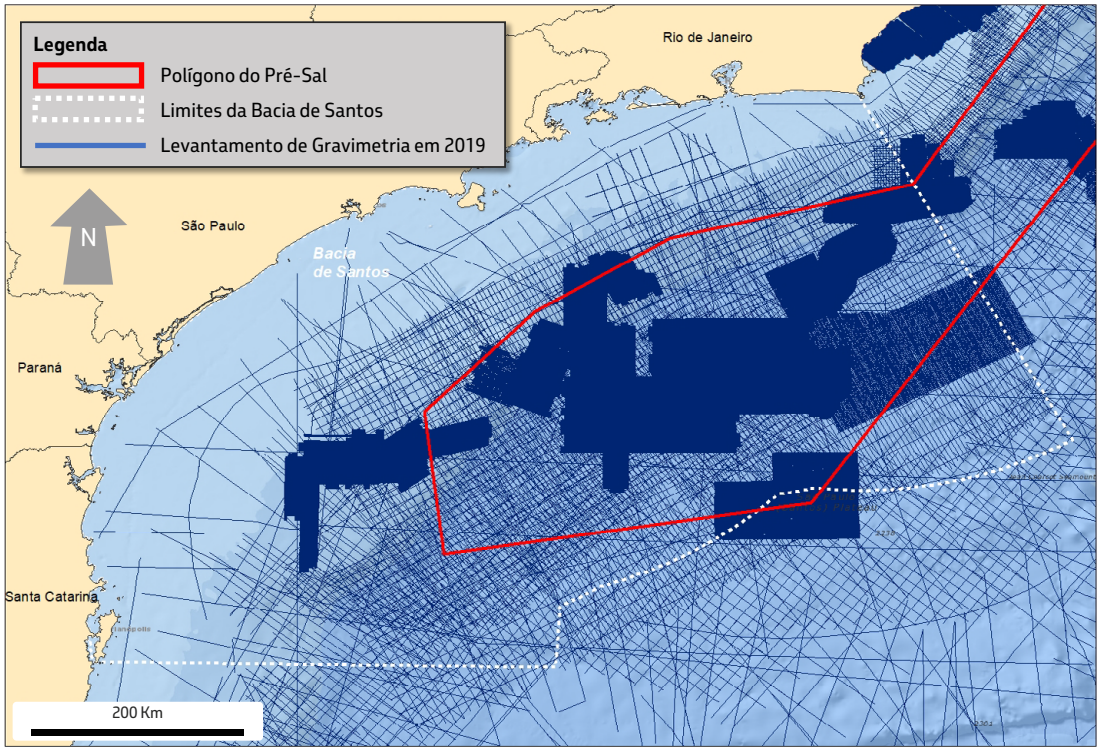


Figura 6.2: Mapa com a distribuição dos dados gravimétricos na margem sudeste brasileira, ano base 2019 (modificado de Oliveira et al., 2019).

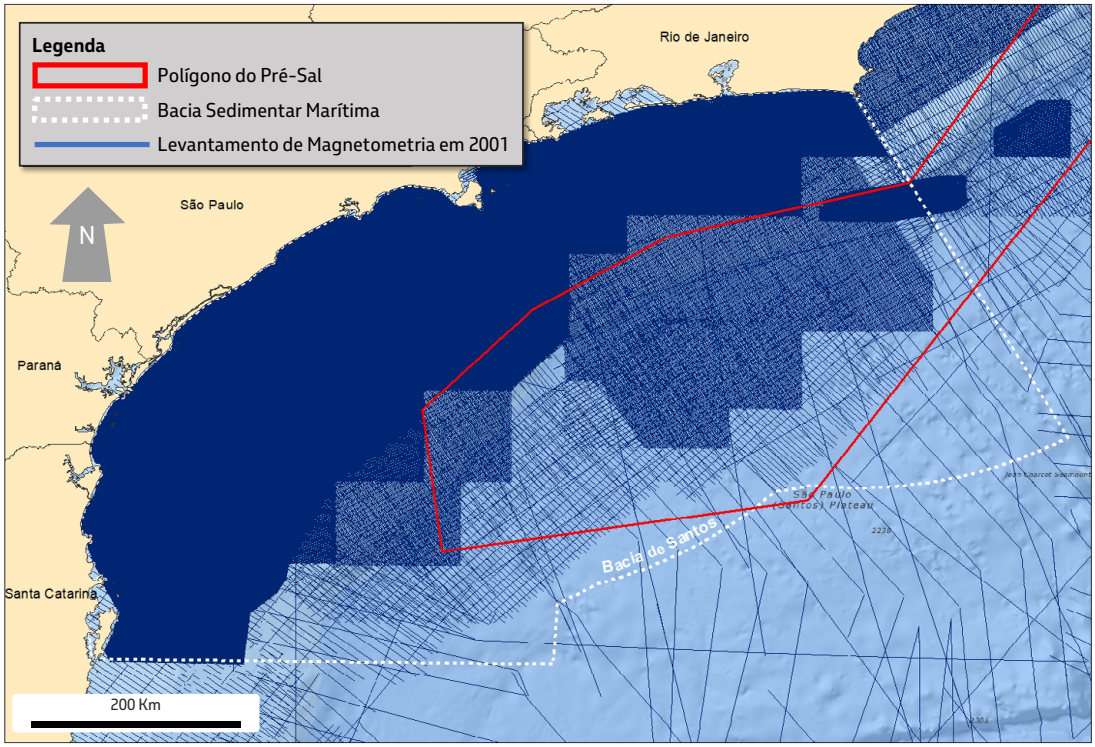


Figura 6.3: Mapa com a distribuição dos dados magnéticos da margem sudeste brasileira, ano base 2001 (modificado de Oliveira et al., 2001).

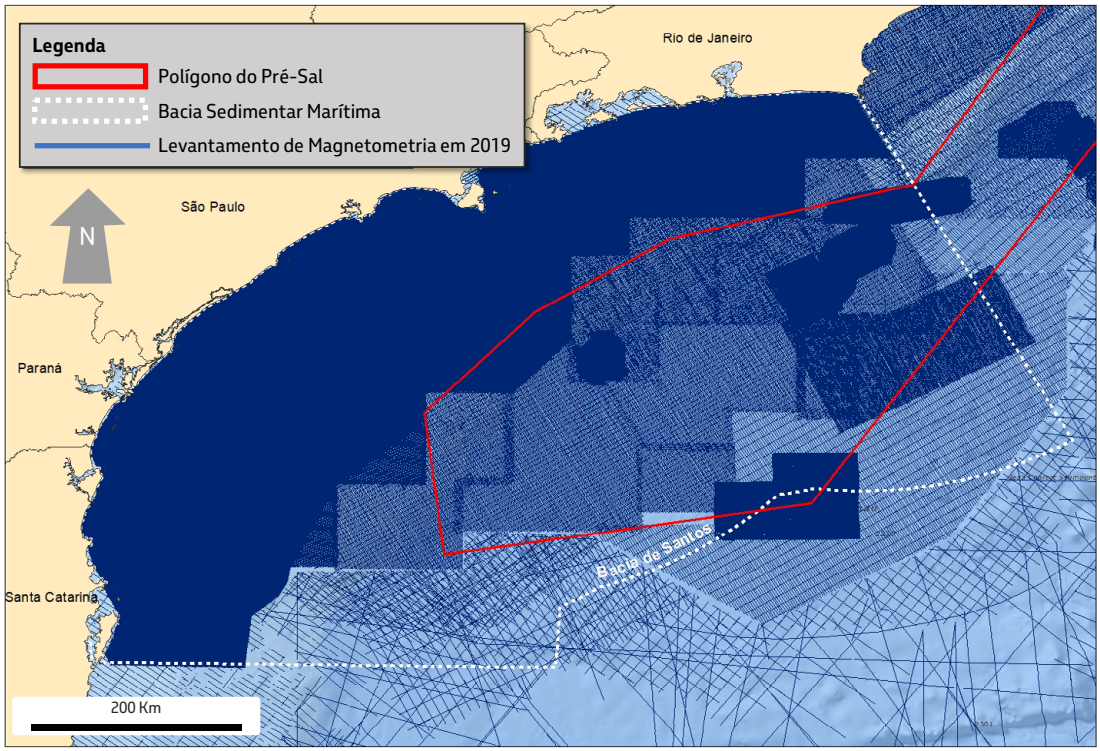


Figura 6.4: Mapa com a distribuição dos dados magnéticos na margem sudeste brasileira, ano base 2019 (modificado de Oliveira et al., 2019).

Dados de gravimetria e aeromagnetometria deram suporte à primeira avaliação exploratória da área dos *Cluster Blocks*. Eles permitiram elaborar o cenário de compartimentação da área em domínios estruturais, bem como a caracterização de potenciais altos focalizadores, cozinhas geradoras e zonas de transferência. Nesse sentido, é importante mencionar que a ocorrência de importantes anomalias gravimétricas e magnetométricas sobre a área onde ocorrem os campos de Lula Norte e Iracema foi determinante para inclusão desses nos limites do levantamento sísmico 3D dos *Cluster Blocks*.

Com base em modelos fornecidos pela interpretação sísmica, modelagens gravimétricas e magnetométricas para os *Cluster Blocks* também consideraram inicialmente uma espessa seção de clásticos para o que hoje sabemos ser a seção de sal estratificado da bacia. A partir dos novos dados 3D (sísmicos e gravimétricos) disponíveis em 2003 e com a sequência evaporítica já reconhecida, houve uma atualização do modelo de densidades para a área dos *Cluster Blocks*. Isso permitiu o desnudamento gravimétrico ou *gravity stripping* (Hammer, 1963) de toda sequência sobreposta ao Pré-sal, resultando em um mapa gravimétrico residual mais confiável para interpretação do arcabouço estrutural da bacia. Esse mapa também serviu como suporte à validação do modelo de velocidade preliminar para conversões tempo/profundidade dos dados sísmicos, como veremos a seguir. A Figura 6.5 mostra mapas estruturais sísmicos para a base do sal em tempo (A) e em profundidade (C), assim como mapas residuais gravimétricos antes (B) e depois (D) da atualização do modelo de densidade que considerou o sal estratificado. Na figura é possível notar a boa correlação entre os principais *trends*, de direção SW/NE, presentes no mapa estrutural sísmico em tempo (Figura 6.5A), com seus equivalentes no mapa gravimétrico residual antes de sua atualização (Figura 6.5B). É importante observar que ambos os mapas estão afetados pelo sal estratificado. Após atualização dos modelos de velocidade e densidade, considerando adequadamente o pacote de sal estratificado, esses *trends*, tanto no mapa estrutural sísmico convertido para profundidade (Figura 6.5C) como no mapa residual gravimétrico (Figura 6.5D), foram rotacionados para direção SE/NW. Essa similaridade entre os *trends* presentes nesses mapas foi um dos critérios empregados na validação do modelo de velocidade para conversão em profundidade.

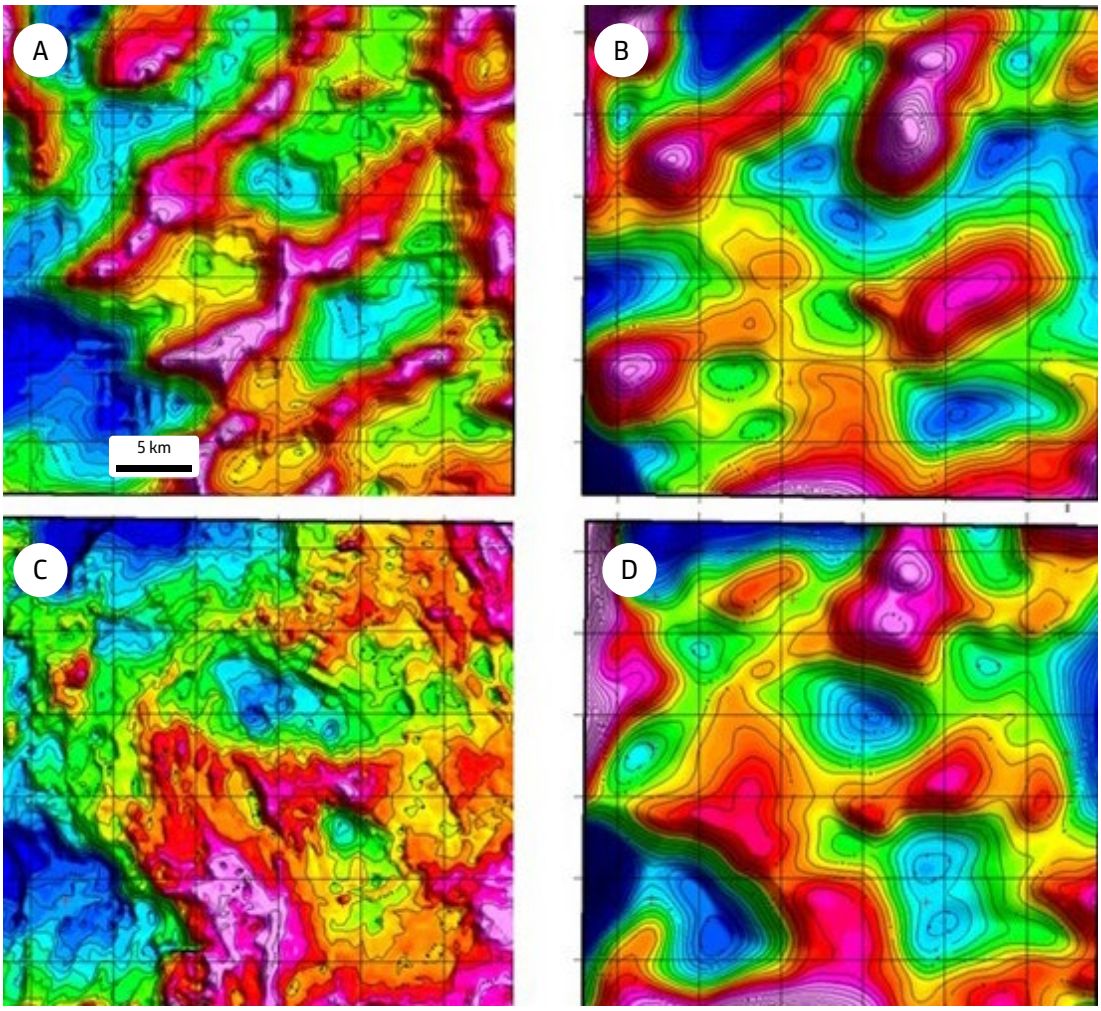


Figura 6.5: A – Mapa estrutural sísmico da base do sal em tempo; B – Mapa Gravimétrico Residual (primeira derivada vertical) original; C – Mapa estrutural sísmico da base do sal em profundidade; D – Mapa Gravimétrico Residual (primeira derivada vertical) após remoção dos efeitos associados ao sal e Pós-sal.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Pré-sal brasileiro é, até então, a maior descoberta da indústria petrolífera desse século, que consolidou a tão almejada autossuficiência na produção de petróleo para o Brasil, atingida em 2006. Sua descoberta coroa o trabalho da Petrobras na avaliação do potencial petrolífero das bacias brasileiras iniciado na sua fundação em 1953. A importância da descoberta veio reafirmar a competência mundialmente reconhecida da Petrobras em exploração de petróleo. Sua relevância também tem provocado uma recente concentração dos esforços exploratórios da companhia na avaliação do seu potencial remanescente, uma vez que ainda existem diversas oportunidades exploratórias a serem investigadas.

O trabalho da exploração é contínuo e, assim como acumulações em carbonatos do Albiano da Bacia de Campos (Garoupa, Badejo, Linguado, Pampo, Trilha, Enchova, Espadarte, etc.), acumulações em siliciclásticos das bacias de Campos (Namorado, Albacora, Marlim, Barracuda, Caratinga, Roncador, etc.) e Espírito Santo (Cangoá, Peroá, Golfinho, etc.) e o Pré-sal das bacias de Santos (Tupi, Búzios, Mero, Sapinhoá, etc.) e de Campos (Pão de Açúcar, Corcovado, Seat, etc.) se constituíram em importantes frentes exploratórias pioneiras para a Petrobras ao longo dos anos, outras frentes já são presentemente investigadas na busca por novas descobertas que mantenham níveis de produção alinhados com as demandas energéticas do país. Nesse cenário, a Geofísica, sempre acrescentando novos desenvolvimentos, continuará contribuindo para uma melhor definição dos arcabouços estrutural e estratigráfico da subsuperfície, bem como para estimativas mais confiáveis de propriedades físicas de rochas e fluidos, mantendo assim seu papel de destaque para o avanço do conhecimento geológico da subsuperfície e mitigação das incertezas inerentes à atividade exploratória.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Petrobras pela liberação dos dados e interpretações apresentadas e aos gerentes Mário Carminatti, Rogério Cunha, Otaviano Pessoa, Jonilton Pessoa e Juliano Stica pelo apoio. Agradecemos aos colegas Alexander Ramos Freire, pela geração de alguns mapas, e Luite Rego Oliveira, pelo apoio na liberação de imagens sísmicas. Aos revisores Jessé Carvalho Costa, Cláudio Guerra Cardoso e Ricardo Tarabini Castellani, nosso reconhecimento pelas importantes contribuições ao texto.

REFERÊNCIAS

AVSETH, P.; MUKERJI, T.; MAVKO, G. **Quantitative seismic interpretation**: applying rock physics tools to reduce interpretation risk. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2005. 371 p.

BULHÕES, E. M. Técnica "volume de amplitude" para mapeamento de feições estruturais. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 6., 1999, Rio de Janeiro. **Proceedings**... Rio de Janeiro: EAGE, 1999.

BULHÕES, E. M.; AMORIM, W. N. Princípio da sismocamada elementar e sua aplicação à técnica volume de amplitudes (tecVA). In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 9., 2005, Salvador, Bahia. **Proceedings**... Salvador: Society of Exploration Geophysicists, 1999.

CASTAGNA, J. P.; BATZLE, M. L.; EASTWOOD, R. L. Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. **Geophysics**, Tulsa, v. 50, n. 4, p. 571-581, 1985.

CUNHA C.; RUTHNER, M.; ROSA, A.; GAMBOA, L.; PAULA L., FREITAS, J. Estimativa de sismofácies por atributos estatísticos de pseudo-impedância. In: SIMPÓSIO DE GEOFÍSICA DA PETROBRAS, 11., 2008, Natal. **Resumos expandidos** [...]. Natal: PETROBRAS. TI. TI-E&P. TIDT-RNCE, 2008.

DAMASCENO, A.; PIMENTEL, A.; CUNHA, C. A.; TEIXEIRA, L.; CRUZ, N.; OLIVEIRA, T. **Uso da deconvolução iterativa nos processos de inversão para a obtenção de propriedades de rocha em alta resolução**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2017. (Informe Geofísico, v. 169).

DE PAULA, L.; MORAES, M. B.; BARROS, A. Z. N. Uso do volume sísmico de pseudo-impedância acústica na otimização do mapeamento dos reservatórios carbonáticos da seção pré-sal da Bacia de Santos, águas Ultra profundas. In: SIMPÓSIO DE GEOFÍSICA DA PETROBRAS, 11, 2008, Natal. **Resumos expandidos** [...]. Natal: PETROBRAS. TI. TI-E&P. TIDT-RNCE, 2008.

DILON, L. **Área do 628, avaliação petrofísica preliminar**: correlação, análise de perfis e amostras laterais. [S. l.: s. n.], 2008. Apresentação interna.

FREITAS, J. T. R. **Ciclos deposicionais evaporíticos da Bacia de Santos**: uma análise ciclo estratigráfica a partir de dados de 2 poços e de traços de sísmica. Porto Alegre. 2006. 168 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 2006.

GARDNER, G. H. F.; GARDNER, L. W.; GREGORY, A. R. Formation velocity and density – the diagnostic basis for stratigraphic traps. **Geophysics**, Tulsa, v. 39, n. 6, p. 770-780, 1974.

HAMMER, S. Deep gravity interpretation. **Geophysics**, Tulsa, v. 28, n. 3, p. 369-378, 1963.

OLIVEIRA, J. A. B.; RIBAS, M. P. P.; SANTOS, E.; RODRIGUES, P. A. F. Atlas da margem continental sudeste, integração de dados batimétricos, gravimétricos e magnéticos: versão 2019. In: CPGEO, 1., 2019. **Resumos expandidos**... [S. l.]: CPGeo, 2019.

OLIVEIRA, J. A. B.; SANTOS, E.; BUONORA, M. P. P.; MACHADO JUNIOR, D. L.; GOMES, B. S.; PAULA. O. B.; BASSETTO, M.; ALMEIDA, M. A. **Atlas da margem continental sudeste, integração de dados batimétricos, gravimétricos e magnéticos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P. E&P CORP. EXP, 2001. Relatório interno.

PENNA, R.; BERTUSSI, P.; ROSSETO, J., CUNHA, C. Inversão elástica de alta resolução com volumes iterdec para caracterização do reservatório de Mero. In: CPGEO, 1., 2019. **Resumos expandidos**... [S. l.]: CPGeo, 2019.

RODEN, R.; SMITH, T.; SACREY, D. Geologic pattern recognition from seismic attributes: principal component analysis and self organized maps. **Interpretation**, Tulsa, v. 3, n. 4, p. 59-83, Nov. 2015.

ROSA, A. L. R. **The seismic signal and its meaning**. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2018.

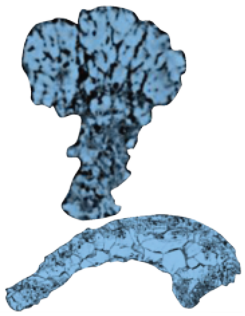
ROSA, A. L. R.; ULRICH, T. J. Processing via spectral modeling. **Geophysics**, Tulsa, v. 56, n. 8, p. 1244-1251, 1991.

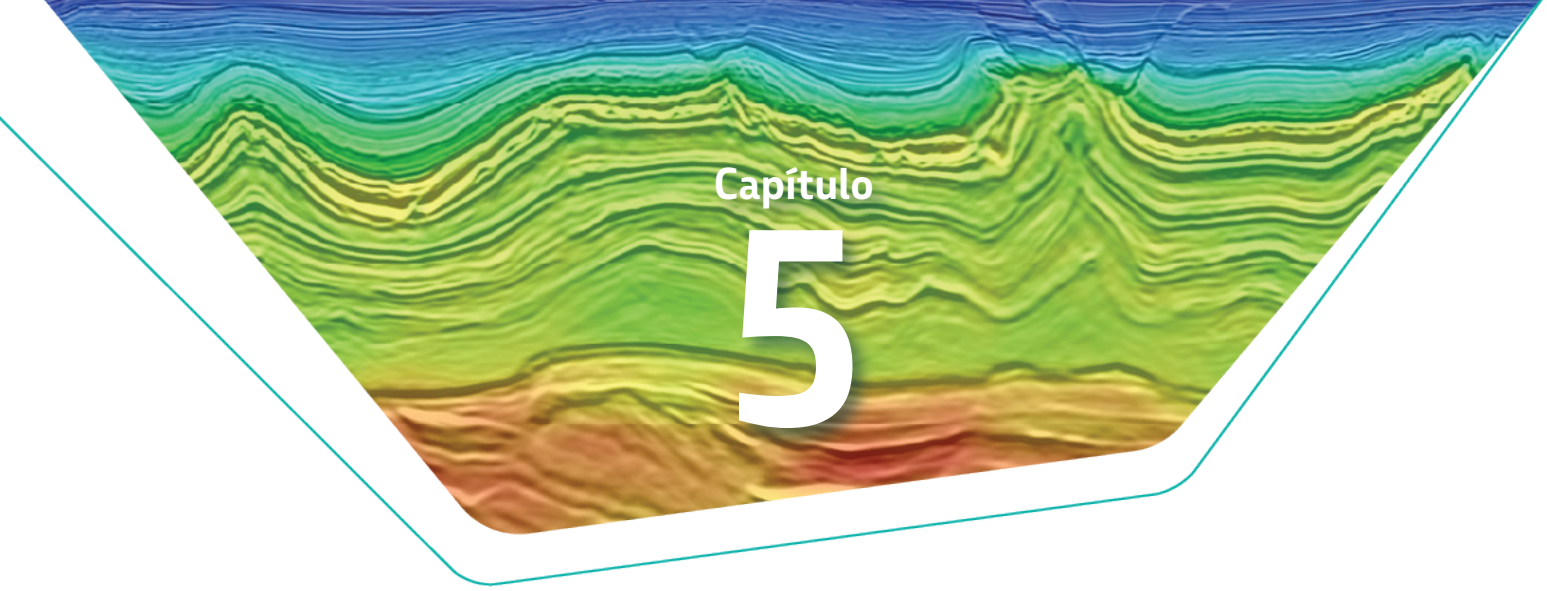
SHERIFF, R. E.; GELDART, L. P. **Exploration seismology**. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1999. 592 p.

SILVA, B. F.; SOBREIRA, M.C.A.; SILVA, V. F. **Uso do atributo de sismoclasses para identificação de fácies na área de Libra**. Rio de Janeiro: Petrobras, 2016.

SILVA, V. F.; PIMENTEL, A. I.; SOBREIRA, M. C. A.; SANTANA, A. P. R. Q. A.; ABREU, E. S.; CUNHA FILHO, C. A.; RUTHNER, M. P.; MACHADO, M. C. **Evolução e aplicação da metodologia de sismoclasses**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2018. (Informe Geofísico).

TEIXEIRA, L.; CRUZ, N.; SILVANY, P.; FONSECA, J. Quantitative seismic interpretation integrated with well-test analysis in turbidite and presalt reservoirs. **The Leading Edge**, Tulsa, v. 36, n. 11, p. 931-937, Nov. 2017.





Capítulo

5

Evolução tectônica da margem rifteada sudeste do Brasil – Do Gondwana ao Atlântico Sul

AUTORES

Mario Neto Cavalcanti de Araújo[1] (*mario_araujo@petrobras.com.br*), Caesar Augusto Rigoti[1], Marco Antônio Thoaldo Romeiro[1], Adriano Roessler Viana[1], Peter Szatmari

[1] Petrobras

Palavras-chave: Margem rifteada, Migração do rifteamento, Pré-sal, Ciclo de Wilson, Gondwana Ocidental

RESUMO

A descoberta da província petrolífera Pré-sal, na Margem Sudeste do Brasil, motivou a discussão de conceitos e teorias até então não utilizados na margem brasileira. A integração de informações geológicas e geofísicas – obtidas por meio de interações com pesquisadores nacionais, internacionais, programas de formação de pessoal e projetos de pesquisa internos –, levou a Petrobras a aplicar esses conceitos na investigação da evolução tectônica das bacias brasileiras em busca de sucesso exploratório. A história da evolução geológica da Margem Sudeste do Brasil é descrita como parte integrante do Ciclo de Wilson. Uma parte que se encerra com a consolidação do paleocontinente Gondwana no Eopermiano-Mesotriássico (330-240 Ma) e outra parte que se inicia no Jurássico, por volta de 180 Ma, com a colocação da Pluma do Karoo, localizado no centro-sul do Gondwana. Esse evento é seguido pelo enfraquecimento

e localização do eixo de abertura de sistemas riftes ao longo da trama neoproterozoica, impressa nos cinturões de dobramento que constituem o embasamento da margem rifteada. No sudeste brasileiro, o rifteamento é implantado no Cretáceo Inferior (135 Ma) com a inserção da Pluma de Tristão da Cunha. As relações entre estrutura crustal, elementos tectônicos e sedimentares descritos neste trabalho, representados pelo perfil de afinamento, preenchimento sedimentar e a expressão sísmica dos corpos magmáticos, são diferentes quando comparamos as bacias do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas. A Bacia de Pelotas apresenta características típicas de margens ricas em magma, sendo marcante a ocorrência de espessuras significativas de SDRs. A norte, adentrando a Bacia de Santos e seguindo para as bacias de Campos e Espírito Santo, com a ocorrência de corpos magmáticos extrusivos e/ou intercalados na sequência rifte, é menos frequente. Nessas bacias, as características tectônicas nos levam a classificar tais domínios como margens rifteadas normais; ou seja, os espaços de acomodação são preenchidos por sequências sedimentares sin-rifte (com idades que marcam desde o início do rifteamento Eo-Neobarremiano) até o Eoaptiano-Eoalbiano (123-112 Ma). Na última fase é incluída a formação da gigante bacia salífera do Atlântico Sul Central. A ruptura crustal (*breakup*) teria ocorrido por volta de 110 Ma. Na Bacia de Pelotas sucessivas cunhas de extravasamento de magma reproduzem a mesma cronologia de preenchimentos nas sequências de SDRs; isso denota que durante o rifteamento a deformação migra para leste em direção ao futuro eixo de expansão do assoalho oceânico.

A integração das informações registradas ilustra o entendimento sobre os processos tectônicos e sedimentares atuantes durante a evolução da Margem Sudeste brasileira. Além de fornecer uma evolução tectonossedimentar coerente para as bacias do sudeste, a visão aqui compartilhada contribui para o entendimento da evolução tardia do rifteamento da margem que descreve os domínios distais transicionais. Do ponto de vista exploratório, este trabalho adiciona critérios tectônicos robustos, que se somam aos trabalhos da exploração e da análise de bacias para fomentar as discussões dos potenciais sistemas petrolíferos atuantes nos diversos setores das margens rifteadas do domínio do Oceano Atlântico.

1. INTRODUÇÃO

Estudos voltados para o entendimento da geometria crustal e estruturação das bacias rifte da costa sudeste do Brasil remontam há mais de cinco décadas. O complexo arranjo de fatores condicionantes da arquitetura das margens rifteadas, como herança do embasamento, reologia crustal e taxa de abertura, por exemplo, tornam a análise conjunta de bacias sedimentares um grande desafio para os geocientistas. Como e onde se formaram os sistemas rifte e margens rifteadas ainda é motivo de discussão científica na academia, com grande impacto e aplicação para a indústria de óleo, gás e o entendimento dos domínios oceânicos como regiões potenciais para o acúmulo de recursos energéticos com potencial de contribuição para mudança e/ou diversificação da matriz energética.

A província petrolífera do Pré-sal, descoberta em 2006 com produção principal no chamado Alto Externo de Santos, localiza-se na porção central do Platô de São Paulo (Carminatti *et al*., 2008) e representa a principal fonte de hidrocarboneto no país. De idade cretácea, esta província se insere no contexto da margem rifteada do sudeste brasileiro. Desde a sua descoberta até os tempos atuais, questões que dependem da estruturação interna das bacias (como focalização de hidrocarboneto), existência de selo regional perfeito (camada de sal), ocorrências de contaminantes nos campos de petróleo (ex. teores anômalos de CO_2) e o próprio limite exploratório do Pré-sal dependem da evolução do conhecimento dos processos tectônicos-sedimentares controladores dessa província petrolífera.

No final da década de 1960, interpretações de dados geofísicos, pertencentes à Petrobras, permitiram a definição do arcabouço estrutural básico da plataforma continental e do talude superior da margem continental brasileira (Ojeda, 1981; Ponte & Asmus, 1978). Um dos grandes avanços no estudo dos riftes brasileiros veio com a revisão da tectonoestratigrafia de Chang *et al*. (1992). Os autores definiram as principais fases evolutivas dos sistemas de rifte brasileiros (Megassequências Continental Sin-rifte, Transicional Evaporítica, Plataformal Rasa e Marinha Franca), usadas até hoje nas correlações estratigráficas regionais. Em 1993, o Projeto LEPLAC – coordenado pela Secretaria Interministerial dos Recursos do Mar (SECIRM), e a Petrobras, que desempenhou relevante papel técnico com a Marinha do Brasil –, levantou mais de 175 000 km lineares de batimetria de precisão, sísmica de reflexão multicanal, gravimetria e magnetometria (Gomes *et al*., 1993). Utilizando-se desses dados sísmicos e de todo um conhecimento previamente adquirido pelos Projetos REMAC (Reconhecimento da Margem Continental) e LEPLAC (Plano de Levantamento da Plataforma Continental) – desenvolvidos nas décadas de 1970, 1980 e 1990 –, Bassetto *et al*. (2000) extrapolou as sequências tectono-sedimentares de Chang *et al*. (1992) para todas as margens rifteadas da costa brasileira; desde então a aquisição constante de dados sísmicos, somada ao contínuo investimento na formação dos geocientistas capazes de integrar técnicas e conceitos modernos, levou a Petrobras ao refinamento periódico dos seus mapeamentos regionais.

Em 2006, a descoberta de acumulações de hidrocarbonetos do Pré-sal da Margem

Sudeste do Brasil conduziu geocientistas da indústria e da academia a um novo mundo de conceitos e teorias, diferentes dos que sustentavam os modelos de *plays* exploratórios até então buscados nas margens continentais do setor Sul do Oceano Atlântico (*e.g.*, *play* Pós-sal). Além da maior descoberta de petróleo mundial das últimas décadas, o investimento feito na prospecção e desenvolvimento do Pré-sal deixou um legado científico colossal, expresso no aprofundamento tecnológico de diversos temas com reflexo direto no entendimento e aumento do poder de predição associado às estratégias de prospecção de hidrocarbonetos em águas ultraprofundas das margens rifteadas.

Incorporar e atualizar estudos focados em processos na escala de placas tectônicas foi muito importante para o avanço do conhecimento sobre o Pré-sal, o que abrangeu iniciativas com ênfase em vários temas independentes ou interligados: natureza da transição crosta continental/crosta oceânica (Marton *et al.*, 2000; Contrucci *et al.*, 2004; Manatschal, 2004; Lentini *et al.*, 2010; Unternehr *et al.*, 2010; Huismans & Beaumont, 2011; Zalán *et al.*, 2011), influências da reologia e perfis de temperatura nos modos de afinamento litosféricos e estilos tectônicos (Huismans & Beaumont, 2003, 2007, 2014; Brune, 2014; Sharples *et al.*, 2015; Svartman Dias *et al.*, 2015; Ros *et al.*, 2017; Morgan *et al.*, 2020; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2020), detalhamento das estruturas crustais e litosféricas (Blaich *et al.*, 2010; Mohriak *et al.*, 2010; Stanton *et al.*, 2014; Dehler *et al.*, 2016), evolução da subsidência e fluxo térmico (Contreras *et al.*, 2010; Garcia *et al.*, 2012), reconstruções de placas (Witt *et al.*, 2008; Torsvik *et al.*, 2009; Aslanian *et al.*, 2009; Moulin & Aslanian, 2010; Chaboureau *et al.*, 2013; Pérez-Diaz & Eagles, 2014), tectônica salífera e análise de sistemas petrolíferos (Guardado *et al.*, 1989 2000; Mohriak *et al.*, 1990; Dias *et al.*, 1990; Beglinger *et al.*, 2012; Szatmari & Milani, 2016; Rowan, 2020).

O conhecimento avançou em ciclos sucessivos em função da chegada de novos dados de geologia (novas perfurações) e geofísica (sísmica de cabo longo e grandes *offsets*), bem como os saltos tecnológicos (capacidade de processamento computacional). Os novos conceitos induziram uma mudança nos modelos geológicos e de negócio; aquisições de novos blocos e definição de campanhas exploratórias floresceram a partir das interações entre geocientistas de instituições nacionais e internacionais com geólogos e geofísicos da Petrobras. Os produtos dessas interações mudaram a forma de análise das margens rifteadas que ornamentam a costa brasileira; os impactos foram visíveis na sequência de descobertas de campos de petróleo que sucederam a descoberta do Campo

de Tupi (Bacalhau, Sururu, Berbigão, Mero, Búzios, Sapinhoá e acumulação de Júpiter).

Neste capítulo, apresentamos uma revisão sobre os processos que levaram a crosta continental a se estender, afinar e romper, o que iniciou a formação da crosta oceânica. Propomos que as bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo representam um contínuo evolutivo, cujos processos e produtos mais evidentes em uma bacia ocorrem de modo diferente na bacia vizinha em resposta a variações na velocidade de separação, herança do embasamento e mudanças reológicas. Associado a esses condicionantes, discutimos a formação da gigante bacia de sal do Atlântico Sul e a possibilidade de envolver a serpentinização de rochas do manto superior na formação da seção evaporítica ao final do processo de rifteamento, assim como o impacto da adição magmática durante o processo de oceanização do sistema rifte. Pontos importantes para o entendimento da geodinâmica da Margem Sudeste brasileira também são abordados, como a amalgamação do paleocontinente Gondwana e a relação entre a margem rifteada do sudeste brasileiro e da bacia salífera com a Pluma de Tristão da Cunha.

Esperamos que esta leitura não traga apenas informação a respeito de uma construção geológica, que persiste com muito entusiasmo há algumas décadas, mas também desperte o interesse pelos estudos que discutem os processos tectônicos e sedimentares ocorridos durante a quebra do Gondwana até a formação do Oceano Atlântico Sul.

2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO DO NEOPROTEROZOICO AO EOCRETÁCEO

As margens rifteadas que bordejam a costa brasileira apresentam a mais completa assinatura tectonossedimentar das denominadas associações de riftes do tipo "Atlântico" (Rabinowitz & Labrecque, 1979; Gladczenko *et al.*, 1997). As bacias sedimentares a partir do Cretáceo, do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas, juntamente com as contrapartes africanas – representadas pelas bacias de Kwanza, Benguela, Namibe e Namíbia –, compõem as bacias marginais cronocorrelatas do ramo sul do Oceano Atlântico Sul Central (Figura 2.1). Para entender a fragmentação do Gondwana, em particular o setor que compreende as margens rifteadas do sudeste brasileiro, precisamos resgatar importantes feições responsáveis pela duração, variações na estrutura térmica, mudanças reológicas, focalização de esforços, estilos tectônicos e controle sedimentar associado à dinâmica do estiramento litosférico.

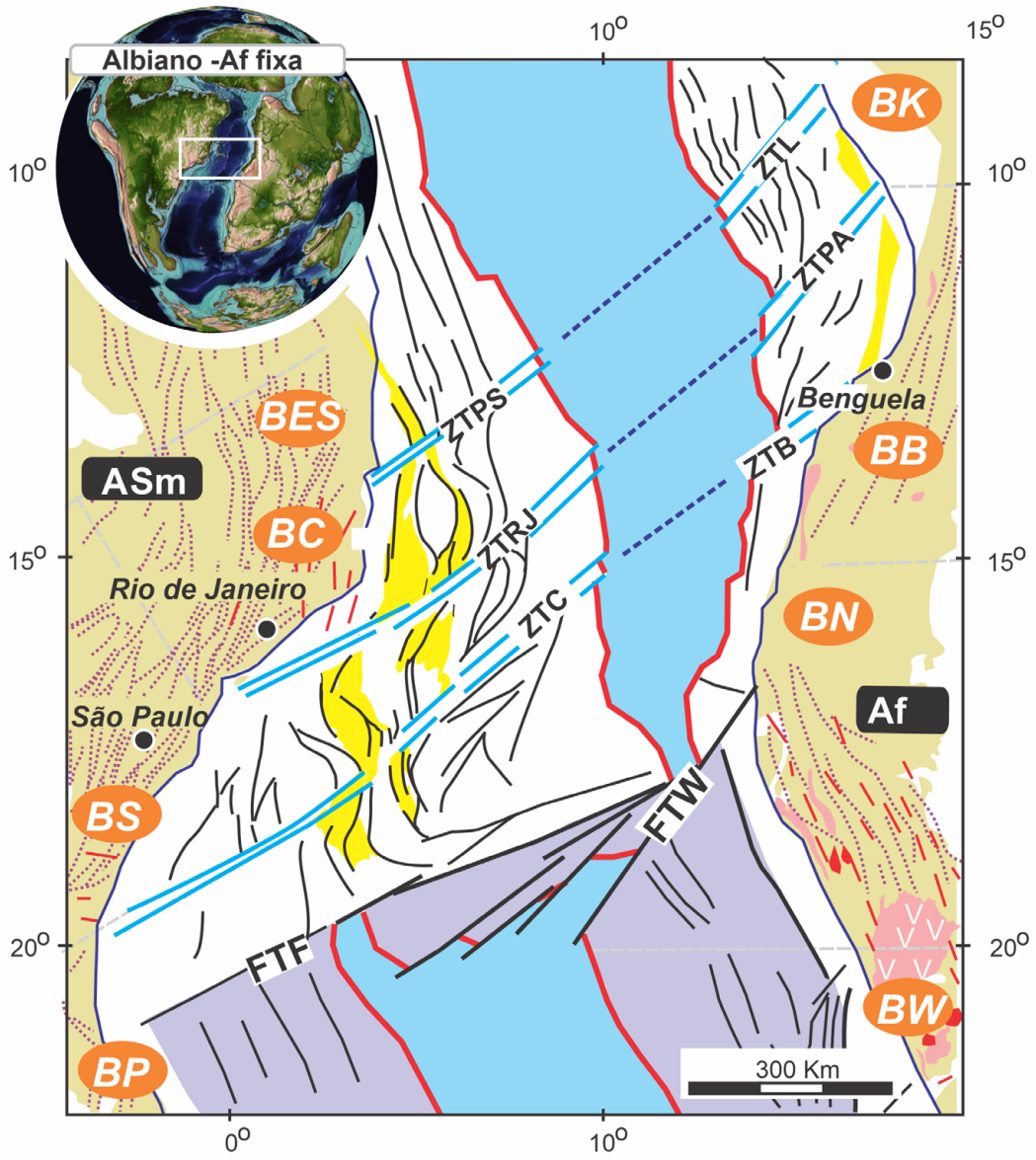


Figura 2.1: Reconstrução de placas para 112 Ma ilustrando os principais elementos estruturais intrabacinais entre as bacias do Espírito Santo e Santos (América do Sul, AS), bem como suas conjugadas no lado africano (AF). Baseado em Torsvik *et al.* (2009), Guiraud *et al.* (2010) e Heine *et al.* (2013).

Observações de campo, complementadas por simulações numéricas e físicas, demonstram que a natureza, longevidade e orientação de zonas de fraqueza preexistentes no embasamento são fundamentais durante a implantação do rifte, bem como os processos posteriores (Jackson *et al.*, 1982; van Wijk, 2005; Corti, 2008; Philippon *et al.*, 2015; Whipp *et al.*, 2017). No caso do segmento sul do Oceano Atlântico, o rifteamento aproveitou a trama pregressa do embasamento (Neoproterozoico a Cambriano) que aflora no continente ao longo das faixas de dobramento Araçuaí, Ribeira e Dom Feliciano (Figura 2.2). A nucleação da ruptura, neste caso, aconteceu de modo diverso e afetou associações gnáissicas sotopostas a rochas supracrustais variavelmente metamorfizadas e injetadas por corpos graníticos que registram os diferentes episódios da amalgamação continental pré-rifteamento cretáceo. A localização da deformação relacionada à ruptura continental do Cretáceo seguiu cicatrizes deixadas pelos eventos tectônicos anteriores, os quais se deram a partir da longa história de interações de placas que modificaram a estrutura da litosfera, o perfil de temperatura e seus consequentes reflexos na conformação do relevo, entre o Neoproterozoico e o Neojurássico.

Dessa forma, para discutir o quebramento do paleocontinente Gondwana, entre o final do Permiano e o início do Jurássico, devemos nos atentar para questões voltadas à sua amalgamação. A conformação da trama pretérita do embasamento das bacias marginais do sudeste brasileiro tem início com a colisão neoproterozoica, seguida da extrusão continental observada nas zonas de cisalhamento que compõe as faixas orogênicas do embasamento da Margem Sudeste brasileira. A evolução das faixas orogênicas se desenvolveu em sucessivos episódios, entre o Neoproterozoico e o Cambriano, datados respectivamente em 605-600 Ma, 595-560 Ma e 535-510 Ma (Heilbron & Machado, 2003; Schmitt *et al.*, 2004; Valeriano *et al.*, 2004; Heilbron *et al.*, 2008). Estes episódios se inserem no denominado ciclo orogenético Brasiliano/Pan Africano, que por sua vez representam os estágios finais da amalgamação do Gondwana, cuja longa história (aproximadamente 300 milhões de anos) ocorreu entre 800 e 500 Ma, e que será discutida na próxima seção (Passarelli *et al.*, 2019; Heilbron *et al.*, 2020).

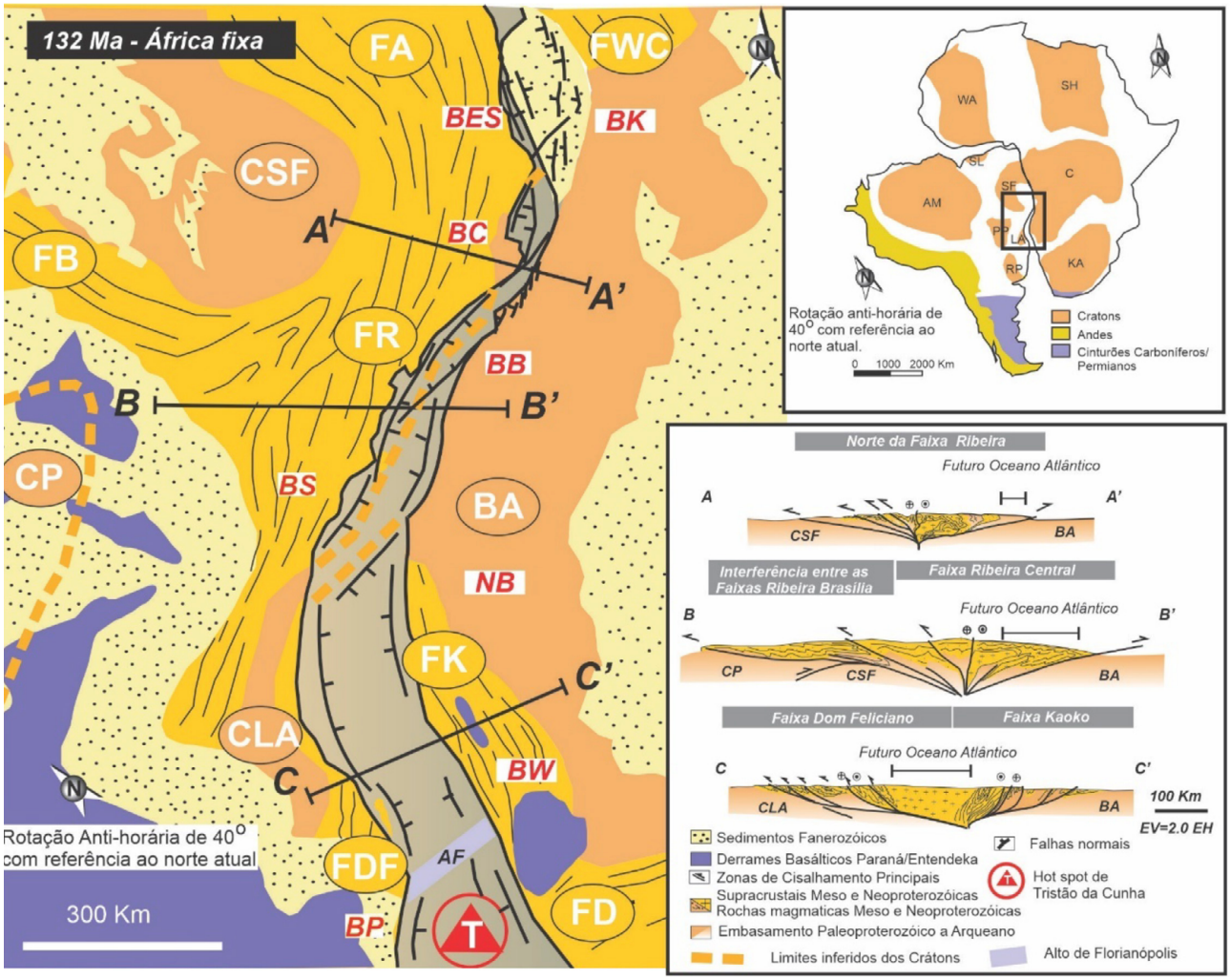


Figura 2.2: Cenário pré-deriva continental baseado na reconstrução de placas tectônicas. Os alinhamentos dos principais sistemas de falhas normais estão representados de modo simplificado e as principais bacias delineadas em ambos os continentes. As siglas das bacias são as mesmas usadas na Figura 2.1 deste capítulo. Modificado de Heine *et al*. (2013). O quadro na porção superior direita demonstra o contexto em escala de placas, com as distribuições das massas cratônicas em laranja (WA – West Africa, SH – Sahara, C – Congo, KA – Kalahari, AM – Amazon, SF – São Francisco, PP – Paranapanema, LA – Luís Alves, RP – Rio de la Plata); os domínios em branco representam as faixas de dobramento neoproterozoicas. O quadro do canto inferior direito ilustra composições de seções geológicas simplificadas para cada uma das faixas móveis que influenciaram na arquitetura da Margem Sudeste brasileira; tais seções foram inspiradas nos trabalhos de Schmitt *et al*. (2004); Goscombe & Gray (2007); Heilbron *et al*. (2017); Basei *et al*. (2018).

2.1. O paleocontinente Gondwana

A litosfera continental que hoje conhecemos é o produto de sucessivas interações entre placas tectônicas, modificadas ciclicamente na história geológica do planeta desde a sua origem há 4,5 bilhões de anos. Num processo contínuo de fusão, seguido de fissão continental, fragmentos da litosfera se unem e frequentemente perduram no tempo geológico frente à dinâmica de construção, reciclagem e reorganização de placas. As interações de placas representam os esforços constantes dos processos internos da Terra em dissipar o calor interno do planeta para atingir uma possível estabilidade termodinâmica (Condie, 2016).

O paleocontinente Gondwana é um dos mais importantes no atual contexto evolutivo da tectônica de placas global. Sua agregação ocorre em resposta a sucessivos eventos de acreção, ocorridos contemporaneamente à fragmentação do seu antecessor, o supercontinente Rodínia (Meert & Torsvik, 2003). A história de fragmentação se inicia entre 780 e 720 Ma (Figura 2.1.1); nesse período, um evento de rifteamento – seguido por extenso magmatismo ocorrido em resposta à inserção de uma superpluma –, influenciou a separação entre o paleocontinente Laurentia e os crátons do Gondwana Oriental (Bogdanova *et al.*, 2009) seguido pela aglutinação neoproterozoica de novas massas continentais, como os crátons Rio de la Plata, Congo-São Francisco e Oeste Africano (Cordani *et al.*, 2003).

A amalgamação do paleocontinente Gondwana pode ser dividida em dois principais estágios de atividades orogênicas, que competiam temporalmente com a separação e expansão do Oceano Iapetus (600 Ma – remanescente da fragmentação do paleocontinente Rodínia). O primeiro estágio colisional, chamado de Proto-Gondwânico (670 a 575 Ma), foi responsável pela estruturação das massas continentais no entorno da África; já a segunda fase aglutinou um número maior de terrenos (575 a 480 Ma) que incorporaram as massas continentais cratônicas da Amazônia, Rio de La Plata, Kalahari, Dhawar, Antártica Leste e Austrália, por exemplo (Schmitt *et al.*, 2018).

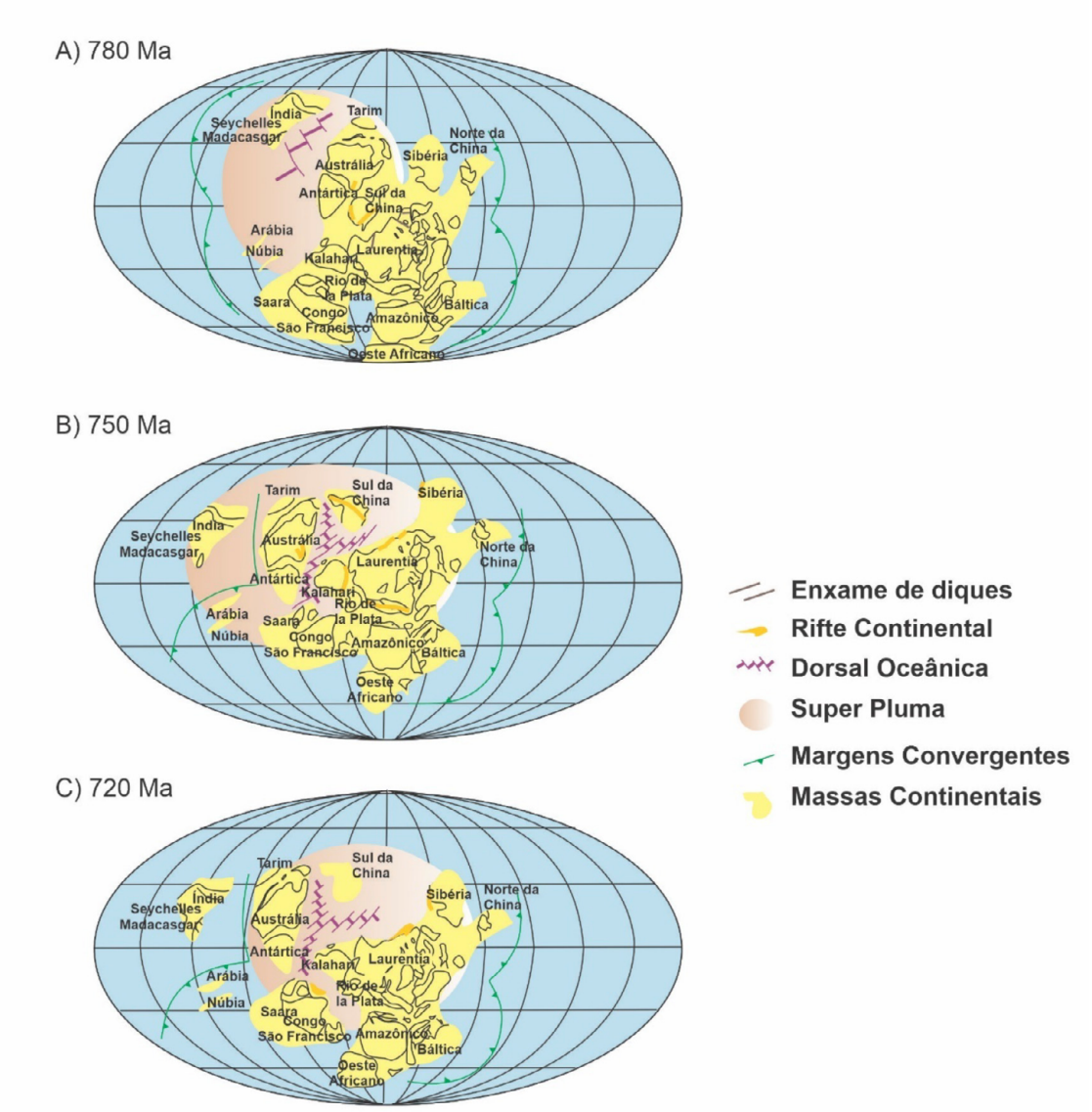


Figura 2.1.1: Cartum ilustra a fragmentação do supercontinente Rodínia entre (A) 780 Ma; (B) 750 Ma e (C) 720 Ma. Fonte: Li *et al.* 2008.

2.2. Períodos de estabilidade e instabilidade do Gondwana

Do final do Neoproterozoico ao início do Cambriano, entre 540 e 460 Ma, o paleocontinente Gondwana ocupava dominantemente o Hemisfério Sul do globo terrestre separado dos demais paleocontinentes Laurentia, Báltica e Sibéria e pelos oceanos Iapetus e Rheic (Will & Frimmel, 2018, Figura 2.2.1). Durante o Paleozoico, uma série de episódios colisionais culminaram na fusão dos paleocontinentes, formando o paleocontinente Laurásia.

No final desta era, Laurásia e Gondwana colidiram para formar o Pangeia (Figura 2.2.1). Nesse mesmo intervalo de tempo, acreção continuada ao longo da margem sudeste do Gondwana levou à formação de terrenos que resultaram no cinturão Gondwanides (Figura 2.2.2; Ramos *et al*., 1986; Salda *et al*., 1998; Rapela *et al*., 1998; Trouw & De Wit, 1999; Cawood, 2005; Kleiman & Japas, 2009; Domeier & Torsvik, 2014).

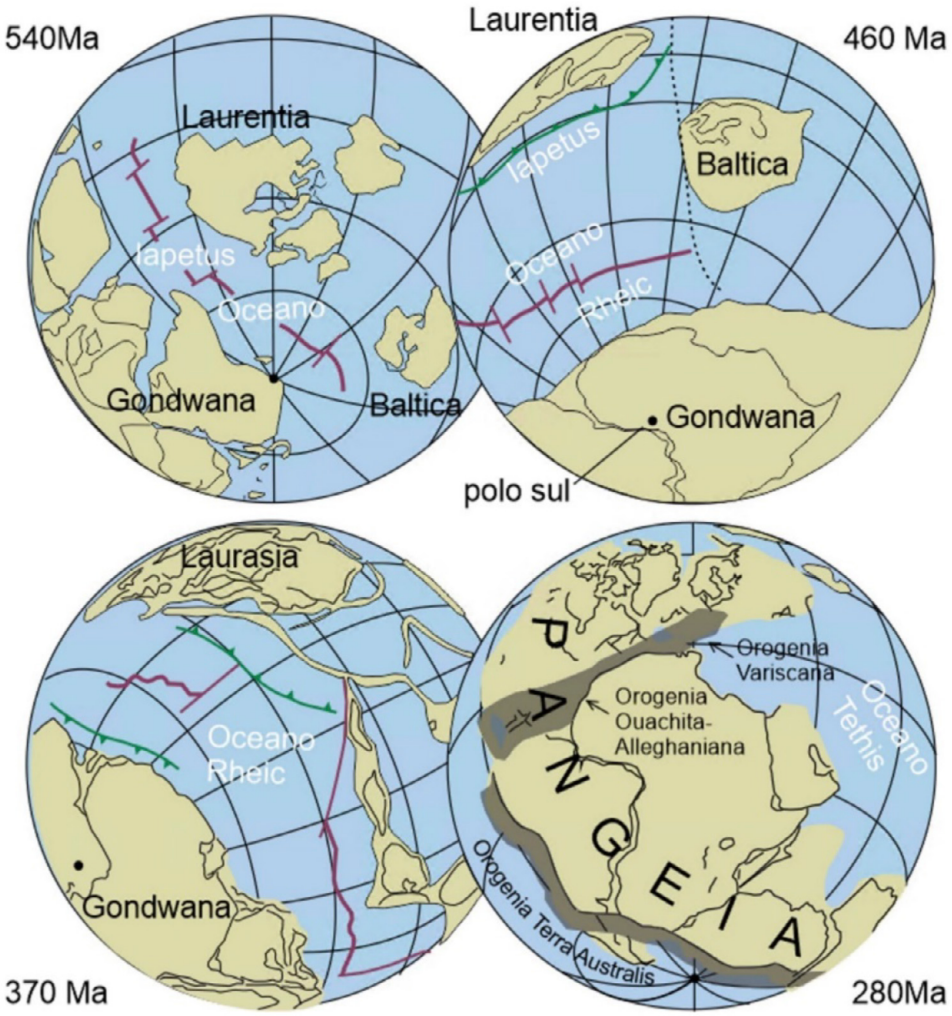


Figura 2.2.1: Configuração de placas no final do Neoproterozoico ao início do Cambriano, entre 540 e 280 Ma. Note a migração da posição do Gondwana em relação aos demais continentes nas distintas épocas. Em 540 Ma, o Oceano Iapetus se forma entre os supercontinentes Laurentia e Gondwana. Em 460 Ma, abre-se o Oceano Rheic, separando os continentes Báltica, Laurentia e Avalonia do Gondwana. Em 370 Ma, a colisão desses continentes culmina no fechamento do Oceano Rheic e na formação do supercontinente Laurásia. O total fechamento do Oceano Rheric, com formação do supercontinente Pangeia, ocorre por volta de 280 Ma. Modificado de Nance *et al*. (2010).

As respostas flexurais da litosfera causadas pelo aumento progressivo do sobrepeso dos orógenos, em função da acreção de terrenos nesse setor do Gondwana, proporcionou a propagação de estresse e resultou na formação de arcos e depressões regionais com grande extensão, que serviram como área fonte e de captação para as super sequências sedimentares da Bacia do Paraná e cronocorrelatas (Zalán, 1991; Milani & De Wit, 2008). No final do Paleozoico, entre o Permiano e o Eojurássico (330-240 Ma), amplificam-se as flexuras propagando a deformação para toda porção sudoeste do Gondwana (Daly *et al.*, 1991; De Wit & Ransome, 1992; Trouw & De Wit, 1999; Milani & De Wit, 2008; Pángaro & Ramos, 2012). Nesse período, processos superficiais deflagrados por variações globais do nível do mar são registrados nas bacias paleozoicas brasileiras, na forma de depósitos sedimentares marinhos e transicionais que gradam lateralmente para depósitos continentais, eventualmente intercalados com depósitos glaciogênicos (Zalán & Wolff, 1990; Canuto, 1994; Eyles *et al.*, 1993; Santos *et al.*, 1996; Balistieri *et al.*, 2003; Buatois *et al.*, 2006; Netto *et al.*, 2009). Estes sedimentos podem ser correlacionados por grandes distâncias, sendo encontrados nas seções inferiores das bacias do Congo e do Karoo (Linol *et al.*, 2016).



Figura 2.2.2: Configuração do Cinturão Gondwanides na porção sul do supercontinente Gondwana, durante o Fanerozoico. Implantação de uma zona colisional longeva, oriunda da interação entre o Gondwana e a placa oceânica Panthalassa. Adaptado de Milani & De Wit (2008).

Após 50 ± 10 milhões de anos de estabilidade tectônica, entre 200 e 180 Ma, o supercontinente Pangea inicia o processo de ruptura (Reeves, 1999; Jokat *et al.*, 2003; Moulin & Aslanian, 2010; Torsvik *et al.*, 2012; Heine *et al.*, 2013). Ao norte, se inicia o desmembramento do Laurásia impulsionado pela implantação da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP), datada em 201 Ma (Marzoli *et al.*, 1999; Blackburn *et al.*, 2013). Na região em que o futuro Oceano Atlântico Sul irá se implantar, a ruptura começa no Jurássico, por volta de 180 Ma (Riley *et al.*, 2004), com o quebramento do Gondwana acompanhado pelos derrames de lava das Províncias Magmáticas do Karoo, no Sudoeste, e Ferrar na Antártica (Figura 2.2.3).

Passados 50 Ma do evento magmático Karoo, mais precisamente no Eocretáceo, entre 135-131 Ma (Renne *et al.*, 1992; Peate *et al.*, 1992; Baksi, 2018), a extrusão de expressivo volume de lavas basálticas relacionadas à Província Magmática Paraná-Etendeka, que abrange o centro-oeste, o sul e o sudeste brasileiros, bem como o oeste da Namíbia, anuncia o início do rifteamento que provocará a separação dos continentes sul-americano e africano (Figura 2.2.3).

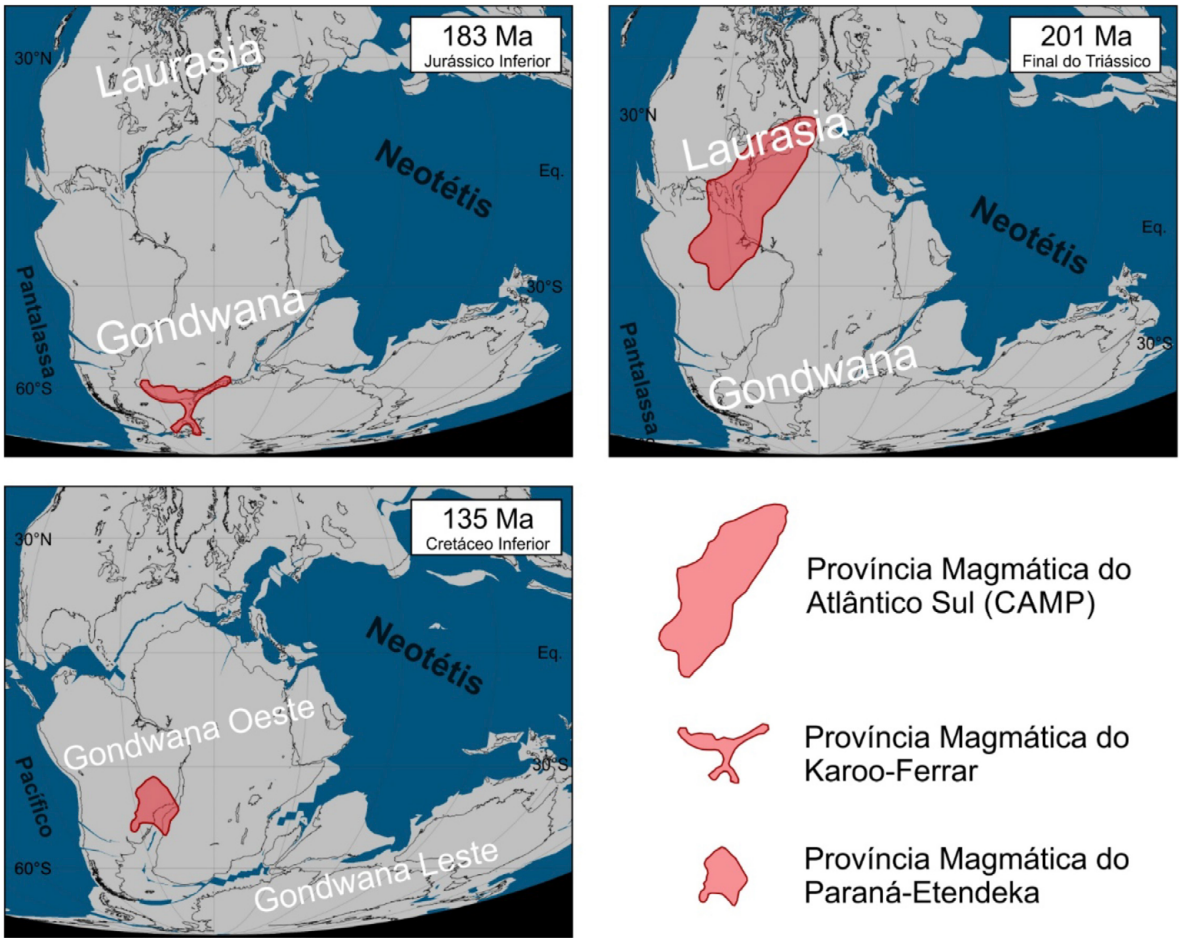


Figura 2.2.3: Reconstrução de placas que ilustram a configuração dos paleocontinentes e o posicionamento das plumas mantélicas para 201 Ma (Província Magmática do Atlântico Central), 183 Ma (Karoo e Ferrar) e 135 Ma (Paraná–Etendeka). Modificado de Matthews *et al.* (2016) e Svensen *et al.* (2017).

2.3. Terrenos do embasamento da futura margem sul-sudeste brasileira

A formação do Gondwana Ocidental aglutinou distintos blocos crustais de diferentes idades e características termomecânicas, configurando um mosaico de terrenos separados por descontinuidades regionais. A principal sutura entre os terrenos convergentes neoproterozoicos segue o *trend* atual da Faixa Dobrada Ribeira (Figura 2.3.1) e constitui a zona de fraqueza primária onde o futuro Oceano Atlântico se desenvolveu (Almeida *et al.*, 2013) ao longo das suturas mais novas (últimas) formadas na amalgamação do Gondwana (Schmitt *et al.*, 2018).

As margens conjugadas do Atlântico Sul diferem uma da outra em sua configuração e feições geotectônicas. No lado sul-americano quase toda a borda continental é limitada por orógenos e faixas móveis. O sistema Araçuaí-Ribeira-Dom Feliciano ocupa o sudeste brasileiro. O sistema orogênico Araçuaí-Ribeira, de direção NE, trunca ortogonalmente a Faixa Brasília (de direção NW) localizada na borda oeste do Cráton São Francisco. O Orógeno Ribeira é separado do Orógeno Dom Feliciano pelo Cráton Luís Alves (Figura 2.3.1). Ao longo da costa sudeste da América do Sul, os pequenos fragmentos de crátons são representados apenas pelo Luís Alves e Rio de la Plata (Schmitt *et al.*, 2018).

A Faixa Orogênica Damara separa os crátons Angola e Kalahari e é considerada um braço da junção tríplice Pan-Africana formada também pelas faixas Kaoko e Gariep (Gray *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2013). O Cráton Kalahari abrange grande parte da África do Sul e é limitado ao sul pela Faixa Dobrada do Cabo, que tem a sua continuidade na América do Sul na Faixa Sierra de la Ventana (Rapela *et al.*, 2003).

Os terrenos de embasamento na Margem Sudeste brasileira estão orientados na direção NE-SW, dispondo-se paralelamente à linha de costa por mais de 3000 km, desde o Espírito Santo até o Uruguai. Esses terrenos estão agrupados na Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981) e são considerados um sistema orogênico composto pelos orógenos Araçuaí e Ribeira ao norte e pelo cinturão Dom Feliciano ao sul.

Parte do sudeste brasileiro é caracterizado por terrenos que correspondem a diferentes estágios de colisões: terrenos Ocidental, Oriental e Cabo Frio, de norte a sul, contidos na Faixa Ribeira. O primeiro estágio colisional ocorreu aproximadamente a 580 Ma e resultou em convergência de leste a oeste com subducção seguida de colisão continental. A zona de sutura associada tem mais que 400 km de extensão e forma um limite tectônico chamado de Central Tectonic Boundary (CTB), o qual separa uma margem passiva do paleocontinente do São Francisco (terreno Ocidental) da microplaca do arco magmático Rio Negro, que representa o terreno Oriental (Heilbron *et al.*, 2008, Figura 2.3.1). O segundo estágio colisional correu em 540 Ma, com a colisão do terreno Cabo Frio, o qual tem afinidade tectônica com a África, apresentando pegmatitos pós-tectônicos de idade 440 Ma associados a um terreno exótico à Faixa Ribeira (Schmitt *et al.*, 2008).

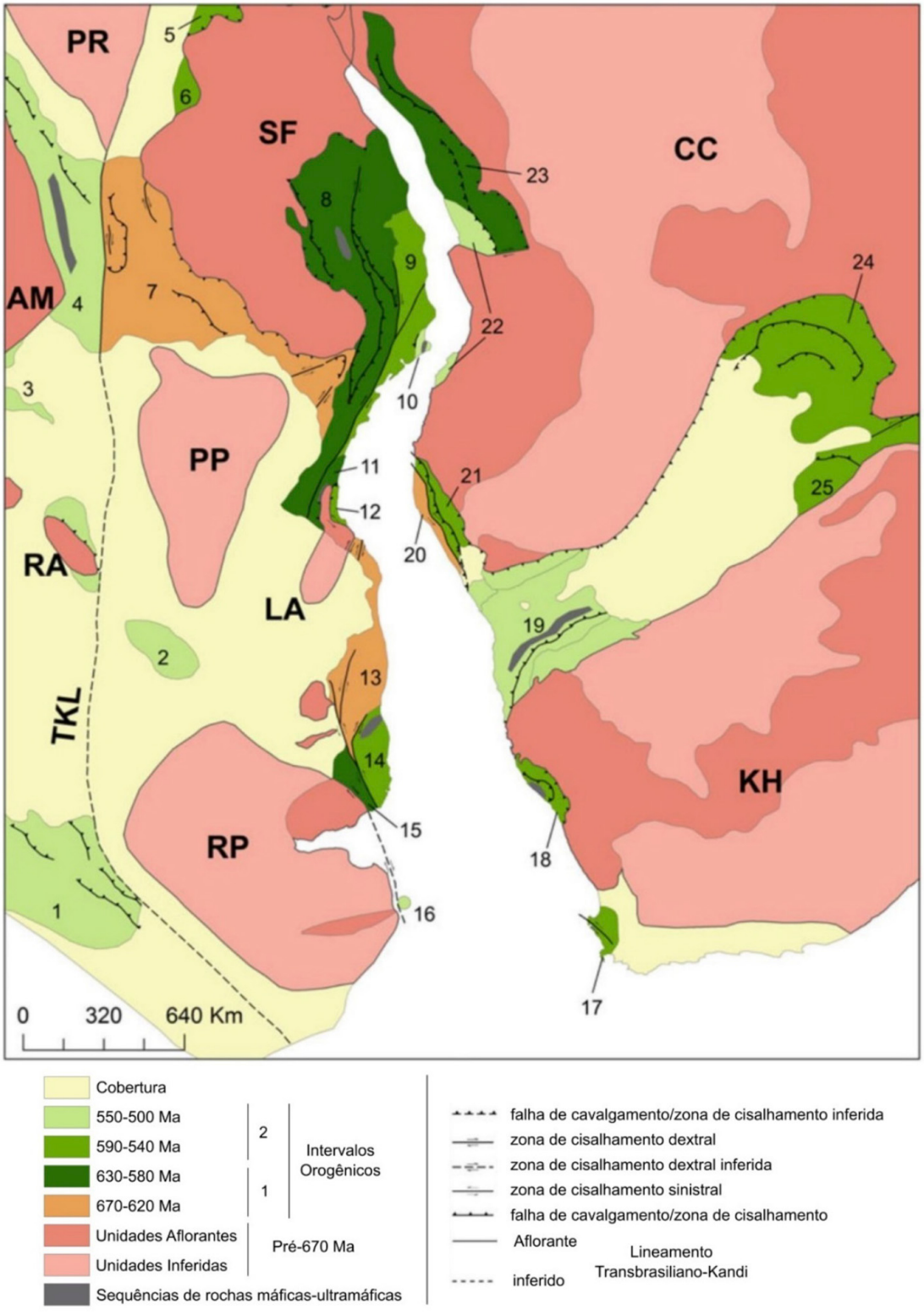


Figura 2.3.1: Unidades geológicas que compõem a parte do sudoeste do Gondwana. Letras e números representam crátons e faixas móveis Gondwânicas. AM Amazônia; PR Parnaíba; SF São Francisco; PP Paranapanema; LA Luís Alves; RA Rio Apa; RP Rio de La Plata; KH Kalahari; CC Congo. 1 – Pampeana; 2- Caapucú High; 3 – Paraguai; 4 – Araguaia; 5 – Borborema (Sul); 6 – Rio Preto; 7 – Brasília; 8 – Araçuaí (oeste) –Ribeira (Paraíba/Embu) e Apiaí-Araçuaí (leste) e Terreno Ocidental; 9 – Ribeira (Terreno Oriental); 10 – Domínio tectônico Cabo Frio; 11 – Terreno Curitiba; 12 – Terreno Paranaguá; 13 – Dom Feliciano; 14 – Cuchilla Dionísio; 15 – Nico Pérez; 16 – Terreno Mar del Plata; 17 – Saldania; 18 – Gariep; 19 – Damara; 20 – Kaoko (litorâneo); 21 – Kaoko (Central-Leste); 22 – Angola; 23 – Congo Oeste; 24 – Lufilian; 25 Zambesi. TKL Lineamento Tansbrasiliano-Kandi. Modificado de Schmitt *et al.* (2018).

Estimativas indicam que, possivelmente, 250 km de crosta continental estejam escondidos e deformados entre as bacias marginais brasileiras e africanas (Chang *et al.*, 1992; Schmitt *et al.*, 2008), o que corresponde à quase totalidade da largura atual aflorante da Faixa Ribeira. Com isso, o terreno Cabo Frio pode ser muito mais largo do que parece e deve conter alguma evidência relacionada à evolução paleozoica do Gondwana, assim como outros terrenos submersos (Schmitt *et al.*, 2008). Descobertas recentes de rochas continentais na Elevação do Rio Grande (Santos *et al.*, 2014) reforçam a ideia de uma litosfera Gondwânica remanescente existente entre os continentes sul-americano e africano, que neste caso representa um terreno entre a Faixa Dom Feliciano (630-600 Ma) e sua contraparte Faixa Kaoko, evoluindo até o Cambriano (Schmitt *et al.*, 2018).

2.4. O prenúncio de uma ruptura crustal

O rifteamento do paleocontinente Gondwana representa um processo longo, iniciado ainda no Jurássico por volta de 180 Ma (Riley *et al.*, 2004), com o registro do magmatismo toleítico-alcalino associado às províncias magmáticas gigantes do Karoo e Ferrar (Figura 2.2.3), localizadas no SW do Gondwana (Sul da África e Antártica, respectivamente). Os derrames de lava constituintes dessas províncias ocorrem e recobrem sedimentos eólicos do Jurássico Inferior e Triássico, interpretados como campos de dunas, as quais refletem condições de bacias isoladas e formadas mediante o clima quente e árido (Veevers, 1994; Zalán, 2004; Johnson, 2006). Embora derrames como os do Karoo não sejam encontrados na Bacia do Paraná, podemos dizer que sequências sedimentares cronocorrelatas às que jazem sob as rochas sul-africanas são aquelas que compõem a Formação Santa Maria (Nyambe & Utting, 1997; Zerfass *et al.*, 2005; Miller, 2008; Modie & Hérissé, 2009). Passados 50 Ma do evento magmático Karoo, mais precisamente no Eocretáceo, entre 135-131 Ma (Renne *et al.*, 1992; Peate *et al.*, 1992; Baksi, 2018), a extrusão de expressivo volume de lavas basálticas (relacionadas à Província Magmática Paraná-Etendeka) abrangeu o centro-oeste, sul e sudeste brasileiro, bem como o oeste da Namíbia, anuncia o início do rifteamento que culmina com a separação dos continentes sul-americano e africano (Almeida *et al.*, 2021). Neste período, o paleoclima desértico persiste, com registro marcado pela intercalação de rochas vulcânicas e arenitos eólicos das Formações Botucatu na Bacia do Paraná e Etjo no Noroeste da Namíbia (Jerram *et al.*, 1999; Mountney *et al.*, 1999). Como registro mais jovem da Província Paraná-Etendeka, registram-se idades de 132-128 Ma para os sistemas de diques do sudeste brasileiro e sudoeste africano (Deckart *et al.*, 1998; Kirstein *et al.*, 2001; Trumbull *et al.*, 2007). A disposição dos sistemas de diques se dá segundo três orientações bem definidas: E-W, NE e NW, marcando o que pode ser interpretado como sendo uma junção tríplice fossilizada (McMaster *et al.*, 2019; Almeida *et al.*, 2021). Seguindo o *trend* E-W (no mapa reconstruído para a idade de 139 Ma, ver Figura 2.4.1), o sistema de diques que marca o eixo do Arco de Ponta Grossa representaria um dos ramos abortados da junção tríplice. Seguindo o *trend* NE, os enxames de diques da Serra do

Mar e Florianópolis acompanham o *trend* regional da Faixa Ribeira (Almeida *et al.*, 2013). No lado africano, o sistema de diques Skeleton conforma o último braço do que seria a junção tríplice (McMaster *et al.*, 2019). Uma provável explicação para a convivência harmoniosa entre os sistemas de diques é da formação das rupturas relacionadas a esforços trativos multidirecionais associados ao domeamento regional e deflagrados pelo soerguimento térmico induzido pela Pluma de Tristão da Cunha (Heit *et al.*, 2015; Jegen *et al.*, 2016), com possível influência do fluxo mantélico sob a mesma região da América do Sul (Burke *et al.*, 2008). Essa interpretação é corroborada por estudos de paleoesforços (Salomon *et al.*, 2015). A partir dos modelos dinâmicos em escala de placas, Morgan *et al.* (2020) demonstraram, que o fluxo de material fundido sob o supercontinente Gondwana Ocidental não foi apenas responsável pelo soerguimento de todo setor sul do paleocontinente, mas também acompanhou praticamente todo o processo de ruptura e estruturação interna entre as bacias do Espírito Santo e Pelotas (Figura 2.4.2).

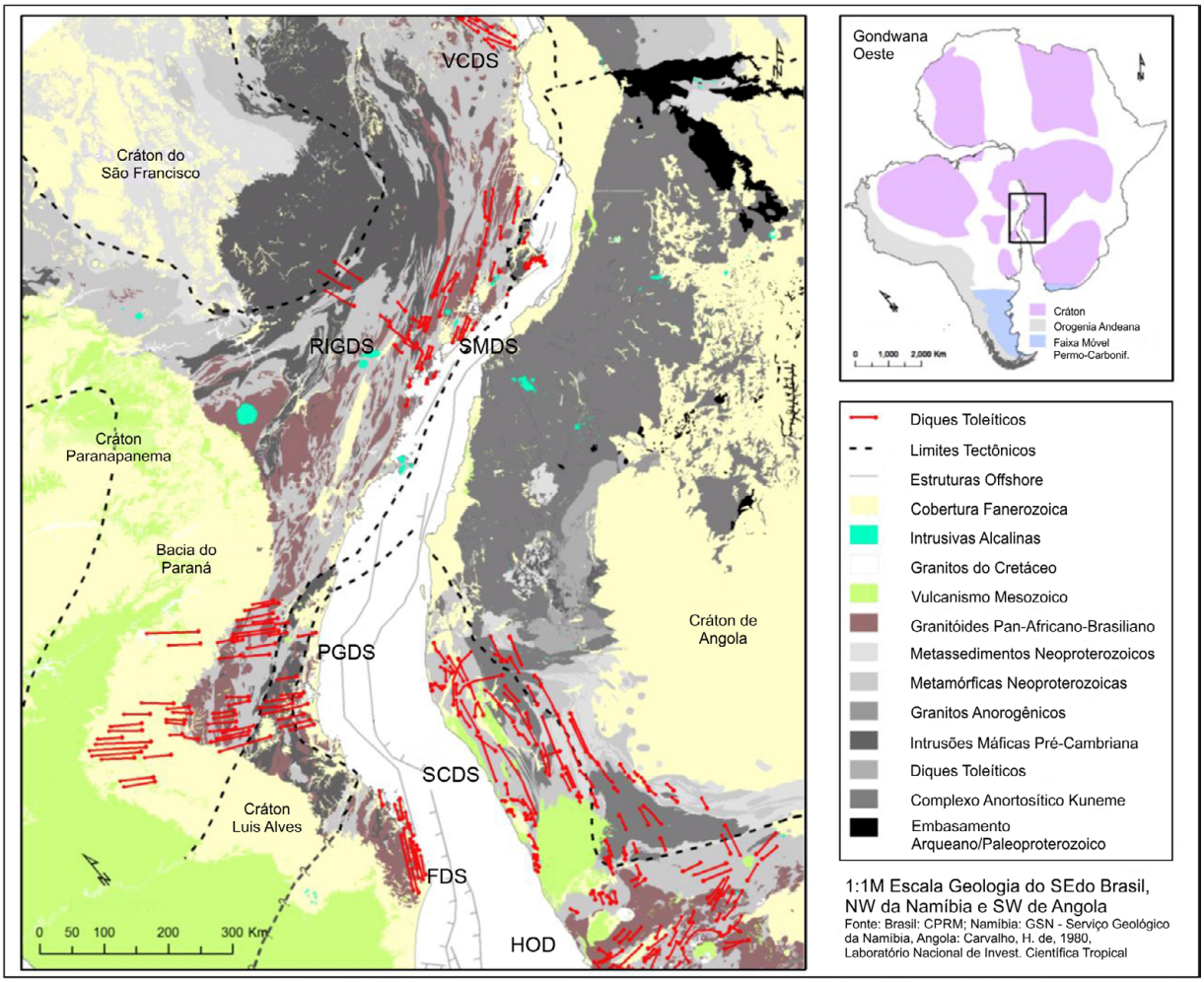


Figura 2.4.1: Mapa tectônico integrado do setor SW do supercontinente Gondwana, reconstruído para 139 Ma. Encontram-se representados no mapa os principais domínios do embasamento bem como as famílias de diques com seus respectivos nomes. Enxames de diques (*Dyke Swarms* – DS): VCDS, Vitória Colatina; SMDS, Serra do Mar; RIGDS, Resende Ilha Grande; PGDS. Ponta Grossa Guapiara; SCDS, Skeleton Coast; FDS, Florianópolis; HODS, Henties Bay. Almeida *et al.* (2021).

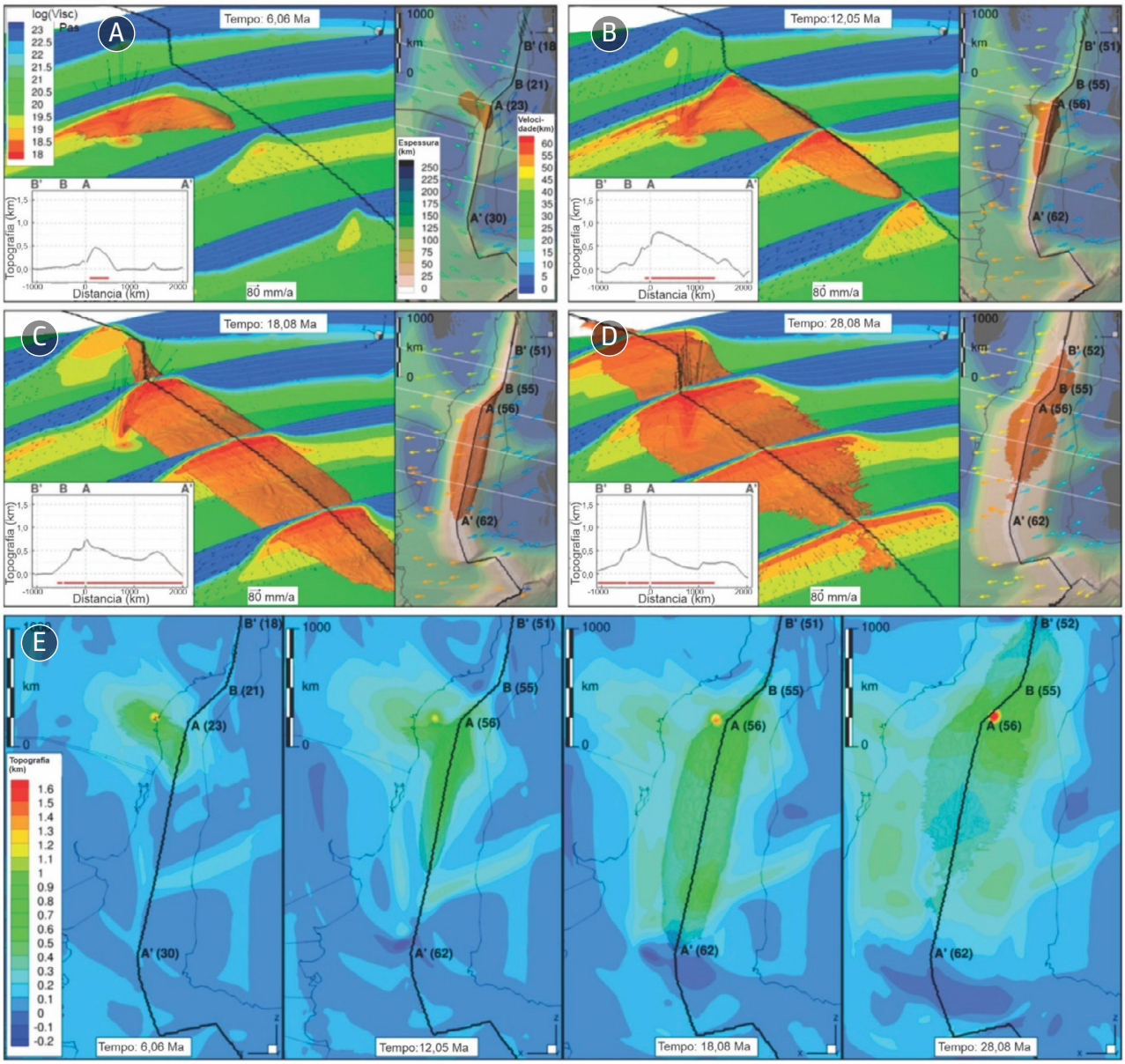


Figura 2.4.2: Cenários evolutivos do fluxo de material fundido derivado da Pluma de Tristão da Cunha abaixo do setor central do Oceano Atlântico Sul. O modelo assume velocidade de fluxo de 15 km³/ano com a cabeça da pluma iniciando na altura do Arco de Ponta Grossa (Localização em Morgan *et al*., 2020) 4b) *A–D*). Capturas do topo do experimento dinâmico tridimensional simula o transporte lateral sublitosférico do material fundido, oriundo da Pluma de Tristão da Cunha, sob os terrenos do proto-oceano Atlântico Sul. (*E*) Captura do topo do modelo mostra o efeito da pluma na conformação do relevo. (*A–D*) Mostra a geometria do fluxo de material em diferentes momentos depois do início da simulação: (*A*) 6.06 Ma (e.g., ~123 Ma), (*B*) 12.05 Ma (~117 Ma), (*C*) 18.08 Ma (~112 Ma) e (*D*) 28.08 Ma (~102 Ma). Cada quadro mostra uma visão em perspectiva da geometria do material fundido projetada sobre a topografia, bem como em seções obtidas pelo corte do resultado tridimensional. A tabela de cores mostra a viscosidade em Pascal (Pas), ilustrada em escala logarítmica (escala de cores ilustrada em *A*). O campo de velocidades é representado pelas setas ilustradas nas seções. Isotermas são dispostas a cada 200 °C. A linha preta representa os limites de placa. A superfície referente à temperatura de 1,170 °C é colorida com função da profundidade, conforme ilustrado na escala de cores do quadro A. A linha cinza representa as linhas de costa usadas na reconstrução de placas. Os números entre parênteses referem-se às velocidades totais de abertura em mm/ano. (*E*) Mapa de cores mostra a contribuição da pluma a anomalia topográfica relativa ao domeamento sin-rifte (em km). Modificado de Morgan *et al*. (2020).

Desde o Eojurássico até o Neocretáceo, os processos magmáticos marcados por derrames de lavas e diques associados entalharam na crosta as futuras zonas de ruptura, onde se localizariam os eixos de expansão cretácea do sistema de riftes do sudeste do Brasil. O modo de localização, segundo o *trend* NE, remonta às influências da trama pretérita do embasamento na focalização de rupturas que possibilitaram a abertura continental segundo aquela direção.

3. A FRAGMENTAÇÃO DO GONDWANA OCIDENTAL

No domínio tectônico, onde se instalou a margem continental do sul e sudeste do Brasil, que compreende o Atlântico Sul Central e Austral (Moulin *et al.*, 2010), a direção de movimento dos continentes, conforme indicada pelas reconstruções de placa, procedeu-se segundo a direção ENE-WSW no período Eocretáceo (Aslanian *et al.* 2009, Torsvik *et al.* 2009, Heine *et al.* 2013, Eagles *et al.* 2015), tendo se iniciado mais a sul nas bacias das Falklands, Orange, Colorado e Salado (Stoakes *et al.*, 1991; Maslanyj *et al.*, 1992; Clemson, 1997; Séranne & Anka, 2005; Heine *et al.*, 2013, Figura 3.1). A norte, as bacias de Pelotas, Santos, Campos, Espírito Santo e suas conjugadas Namíbia, Namibe, Kwanza e Benguela, experimentavam forte soerguimento, erosão e deformação distribuída. Desse grupo de bacias, Pelotas e Namíbia diferem das demais por apresentarem volumoso magmatismo extrusivo, expresso na forma de cunhas progradantes de derrames vulcânicos, mergulhantes para o oceano (SDR – *Seaward Dipping Reflectors*). Soma-se a essa característica o perfil de afinamento abrupto e a ausência da camada de sal. As sequências progradantes de rochas vulcânicas são progressivamente mais jovens bacia adentro (sentido leste na margem brasileira), sendo que as relações de *onlap* e truncamento entre elas indicam que foram geradas durante episódios progressivos de subsidência tectônica distal e arrefecimento termal proximal. As cunhas de SDRs ocorrem sobrepostas aos derrames basálticos e depósitos eólicos, da sequência Paraná-Etendeka, os quais são considerados como uma unidade pré-rifte. Contrastes de densidade entre diferentes sequências vulcânicas sin-rifte, na Bacia de Pelotas, sugerem a possibilidade de intercalações *intertraps* sedimentares no interior dos derrames (Harkin *et al.*, 2020).

As margens rifteadas conjugadas ao norte da Bacia de Pelotas apresentam características muito semelhantes em escala regional, como perfil de afinamento crustal, sendo definidos os domínios (proximal, distal e oceânico), compartimentação do sistema rifte por altos e baixos estruturais segmentados por zonas de transferência, plataformas rasas proximais e bacias profundas, bem como regiões distais de crosta transicional (magmática, continental injetada por diques, crosta inferior exumada e/ou manto exumado e crosta proto-oceânica), Figura 3.2.

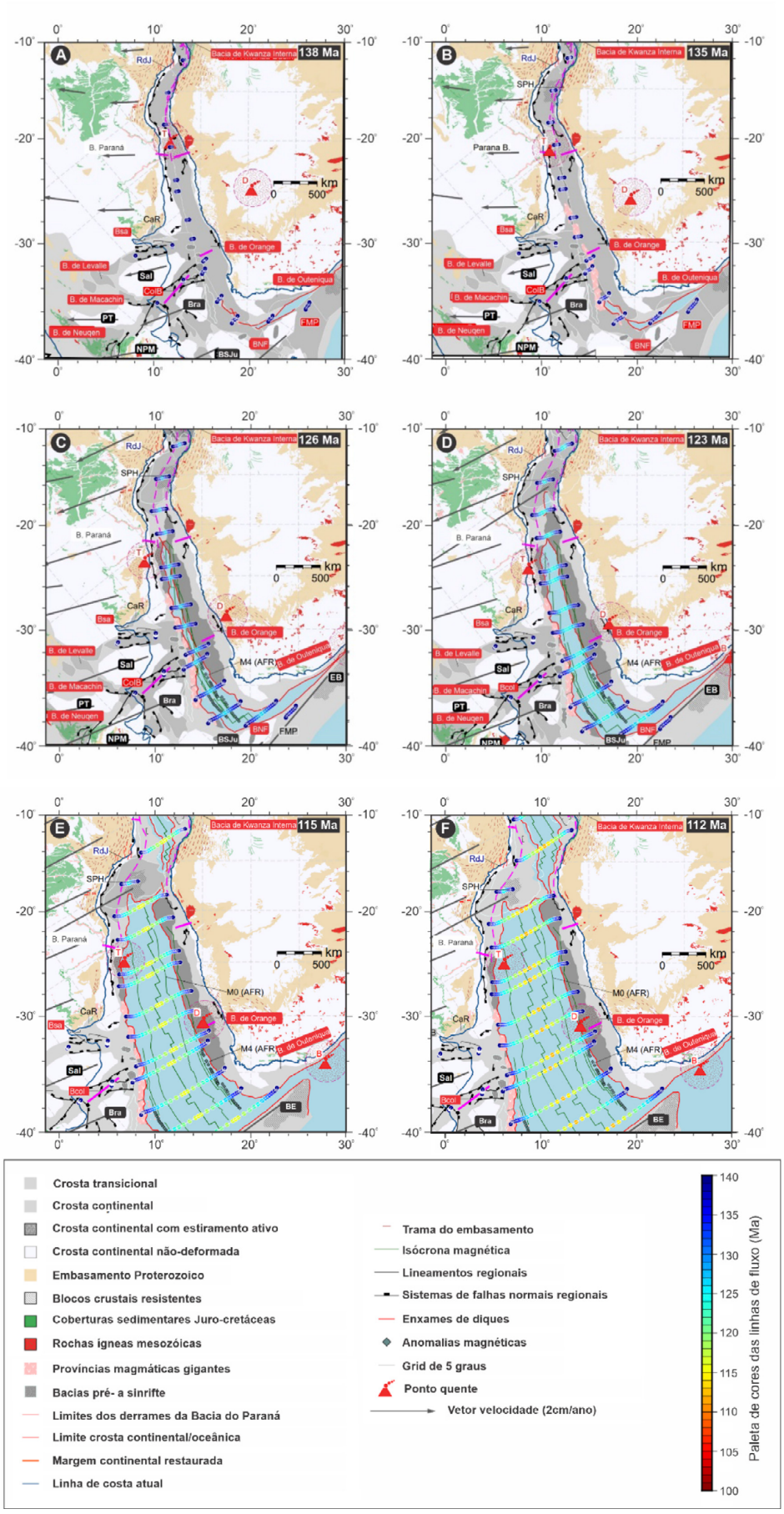


Figura 3.1: Reconstrução de placas para o período de quebra continental do Gondwana Ocidental e início da formação do Oceano Atlântico Sul (Heine *et al.*, 2013).

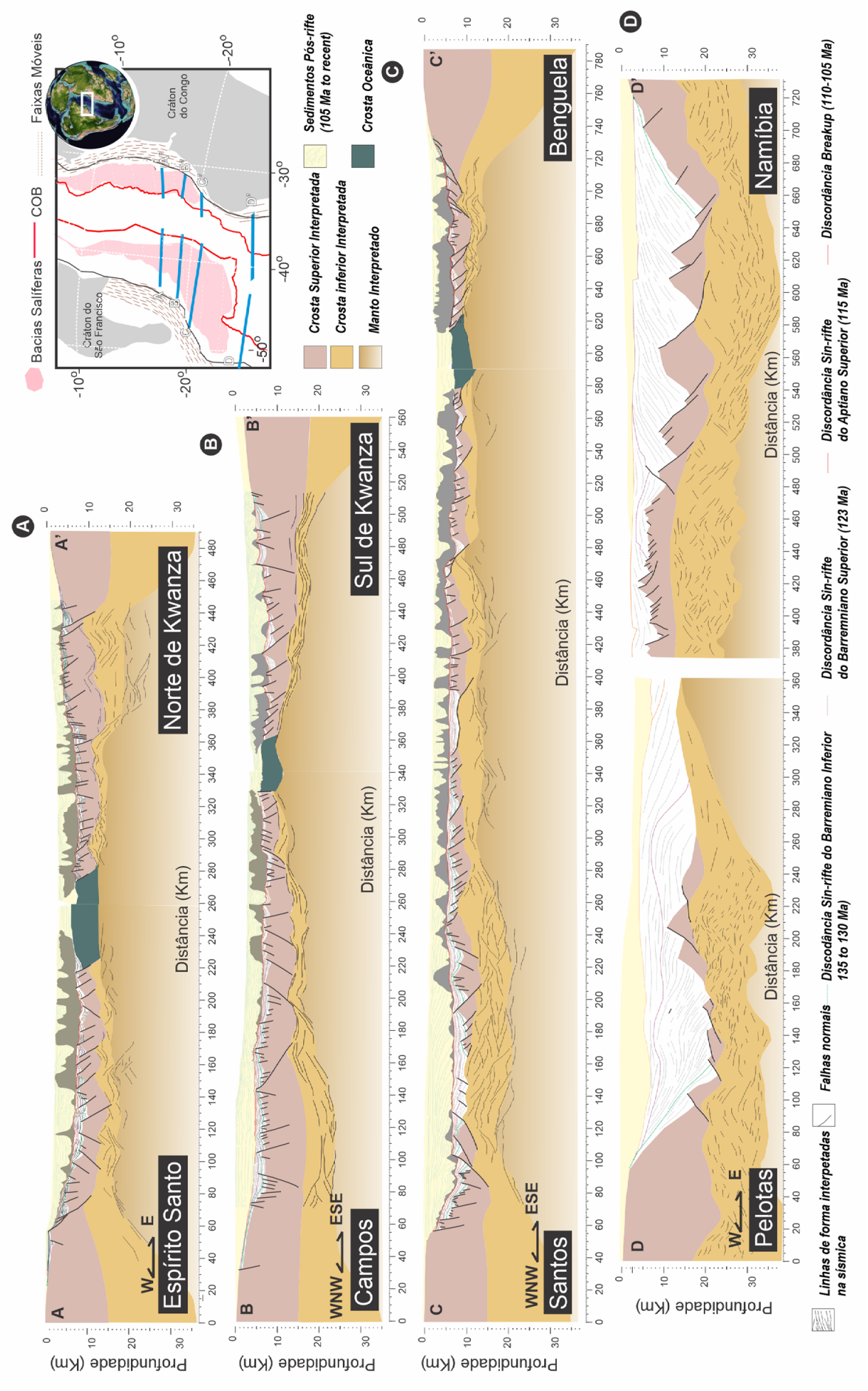


Figura 3.2: Modelos geológico-geofísicos regionais para as bacias marginais rifteadas do Atlântico Sul.

3.1. Margem rica versus pobre em magma e processos envolvendo deformação rifte

O entendimento da dinâmica do estiramento litosférico, sobretudo quanto à expressão na crosta, teve um salto de conhecimento nas décadas de 1990 e 2000. A conclusão de que afinamentos litosféricos são fortemente condicionados por características de primeira ordem, dominantemente ligados à combinação entre a atuação dos esforços, composição original, estrutura térmica da litosfera e herança tectônica (Manatschal *et al*., 2015), levou à compreensão de que as estruturas responsáveis pelos processos tectônicos – que ocorrem como um contínuo evolutivo, repleto de transformações físicas –, são retroalimentadas por mudanças de comportamento mecânico.

No final da década de 1980 e início dos anos 1990, dados sísmicos e amostragens em poços das porções distais das margens da Ibéria e Newfoundland, levaram ao melhor entendimento da natureza da transição entre crosta oceânica e continental (COT – *Continent Ocean Transition*), (Boillot & Winterer, 1988). Tais observações inspiraram geólogos atuantes nos afloramentos dos Alpes Suíços a juntar elementos arquiteturais, gerando modelos conceituais que explicavam, com base em observações de campo e dados sísmicos, desde os processos relacionados aos primeiros incrementos do estiramento continental até a inserção da primeira crosta oceânica, em ambientes com pouco suprimento magmático (Froitzneim & Manatschal, 1996; Manatschal, 2004). Surgiu, então, o modelo evolutivo de margens pobres em magma, caracterizadas por volumes pequenos de magma sin-rifte e exumação de manto subcontinental no COT ao longo de sistemas de falhas de descolamento (Péron-Pinvidic & Manatschal, 2009; Sutra & Manatschal, 2012). Na mesma época, o grande número de informações de sísmica *onshore* e *offshore,* em especial no extremo norte do Oceano Atlântico, impulsionou o desenvolvimento do modelo de afinamento crustal fortemente condicionado por processos magmáticos, como modelo de margem vulcânica ou de margens ricas em magma (Mutter, 1985; Callot *et al*., 2002; Callot & Geoffroy, 2004; Gernigon *et al*., 2004; Geoffroy, 2005). Essas margens são caracterizadas por cunhas espessas, em alguns casos superiores a 15 km de derrames vulcânicos mergulhantes para o oceano (SDRs), intercalados com sedimentos, paleossolos e, eventualmente, intrudidos por *sills* (Mutter, 1985). Em níveis profundos, é comum a presença de corpos de alta velocidade posicionados na base da crosta, muitas vezes

descritos como *underplating* (HVLCB – *High Velocity Lower Crustal Bodies*); 7,2–7,5 km/s (White *et al*., 1987; Talwani & Abreu, 2000).

Os modelos de margens ricas e pobres em magma serviram para incrementar o conhecimento dos processos tectonomagmáticos e sedimentares, o que permitiu o melhor entendimento da natureza da zona de transição entre as crostas (continental e oceânica) que compõem as porções distais das margens rifteadas. Todavia, após quase duas décadas de discussões, as aplicações e analogias de ambos os modelos passaram a convergir no início dos anos 2000, quando dezenas de modelos numéricos demonstraram que o estilo tectônico, o perfil de afinamento (Huismans & Beaumont, 2008), a distribuição de sedimentos e natureza da crosta transicional em margens rifteadas (Lavier & Manatschal, 2006; Ros *et al*., 2017; Andrés-Martínez *et al*., 2019) seriam função da espessura crustal (Svartman Dias *et al*., 2015), velocidade de distensão, reologia, composição do manto e herança do embasamento (Minshull *et al*., 2001; Nielsen & Hopper, 2004; Pérez-Gussinyé *et al*., 2006; Fletcher *et al*., 2009; Davis & Lavier, 2017). Modelos numéricos com foco nesses parâmetros foram capazes de gerar diversas configurações intrabacinais, com abundância e/ou proporção relativa entre os preenchimentos magmáticos e sedimentares similares aos observados em diversas margens rifteadas mundo afora (Pérez-Gussinyé *et al*., 2020; Sapin *et al*., 2021; Muldashev *et al*., 2021).

Como consequência dos modelos numéricos recentes, Sapin *et al*. (2021) inserem todo um espectro de margens rifteadas entre os membros ricos e pobres em magma, acrescentando um terceiro eixo de classificação que descreve a natureza reológica pretérita da crosta. Efeito anteriormente descrito por Ros *et al*. (2017), que demonstraram a influência da reologia da crosta inferior na competição entre os processos magmáticos e de serpentinização do manto, ocorridos na margem imediatamente antes da ruptura continental e inserção da primeira crosta oceânica. Resposta similar foi obtida por Pérez-Guissinyé *et al*. (2020); nesse caso investigaram os efeitos do perfil de resistência crustal no modo de localização e migração de depocentros sedimentares e discordâncias. De modo simplificado, margens ricas e pobres em magma podem ser explicadas, qualitativamente, observando-se um gráfico triangular contendo nos vértices viscosidade (resistência ao fluxo), taxa de deformação e espessura crustal (Figura 3.1.1).

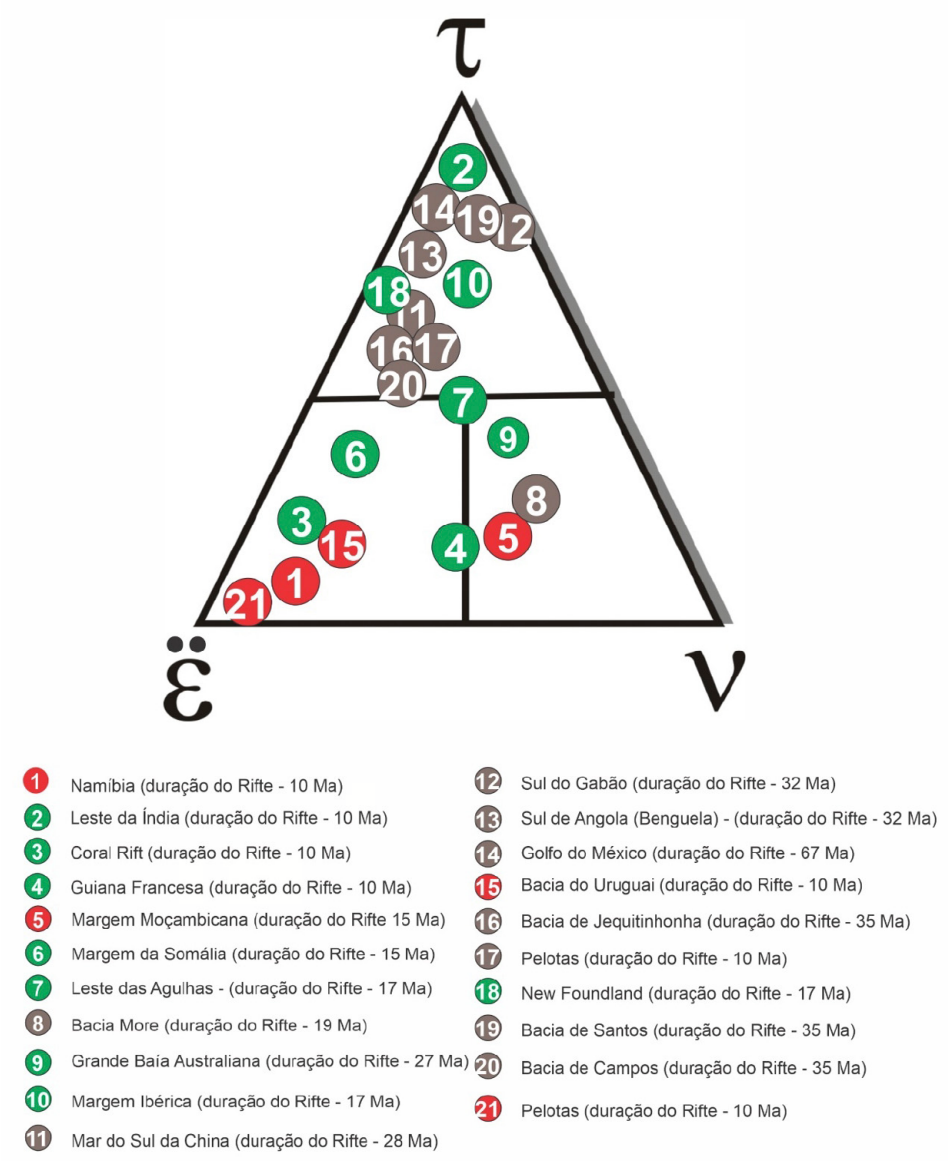


Figura 3.1.1: Visualização de alguns arquétipos de margens rifteadas plotados num gráfico triangular definido por espessura crustal (τ), velocidade de separação (ε̈) e reologia (ν). Note que as margens ricas em magma (círculos vermelhos) se localizam no canto dominado por maiores velocidades de separação, enquanto as margens pobres em magma (círculos verdes) ficam dispersas pelo gráfico dependendo da influência dos outros dois parâmetros. Já as margens "normais" (círculos cinzas) são marcadas pela proporcionalidade entre preenchimento sedimentar e magmático, relativos à quantidade de estiramento (vide Figura 3.1.2). Elaborado a partir de dados de Clerc *et al.* (2018); Sapin *et al.* (2021).

Uma forma de entender as relações entre estiramento crustal e formação de margens ricas e pobres em magma é retornar ao modelo unidimensional de geração de magma em sistemas de rifte, proposto por White & McKenzie (1989). Na Figura 3.1.2, o fator de estiramento 2 representa o valor típico encontrado em riftes intracontinentais e/ou porções proximais de margens rifteadas. Já fatores de ordem de 5 estão associados a

situações de crosta hiperestendida, quando a litosfera é rompida e injetada pelos primeiros representantes de crosta oceânica, enquanto o fator beta de 50 representa os produtos da ascensão astenosférica abaixo das dorsais oceânicas. Para cada caso é mostrado o espectro de dimensionadores mecânicos e espessuras litosféricas continentais não deformadas, cobrindo uma ampla gama das margens rifteadas estudadas pelo mundo.

A condição de contorno para obtenção de produtos magmáticos, à medida que se afina a litosfera por um determinado fator β, pode ser visualizada na Figura 3.1.3. Bacias que atendem a essa relação representariam as margens rifteadas normais, cujos fatores de afinamento β respondem às predições do suprimento sedimentar e magmático explicados pelas equações de subsidência e descompressão adiabática, respectivamente. Dessa forma, margens ricas e pobres em magma, no diagrama de White e Mckenzie (1989), teriam a quantidade de magma controlada e ditada por variações na temperatura potencial do manto e/ou (conforme o gráfico da Figura 3.1.1) por variações na velocidade de separação continental.

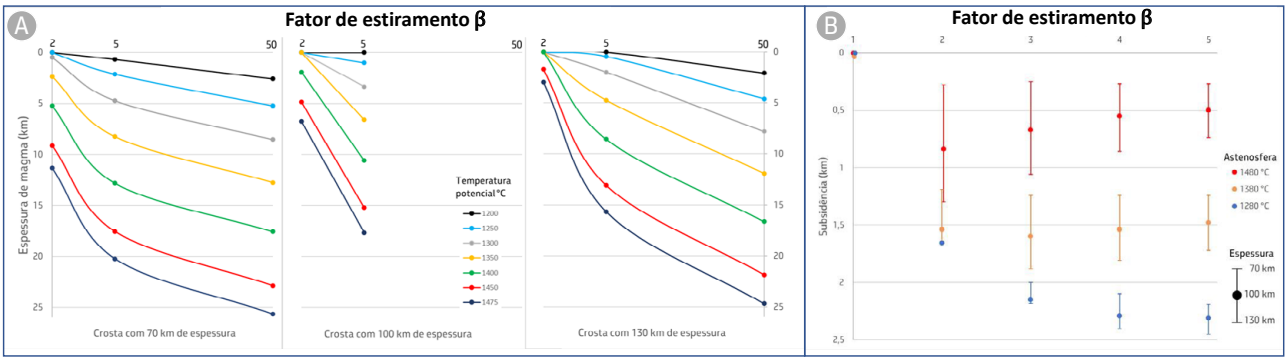


Figura 3.1.2: A) Espessura de material fundido gerado por descompressão adiabática do manto astenosférico para um dado espectro de temperaturas e e fatores de estiramento (β). Os gráficos mostram espessuras de magma para o limite mecânico entre astenosfera e litosfera localizado a 70, 100 e 130 km de profundidade, com fatores de estiramento de 2, 5 e 50. No eixo das abscissas temos a distribuição de temperaturas calculadas, e nas ordenadas a referida espessura de magma gerado nas dorsais oceânicas. Os resultados são calculados para temperaturas potenciais do manto que vão de 1200oC (normal), até 1475oC com incrementos de 50°C. B) Subsidência em função da quantidade de estiramento. Os cálculos de subsidência incluem os efeitos do afinamento da litosférico e do magmatismo gerado pela descompressão adiabática da astenosfera ascendente. São apresentados três cenários baseados nas temperaturas potenciais do manto de 1280°C (normal), 1380°C e 1480°C. Para cada temperatura, as curvas de subsidência mostram três espessuras iniciais para os limites mecânicos definidos e A. Gráficos baseados em White & Mckenzie (1989).

Na Figura 3.1.2, observam-se as curvas de subsidência obtidas para cada faixa de temperatura e seus respectivos fatores de estiramento. Ao seguir o raciocínio das figuras de White e McKenzie (1989), concluímos que para um mesmo fator de estiramento β, os membros extremos necessitam de temperaturas potenciais do manto altas para os representantes ricos em magma e baixas para os pobres em magma. A consequência disso é observada nas diferentes histórias de subsidência, que nos membros ricos em magma experimenta manutenção de profundidades menores, provavelmente perdurando no tempo geológico pela persistência na assinatura do componente de soerguimento termal, implantado desde as fases iniciais de acreção magmática. Dessa forma entendemos margens ricas e pobres em magma como partes (*end-members*) de um mesmo processo, diferenciados na estrutura térmica; histórias de subsidência e soerguimento. Margens pobres em magma ocupariam o extremo frio com forte subsidência tectônica, sendo o outro extremo ocupado por bacias com estrutura térmica muito quente, com forte componente ígneo e elevadas taxas de soerguimento termal.

De acordo com o gráfico triangular da Figura 3.1.1, podemos posicionar bacias nos campos de baixa T (baixa velocidade de distensão) e alta T (alta velocidade de distensão). O efeito da velocidade de distensão é demonstrado por Pérez-Gussinyé *et al*. (2006) e Lundin *et al*. (2014). A partir dos modelos dinâmicos, Pérez-Gussinyé *et al*. (2006) demonstraram que pouco ou nenhum produto magmático é gerado para velocidades de distensão inferiores a 6 mm/ano, enquanto para velocidades superiores a 10 mm/ano a acresção magmática sobrepuja a exumação de manto subcontinental, gerando margens com alto suprimento magmático (Figura 3.1.3).

Corroborando com essa ideia, Brune *et al*. (2014) e Lundin *et al*. (2018) indicam que o aumento nas velocidades de separação tem como resultado a rápida ascensão astenosférica com produção excessiva de magma. Nesse contexto, o ramo do Oceano Atlântico (contido entre as bacias do Espírito Santo e Pelotas) estaria incluído na gama de velocidades superiores 8 mm/ano, com a Bacia de Pelotas inserida no domínio de velocidades acima de 10 mm/ano (Figura 3.1.4).

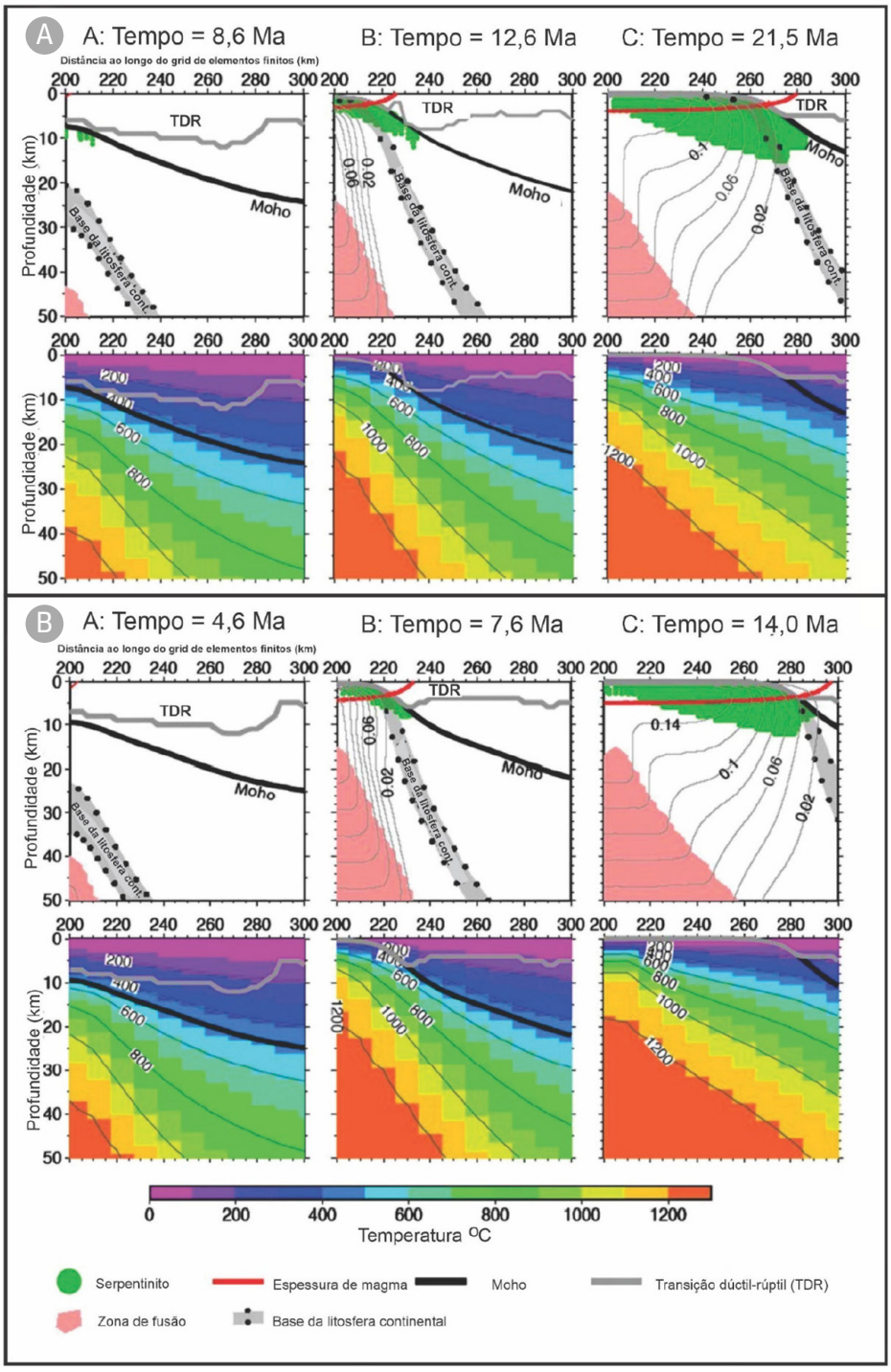


Figura 3.1.3: Resultado de modelo dinâmico para velocidades de separação de 6 mm/ano obtido por simulação com método de elementos finitos para temperaturas potenciais do manto de 1300 °C. São mostrados três passos de tempo para dois casos: (A) velocidades de 6 mm/ano e (B) velocidades de 10 mm/ano. São apresentados três detalhamentos para cada caso, sendo o primeiro (A) quando a crosta como um todo se torna rúptil; o segundo (B) quando na primeira exposição do manto abaixo dos sedimentos; e o terceiro (C) quando ocorre a contínua produção de magma. Para cada conjunto de velocidades, os gráficos superiores mostram a transição dúctil-rúptil (BDT), Moho, manto serpentinizado e a base da litosfera continental; a Moho, manto serpentinizado e base da litosfera são rastreados no tempo. A área de magma produzido para cada passo de tempo é colorida em rosa. As curvas de contorno cinzas demonstram a quantidade de empobrecimento do manto residual após a fusão. Os contornos são delineados a cada 0.01, o que corresponde a 1% de depleção magmática. A linha vermelha demonstra a espessura total acumulada de material fundido que seria colocada na crosta, caso todo o material fundido se colocasse no eixo do rifte, movendo-se lateralmente conforme a velocidade prescrita no experimento. As figuras inferiores de cada um dos grupos mostram as temperaturas correspondentes a cada passo de tempo, sobrepostas a posição da Moho e da transição dúctil-rúptil. Modificado de Pérez-Gussinyé *et al.* (2006).

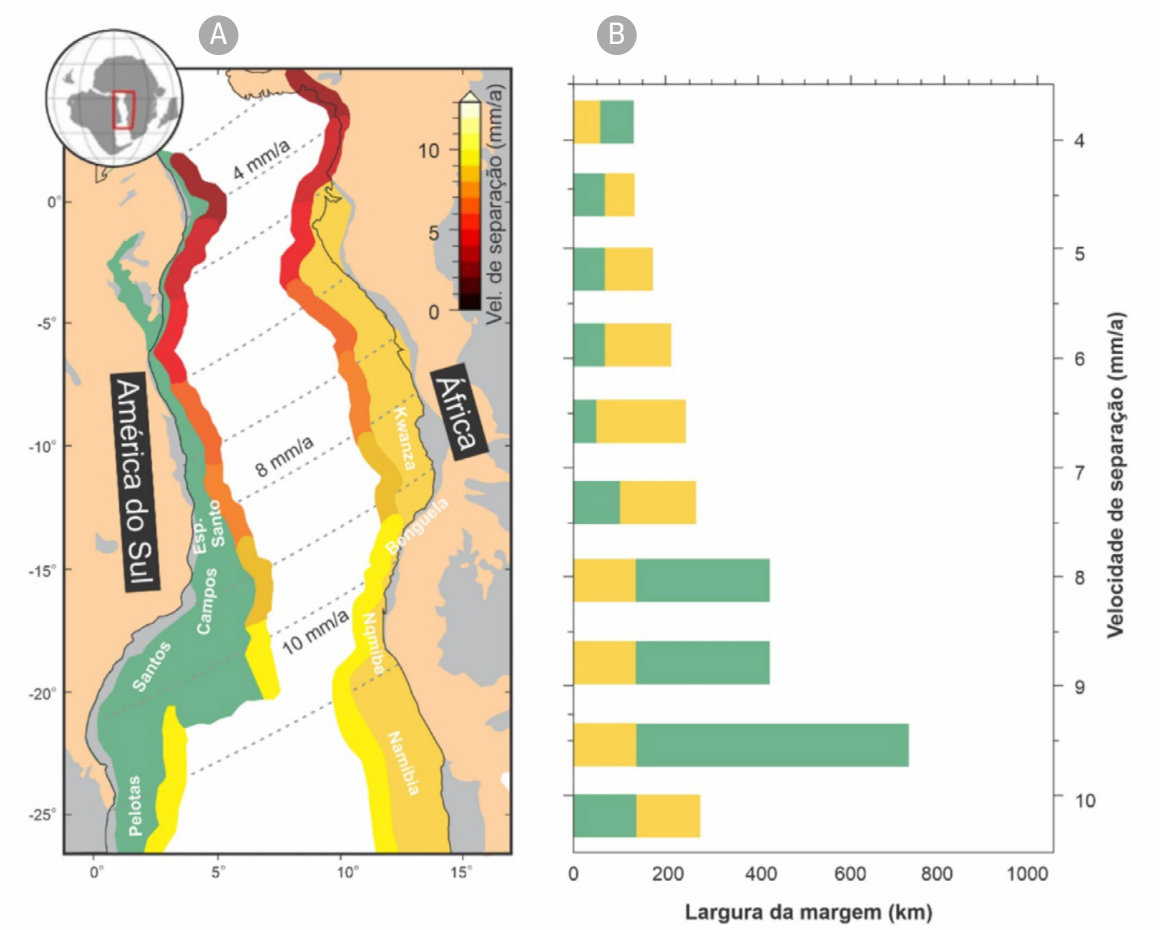


Figura 3.1.4: (A) Segmento central do Oceano Atlântico Sul mostra a configuração pós *breakup*. A crosta continental estirada é colorida por placa (laranja na África e verde no lado brasileiro). O limite de ocorrência da primeira crosta oceânica baseia-se em diversos mapas sísmicos e de métodos potenciais, publicados na indústria do petróleo (vide Heine *et al*. 2013). As larguras das margens são medidas em quilômetros ao longo de linhas de fluxo (linhas cinza pontilhadas). (B) Gráfico ilustra a largura da margem *versus* a velocidade de separação obtidas em modelos numéricos (barras) e nas reconstruções de placas (linhas). As cores laranja referem-se a informações da África e verde da América do Sul. Em concordância com os modelos numéricos, a largura da margem aumenta quase que linearmente com a velocidade de separação. As velocidades são representadas como velocidades totais. Modificado de Brune *et al*. (2014).

Ao considerar o critério descrito por Pérez-Gussinyé *et al*. (2006), tanto a Bacia de Santos quanto a de Pelotas seriam consideradas como ricas em magma, enquanto as bacias entre Espírito Santo e Campos (e representantes africanas) estariam em posições intermediárias com respeito aos representantes não magmáticos do Atlântico Sul, encontrados mais ao norte, como as Bacias de Camamu e sul do Gabão (vide Ros *et al*., 2017; Sapin *et al*., 2021). Contudo, vemos claramente que o estilo tectônico (Figura 3.2), representado pelo perfil de afinamento, o preenchimento sedimentar e a expressão sísmica dos corpos magmáticos, são muito diferentes se comparamos a porção norte da Bacia de Santos com a Bacia de Pelotas. Já na porção sul da Bacia de Santos, no limite com a Bacia de Pelotas, as características típicas de margens ricas em magma se apresentam; ênfase especial à ocorrência de SDRs (Stica *et al*., 2014; Karner *et al*. 2021; Gordon *et al*., 2023). Esse modo

de ocorrência indica uma possível passagem progressiva de um contexto de margem normal, sem excesso de magma, para um ambiente com excessiva produção de magma.

Apesar do desenvolvimento dos modelos dinâmicos em muitos procedimentos de análise de bacias atuais, continuamos a prever processos com base nos modelos de McKenzie (1978), Wernicke (1985), McKenzie & Bickle (1988) e demais variantes (Jarvis & McKenzie, 1980; Cochran, 1981; Sheplev & Vladmir, 1998). Os resultados das previsões feitas com esses modelos são normalmente propagados em toda a extensão das bacias, resultando numa extrapolação que, muitas vezes, transcende a condição de contorno dos modelos. O resultado disso é a obtenção de histórias térmicas, magmáticas e de subsidência das bacias que se contrapõem a informações obtidas em sísmica de refração (Biari *et al.*, 2021), reflexão, espessura sedimentar, poços etc.

A variação do volume dos produtos magmáticos ao longo do *strike* de margens continentais se dá com porções ricas em magma em uma extremidade e pobres em outra. Esse tipo de arranjo é comum em várias margens conjugadas, como no Mar do Norte, sendo observado de norte a sul iniciando com margens ricas em magma entre a Groenlândia e a Noruega (Gernigon *et al.*, 2004; Geoffroy, 2005), seguindo para sul em margens progressivamente menos vulcânicas, como a margem intermediária da Noruega, porção central da Bacia Voring (Osmundsen *et al.*, 2016, Péron-Pinvidic & Osmundsen, 2018). No Brasil isso também é observado de sul para norte entre as Bacias de Pelotas (Stica *et al.*, 2014) e Camamu-Almada (Gordon *et al.*, 2012; Ros *et al.*, 2017). Comportamento similar se reproduz nos sistemas de riftes intracontinentais do leste africano; parte do rifte da Etiópia ao norte (cuja influência magmática é muito forte) indo para sul no sistema de riftes leste, que inclui o Lago Turcana (ainda fortemente magmático), e segue para sudeste no ramo oeste dos riftes, cujos produtos vulcânicos são escassos (e.g., lagos Albert e Edward) até chegar a grabens com ausência de vulcanismo ao sul, nos lagos Kivu, Rukva, Tanganyka e Malawi (Koptev *et al.*, 2015). Portanto, fica claro que a passagem de margens ricas para pobres em magma parece progressiva (Reston & Manatschal, 2011) e fortemente ditada pela proximidade dos representantes ricos em magma com regiões de crosta assentadas sobre anomalias térmicas da litosfera.

De maneira geral, podemos dizer que o modo de estiramento crustal e suprimento magmático abaixo da crosta, durante a evolução das margens rifteadas, favorece a localização do *stress* (e.g. Buck, 1991; Ebinger & Casey, 2001; Péron-Pinvidic *et al.*, 2013) com formação de margens fortemente magmáticas, representadas por volumes expressivos de material extrusivo, enquanto fluxos magmáticos não focalizados, dispersos sob a crosta, favorecem a distribuição de deformação e consequente formação de margens largas com extravasamento de magma mais modesto, porém cobrindo vastas áreas na forma de corpos intercalados com sedimentos (e.g. Bacia de Santos). Esse fenômeno é o que parece acontecer no Rifte da Etiópia (Kendall *et al.*, 2005; Corti, 2008) e na Bacias de Santos (Gladczenko *et al.*, 1997; Blaich *et al.*, 2013

Fornero *et al*., 2019). Ao seguir para norte, nas bacias de Campos e Espírito Santo, a ocorrência de corpos magmáticos intercalados na sequência rifte parece menos frequente. A exceção é nas porções mais distais das duas bacias, cujos registros magmáticos podem ser mais expressivos, possivelmente associados a uma crosta transicional injetada por magma, como proposto por Norton *et al*. (2016).

Nas margens ricas em magma, a principal e inequívoca característica distintiva é a presença das espessas cunhas progradantes de derrames vulcânicos, expressos sismicamente pelos SDRs (Hinz, 1981; Mutter *et al*., 1982). Em muitas margens desse tipo também são observadas sequências espessas de corpos de baixa velocidade, dispostos próximo à base da crosta, comumente denominados de *underplating*. A formação dos SDRs pode ser acompanhada pelo desenvolvimento de sistemas de falhas mergulhantes para o continente, geradas para acomodar a combinação entre distensão e flexura crustal, que controla o mecanismo de afinamento crustal nesse tipo de margem. No caso do *underplating*, esses ocorrem como zonas alongadas com espessura total entre 10 e 20 km dispersos na base da crosta (Hinz, 1981; Mutter *et al*., 1982). Como mencionado anteriormente, o *underplating* é caracterizado por corpos com altas velocidades sísmicas, entre 7,2 e 7,4 km/s (White *et al*., 1987; Talwani & Abreu, 2000), interpretados como resultado da adição magmática na base da crosta. Na sísmica de reflexão formam lentes descontínuas, que variam entre baixa e alta refletividade em relação às vizinhanças. De um modo geral, somando as espessuras de SDRs (muitas vezes superiores a 15 km) com as dos *underplating*, pode-se chegar a mais de 30 km de espessura de magma, uma quantidade que requer muito mais material fundido que o previsto pelos modelos de fusão tradicionais, os quais são baseados em temperatura potencial do manto e fatores de estiramento, como anteriormente mencionado (Figura 3.1.2). Pela forte influência dos processos magmáticos no perfil de afinamento, outra característica marcante das margens ricas em magma é o perfil de afinamento abrupto, que muda rapidamente de espessuras crustais na ordem de 30 km nas porções proximais para 5-10 km de crosta continental interpretadas abaixo das cunhas de SDRs, num espaço de 50 km. Em razão do forte efeito termal causado pela quantidade volumosa de magmatismo, e pela rápida ascensão astenosférica, são notáveis as decapitações de sequências sedimentares e magmáticas por discordâncias amplamente mapeadas em nível regional (Figura 3.2). Outra característica das margens magmáticas clássicas é a sua relação direta, inclusive geográfica, com LIPs (Large Igneous Provinces; vide Coffin & Eldholm, 1994). Embora margens ricas em magma também possam apresentar afinidade com processos regidos por anomalias térmicas e convecções rasas (Anderson, 2000), sua correlação espacial e temporal com LIPs é notória bem como todas as outras características supracitadas que nos permitem relacioná-las a esse grupo de margens.

Nas margens pobres em magma, uma das características principais é a ruptura precoce da crosta sem que o mesmo aconteça no manto subcontinental subjacente. Esse processo gera a exposição do manto subcontinental

nas porções distais das margens. Em termos de arquitetura interna, as margens pobres em magma se assemelham às margens rifteadas com suprimento normal de magma e sedimentos; diferenciam-se apenas pela presença de manto exumado nas porções distais enquanto as demais margens podem variar desde crosta fortemente afinada (<10 km) até segmentos híbridos, variavelmente injetados por diques e *sills* na transição entre crosta oceânica e continental. A arquitetura intrabacinal das margens pobres em magma reflete a resposta reológica da litosfera ao estiramento continental. Nas porções proximais são comuns falhas normais planares que se enraízam no limite entre a crosta superior e inferior. Normalmente, esta interface marca a transição dúctil-rúptil e é interpretada como zonas de descolamento basais que transferem o movimento horizontal para o centro do eixo de espalhamento do rifte. Nas porções intermediárias é comum a ocorrência do sistema de falhas normais planares com a formação de meio-grabens; dependendo do regime termal podem evoluir para a formação de *core-complexes* distensivos com exumação de crosta inferior no *footwall* das zonas de descolamento. Já nas porções distais – margens pobres em magma clássicas, a exemplo das margens conjugadas da Ibéria e Newfoundland (Boillot *et al.*, 1995; Manatschal & Bernoulli, 1999; Whitmarsh *et al.*, 2001; Hopper *et al.*, 2007; Reston, 2007; Tucholke *et al.*, 2007; Péron-Pinvidic & Manatschal, 2009), ocorre a exposição de peridotitos variavelmente serpentinizados sob os sedimentos.

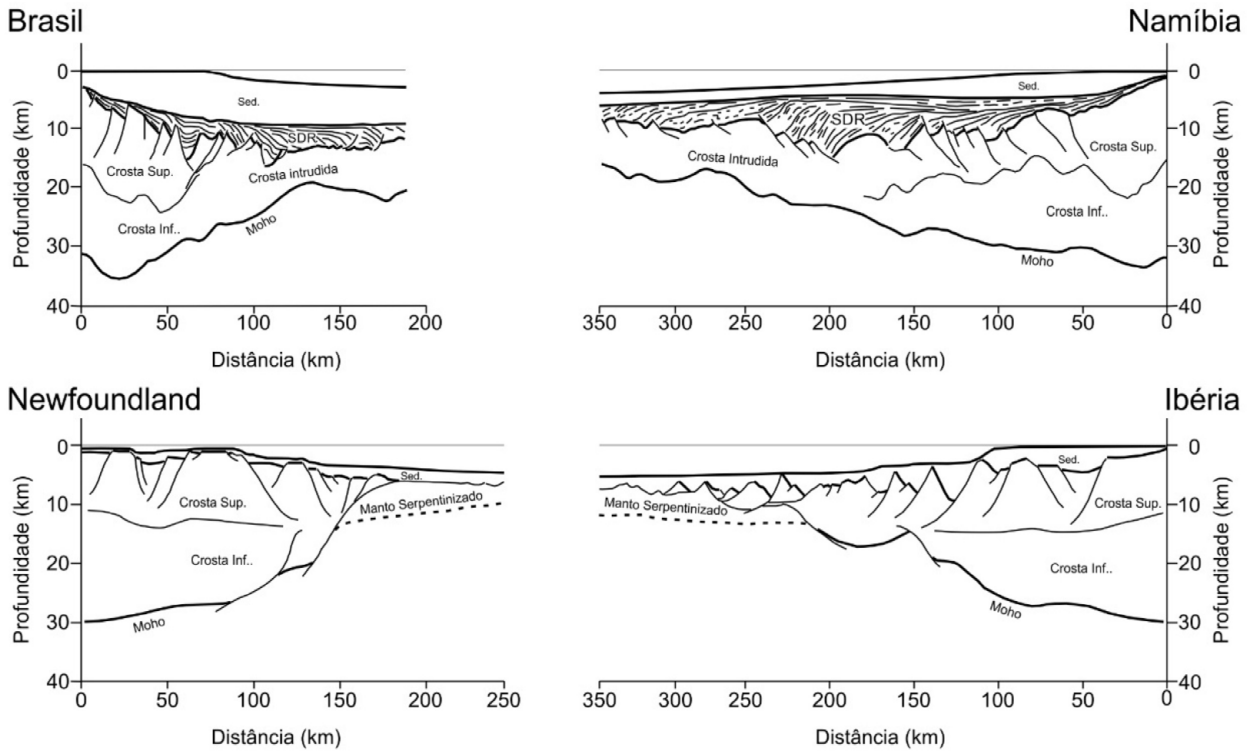


Figura 3.1.5: Seções geossísmicas ilustram geometrias crustais de margens rica (painel superior) *vs* pobre em magma (painel inferior). Baseado em Chauvet *et al.* (2021) e Mohn *et al.* (2015).

Com relação às margens normais, aquelas que ligam os extremos ricos e pobres em magma, podemos citar o Mar do Sul da China (Zhou *et al*., 1995; Hayes & Nissen, 2005; Yan *et al*., 2006; Zhou & Yao, 2009), a Margem Sudeste do Brasil, entre as bacias do Espírito Santo e Santos (Mohriak *et al*., 1990; Contrucci *et al*., 2004; Mohriak *et al*., 2008; Aslanian *et al*., 2009; Contreras *et al*., 2010) e a margem australiana (Driscoll & Karner, 2004). Nelas é notável o forte afinamento nas margens distais, porém com afinamento progressivo e distribuído por mais de 200 km ao longo do mergulho regional da bacia. Outro ponto importante é a presença de sequências sedimentares tardi-rifte, pouco falhadas e variavelmente intrudidas por *sills* de rochas hipoabissais e granitos nas porções distais das bacias. Preenchimentos sedimentares semelhantes também são reconhecidos nas porções proximais, dispostos na forma de refletores plano paralelos que recobrem as sequências com feições de claro crescimento contra falhas normais. Nas bacias do sudeste brasileiro, essas sequências proximais são interpretadas dominantemente como pós-rifte, porém nota-se que sedimentos cronocorrelatos apresentam padrão controlado por rotação de blocos falhados na porção distal, o que demonstra ainda deposição em condição de estiramento crustal ativo (Figura 3.1.6). A estas sequências tardias, tanto as proximais quanto as distais, têm sido atribuídas uma gênese controlada pelo fluxo da crosta inferior na porção proximal e pela migração lateral da frente de falhamentos em direção ao futuro eixo de espalhamento oceânico durante o estiramento crustal. Sendo assim, elas são caracteristicamente sin-rifte e não pós-rifte, como anteriormente descritas (Ojeda & Ojeda, 1981; Heine *et al*., 2013; Rigoti, 2015; Müller *et al*., 2017; Paton *et al*., 2017; Planert *et al*., 2017; Loureiro *et al*., 2018).

O limite entre as porções distais (e a aparição da primeira crosta francamente oceânica) normalmente é obtido a partir das modelagens de métodos potenciais, calibradas por interpretações de sísmica de reflexão. Na presença de dados de refração, as variações laterais de velocidade agregam robustez às inferências desse limite. Embora represente uma simplificação, o limite entre crosta continental e oceânica é normalmente definido como abrupto e linear. A simplificação é adotada pelo uso nas reconstruções de placa e criação de mapas palinspásticos. Ambas são de grande valia para a modelagem de sistemas petrolíferos, pois auxiliam no entendimento da distribuição dos elementos do sistema petrolífero bem como nos cálculos dos deslocamentos laterais e, por conseguinte, nas determinações dos fatores de estiramento e afinamento crustais usados nas análises de subsidência e fluxo térmico. O limite crosta continental – crosta oceânica (COB – *Continent Ocean Boundary*), como é usualmente tratado na literatura, é reconhecido pela distinção entre os tipos de crosta descrito por Wegener, em 1915 ("*The Origin of Continents and Oceans*"). Essa definição é de grande importância para os processos envolvidos nos movimentos divergentes que descrevem a tectônica de placas (Eagles *et al*., 2015).

A delimitação do COB é realizada com base em dados geofísicos e de maneira interpretativa, sujeito a grandes incertezas não apenas pela

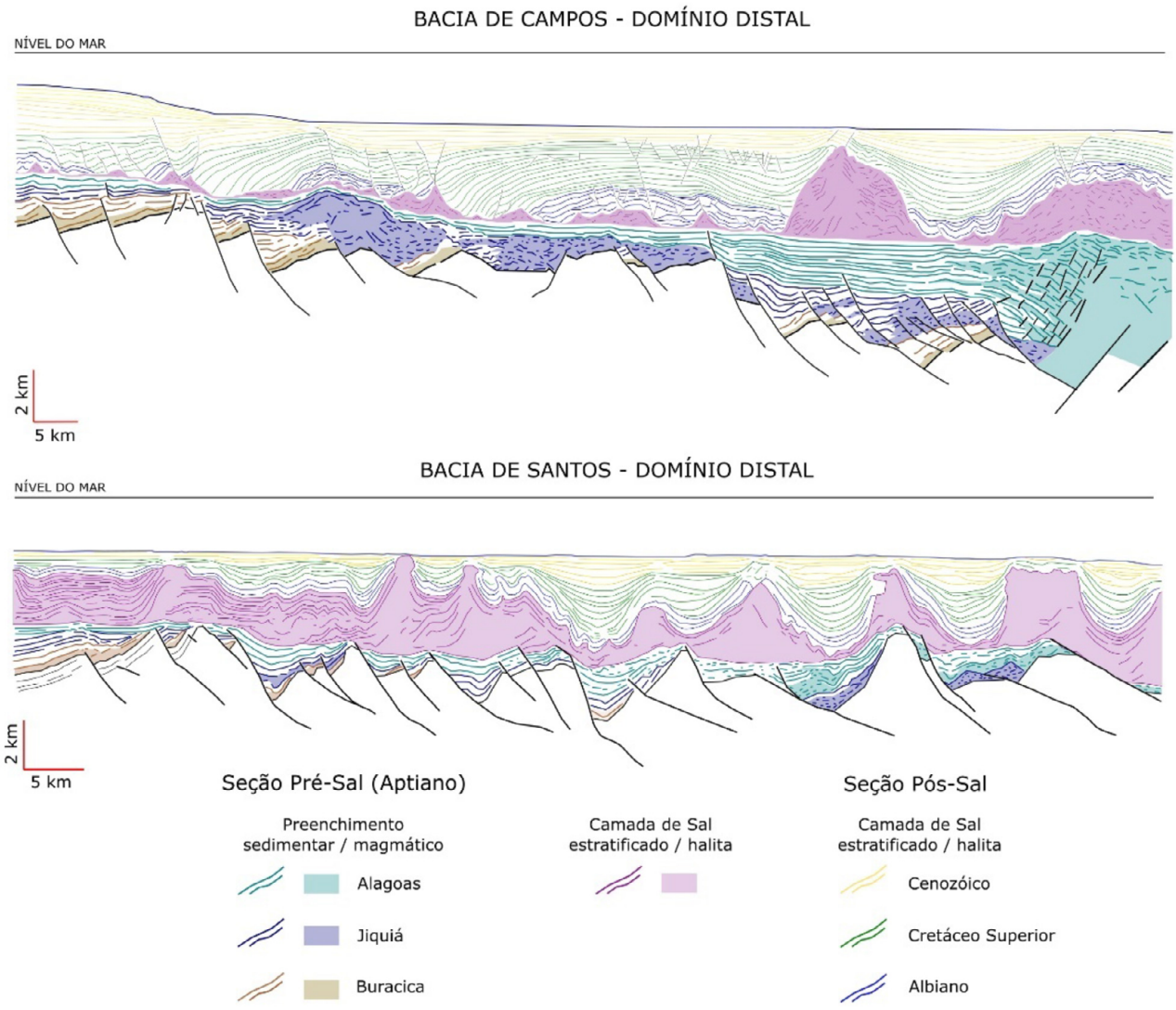


Figura 3.1.6: Seções sísmicas regionais comparativas para as bacias de Campos e Santos. Interpretação com indicação dos diferentes padrões de preenchimento sedimentar, adição magmática e migração de depocentros em direção ao oceano.

subjetividade da interpretação, mas também por questões associadas às qualidades e resolução dos dados (sísmica de reflexão, refração, dado gravimétrico, magnetométrico ou batimétrico). Se depender da resolução e do modo de interpretação, uma zona de transição pode ser atribuída à região que separa a crosta continental da crosta oceânica, denominada de zona de transição (*COT - Continent Ocean Transition*). Usualmente, a definição do COB é atribuída à formação de crosta oceânica constante; já as zonas de transição são definidas pelo caráter pobre ou rico em magma nos estágios finais de rifteamento, sendo exumação de manto subcontinental (Manatschal *et al.*, 2006), ou crosta inferior exumada, característica de zona de transição pobre em magma, enquanto uma crosta continental altamente intrudida é característica de zona de transição em margens ricas em

magma (Geoffroy, 2005). Zonas de transição são interpretadas em função da disponibilidade de magma no sistema. Nas transições pobres em magma prevalecem as alterações mecânicas na crosta continental e manto superior, que antecedem a acreção de crosta oceânica. Transições ricas em magma são produtos de volumosos eventos magmáticos, geralmente associados a plumas e LIPs, que podem gerar crostas magmáticas com espessuras superiores a 20 km, características semelhantes à que observamos na Bacia de Pelotas.

3.2. Margem vulcânica de Pelotas

Com suas volumosas sequências de SDRs, a Bacia de Pelotas representa o mais clássico registro de margem vulcânica do globo terrestre (Geoffroy, 2005). Num comportamento sistemático, as sequências magmáticas da Bacia de Pelotas ocorrem em um padrão de espessamento contra zonas de assinatura sísmica difusa, interpretadas como o *footwall* de falhas normais mergulhantes para o continente (Stica *et al*., 2014, Figura 3.2.1). Esse arranjo é similar ao que é observado nas sequências de SDRs, que afloram na Groenlândia e Islândia (Geoffroy, 2005; Geoffroy *et al*., 2015), ou nas amostradas em furos de sondagem em bacias mundo afora (IODP 642 na Noruega, Poços Kudu e Murombe na Namíbia, por exemplo). Mar adentro, as construções magmáticas seguem o mesmo arranjo de *onlap* da porção proximal em clara relação de truncamento com as sequências sotopostas, e em *downlap* e/ou com espessamento contra as possíveis falhas interpretadas na porção distal da margem. A exceção ocorre na transição entre as cunhas de SDRs mais distais e a crosta oceânica clássica. Nessa região, relações de truncamento interpretadas em sísmica de reflexão profunda indicam a presença de refletores sísmicos abaixo dos SDRs (Figura 3.2.1). A disposição dos refletores sísmicos indica que o processo de distensão crustal, seguido da extrusão sintectônica de magma, continua até a instalação da crosta oceânica numa história de rifteamento progressivo e migratório de oeste para leste.

Quanto às relações temporais da história de rifteamento da Bacia de Pelotas, com as idades das anomalias magnéticas (Figura 3.2.1), o início do estiramento sin-magmático se dá em 130 Ma (anomalia M4, Moulin *et al., 2010*), evento magmático cronocorrelato à Formação Serra Geral na Bacia do Paraná (Stica *et al*. 2014). Essa sequência tectonomagmática passa lateralmente para cunhas de SDRs, com assinatura magneto-estratigráfica correlata à anomalia M2 (127.5 Ma, Moulin *et al., 2010*), que passa nas porções mais distais para a anomalia M0 (datada em 125 Ma, Moulin *et al., 2010*). Ao sul da bacia, essa anomalia ocorre sobre rochas de crosta oceânica e ao norte compõe conjuntos de SDRs, denotando a característica de ruptura diacrônica ao longo do eixo de rifteamento com propagação para norte (Stica *et al*. 2014). A perda do registro magnético em função da zona de quietude do Cretáceo (ausência de reversão dos polos magnéticos), que se inicia no final do Aptiano e adentra o Albiano, leva à utilização

de inferências por correlação estratigráfica na definição do estágio final de rifteamento da Bacia de Pelotas. Idades de 113 Ma obtidas em rochas vulcânicas da Formação Curumim são usadas como referentes aos últimos estágios de rifteamento da Bacia de Pelotas (Bueno *et al.*, 2007; Stica *et al.*, 2014); nesse caso, o *breakup* mais jovem na Bacia de Pelotas se daria por volta de 113 Ma ocorrendo no extremo norte da bacia (Stica *et al.* 2014).

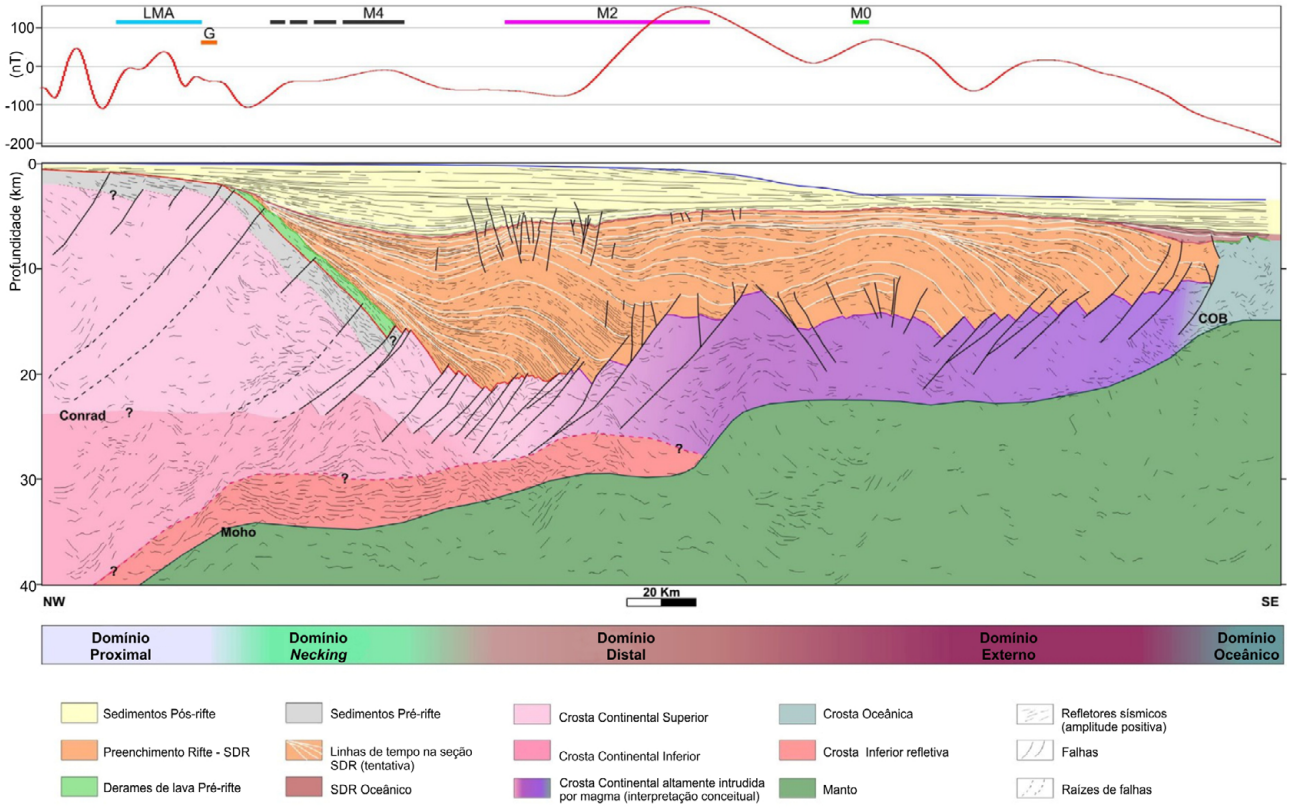


Figura 3.2.1: Seção sísmica interpretada para a Bacia de Pelotas (Stica *et al.*, 2014).

Podemos afirmar que a evolução do sistema extrusivo, que preenche a Bacia de Pelotas, se deu em quatro episódios principais: o primeiro de cronologia pré-rifte, associado aos derrames da Província Magmática Paraná-Etendeka; os demais seguiram três eventos principais de colocação de cunhas magmáticas progradantes representadas sismicamente pela sequência de SDRs. Estes últimos se desenvolvem em três pulsos distintos, similares aos descritos para o setor Austral do Oceano Atlântico (Chauvet *et al.*, 2021).

Baseado nos modelos de crosta oceânica propostos por Cannat (Figura 3.2.2a; Dick, 1989; Dick *et al.*, 2006; Cannat *et al.*, 2006; 2009), a crosta oceânica adjacente à Bacia de Pelotas foi definida com espessura em torno de 7 km em seções sísmicas regionais migradas em profundidade (Figura 3.2.2b).

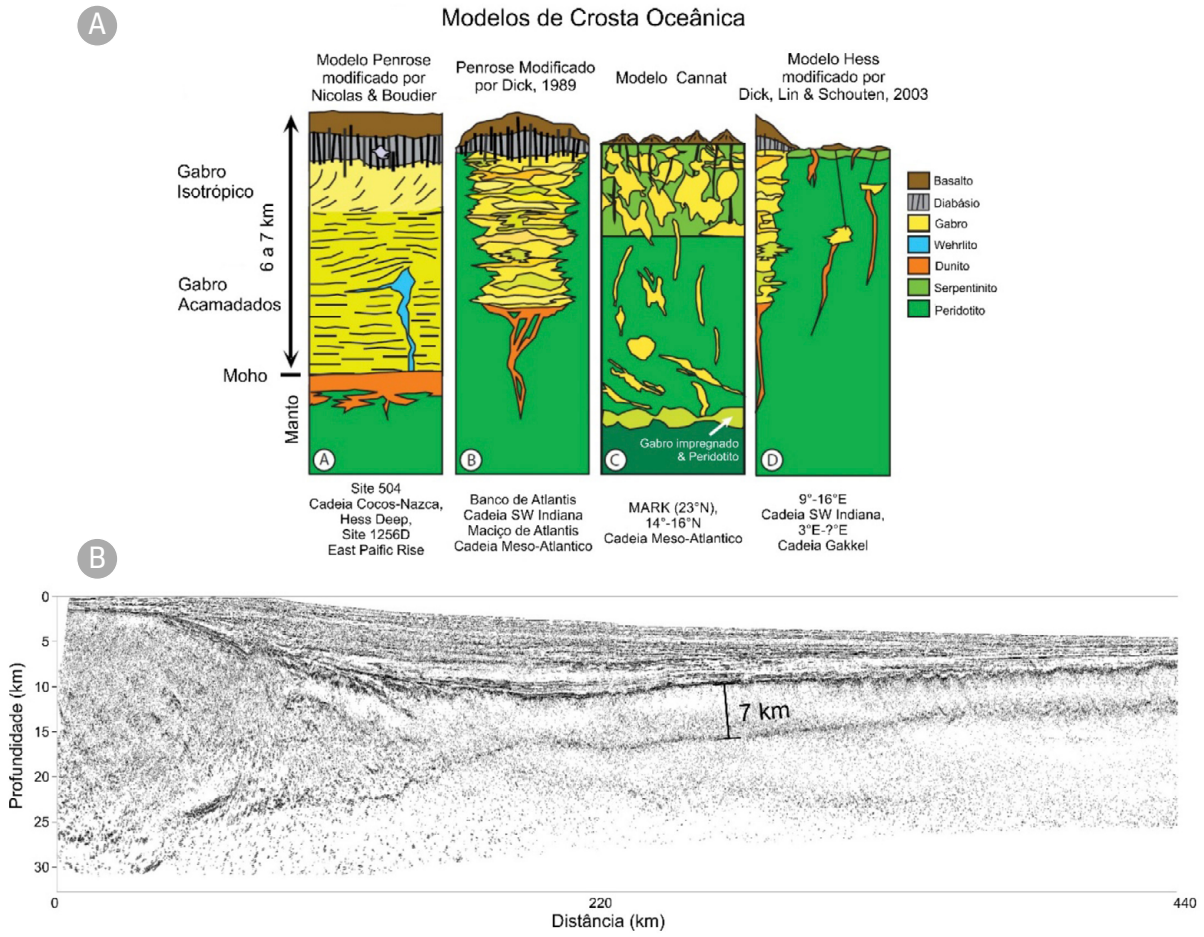


Figura 3.2.2: Modelos de Crosta Oceânica. Modificado de Dick *et al.* (2006). Seção sísmica GXT Bacia de Pelotas ilustra a crosta oceânica.

3.3. Margem rifteada do sudeste brasileiro: a formação do Pré-sal

Nas bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, as histórias tectonossedimentares e magmáticas possuem características espaço-temporais e de preenchimento distintas daquelas da Bacia de Pelotas.

Independentemente de serem pobres ou ricas em magmas, essas margens compartilham muitas características de primeira ordem. Dentre elas podemos citar o arranjo sistemático dos domínios crustais com base no perfil de afinamento (proximal, distal e oceânico); a presença de plataformas rasas proximais e bacias profundas distais; a segmentação em baixos estruturais, altos marginais e zonas de transferência, bem como a presença de regiões distais de crosta transicional (magmática, continental injetada por diques, crosta inferior exumada e/ou manto exumado e crosta proto-oceânica). Essas observações têm sido reportadas em diversas margens rifteadas mundo afora, sendo os principais exemplos a Grande Baía Australiana (Direen *et al.*, 2007; Ball *et al.*, 2013; Gillard *et al.*, 2015), o Mar do Sul da China (Franke *et al.*, 2011, 2013; Savva *et al.*, 2013), o Golfo de Aden (D'Acremont *et al.*, 2005; Autin *et al.*, 2010), a Margem Argentina (Blaich *et al.*, 2009), a Margem da Armorica (Thinon *et al.*, 2003; Tugend *et al.*, 2014), as margens fósseis expostas nos Alpes Suíços

e Pireneus (Manatschal, 2004; Masini *et al.*, 2014; Tugend *et al.*, 2015).

Um dos processos mais interessantes das margens rifteadas é a migração dos depocentros em direção ao futuro *breakup* (Figura 3.1.6). De um modo geral, os pulsos tectonossedimentares registrados nas bacias do Espírito Santo, Campos e Santos seguem os descritos por Karner & Driscoll (1999) para os setores central e sul do Oceano Atlântico. Esses autores dividem o preenchimento das bacias sin-rifte da margem continental brasileira em três fases principais: Berriasiano-Hauteriviano (145-135 Ma, equivalente ao Andar Rio da Serra), Hauteriviano-Eobarremiano (135-128 Ma, equivalente ao Andar Aratu), Eobarremiano-Neobarremiano (128-126 Ma, equivalente ao andar Buracica) e Neobarremiano-Eoaptiano (126-123 Ma, referente ao Andar Jiquiá), cada uma das fases limitada por discordâncias regionais e/ou não conformidades cronocorrelatas. Ainda de acordo com Karner & Driscoll (1999), cada uma das fases é seguida pela instalação de ambientes anóxicos, com deposição de sequências lacustres em espaços de acomodação controlados pelo contínuo processo de estiramento crustal, caracteristicamente marcado por ampla deformação distribuída na crosta superior, seguida da migração de depocentros em direção ao futuro centro de inserção da primeira crosta oceânica. Karner e Gamboa (2007) acrescentaram dois episódios evolutivos das bacias do sudeste brasileiro e suas contrapartes africanas (123-117 e 117-110 Ma), ambos incluídos no Andar Alagoas. Em termos temporais, pulsos tectônicos têm alinhamento temporal com as anomalias magnéticas da Bacia de Pelotas. Entenda-se aqui a relação de sincronismo como sendo aquela que define a distribuição no espaço-tempo dos processos litosféricos envolvidos no afinamento e subsequente quebramento continental. Não é feito um contraponto à inserção da primeira crosta oceânica que caracteriza o diacronismo marcado pela abertura precoce do segmento Austral do Oceano Atlântico, por volta de 135 Ma à norte da Zona de Fratura Falkland (anomalia M11, vide Hall *et al.*, 2018 ou M10 de Collier *et al.*, 2017), bem como a abertura oceânica em torno de 129 Ma (anomalia M2) advogada para as porções ao Sul da Elevação do Rio Grande (Franke, 2013; Collier *et al.*, 2017). Para Chauvet *et al.* (2021), essas relações temporais levariam à interpretação de uma defasagem de 6 Ma entre os setores Austral e Sul do Atlântico, o que caracteriza o diacronismo da ruptura continental.

Por volta de 135 Ma (final do Andar Rio da Serra), o embasamento das Bacias de Santos e Campos na porção *offshore* da margem sudeste experimentava intenso magmatismo fissural, seguido de derrames de lava que marcavam o principal período extrusivo da Província Paraná-Etendeka (Trumbull *et al.*, 2007; Almeida *et al.*, 2013; Florisbal *et al.*, 2014; Will & Frimmel, 2018; McMaster *et al.*, 2019). Esse evento provavelmente teve como efeito regional o soerguimento de todo o eixo do rifte onde hoje se localizam as bacias da Margem Sudeste do Brasil. O domeamento provavelmente se desenvolveu de modo similar ao descrito para o moderno African Super Sweel (Ebinger & Sleep, 1998; Amante & Eakins, 2009; Hu *et al.*, 2018; Hassan *et al.*, 2020). O soerguimento termal, provavelmente, afetou uma área com cerca 2000 km de diâmetro que se tornou instável, posteriormente, iniciando

a subsidência que deu origem ao rifteamento da região (Bueno, 2004; Karner & Gamboa, 2007). A consequência no registro sedimentar das bacias do Sudeste é marcada pela ausência de sequências sedimentares cronocorrelatas às descritas nas bacias interiores do Brasil, datadas entre 145-135 Ma, e correlatas aos andares Rio da Serra e Aratu (Matos, 2000; 2021). Essas podem não ter sido depositadas, sido erodidas ou até mesmo não serem bem iluminadas nos dados sísmicos; a exceção é a Bacia do Espírito Santo onde são encontrados os sedimentos Valanginianos do Membro Jaguaré (Formação Cricaré – Andar Rio da Serra; França *et al*., 2005). Os depocentros acumuladores dessa unidade estariam localizados na terminação norte do superdomo, com muita influência do substrato mais resistente do Cráton do São Francisco, região termalmente mais fria e de reologia resistente, como demonstrado nos trabalhos de Ros *et al*. (2017).

Modelos numéricos em escala de placa demonstram que o soerguimento regional do setor sul do Oceano Atlântico Sul pode ter ocorrido em resposta ao fluxo sublitosférico de material fundido proveniente da cabeça da Pluma de Tristão da Cunha, posicionada há 135 Ma próximo à região do Arco de Ponta Grossa (Morgan *et al*., 2020, Figura 2.4.2). O soerguimento do superdomo aconteceria como resposta termal da migração de magma, preferencialmente sob a Faixa Ribeira, até encontrar os terrenos de afinidade cratônica mais a norte (Lourenço *et al*., 2016; Savastano *et al*., 2017; Stanton *et al*., 2019; Strugale *et al*., 2021). Na história evolutiva contínua, entre 126-123 Ma, enquanto Pelotas experimentava a colocação da segunda cunha de SDRs (anomalia M0 – 125 Ma, Moulin *et al.,* 2010) ocorria o isolamento físico entre as bacias de Santos e Pelotas, no que viria a ser o futuro Alto de Florianópolis.

Entre 123-117 Ma, os lagos inicialmente encaixados das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo se expandem e coalescem para formar amplos e extensos lagos intrabacinais. A sul, a extrusão dos SDRs continua na porção intermediária da Bacia de Pelotas; concomitantemente, segue a evolução do rifteamento por meio do desenvolvimento de sistemas de falhas normais de pequeno rejeito, distribuídas ao longo de toda extensão da bacia (Reston, 2007; 2009).

Entre 117-110 Ma, inicia-se a migração lateral do rifte com o deslocamento dos depocentros para as porções mais distais das bacias onde há de se implantar o futuro centro de expansão oceânica. Em resposta ao processo de migração do rifte, as porções proximais das margens experimentam a influência combinada das respostas flexurais geradas pelas descargas de estresse provocadas pela migração *offshore* da frente deformacional, juntamente com o arrefecimento termal oriundo do deslocamento da frente de calor que acompanha a dinâmica da translação do eixo do rifte. Esse processo foi descrito por Pérez-Gussinyé *et. al* (2020) para margens com crosta inferior amolecida, somada a altas taxas de sedimentação; como consequência, a migração dos depocentros formaram um sistema de charneiras que controlam sedimentos progressivamente mais jovens mar adentro, bem como a sobreposição de discordâncias que também denunciam o avanço do sistema deformacional em direção ao futuro centro de espalhamento oceânico (Morgan *et al*., 2020; Pérez-Gussinyé *et al*., 2020, Figura 3.3.1).

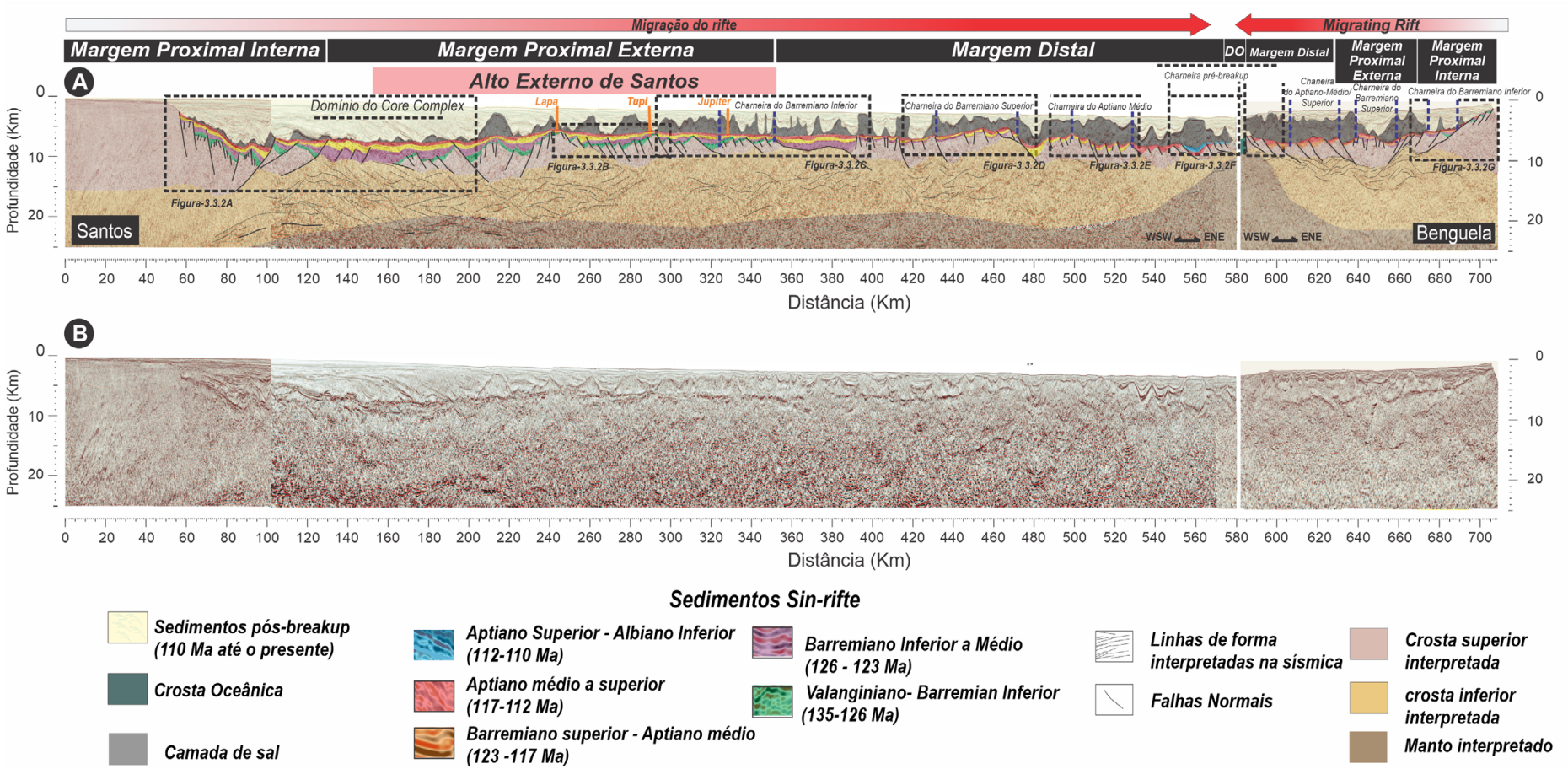


Figura 3.3.1: A e B – Seção sísmica convertida em profundidade, com e sem interpretação da margem conjugada entre Santos-Namibe. As seções estão posicionadas lateralmente, mas não representam o cenário do rifteamento, uma vez que a sedimentação pós-rifte e seus efeitos termomecânicos não foram removidos. Note a assimetria da margem com lado mais amplo (A), referente à margem brasileira, mostrando a polaridade das falhas voltadas para o continente na porção proximal que muda lateralmente para falhas mergulhantes para o oceano na porção distal. Note ainda o padrão geométrico das sequências sedimentares referentes aos andares Buracica (130-126 Ma), Jiquiá (126-123 Ma), Alagoas [123–112 Ma] e Eoalbiano [112-110 Ma]. Essas sequências se dispõem em *onlap* contra sistemas de charneiras com idades progressivamente mais jovens para leste. No lado africano, o arranjo é semelhante, o que confirma a migração lateral do processo de rifteamento. Os polígonos marcados na seção são detalhamentos que serão mostrados no prosseguimento deste capítulo (Araújo *et al.*, 2022). Para a localização da seção conjugada, ver Figura 3.2, painel C.

A seção sísmica através das charneiras indica que o soerguimento das estruturas é acompanhado por sucessivos eventos erosivos (Figura 3.3.1). A combinação de migração das falhas e depocentros associados é comumente descrita como falhamento sequencial. A sua evolução está associada ao acoplamento tardio entre crosta superior e manto subcontinental, seguido da migração de falhas normais em direção ao futuro centro de espalhamento oceânico (Reston, 2005; 2007; 2009; Ranero & Pérez-Gussinyé, 2010; Pérez-Gussinyé, 2013). Nesse processo, falhas da porção proximal ainda se movimentaram, sendo o registro marcado na base da camada de sal. Atestam esse processo as relações de *onlap* e truncamentos erosivos no topo dos blocos falhados da maioria das trapas do Pré-sal, bem como dos *downlaps* em depressões de grande comprimento de onda e pequena amplitude localizadas nas porções proximais da margem. Estas observações reforçam a interpretação de continuidade do estiramento crustal no intervalo Neoaptiano (Figura 3.3.2). A migração dos sistemas de falhas do rifte continua até a ruptura continental, quando se forma a conhecida discordância *breakup*.

O registro sedimentar da continuidade do estiramento no Neoaptiano é marcado no padrão sísmico dos preenchimentos sedimentares, com formação de cunhas de crescimento sintectônico contra blocos rotacionados, localizados nas porções distais das bacias (Figura 3.3.2 D-F). A discordância *breakup* trata-se muito mais de um registro local restrito ao domínio de transição entre as crostas continental e oceânica (Figura 3.3.1 e 21F). Sua formação estaria relacionada ao soerguimento desse setor geográfico pelo alívio de tensão, somado a processos termais associados à inserção da primeira crosta oceânica (Pérez-Gussinyé *et al*., 2020).

A idade de *breakup* albiana para a Bacia de Santos é confirmada no trabalho de Rigoti (2015). Para o autor, o *breakup* continental para o sistema rifte do sudeste brasileiro teria ocorrido entre a passagem do Aptiano para o Albiano (112 Ma) e Albiano inferior (~ 106 Ma). A deposição do sal durante o rifteamento é justificada pela presença de estruturas deformadoras ativas, controlando sedimentos de idade albiana. Idades similares foram obtidas pela interpretação do poço perfurado com a campanha do furo 39 do DSDP (Perch-Nielsen, 1977), que perfurou a região distal sul do Platô de São Paulo, localizado na Bacia de Santos. O poço não atingiu a seção interpretada como embasamento sísmico, normalmente mapeado em sísmica de reflexão (ex. basaltos das Fm. Camboriú e Cabiúnas, nas bacias de Santos e Campos, respectivamente). A coluna de rocha perfurada DSDP-39 atingiu na base uma discordância que separa sedimentos argilosos de idade albiana de conglomerados de idade turoniana (Figura 3.3.3). A discordância pode ser o registro local da discordância *breakup*. Considerando-se essa informação, pode-se dizer que a idade de *breakup* para esse setor da Margem Sudeste seria albiana (Rigoti, 2015).

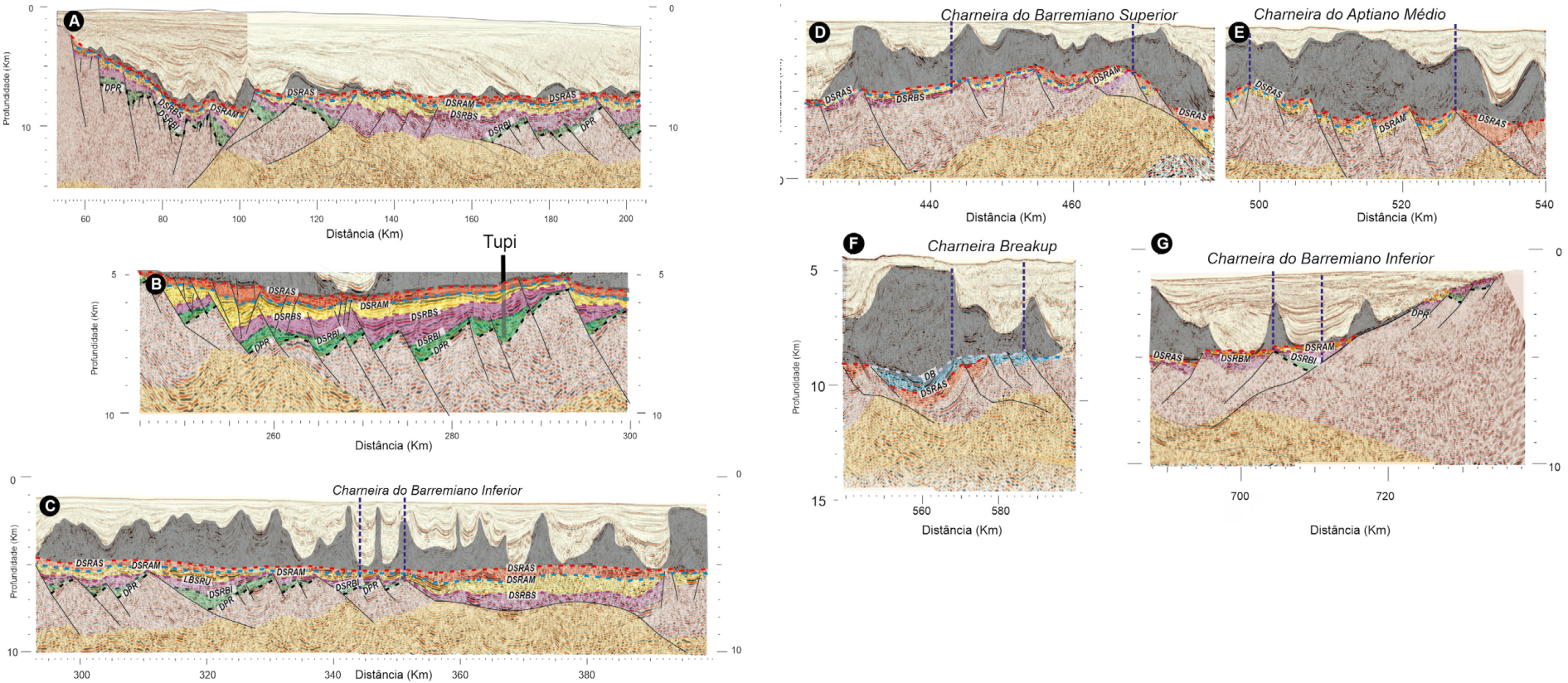


Figura 3.3.2: Detalhes das principais relações tectonoestratigráficas de migração lateral do processo de rifteamento. Exemplo das Bacias de Santos e Benguela. A ilustração mostra as relações entre as discordâncias e os espaços de acomodação sin-rifte, limitados pelos blocos rotacionados e charneiras associadas. As principais discordâncias são as mesmas da Figura 3.3.1, abreviadas da seguinte forma: Discordância Pré-Buracica (ROU – *Rift Onset Unconformity*), Discordância Pré-Jiquiá (EBSRU – *Early Barremian Synrift Unconformity*), Discordância Pré-Alagoas (EASRU – *Early Aptian Synrift Unconformity*), Discordância Intra-Alagoas (MASRU – *Mid Aptian Synrift Unconformity*), Discordância da Base do Sal (LASRU – *Late Aptian Synrift Unconformity*) e Discordância *Breakup* (BU – *Breakup Unconformity*). Os intervalos temporais estão descritos na Figura 3.3.1. (A) Detalhe do padrão plano paralelo dos refletores na porção proximal da margem. Note que as sequências sedimentares Jiquiá e Alagoas adelgaçam tanto em direção ao continente quanto para o oceano, dispondo-se em *onlap* oblíquo sobre os altos estruturais que definem as porções proximais internas e externas das margens (segmentação da margem ilustrada na Figura 3.3.1-A). (B) Projeção do poço Tupi, localizado na porção proximal externa da margem. No poço está o campo de mesmo nome localizado no *footwall* de uma falha mergulhante para o oceano. A falha marca o limite leste do mais importante alto estrutural do Pré-sal. O Alto Externo de Santos (Figura 20-A). (C) Charneira Buracica mostra a coalescência das discordâncias sin-rifte na crista do alto estrutural erodido, que marca o limite leste do Alto Externo de Santos. (D) Charneira Pré-Alagoas é formada pelo soerguimento do *footwall* do sistema de falhas na porção distal da Bacia de Santos. Note a ausência de preenchimentos sedimentares equivalentes à sequência de idade Buracica. (E) Sistema de falhas mergulhantes para o oceano com região elevada central. Nesse setor, os preenchimentos sedimentares sintectônicos são de idade Meso e Neoalagoas, respectivamente. (F) Sistema de falhas mergulhantes para o oceano com espaços de acomodação preenchidos por sedimentos de idade eoalbiana. Discordância no topo das estruturas desse setor marcariam a ruptura continental (Discordância *Breakup* - BU – *Breakup Unconformity*). (G) Carneira Buracica e sua respectiva discordância na porção proximal da Bacia de Benguela. Na mesma figura são ilustradas as discordâncias sin-rifte mais jovens desta porção da bacia (Araujo *et al.*, 2022).

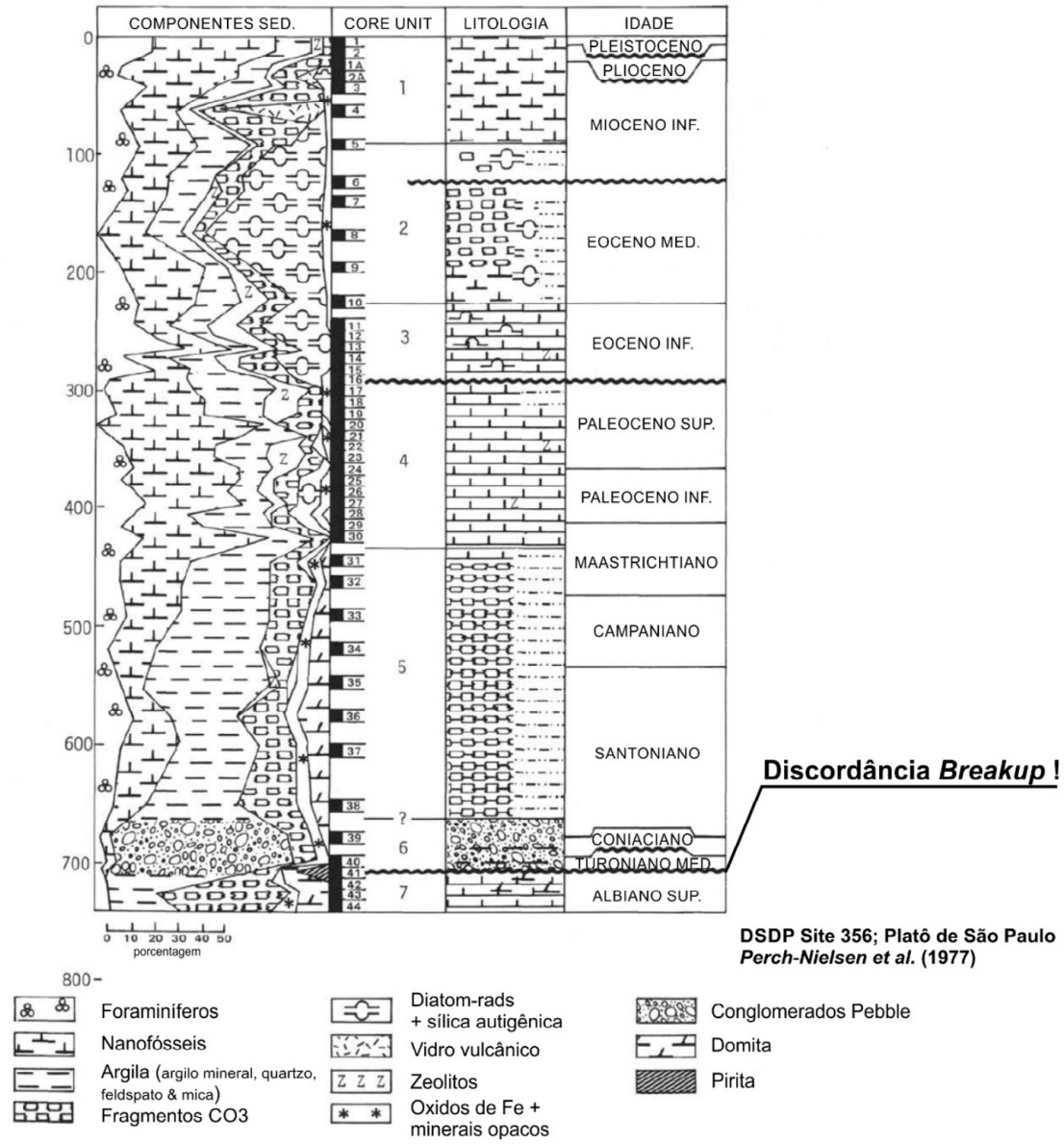


Figura 3.3.3: Coluna estratigráfica do poço DSDP-39 perfurado na porção sul da Bacia de Santos sobre a Dorsal do Platô de São Paulo (Perch-Nielsen, 1977) e discordância candidata à discordância *breakup* (Rigoti, 2015). Localização da perfuração na Figura 4.5.

4. CONTROLE DAS BACIAS SALÍFERAS DO SUDESTE BRASILEIRO: O PAPEL DA PLUMA DE TRISTÃO DA CUNHA

As bacias salíferas do Sudeste ainda carecem de informações geológicas como testemunhagem completa e perfis sofisticados, por isso usamos sua posição espacial e estratigráfica para avaliar os controles tectônicos e termais. Bacias salíferas de escala global consistem em depressões tectonicamente induzidas que, em tempos pregressos, represaram grandes corpos de água entre massas continentais, na maioria das vezes associadas à acreção ou desagregação de supercontinentes, como é o caso das encontradas nas bacias da Margem Sudeste brasileira (Warren, 2006; 2008). Mega

depósitos de sal formam-se por meio da evaporação, em geral de vastos volumes de águas oceânicas que ocupam os espaços gerados por amplas depressões associadas à evolução do referido sistema rifte, por exemplo. O isolamento hidráulico por barreiras geográficas, somado a condições climáticas de extrema aridez, permite a precipitação de sais que formam camadas extensas e se estendem por toda bacia. A formação de "gigantes de sal", como é definido por Szatmari *et al*. (2021), geralmente ocorre no final de ciclos deformacionais pelo enfraquecimento gradual das movimentações tectônicas. Alternativamente, a concentração de sais às massas de água confinadas também pode ocorrer pela hidratação da litosfera (manto superior) por baixo de uma crosta hiperestendida ou mesmo pela interação da água do mar com o manto raso pelos complexos hidrodinâmicos associados a sistemas de falhas do rifte, ou ainda em eventuais exposições do manto no assoalho oceânico (Pietzsch *et al*., 2018; Szatmari *et al*., 2021).

O isolamento hidráulico, necessário para a manutenção das condições de saturação em sais das massas de água, necessita de barreiras geográficas elevadas acima do nível do mar. As barreiras reduzem a entrada das águas oceânicas que acessam as bacias em épocas de nível de mar alto ou pelos golfos. De acordo com Hudec & Jackson (2007), as bacias salíferas podem ser enquadradas em quatro categorias: bacias cratônicas, bacias riftes e de margens rifteadas, margens passivas e bacias colisionais. Grande parte dos gigantes salíferos estão incluídos nas categorias de margens passivas e margens rifteadas.

Uma interessante hipótese da formação de gigantes de sal por serpentinização foi sugerida e aplicada para o Mediterrâneo por Scribano *et al.* (2017) e Manuella *et al.* (2018), e calculada termodinamicamente por Debure *et al.* (2019); a hipótese foi aplicada para o Atlântico Sul também por Szatmari *et al*. (2020). A hipótese sugere que a litosfera continental ou oceânica serpentiniza-se consumindo muita água, que não precisa evaporar. A serpentinização aumenta o volume de rochas do manto litosférico criando porosidade e muitas fraturas; posteriormente, salmouras concentradas dessa maneira sobem para o lago ou mar depositando sais solúveis ricos em Mg. Essa hipótese, no entanto, ainda necessita de comprovação.

Um exemplo recente de barreira fisiográfica é o bloco Danakil, na Etiópia, que limita a entrada de águas para os lagos salinos da região pelo golfo de mesmo nome. Um segundo exemplo é o do Golfo do México, cuja disposição das microplacas de Yucatán e de Cuba no Triássico impediu o acesso franco de águas do Oceano Atlântico Central no Golfo do México, gerando um sistema semiconfinado que resultou na deposição de uma extensa bacia salífera "Sal Louann" (Xie *et al*., 2019). Acredita-se que algo semelhante tenha acontecido na margem brasileira por ocasião da passagem do Aptiano para o Albiano, o Alto de Florianópolis e seu prolongamento, a dorsal do Platô de São Paulo, bem como o sistema magmático da Elevação do Rio Grande e Cadeia Walvis (associados à margem vulcânica de Pelotas e Namíbia e ao Hotspot Tristão da Cunha) restringiu o acesso das águas às bacias rifte de Santos, Campos e Espírito Santo

e suas conjugadas africanas (Mohriak, 2020; Szatmari *et al.*, 2021). Essa barreira, em parte delimitada pela Zona de Fratura Rio Grande (Figura 4.1), representaria uma construção vulcânica associada aos segmentos do sistema rifte de Pelotas/Namíbia – os quais teriam se mantido acima do nível do mar desde muito cedo na sua evolução (~135 Ma) –, até a ruptura continental no final do Aptiano início do Albiano, isolando um oceano já em expansão ao sul dos lagos sin-rifte do norte da barreira.

O posicionamento da feição acima do nível do mar é demonstrado em trabalhos de reconstruções paleobatimétricas (Pérez-Díaz & Eagles, 2014; 2017, Figura 4.1). Segundo Pérez-Díaz & Eagles (2017), o isolamento hidráulico entre as Bacias de Pelotas e Santos ocorreu até o Albiano entre 110 e 105 Ma. A idade de ruptura é respaldada pela interpretação dos dados de rocha obtidos no poço 39/site 356 do DSDP, anteriormente descrito (Perch-Nielsen *et al.*, 1977; Rigoti, 2015).

A interação entre os segmentos de rifte dos oceanos Atlântico Sul Austral e Central aconteceria entre o final do Aptiano e início do Albiano, quando a deformação migra lateralmente para as porções distais da margem e consequente desenvolvimento do eixo do Atlântico Sul Central (leste da Bacia de Santos e Campos). Inferências de espessura crustal baseadas em modelagens de métodos potenciais confirmam a existência de dois segmentos de rifte pela presença de uma segunda zona de *necking* (arquitetura de margens ver Péron-Pinvidic *et al.*, 2013), observada tanto nas porções distais da Bacia de Campos quanto na Bacia de Santos (Rigoti, 2015; Norton *et al.*, 2016, Figura 4.2). Essa segunda zona de *necking* poderia ser o representante ao longo do *strike* da bacia, do eixo de propagação vindo de norte projetando-se na porção distal da Bacia de Santos (Rigoti, 2015). Essa estrutura é confirmada pelo perfil de afinamento crustal observado no resultado dos dados de sísmicas de refração nas porções intermediárias da bacia (Evain *et al.*, 2015, Figura 4.2).

De modo geral, defendemos que um eixo de rifteamento localizado ao sul, relacionado à propagação do rifte vulcânico da Bacia de Pelotas, e que se projeta até o extremo sul da Bacia de Santos no Propagador Abimael (Demercian *et al.*, 1993; Mohriak, 2001; Meisling *et al.*, 2001; Heine *et al.*, 2013; Szatmari & Milani, 2016), interagiu com um eixo de rifteamento localizado ao norte associado com o rifte que originou o setor central do Oceano Atlântico Sul. Este se propagaria a partir da Bacia de Campos, escalonando-se à direita com o Propagador Abimael e originando a Zona de Fratura Rio Grande (por vezes denominada Zona de Fratura Florianópolis). Esse escalonamento geraria uma zona de deformação difusa com mais de 500 km de largura onde se alojaria a Bacia de Santos (Neuharth *et al.*, 2021, Figura 4.3). Nesse sentido, a Bacia de Santos funcionaria como uma grande zona de transferência, transferindo movimento entre os riftes do Atlântico Sul Austral e Central.

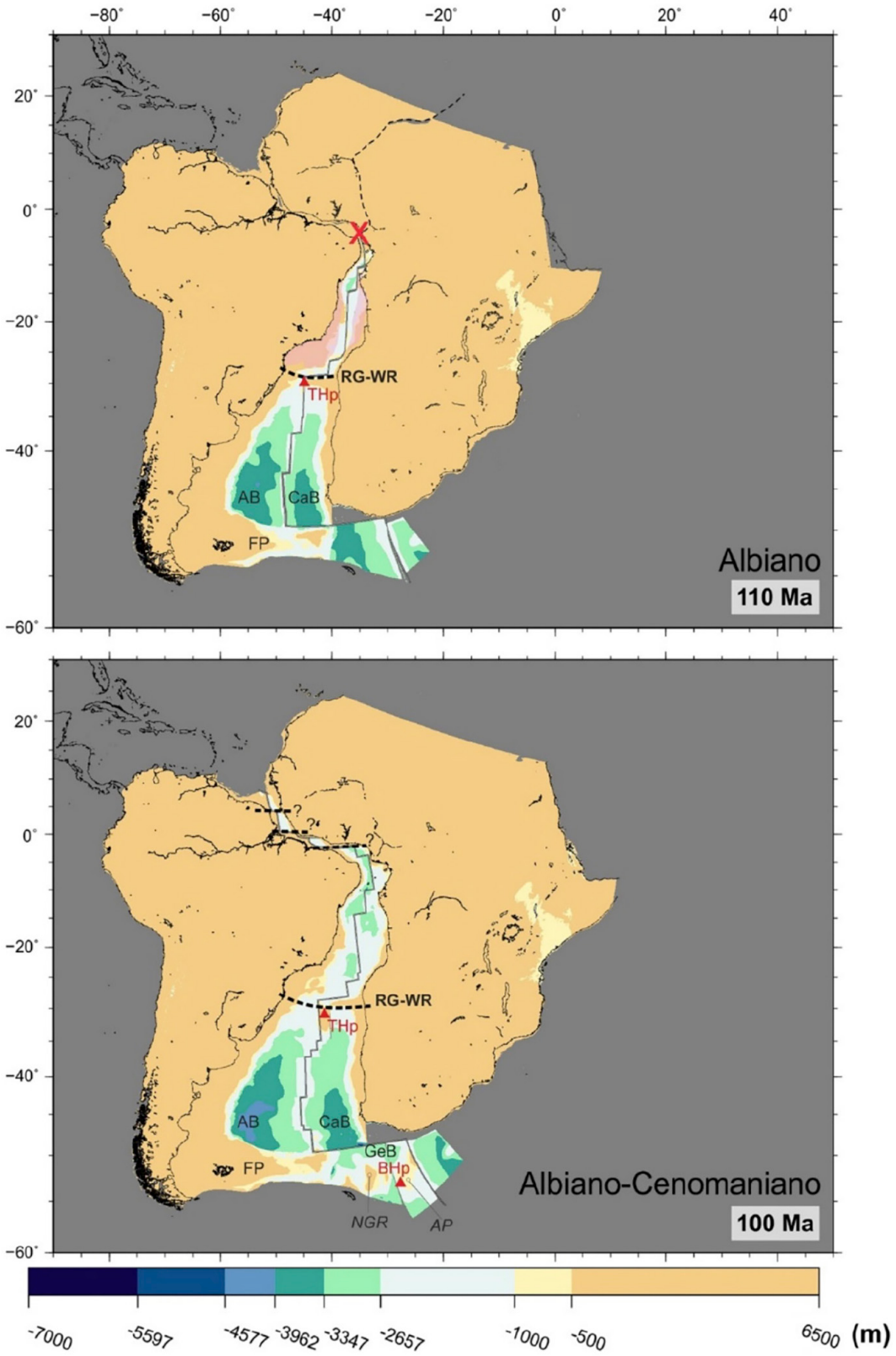


Figura 4.1: Reconstrução de placas com paleobatimetria calculada para os cenários entre 110 e 100 Ma que retratam a separação e posterior comunicação entre os segmentos Sul e Central do Oceano Atlântico. O x em (vermelho) marca regiões sem comunicação com águas oceânicas. Linhas pontilhadas pretas e espessas indicam possíveis barreiras fisiográficas à circulação parcial de águas oceânicas. Área com sombreado rosa marca a região geográfica do gigante de sal. Siglas em vermelho indicam os hot spots (eg. THp – Hot Spot de Tristão da Cunha, BHP – Hot Spot Bouvet). As demais siglas: FP – Platô de Falkland; GeB – Bacia de Georgia; NGR – Elevação do norte da Georgia, RG-WR – Elevação do Rio Grande-Cadeia de Walvis. Pérez-Díaz & Eagles (2017).

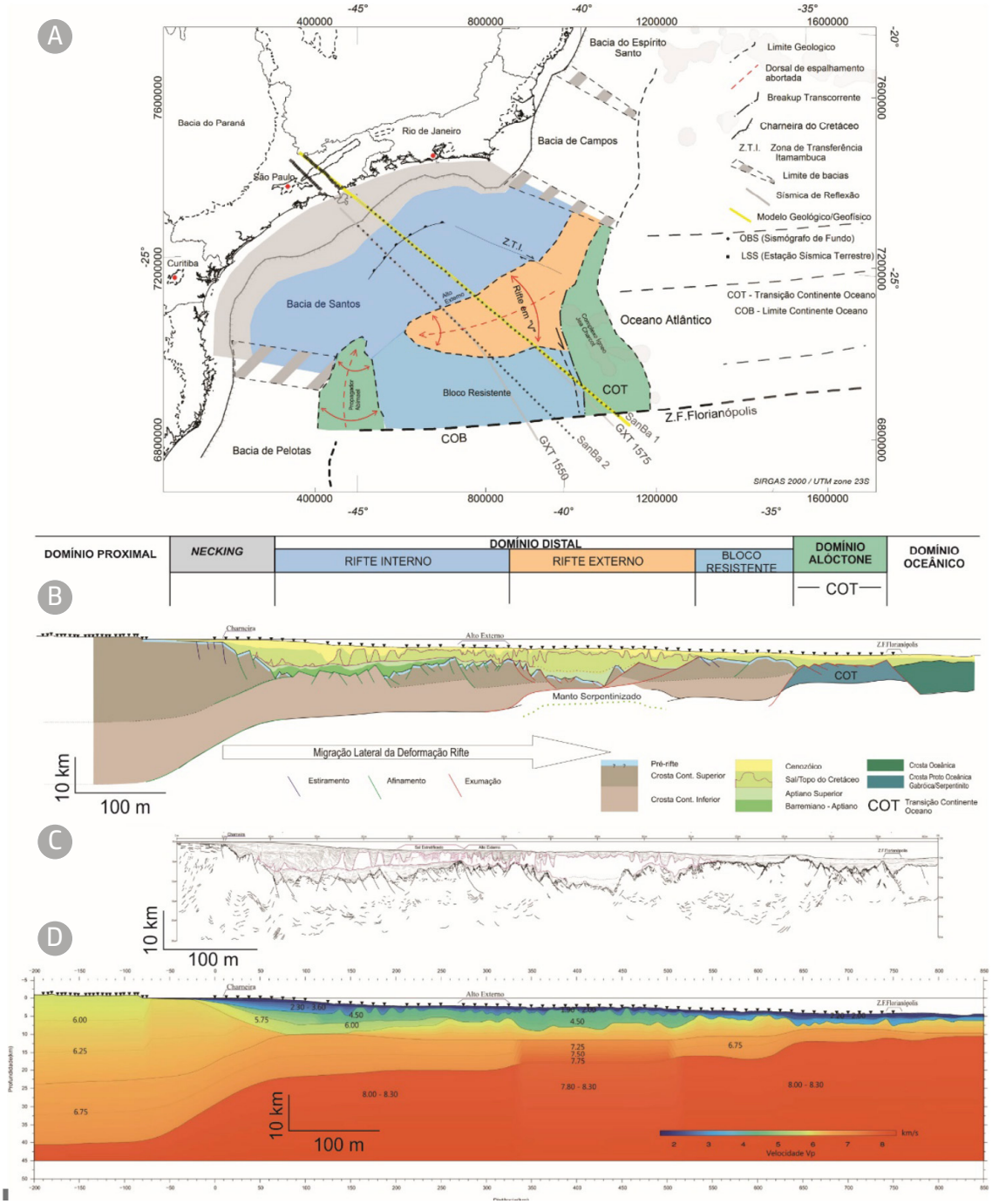


Figura 4.2: A) Principais domínios tectônicos e as feições estruturais que definem a geometria crustal em mapa para a Bacia de Santos. B) Modelo geofísico-geológico que representa a geometria crustal em seção para a Bacia de Santos. C) Seção sísmica interpretada com ênfase no topo do embasamento (*line drawing*), (Rigoti, 2015). D) Modelo de velocidade obtida para o perfil de refração sísmica SB01 (Evain *et al.*, 2015).

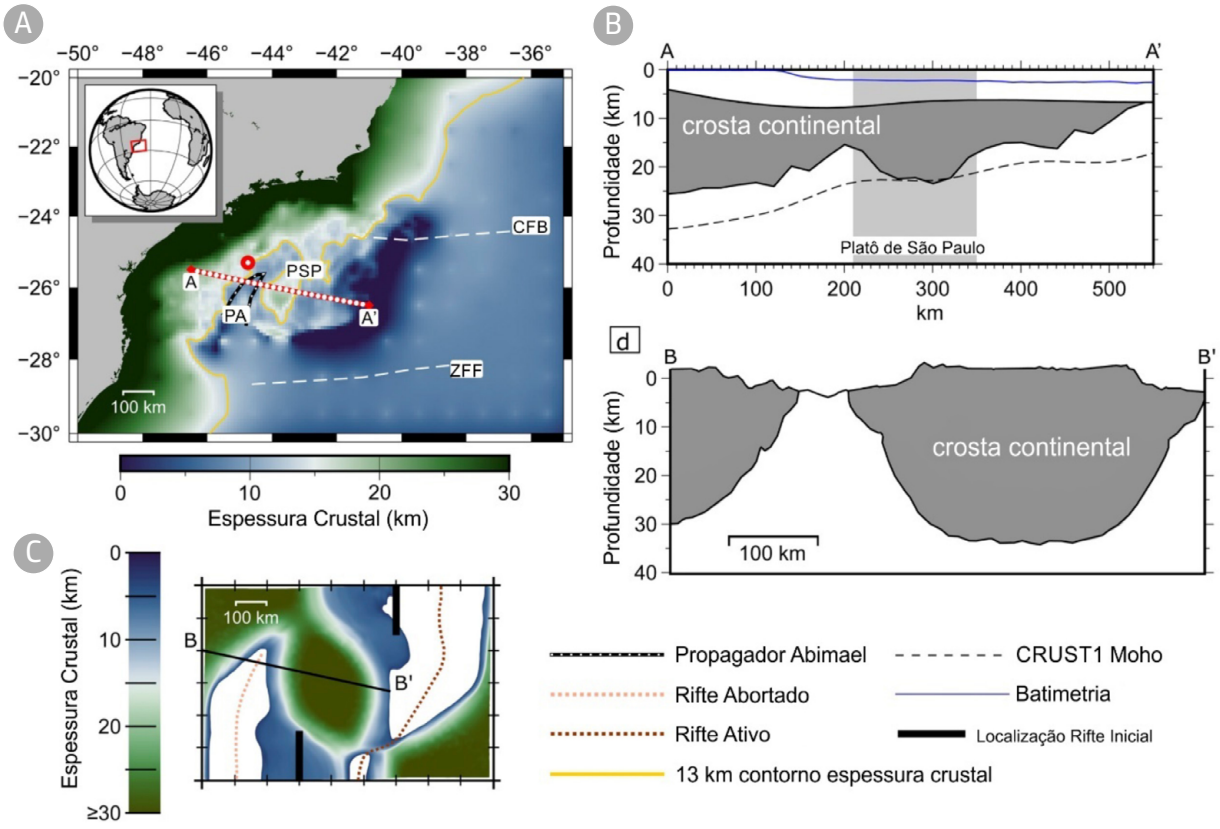


Figura 4.3: (A) Vista em mapa da região da margem rifteada do sudeste e bacias adjacentes ao norte. A escala de cores *offshore* ilustra a espessura crustal. As siglas identificam as seguintes feições: Platô de São Paulo – SPP, Propagador Abimael – AR, Zona de Fratura Cabo Frio-Benguela – CFB, Zona de Fratura Florianópolis – FFZ. Pontos vermelhos indicam a posição aproximada do Graben de Merluza. A linha amarela mostra o limite de crosta para 13 km de espessura que marca o limite externo da margem proximal das bacias ilustradas. (B) Seção A–A' ilustra o perfil de afinamento da Bacia de Santos. A linha em azul marca a profundidade das águas oceânicas. O sombreado cinza marca a região que engloba a microplaca que compreende o Platô de São Paulo. (C) Simulação dinâmica 3D da interação entre dois segmentos de rifte com formação da microplaca do Platô de São Paulo, seguida da conexão entre os dois eixos de separação. (D) Seção B–B' corta o modelo e ilustra o perfil de afinamento na região entre o equivalente ao Propagador Abimael e o bem-sucedido eixo de espalhamento mais a leste. Neuharth *et al.* (2021).

A interação entre dois ramos de rifte, um ao norte com terminação na porção leste da Bacia de Santos e outro ao sul, vinculado ao Propagador Abimael que adentrou a porção sudoeste da Bacia de Santos (Figuras 25 e 26), provavelmente conectou ambos os eixos de espalhamento do rifte, culminando no salto à direita da frente de deformação, com abandono da terminação a sudoeste entre o final do Aptiano e o início do Albiano. Essa hipótese é corroborada por informações paleofaunísticas disponíveis na literatura; segundo Arai (2009; 2014), associações de dinoflagelados, equinoides, foraminíferos, moluscos e peixes presentes em diversas bacias da porção Central do Oceano Atlântico Sul, bem como nas bacias precursoras do interior da placa sul-americana, indicam que, exceto a Bacia de Pelotas, a dinâmica de entrada de águas – e o consequente estabelecimento do sistema sedimentar durante as fases finais de rifteamento (Neoaptiano-Eoalbiano) –, aconteceu de norte a sul, alimentada por influxos de águas Tethianas.

Trabalhos recentes de Torsvik *et al*. (2009), Heine *et al*. (2013) e Rigoti *et al*. (2014) demonstram que apesar da contínua rotação horária da placa sul-americana em relação à africana, segmentos isolados de rifte se formam muito cedo ao longo de todo o proto-oceano Atlântico Sul (desde os riftes precursores dos andares Don João e Rio da Serra presentes nas bacias ao norte da margem sudeste). Este fenômeno está nas colunas estratigráficas das bacias da margem brasileira. Nas bacias de Camamu e Sergipe-Alagoas, por exemplo, sequências sedimentares de idade Don João e Rio da Serra preenchem as porções mais profundas de depocentros da margem proximal. Ao sul das bacias, nos domínios entre as bacias do Espírito Santo e Santos, os registros desaparecem (Moreira *et al*., 2007; Winter *et al*., 2007).

As grandes espessuras de sal encontradas na bacia salífera do sudeste brasileiro necessitam de um mecanismo eficiente de geração de espaço. Conforme discutido por Karner *et al*. (2003), e reforçado por Karner & Gamboa, (2007), a partir de resultados de *backstripping*, a subsidência termal pós-rifteamento seria ineficiente para gerar espaço para os mais de 2000 m da camada de sal. Segundo os autores, o mecanismo mais eficiente seria a subsidência tardi-rifte associada ao fluxo dúctil da crosta inferior sob as porções proximais da bacia; esse mecanismo geraria espaço, tanto para os sedimentos de idade Alagoas Inferior como para o sal nas etapas tardias de rifteamento. A interpretação dos autores fornece um novo significado e justifica as geometrias aparentemente pós-rifte de sedimentos aptianos (seção Alagoas) da porção proximal das mencionadas bacias, até então interpretados como bacias do tipo *Sag*, controladas por processos dominantemente termais.

A partir da interpretação de seções sísmicas validadas com modelos dinâmicos modernos, Araujo *et al*. (2019) demonstraram que a geração de espaço de acomodação se explica pela combinação de processos de subsidência termal nas porções proximais da margem e a descarga flexural progressiva em resposta aos falhamentos ocorridos nas porções distais das bacias entre o final do Aptiano e o início do Albiano (117-110 Ma). Nesse contexto, as depressões preenchidas por sal integrariam o processo de rifteamento.

A manutenção de lâminas d´água desde o Eoaptiano até o Neoaptiano, controlando rochas geradoras, carbonatos de água rasa e o sal, ocorreria em resposta a processos mecânicos e termais, materializados em forte distribuição de deformação. A evolução de lagos isolados para lagos conectados teria acontecido entre o Barremiano (Andar Buracica, Figura 4.4 B) e o Mesoaptiano (Alagoas Médio, Figura 4.4 C), quando o rifteamento inicia sua migração lateral em direção ao futuro centro de espalhamento oceânico (Figura 4.4 D-F). A combinação entre processos de deformação distribuída, migração lateral do sistema do rifteamento e manutenção de condições de água rasa requer condições termomecânicas bastante particulares de crosta fortemente amolecida e interação de segmentos de rifte originalmente isolados Ros *et al*. (2017).

A distribuição da deformação necessária para justificar a estruturação das bacias da

Margem Sudeste exige suprimento térmico adicional àquele proveniente da ascensão das isotermas durante o estiramento litosférico (rifteamento passivo de Sengör & Burke, 1978). Provavelmente, a fonte foi a Pluma de Tristão da Cunha, a qual não somente controlou a evolução do relevo e suprimento de sedimentos no início do rifteamento como também manteve a litosfera aquecida; isso permitiu a continuidade do processo de deformação distribuída, necessário para gerar uma ampla bacia rifte, assim como sustentou o relevo e manteve condições de água rasa persistentes até a ruptura continental, ocorrida ente o final do Aptiano e início do Albiano (Morgan *et al.*, 2020).

Quanto à fisiografia da bacia salífera, embora registros da barreira fisiográfica tenham sido (na ampla maioria) apagados pela evolução do rifteamento e expansão do assoalho oceânico, regiões ainda elevadas permanecem preservadas, isolando bacias aparentemente distintas nas suas margens. Esse é o caso do alto estrutural remanescente na Dorsal de São Paulo, identificado em seção sísmica (Figura 4.5) e recoberto por sedimentos albianos, atestando que o soerguimento perdurou durante toda a fase tectônica rifte (Figura 3.3.3). A Dorsal de São Paulo representa um alto estrutural remanescente da fase rifte, que configurava uma barreira fisiográfica para a delimitação e formação da bacia salífera de Santos (Figura 4.5). Na porção proximal da mesma figura, o forte estrangulamento da crosta acontece no prolongamento norte do Propagador Abimael, similarmente ao que é demonstrado com o modelo dinâmico ilustrado na Figura 4.3 (C-D). O mencionado alto estrutural controla sedimentos mais antigos, provavelmente de idade Buracica e Jiquiá, na calha sintectônica, com primeiro sedimento tardi a pós-tectônico de idade albiana, em *onlap* oblíquo contra o alto estrutural do centro da seção sísmica. No extremo leste da seção, sedimentos aparentemente tardi-tectônicos de idade albiana também repousam em *onlap* no topo da estrutura (Figura 3.3.3 e 27).

A existência de camadas de sal de idade aptiana superior a albiana é confirmada por datações radiométricas $^{39}Ar/^{40}Ar$ de 110.64±0.34 Ma, realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Toronto (Evensen e Smith, 2007), em amostras do ciclo superior de silvinita e carnalita das bacias salíferas de Sergipe (Figura 4.6). No extremo nordeste do rifte em Sergipe, onde a extensão da bacia era menor, a espessura dos sais amargos (*bittern*) de cloretos de magnésio eram maiores, contudo os ciclos halogenéticos são correlacionáveis (Szatmari, 1972). No final de cada ciclo halogenético, especialmente Sergipe, a salmoura-mãe fica empobrecida em sulfato e sódio (e em menor grau em cálcio) depositando carnalita, taquidrita e bischoffita. Segundo os dados da Bacia de Sergipe, os sais de magnésio, como carnalita, taquidrita e bishoffita, precipitam juntos formando concreções de 10 cm de diâmetros de acordo com as alterações de temperatura. Silvinita (KCl+NaCl) forma-se secundariamente com a lixiviação do cloreto de magnésio por salmouras saturadas em halitas (NaCl). A razão da precipitação desses sais varia em função da temperatura de deposição (Zhang *et al.* 2017; Szatmari *et al.* 2021).

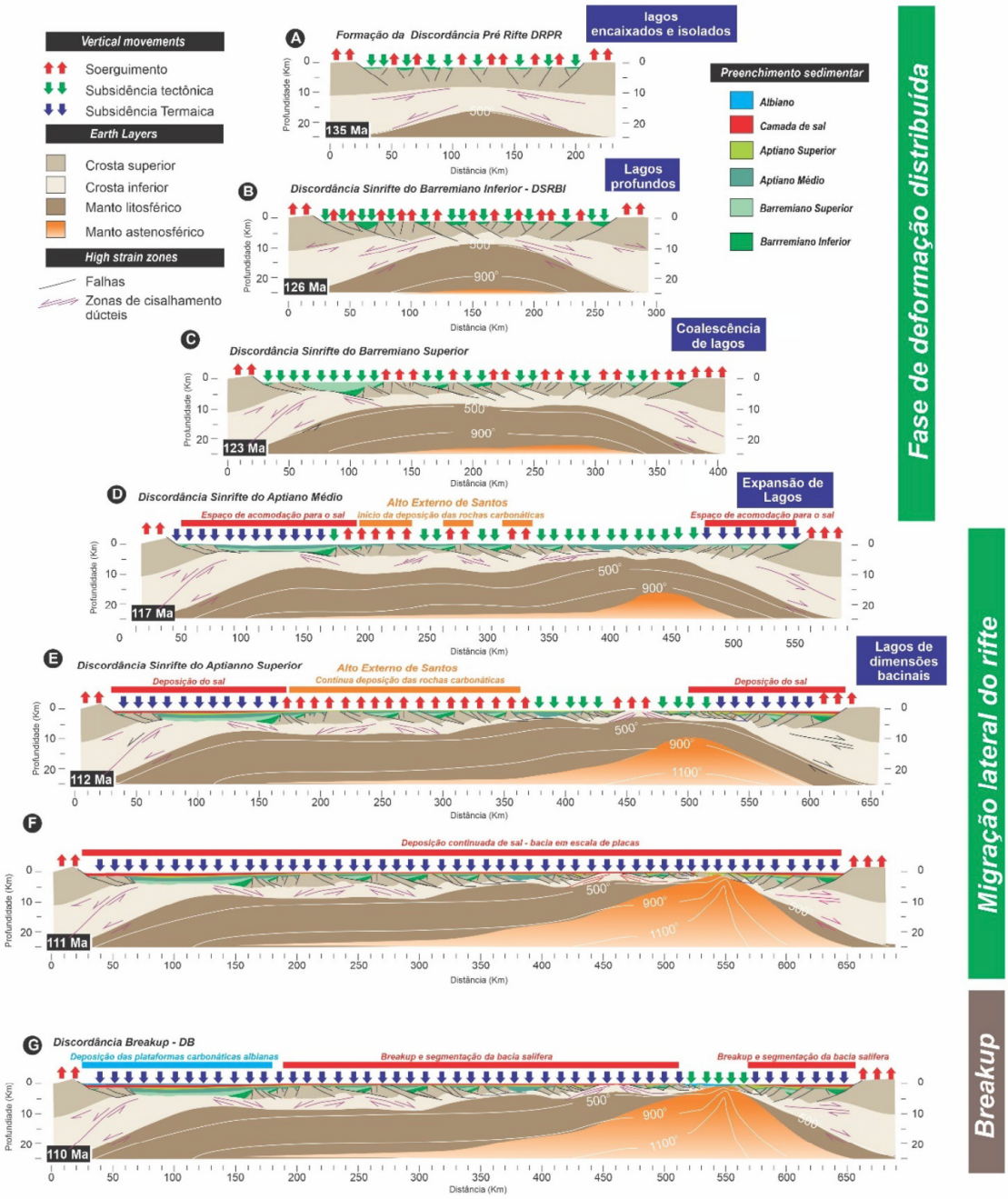


Figura 4.4: Modelo tectônico proposto para a evolução das bacias do sudeste. Inspirado na evolução das margens conjugadas de Santos – Namibe, substanciada pelos modelos dinâmicos de Araujo *et al.* (2019). Note que o rifte se inicia no Andar Rio da Serra, seguido de um período longo de deformação distribuída, ocorrido entre 135 Ma e 117 Ma (A-D). Representa o inicial de desenvolvimento dos espaços de acomodação, com formação de lagos isolados que se aprofundaram progressivamente, seguido da expansão lateral e coalescência em grandes lagos. (D) Em 117 Ma, quando o rifteamento começa a migração em direção ao futuro centro de espalhamento continental, a atividade tectônica das porções proximais da margem decai, levando ao prevalecimento da subsidência termal. Nessa região dá-se início à formação precoce de espaço de acomodação para as bacias salíferas. (D-E) A subsidência da porção proximal é acompanhada pelo soerguimento contínuo dos blocos baixos das falhas ativas nas porções intermediárias e distais da margem. Esse soerguimento é responsável pela manutenção das condições de água rasa e, consequentemente, da deposição das rochas carbonáticas do Pré-sal. Quatro discordâncias regionais são formadas durante esse processo: Discordância Pré-rifte, Discordância Pré-Jiquiá, Discordância Pré-Alagoas. (F) A continuidade da migração do rifte proporcionou o soerguimento da porção distal da margem, formando a discordância neoaptiana (112 Ma), que marca a base da camada de sal nessa porção da margem. Desde 117 Ma, a evolução tectônica da margem foi seguida pela contínua deposição de sal, que evoluiu a partir da coalescência dos espaços de acomodação para formar lagos em escala de placas tectônicas. (G) Finalmente, em 110 Ma, ocorre a ruptura litosférica, seguida do basculamento ao longo do eixo de expansão; esse processo é responsável pela criação da discordância *breakup*. (DB) (Araujo *et al.*, 2023).

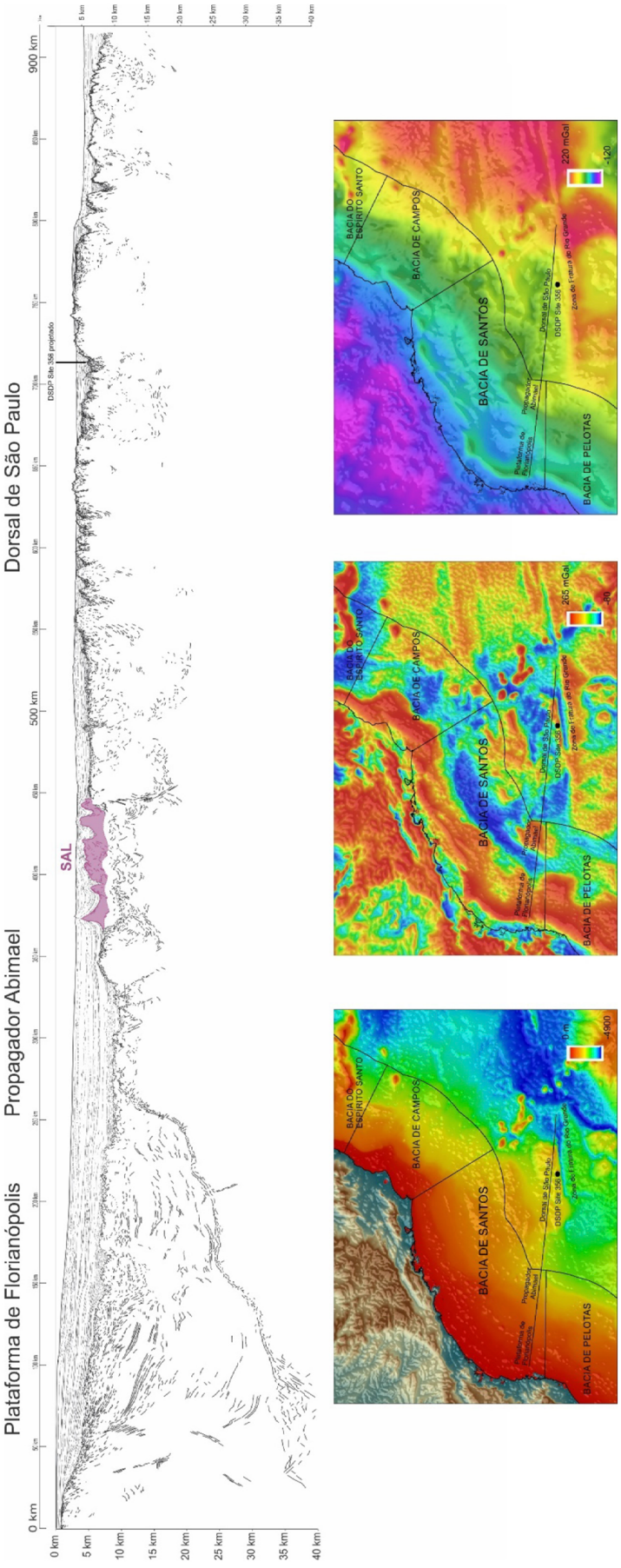


Figura 4.5: Seção sísmica interpretada (*line drawing*); indica os elementos estruturais localizados no sul da Bacia Santos (Rigoti *et al.*, 2014). Plataforma de Florianópolis, Propagador Abimael e Dorsal de São Paulo são indicados tanto na sísmica como no mapa batimétrico, de anomalia ar livre e anomalia Bouguer (Rigoti, 2015). Os limites de bacias representam delimitações geográficas e não geológicas.

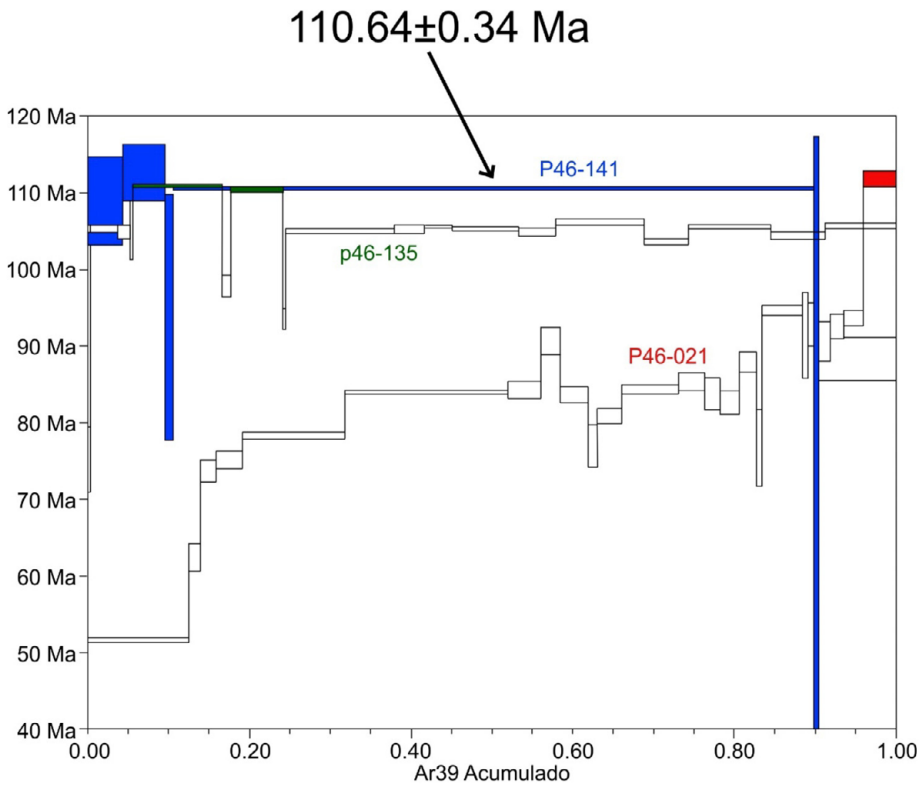


Figura 4.6: Geocronologia $^{39}Ar/^{40}Ar$ do contato entre carnalita e silvinita na mina de potássio de Sergipe (Szatmari *et al.*, 2021). A idade da amostra P46-141 é de 110.64±0.34 Ma. Relatório não publicado de Evensen e Smith da Universidade de Toronto (2007). Amostras por cortesia do geólogo Afonso Carvalho da mina de potássio.

É importante mencionar que, enquanto a taquidrita é um componente que ocorre como espessas camadas em ambos os lados do gigante de sal, na Bacia de Sergipe e na Bacia de Santos na margem brasileira; na Bacia de Congo, na margem africana, ela aparece apenas como raridade mineralógica em outros gigantes de sal. Uma exceção notável é o sudeste asiático, a Fm. Maha Sarakham no Khorat Platô da Tailândia e a Fm. Jenmingyen, na vizinha Bacia Simao no sul da China. Nesta última foram datadas com SHRIMP pelo método U-Pb, camadas de tufos vulcânicos intercalados às camadas de gipsita, resultando idades de 110-100 Ma (Wang *et al.*, 2015), próximas às idades obtidas em Sergipe. Isso indica que o grande excesso de cálcio sobre sulfato foi instalado num intervalo curto no oceano mundial, ao final do Aptiano e começo do Albiano, pela reação da água do mar com basaltos em oceanos recém-formados por rifteamento, como o Atlântico Sul, e com grandes platôs oceânicos formados na mesma época no Pacífico, como o Ontong-Java Plateau (Tedeschi *et al.*, 2017). Essas bacias evaporíticas selada tectonicamente são aquíferos rasos que facilmente atingem temperaturas mais elevadas, especialmente na proximidade de hotspots que favorecem minerais como a taquidrita.

Na escala de placas, a influência da Pluma de Tristão da Cunha pode ser denotada pela rotação do continente sul-americano, que aconteceu desde o início da separação da África de acordo com reconstruções paleomagnéticas. Apesar de parcialmente influenciada pela natureza do substrato, que na altura das bacias do sudeste brasileiro encontrou menor resistência mecânica nas faixas móveis – enquanto ao norte experimentava maior resistência pelas áreas cratônicas –, esse efeito tem resposta nas imposições de velocidades de separação mais altas nas reconstruções de abertura do Oceano Atlântico ao Sul quando comparadas ao segmento norte (Brune *et al.*, 2014). A influência do substrato (per si) não explica as diferenças de perfil de afinamento expressas nas brutais diferenças de largura da margem de sul para norte, que variam de 680 km na Bacia de Santos para 250 km na Bacia de Camamu (Figura 4.7).

Como já mencionado, um motor adicional também é necessário para explicar a rotação dos continentes por ocasião da abertura do setor central do Oceano Atlântico. Como hipótese, o motor seria a entrada da Pluma de Tristão da Cunha entre as bacias de Santos e de Pelotas, propiciando um acréscimo de temperatura no seu entorno e a diminuição de viscosidade da crosta – a qual migraria com maior velocidade ao sul –, região de maior influência da pluma. A resultante rotação horária do continente sul-americano em relação à África abriu um rifte com dimensões progressivamente maiores para o sul, como já explicado. Conforme indicado por Morgan *et al.* (2020), a Pluma de Tristão da Cunha ficou assimétrica: foi desviada lateralmente para o sul onde a abertura era maior (Figura 2.4.2). Acima da pluma formava-se uma cadeia vulcânica em continuação aos enxames de diques de Ponta Grossa e Guapiara, que continuava pela Elevação de Rio Grande e pela Cadeia Walvis, no sudoeste da África. Por milhões de anos, à medida que o rifte se abria também crescia a cadeia Rio Grande-Walvis, formando uma barreira eficiente que separou (com mar aberto) a parte sul do rifte sul-atlântico da porção central do rifte do Atlântico Sul (Figura 4.1), este último ocupado por um ou mais lagos de tamanhos variados.

Durante o Cenozoico, atividade de plumas atingiu a espessa litosfera inferior da Província Borborema, causando seu levantamento com a delaminação da litosfera inferior mais densa (Hu *et al.*, 2018; Kloecking *et al.*, 2019), formando o atual domo da Província Borborema. Anteriormente, a Província Borborema ficou inundada pelo mar que depositou o gigante de sal. Com a formação do domo, apenas anidrita e gipsita permaneceram da sequência salífera na bacia isolada do Araripe, em altitudes de até 600 metros acima do nível do mar (Morais Neto *et al.*, 2007).

A Margem Norte da Província Borborema e o resto da margem equatorial brasileira começaram a separar do adjacente Cráton Oeste-Africano ao longo de falhas transcorrentes E-W, formando as bacias riftes transtensionais segmentadas (Matos, 2000; 2021). O movimento ao longo das falhas transcorrentes equatoriais E-W foram mais lentos do que na abertura dos riftes do Atlântico Sul. Na sequência, as bacias riftes transtensionais se uniram, o que permitiu a percolação da água do Oceano Atlântico Central para dentro do

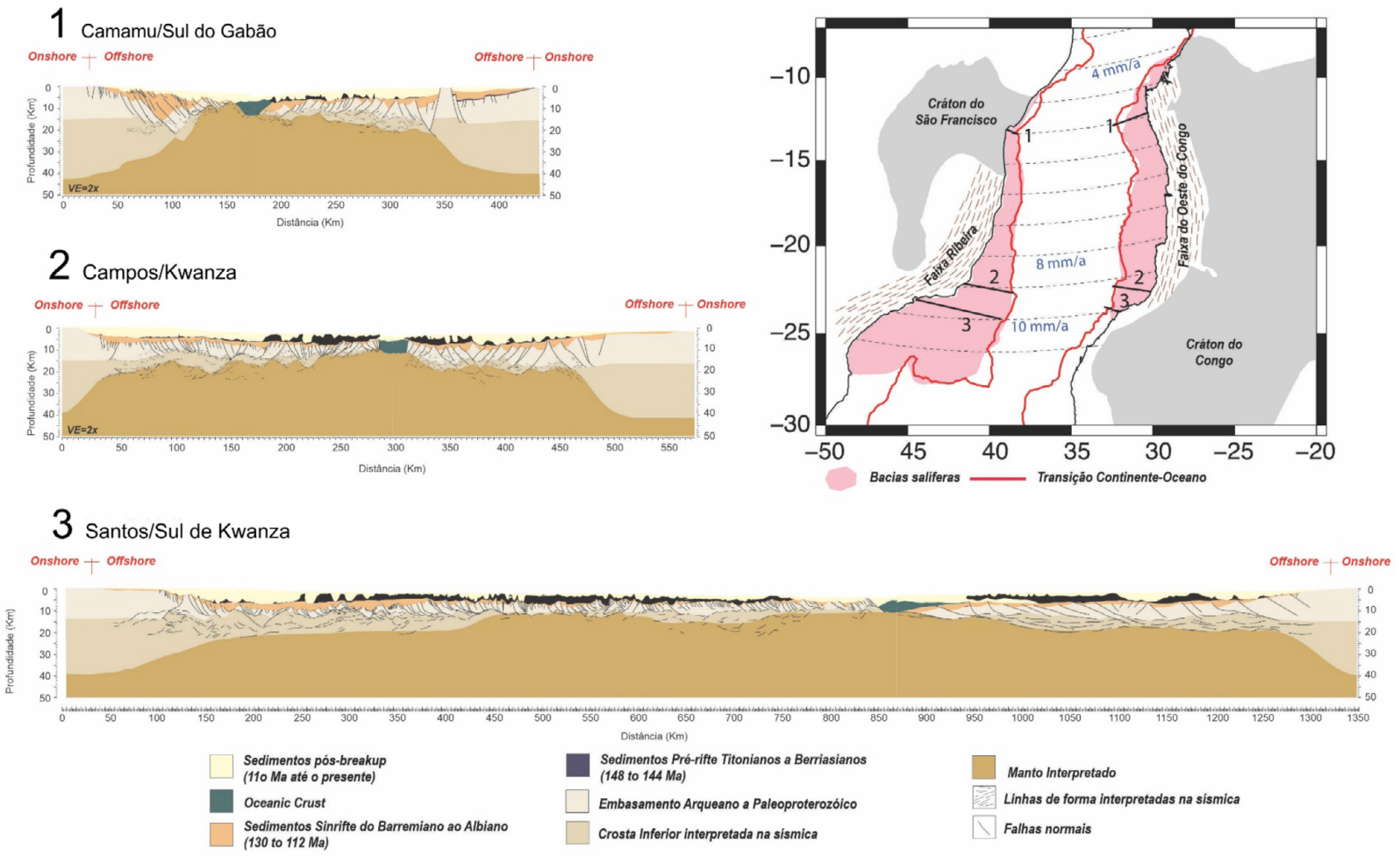


Figura 4.7: Interpretação geológica das margens conjugadas da porção central do Oceano Atlântico Sul. A) Camamu/Sul do Gabão: margem estreita e assimétrica do lado brasileiro, cujo perfil de afinamento é abrupto, com extensão de 100 km a partir da plataforma continental; no lado africano, o perfil de afinamento na Bacia do Sul do Gabão ocorre gradualmente ao longo de 200 km de extensão. B) Bacia de Campos/Kwanza. Margens largas e simétricas com perfil de afinamento distribuído ao longo de 300 km. C) Setor Norte da Bacia de Santos/Sul da Bacia de Kwanza: margem ultra larga fortemente assimétrica no lado da Bacia de Santos (950 km de largura em contraste com 200 km de largura pertencentes à Bacia do Sul de Kwanza). D) Reconstrução adaptada de placas de Heine *et al.* (2013) com a localização das seções geológicas. Note o aumento da largura e velocidades de separação de norte a sul; da mesma forma, domina o embasamento de faixas móveis para sul em relação aos terrenos cratônicos, que constituem o substrato das bacias ao norte. Modificado de Ros *et al.* (2017).

rifte da porção central do Atlântico Sul. A entrada de água do mar já foi mais difícil no limite sul da porção central do rifte do Atlântico Sul, onde a cadeia Rio Grande-Walvis barrava a bacia rifte do mar, entre a Argentina e a África do Sul. A água do mar entrava, principalmente, pelas fraturas das rochas vulcânicas (Farias *et al.*, 2019), como acontece agora no lago Assal, em Djibouti, separado do Golfo de Aden por rochas vulcânicas. Com o prosseguimento da separação continental, a deformação migra para as porções distais da margem, que passa a subsidir com maior influência termal. Periodicamente, a oscilação de ciclos de ascensão e rebaixamento do nível do mar alimentava os espaços de acomodação proximais com influxos intermitentes de águas oceânicas deflagrados sobre o Alto de Florianópolis. Saturadas em sal – e pelas condições climáticas de alta evapotranspiração –, as águas dos lagos das Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo evoluíram para gerar as bacias salíferas que compõem a seção Alagoas dessa porção do Oceano Atlântico (Pietzsch *et al.*, 2018; Szatmari *et al.*, 2021).

5. O SISTEMA RIFTE DO SUDESTE BRASILEIRO NO CICLO DE WILSON

Conforme descrito nos itens anteriores, vemos que a conformação atual da Margem Sudeste do Brasil faz parte de uma história evolutiva, entre o encerramento de um primeiro Ciclo de Wilson – responsável pela consolidação do paleocontinente Gondwana –, e o início da sua fragmentação (Figura 5.1). Esta última fase é deflagrada por interações da litosfera com as plumas mantélicas do Karoo e Tristão da Cunha.

Iniciado no Neoproterozoico, a consolidação do substrato da Margem Sudeste do Brasil segue do Cambriano até o Carbonífero com o desenvolvimento de múltiplas subducções e da acreção de terrenos de oeste para leste afetando as bordas oeste e sul do paleocontinente Gondwana (Figura 5.1, 1 e 2). A acreção de terrenos se prolongou até o Eopermiano-Mesotriássico, 330-240 Ma (Figura 5.1, 3).

As primeiras expressões da ruptura do Gondwana Ocidental ocorrem no início do Jurássico, por volta de 200 Ma (Figura 5.1, 4). Nessa época, ao sul do futuro Oceano Atlântico Sul, a colisão entre a Patagônia e a margem SW do Gondwana produziu a faixa orogênica Ventana-Cabo, que por sua vez transmitiu esforços para dentro do continente e alterou a história do sistema de rifte do Karoo, passando de bacia intracratônica para *foreland* (Veevers, 1994; 2004; Catuneanu *et al.*, 2005; Miller *et al.*, 2016). Essas bacias representam os primeiros preenchimentos do mencionado sistema de riftes (Zerfass *et al.*, 2005), os quais posteriormente são encobertos por sedimentos sin-rifte relacionados à inserção da Pluma do Karoo, por volta de 180 Ma (Figura 5.1, 5).

Após 50 Ma, no Eocretáceo (135-131 Ma) ocorre a extrusão da Província magmática Paraná-Etendeka. São instalados sistemas de enxames de diques (McMaster *et al.*, 2019; Almeida *et al.*, 2021) que ensejam o início da ruptura (Figura 5.1, 6). O processo segue com a formação de riftes intracontinentais (Figura

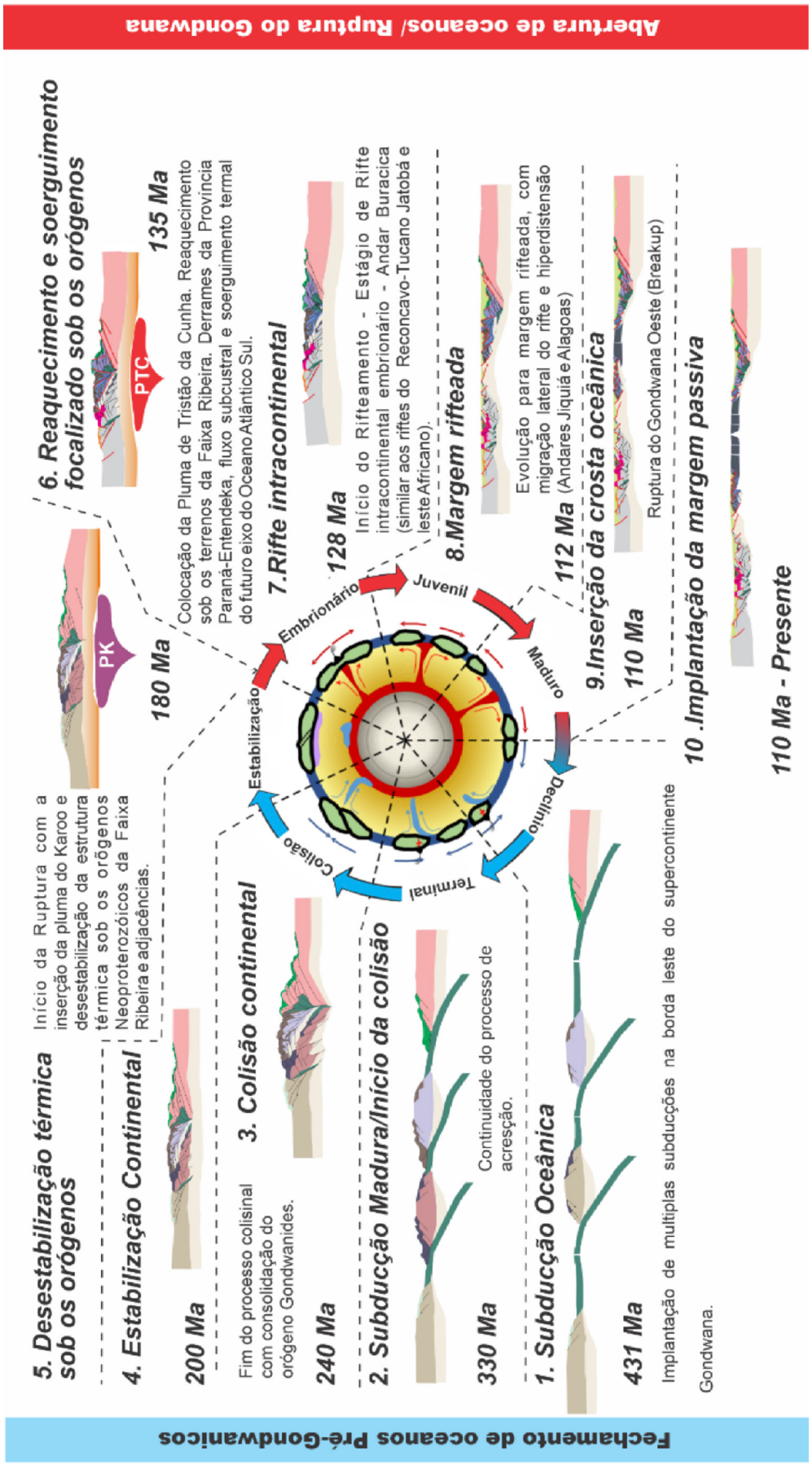


Figura 5.1: Adaptação dos estágios que compõem o Ciclo de Wilson no contexto de amalgamação e ruptura do Gondwana Oeste. Modificado de Wilson *et al.* (2019).

5.1, 7). A sul, altas velocidades de abertura impostas, inicialmente, pelo Oceano Atlântico Austral, já em expansão entre 145-155 Ma, e somada à litosfera aquecida pela Pluma de Tristão da Cunha, em 135 Ma, favoreceu a contínua distensão litosférica sob as Bacias de Santos e Campos (Morgan *et al*. 2020), bem como a extrusão de derrames vulcânicos na zona de ruptura continental que se instala nas bacias de Pelotas, Uruguai e Argentina (Chauvet *et al*., 2021).

Nas fases iniciais de rifteamento (135-130 Ma) da margem rifteada do Sudeste há a formação de sistemas de grabens e meio-grabens isolados que definem os primeiros espaços de acomodação (Figura 5.1, 7). Nessa fase é formada a primeira discordância importante, chamada de discordância Pré-Buracica (130 Ma), que erode localmente o topo do embasamento e das vulcânicas Paraná-Etendeka (Araujo *et al*. 2022). A continuidade da distensão crustal leva ao progressivo aprofundamento dos lagos, seguido da expansão e da geração de lagos amplos, porém ainda isolados. Nessas bacias, o soerguimento do *footwall* das falhas normais, que controlam a compartimentação interna das bacias, leva à erosão das cristas das estruturas e formam a discordância conhecida como Pré-Jiquiá.

Com o progressivo aumento da distensão, a largura das bacias aumenta, porém de modos distintos. Entre as Bacias do Espírito Santo e Santos (a partir de 123 Ma, idade da discordância Pré-Alagoas) há o alargamento e coalescência dos lagos isolados que se tornam muito mais amplos e rasos. Na Bacia de Pelotas, o processo de rifteamento continua, porém fortemente controlado pela entrada massiva de magma, criando um terreno magmático. Sucessivas cunhas de extravasamento de magma recobrem discordantemente o derrame mais antigo, formando sequências de SDRs.

Em 117 Ma, a terminação norte da Bacia de Pelotas avança na porção sul da Bacia de Santos, na forma do Propagador Abimael; ocorre a interação entre os eixos de ruptura do Propagador Abimael e da porção distal da Bacia de Campos. Seus efeitos explicam o soerguimento do Alto Externo da Bacia de Santos bem como o início da formação de espaço de acomodação das bacias salíferas. Nessa época, o rifteamento migra para leste em direção ao futuro eixo de ruptura litosférica, onde há de se implantar a primeira crosta oceânica. O processo continua até 113 Ma, quando se inicia a deposição do sal – por aproximadamente 1 Ma (Figura 5.1,8) –, preenchendo espaços residuais do processo de rifteamento da margem proximal, enquanto a deformação ativa migrava para leste com aceleração do processo deposicional, conforme demonstrado por Freitas (1996), Rigoti (2015), Karner & Gamboa (2007) e Davison *et al*. (2014).

A ruptura continental final teria acontecido após 110 Ma (Figura 5.1,9), separando a bacia salífera em duas (africana e brasileira), como se vê atualmente. A ruptura continental, por sua vez, altera o nível de base e induz movimentos de sal que estruturam os sedimentos acima dessa camada; os mesmos movimentos reorganizam o sal sobre as trapas, formando o amplo selo que recobre todo o Alto Externo de Santos. Desse momento em diante tem-se o início da Deriva Continental (Figura. 5.1,10).

6. CONCLUSÃO

A partir da descoberta do Pré-sal, o conhecimento científico a respeito dos processos multiescala – associados à evolução tectonossedimentar das margens rifteadas do sudeste brasileiro –, permitiu uma visão moderna dos processos atuantes na conformação da arquitetura interna e associação com fenômenos profundos relacionados à evolução de bacias sedimentares do tipo Atlântico. As diferenças nas margens que hoje constituem o Pré-sal da América do Sul resultam da fragmentação cretácea de terrenos irregulares e descontínuos, que experimentaram variadas histórias tectonometamórficas e sedimentares, explicadas pelo encerramento e início de dois ciclos de Wilson, responsáveis pela consolidação e ruptura do paleocontinente Gondwana. A forte herança paleoproterozoica, paleozoica e jurássica permitiu a focalização de deformação e eventos tectonomagmáticos ao longo deste setor do Atlântico, influenciando, inclusive, à focalização da deformação e manutenção da elevação termal, que controlou a manutenção do ambiente de águas rasas com a consequente deposição do Pré-sal e da gigante bacia salífera, separada em duas por ocasião da ruptura litosférica, individualizando as placas sul-americana e africana por volta de 105 Ma.

O resgate de importantes conceitos e feições diagnósticas permitiu associar os contrastes de estilo tectônico, preenchimento sedimentar e suprimento magmático entre as bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo às variações de estrutura térmica, velocidade de separação e condicionamento estrutural do embasamento. Por fim, podemos dizer que a amalgamação e dispersão do Gondwana compreende a história de fechamento e abertura de oceanos descrita no Ciclo de Wilson (Wilson, 1966) seguindo o fechamento dos oceanos Pré-Gondwânicos e sua posterior fragmentação.

Quanto ao suprimento magmático, geometria crustal, estilo tectônico e preenchimento sedimentar, as bacias Santos, Campos e Espírito Santo podem ser definidas como margens rifteada normais, caracterizadas pelo suprimento magmático compatível com as taxas de estiramento e afinamento previstas nos modelos termomecânicos clássicos (isotermas 1300 °C). Já a margem rifteada de Pelotas é uma clássica margem rica em magma, cujo volumoso preenchimento magmático, registrados pelas espessas cunhas de SDRs, atesta condições de perfil térmico anomalamente alto e/ou altas velocidades de separação continental. Apesar das diferenças, as margens rifteadas do Sudeste apresentam características de primeira ordem semelhantes em escala regional, como o perfil de afinamento crustal, domínios crustais (proximal, distal e oceânico); compartimentação do sistema rifte por altos e baixos estruturais segmentados por zonas de transferências; plataformas rasas proximais e depocentros distais profundos com presença de crosta transicional. Independentemente do tipo de preenchimento (sedimentar ou magmático), todas as bacias citadas compartilham de uma mesma característica: a migração dos depocentros para *offshore*. Isso se observa na Bacia de Pelotas

por meio do rejuvenescimento das cunhas magmáticas progradantes e se repete nas bacias de Santos, Campos e Espírito Santo pela migração lateral das charneiras e sequências sedimentares sin-tectônicas.

Quanto às sequências sedimentares sin-rifte, os pulsos tectonossedimentares registrados nas bacias Espírito Santo, Campos e Santos (Pré-sal do Sudeste brasileiro) podem ser divididos em fases de preenchimento, limitadas por discordâncias regionais e/ou não conformidades cronocorrelatas. São elas: Berriasiano-Hauteriviano (144-135 Ma, equivalente ao andar Rio da Serra); Hauteriviano-Eobarremiano (135-128 Ma, equivalente ao andar Aratu); Eobarremiano-Neobarremiano (128-126 Ma, equivalente ao andar Buracica); Neobarremiano-Eoaptiano (126-123 Ma, equivalente ao andar Jiquiá) e Eoaptiano-Eoalbiano (123-112 Ma, equivalente ao andar Alagoas). Nesta última fase é incluída a deposição da bacia salífera gigante. O *breakup* continental para a margem rifteada – que constitui o Pré-sal –, teria ocorrido por volta de 110 Ma.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Petrobras pela liberação dos dados e interpretações apresentadas e aos gerentes Mario Carminatti, Rogério Cunha, Juliano Stica, Camilla de Almeida e Jose Fernando Rosalba. Agradecemos também aos revisores Prof. Dr. Fernando Alkmim, João Marinho de Morais Neto, Claudemir Vasconcelos, Carlos Cesar de Araújo, Anderson Chagas e Luiz Alberto Santos.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; DE BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 17, n. 1–2, p. 1–29, 1981. Doi:10.1016/0012-8252(81)90003-9.

ALMEIDA, J.; DIOS, F.; MOHRIAK, W. U. et al. Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil-SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms. **Geological Society Special Publications**, London, v. 369, n. 1, p. 11–40, 2013. Doi:10.1144/SP369.24.

ALMEIDA, J.; HEILBRON, M.; GUEDES, E. *et al.* Pre-to-syn-rift tholeiitic magmatism in a transtensive hyperextended continental margin: Onshore and offshore magmatism of the Campos Basin, SE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 108, feb., 2021. Doi:10.1016/j.jsames.2021.103218.

AMANTE, C.; EAKINS, B. W. ETOPO1 Global Relief Model converted to PanMap layer format. **NOAA-National Geophysical Data Center**, 6. set. 2009. PANGAEA. Disponível em: https://doi.org/10.1594/PANGAEA.769615.

ANDERSON, D. L. The thermal state of the upper mantle: No rule for mantle plumes. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 22, p. 3623-3626, 2000. Doi:10.1029/2000GL011533.

ANDRÉS-MARTÍNEZ, M.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; ARMITAGE, J.; MORGAN, J. P. Thermomechanical Implications of Sediment Transport for the Architecture and

Evolution of Continental Rifts and Margins. **Tectonics**, v. 38, n. 2, p. 641-665, 2019. Doi:10.1029/2018TC005346.

ARAI, M. Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. **Boletim de Geociencias da Petrobras**, v. 17, n. 2, p. 331-351, 2009. Doi:10.5327/Z2317-4889201400020012.

ARAI, M. Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 2, p. 339–350, 2014. Doi:10.5327/Z2317-4889201400020012.

ARAUJO, M.; PEREZ-GUSSINYE, M.; MULDASHEV, I.; ANDRES-MARTINEZ, M. Understanding the Coexistence of Tectonic Subsidence and Uplift Along the Southeast Brazilian Margin During Late Rifting. AGU Fall Meeting Abstracts. **Anais...** v. 2019, p.T32B-04, 2019.

ARAUJO, M. N.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; MULDASHEV, I. Oceanward rift migration during formation of Santos-Benguela ultra-wide rifted margins. **Geological Society Special Publications**, London, v. 524, n. 1, p. SP524-2021-123, 2022. Doi:10.1144/SP524-2021-123

ASLANIAN, D.; MOULIN, M.; OLIVET, J. L. *et al*. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. **Tectonophysics**, v. 468, n. 1-4, p. 98-112, 2009. Elsevier B.V. Doi:10.1016/j.tecto.2008.12.016.

AUTIN, J.; LEROY, S.; BESLIER, M. O.; *et al*. Continental break-up history of a deep magma-poor margin based on seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman). **Geophysical Journal International**, v. 180, n. 2, p. 501–519, 2010. Doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04424.x.

BAKSI, A. K. Paraná flood basalt volcanism primarily limited to ~ 1 Myr beginning at 135 Ma: New 40Ar/39Ar ages for rocks from Rio Grande do Sul, and critical evaluation of published radiometric data. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 66-77, 2018. Elsevier B.V. Doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.02.016.

BALISTIERI, P.; NETTO, R. G.; LAVINA, E. L. C. Icnofauna de ritmitos do topo da Formação Mafra (Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná) em Rio Negro, Estado do Paraná (PR), Brasil. **Asociación Paleontológica Argentina. IV Reunión Argentina de Icnología y II Reunión de Icnología del Mercosur**, v. 9, p. 131-139, oct., 2003.

BALL, P.; EAGLES, G.; EBINGER, C.; MCCLAY, K.; TOTTERDELL, J. The spatial and temporal evolution of strain during the separation of Australia and Antarctica. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 14, n. 8, p. 2771-2799, 2013. Doi:10.1002/ggge.20160.

BASEI, M. A. S.; FRIMMEL, H. E.; CAMPOS NETO, M. DA C. *et al*. The Tectonic History of the Southern Adamastor Ocean Based on a Correlation of the Kaoko and Dom Feliciano

Belts. **Springer International Publishing**, 2018. Doi:10.1007/978-3-319-68920-3_3

BASSETTO, M.; ALKMIM, F. F.; SZATMARI, P.; MOHRIAK, W. U. The oceanic segment of the southern Brazilian margin: Morpho-structural domains and their tectonic significance. **Geophysical Monograph Series**. v. 115, p.235–259, 2000. Doi:10.1029/GM115p0235.

BEGLINGER, S. E.; CORVER, M. P.; DOUST, H.; CLOETINGH, S.; THURMOND, A. K. A new approach of relating petroleum system and play development to Basin evolution: An application to the conjugate margin Gabon coastal and Almada-Camamu Basins. **AAPG Bulletin**, v. 96, n. 6, p. 953-982, 2012. Doi:10.1306/10271111040.

BIARI, Y.; KLINGELHOEFER, F.; FRANKE, D. *et al*. Structure and evolution of the Atlantic passive margins: A review of existing rifting models from wide-angle seismic data and kinematic reconstruction. **Marine and Petroleum Geology**, v. 126, n. August 2020, p. 43, 2021. Elsevier Ltd. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2021.104898.

BLACKBURN, T. J.; OLSEN, P. E.; BOWRING, S. A.; et al. Zircon U-Pb geochronology links the end-triassic extinction with the central Atlantic magmatic province. **Science**, v. 340, n. 6135, p. 941-945, 2013. Doi:10.1126/science.1234204.

BLAICH, O. A.; FALEIDE, J. I.; TSIKALAS, F.; FRANKE, D.; LEÓN, E. Crustal-scale architecture and segmentation of the Argentine margin and its conjugate off South Africa. **Geophysical Journal International**, v. 178, n. 1, p. 85-105, 2009. Doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04171.x.

BLAICH, O. A.; FALEIDE, J. I.; TSIKALAS, F.; et al. Structural architecture and nature of the continent-ocean transitional domain at the Camamu and Almada Basins (NE Brazil) within a conjugate margin setting. **Petroleum Geology Conference Proceedings**, v. 7, n. 0, p. 867-883, 2010. Doi:10.1144/0070867.

BLAICH, O. A.; FALEIDE, J. I.; TSIKALAS, F.; GORDON, A. C.; MOHRIAK, W. Crustal-scale architecture and segmentation of the South Atlantic volcanic margin. **Geological Society Special Publication**, v. 369, n. 1, p. 167-183, 2013. Doi:10.1144/SP369.22.

BOGDANOVA, S. V.; PISAREVSKY, S. A.; LI, Z. X. Assembly and breakup of Rodinia (Some results of IGCP project 440). **Stratigraphy and Geological Correlation**, v. 17, n. 3, p. 259–274, 2009. Doi:10.1134/S0869593809030022.

BOILLOT, G.; WINTERER, E. L. Drilling on the Galicia Margin: Retrospect and Prospect. **Proceedings of the Ocean Drilling Program, 103 Scientific Results**. v. 103, 1988. Ocean Drilling Program. Doi:10.2973/odp.proc.sr.103.180.1988.

BOILLOT, G.; BESLIER, M. O.; GIRARDEAU, J. Nature, Structure and Evolution of the Ocean-Continent Boundary: The Lesson of the West Galicia Margin (Spain). **Rifted Ocean-Continent Boundaries**, p. 219-229, 1995. Doi:10.1007/978-94-011-0043-4_12.

BRUNE, S. Evolution of stress and fault patterns in oblique rift systems: 3-D numerical lithospheric-scale experiments from rift to breakup. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 15, n. 8, p. 3392-3415, 2014. Doi:10.1002/2014GC005446.

BRUNE, S.; HEINE, C.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; SOBOLEV, S. V. Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension. **Nature communications**, v. 5, p. 9, 2014. Doi:10.1038/ncomms5014.

BUATOIS, L. A.; NETTO, R. G.; MÁNGANO, M. G.; BALISTIERI, P. R. M. N. Extreme freshwater release during the late Paleozoic Gondwana deglaciation and its impact on coastal ecosystems. **Geology**, v. 34, n. 12, p. 1021-1024, 2006. Doi:0.1130/G22994A.1.

BUCK, W. R. Modes of continental lithospheric extension. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 96, n. B12, p. 20161-20178, 1991. Doi:10.1029/91JB01485.

BUENO, G. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 12, p. 203-229, 2004.

BUENO, G.; ZACHARIAS, A. A.; OREIRO, S.; et al. Pelotas basin. **Boletim de Geociencias da Petrobras**, v. 15, p. 551-559, 2007.

BURKE, K.; STEINBERGER, B.; TORSVIK, T. H.; SMETHURST, M. A. Plume Generation Zones at the margins of Large Low Shear Velocity Provinces on the core–mantle boundary. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 265, n. 1-2, p. 49-60, 2008. Doi:10.1016/j.epsl.2007.09.042.

CALLOT, J.-P.; GEOFFROY, L.; BRUN, J.-P. Development of volcanic passive margins: Three-dimensional laboratory models. **Tectonics**, v. 21, n. 6, p. 2-1-2-13, 2002. Doi:10.1029/2001TC901019.

CALLOT, J.-P.; GEOFFROY, L. Magma flow in the East Greenland dyke swarm inferred from study of anisotropy of magnetic susceptibility: magmatic growth of a volcanic margin. **Geophysical Journal International**, v. 159, n. 2, p. 816-830, 2004. Doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02426.x.

CANNAT, M.; SAUTER, D.; MENDEL, V.; et al. Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge. **Geology**, v. 34, n. 7, p. 605, 2006. Doi:10.1130/G22486.1.

CANNAT, M.; MANATSCHAL, G.; SAUTER, D.; PÉRON-PINVIDIC, G. Assessing the conditions of continental breakup at magma-poor rifted margins: What can we learn from slow spreading mid-ocean ridges? **Comptes Rendus Geoscience**, v. 341, n. 5, p. 406-427, 2009. Doi:10.1016/j.crte.2009.01.005.

CANUTO, J. R. **Facies e ambientes de sedimentação da formação Rio do Sul (Permiano)**, Bacia do Paraná, na região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina, 6. abr. 1994. São Paulo: Universidade de São Paulo. Doi:10.11606/T.44.1994.tde-17072013-144504.

CARMINATTI, M.; WOLFF, B.; GAMBOA, L. New exploratory frontiers in Brazil. 19th World Petroleum Congress, Spain 2008. **Anais...**, 2008.

CATUNEANU, O.; WOPFNER, H.; ERIKSSON, P. G.; et al. The Karoo basins of south-central Africa. **Journal of African Earth Sciences**, v. 43, n. 1-3, p. 211-253, 2005. Doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.007.

CAWOOD, P. A. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. **Earth-Science Reviews**, v. 69, n. 3-4, p. 249-279, 2005. Doi:10.1016/j.earscirev.2004.09.001.

CHABOUREAU, A.-C.; GUILLOCHEAU, F.; ROBIN, C. *et al*. Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: Paleotopographic and geodynamic implications. **Tectonophysics**, v. 604, p. 191-223, 2013. Doi:10.1016/j.tecto.2012.08.025.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, v. 213, n. 1–2, p. 97–138, 1992. Doi:10.1016/0040-1951(92)90253-3.

CHAUVET, F.; SAPIN, F.; GEOFFROY, L.; RINGENBACH, J.-C.; FERRY, J.-N. Conjugate volcanic passive margins in the austral segment of the South Atlantic – Architecture and development. **Earth-Science Reviews**, v. 212, p. 103461, 2021. Doi:10.1016/j.earscirev.2020.103461.

CLEMSON, J. **Segmentation of the Namibian passive margin.** Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, Tese de doutorado, 1997.

CLERC, C.; RINGENBACH, J.-C.; JOLIVET, L.; BALLARD, J.-F. Rifted margins: Ductile deformation, boudinage, continentward-dipping normal faults and the role of the weak lower crust. **Gondwana Research**, v. 53, p. 20-40, 2018. Doi:10.1016/j.gr.2017.04.030.

COCHRAN, J, R. Simple models od diffuse extension and the pre-seafloor spreading development of the continental margin of the Northeastern Gulf of Aden. 26th International Geological Congress, Geology of continental margins symposium, Paris. **Anais...** p.155-165, 1981.

COFFIN, M. F.; ELDHOLM, O. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. **Reviews of Geophysics**, v. 32, n. 1, p. 1-36, 1994. Doi:10.1029/93RG02508.

COLLIER, J. S.; MCDERMOTT, C.; WARNER, G.; et al. New constraints on the age and style of continental breakup in the South Atlantic from magnetic anomaly data. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 477, p. 27–40, 2017. Doi:10.1016/j.epsl.2017.08.007.

CONDIE, K. C. The Crust. **Earth as an Evolving Planetary System**. p.9-41, 2016. Elsevier. Doi:10.1016/B978-0-12-803689-1.00002-X.

CONTRERAS, J.; ZÜHLKE, R.; BOWMAN, S.; BECHSTÄDT, T. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins). **Marine and Petroleum Geology**, v. 27, n. 9, p. 1952–1980, 2010. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.06.007.

CONTRUCCI, I.; MATIAS, L.; MOULIN, M.; et al. Deep structure of the West African continental margin (Congo, Zaïre, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection/refraction seismic and gravity data. **Geophysical Journal International**, v. 158, n. 2, p. 529-553, 2004. Doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02303.x.

CORDANI, U. G.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; BRITO-NEVES, B. B.; TRINDADE, R. I. F. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. **Terra Nova**, v. 15, n. 5, p. 350–359, 2003. Doi:10.1046/j.1365-3121.2003.00506.x.

CORTI, G. Control of rift obliquity on the evolution and segmentation of the main Ethiopian rift. **Nature Geoscience**, v. 1, n. 4, p. 258-262, 2008. Doi:10.1038/ngeo160.

D'ACREMONT, E.; LEROY, S.; BESLIER, M.-O.; et al. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data. **Geophysical Journal International**, v. 160, n. 3, p. 869-890, 2005. Doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02524.x.

DALY, M. C.; LAWRENCE, S. R.; KIMUN'A, D.; BINGA, M. Late Palaeozoic deformation in central Africa: a result of distant collision? **Nature**, v. 350, n. 6319, p. 605-607, 1991. Doi:10.1038/350605a0.

DAVIS, J. K.; LAVIER, L. L. Influences on the development of volcanic and magma-poor morphologies during passive continental rifting. **Geosphere**, v. 13, n. 5, p. 1524-1540, 2017. Doi:10.1130/GES01538.1.

DAVISON, I.; BEIRNE, E. O. **South Atlantic Rifting and Some General Principles for Rift Exploration on Continental Margins***, v. 10675, 2014.

DAVISON, I. Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basins. **Geological Society Special Publications**, London, v. 272, n. 1, p. 345-359, 2007. Doi:10.1144/GSL.SP.2007.272.01.18.

DEBURE, M.; LASSIN, A.; MARTY, N. C. *et al*. Thermodynamic evidence of giant salt deposit formation by serpentinization: an alternative mechanism to solar evaporation. **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, p. 11720, 2019. Doi:10.1038/s41598-019-48138-9.

DECKART, K.; FÉRAUD, G.; S. MARQUES, L.; BERTRAND, H. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 80, n. 1-2, p. 67-83, 1998. Doi:10.1016/S0377-0273(97)00038-3.

DEHLER, N. M.; MAGNAVITA, L. P.; GOMES, L. C. *et al*. The 'Helmut' geophysical anomaly:

A regional left-lateral transtensional shear zone system connecting Santos and Campos basins, southeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 72, p. 412-422, 2016. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.01.012.

DEMERCIAN, S.; SZATMARI, P.; COBBOLD, P. R. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. **Tectonophysics**, v. 228, n. 3-4, p. 393-433, 1993. Doi:10.1016/0040-1951(93)90351-J.

DIAS, J. A.; SCARTON, J. C.; ESTEVES, F. R. *et al*. (1990). Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na bacia de Campos. *In*: G. P. Raja-Gabaglia & E. J. Milani (ed.), **Origem e evolução das bacias sedimentares**, p. 333-360, 1990.

DIAS, J. L. Stratigraphy, sedimentology and volcanism of the Lower Cretaceous rift phase along the Eastern Brazilian continental margin. **International Sedimentological Congress**, *Recife*, 14, S1-1-S1-2, 1994.

DICK, H. J. B. Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. **Geological Society Special Publications**, London, v. 42, n. 1, p. 71-105, 1989. Doi:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.06

DICK, H.; NATLAND, J.; ILDEFONSE, B. Past and Future Impact of Deep Drilling in the Oceanic Crust and Mantle. **Oceanography**, v. 19, n. 4, p. 72-80, 2006. Doi:10.5670/oceanog.2006.06.

DIREEN, N. G.; BORISSOVA, I.; STAGG, H. M. J.; COLWELL, J. B.; SYMONDS, P. A. Nature of the continent-ocean transition zone along the southern Australian continental margin: a comparison of the Naturaliste Plateau, SW Australia, and the central Great Australian Bight sectors. **Geological Society Special Publications**, London, v. 282, n. 1, p. 239-263, 2007. Doi:10.1144/SP282.12.

DOMEIER, M.; TORSVIK, T. H. Plate tectonics in the late Paleozoic. **Geoscience Frontiers**, v. 5, n. 3, p. 303-350, 2014. Doi:10.1016/j.gsf.2014.01.002.

DRISCOLL, N. W.; KARNER, G. D. Lower crustal extension across the Northern Carnarvon basin, Australia: Evidence for an eastward dipping detachment. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 103, n. B3, p. 4975–4991, 1998. doi:10.1029/97JB03295

DRISCOLL, N. W.; KARNER, G. D. Three-dimensional quantitative modeling of clinoform development. **Marine Geology**, v. 154, n. 1-4, p. 383-398, 1999. Doi:10.1016/S0025-3227(98)00125-X.

EAGLES, G.; PÉREZ-DÍAZ, L.; SCARSELLI, N. Getting over continent ocean boundaries. **Earth-Science Reviews**, v. 151, p. 244-265, 2015. Doi:10.1016/j.earscirev.2015.10.009.

EBINGER, C. J.; SLEEP, N. H. Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume. **Nature**, v. 395, n. 6704, p. 788-791, 1998. Doi:10.1038/27417.

EBINGER, C. J.; CASEY, M. Continental break-up in magmatic provinces: An Ethiopian example. **Geology**, v. 29, n. 6, p. 527, 2001. Doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0527:CBIMPA>2.0.CO;2.

EVAIN, M.; AFILHADO, A.; RIGOTI, C. A. *et al*. Deep structure of the Santos Basin-São Paulo Plateau System, SE Brazil. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 120, n. 8, p. 5401–5431, 2015. Doi:10.1002/2014JB011561.

EYLES, C. H.; EYLES, N.; FRANCA, A. B. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itarare Group, Parana Basin, Brazil. **Sedimentology**, v. 40, n. 1, p. 1-25, 1993. Doi:10.1111/j.1365-3091.1993.tb01087.x.

FARIAS, F.; SZATMARI, P.; BAHNIUK, A.; FRANÇA, A. B. Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin – Genesis and tectonic implications. **Marine and Petroleum Geology**, v. 105, p. 251-272, 2019. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2019.04.020.

FLETCHER, R.; KUSZNIR, N.; CHEADLE, M. Melt initiation and mantle exhumation at the Iberian rifted margin: Comparison of pure–shear and upwelling-divergent flow models of continental breakup. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 341, n. 5, p. 394-405, 2009. Doi:10.1016/j.crte.2008.12.008.

FLORISBAL, L. M.; HEAMAN, L. M.; DE ASSIS JANASI, V.; DE FATIMA BITENCOURT, M. Tectonic significance of the Florianópolis Dyke Swarm, Paraná-Etendeka Magmatic Province: A reappraisal based on precise U–Pb dating. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 289, p. 140-150, 2014. Doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.11.007.

FORNERO, S. A.; MARINS, G. M.; LOBO, J. T.; FREIRE, A. F. M.; LIMA, E. F. DE. Characterization of subaerial volcanic facies using acoustic image logs: Lithofacies and log-facies of a lava-flow deposit in the Brazilian pre-salt, deepwater of Santos Basin. **Marine and Petroleum Geology**, v. 99, p. 156-174, 2019. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.09.029.

FRANÇA, R. L.; COSME, A. D. R.; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. D. R. Bacia do Espírito Santo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 501-509, 2007.

FRANKE, D.; BARCKHAUSEN, U.; BARISTEAS, N.; et al. The continent-ocean transition at the southeastern margin of the South China Sea. **Marine and Petroleum Geology**, v. 28, n. 6, p. 1187–1204, 2011. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.01.004.

FRANKE, D. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. **Marine and Petroleum Geology**, v. 43, p. 63–87, 2013. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.11.003.

FREITAS, J. T. R. Ciclos Deposicionais Evaporíticos da Bacia de Santos: uma análise cicloestratigráfica a partir de dados de 2 poços e de traços de sísmica. **Dissertação de Mestrado**, p. 160, 2006.

GARCIA, S. F. DE M.; LETOUZEY, J.; RUDKIEWICZ, J.-L.; DANDERFER FILHO, A.; FRIZON DE LAMOTTE, D. Structural modeling based on sequential restoration of gravitational salt deformation in the Santos Basin (Brazil). **Marine and Petroleum Geology**, v. 35, n. 1, p. 337–353, 2012. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.02.009.

GEOFFROY, L. Volcanic passive margins. **Comptes Rendus - Geoscience**, v. 337, n. 16, p. 1395-1408, 2005. Doi:10.1016/j.crte.2005.10.006.

GEOFFROY, L.; BUROV, E. B.; WERNER, P. Volcanic passive margins: another way to break up continents. **Scientific Reports**, v. 5, n. 1, p. 14828, 2015. Nature Publishing Group. doi:10.1038/srep14828

GERNIGON, L.; RINGENBACH, J.-C.; PLANKE, S.; LE GALL, B. Deep structures and breakup along volcanic rifted margins: insights from integrated studies along the outer Vøring Basin (Norway). **Marine and Petroleum Geology**, v. 21, n. 3, p. 363–372, 2004. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.01.005.

GILLARD, M.; AUTIN, J.; MANATSCHAL, G. *et al*. Tectonomagmatic evolution of the final stages of rifting along the deep conjugate Australian-Antarctic magma-poor rifted margins: Constraints from seismic observations. **Tectonics**, v. 34, n. 4, p. 753-783, 2015. Doi:10.1002/2015TC003850.

GLADCZENKO, T. P.; HINZ, K.; ELDHOLM, O. *et al*. South Atlantic volcanic margins. **Journal of the Geological Society**, v. 154, n. 3, p. 465-470, 1997. Doi:10.1144/gsjgs.154.3.0465.

GOMES, P. O.; DO CARMO GARCIA SEVERINO, M.; SOUZA GOMES, B. PROJETO LEPLAC: Interpretação Integrada dos Dados Geofísicos do Prospecto LEPLAC-IV - Margem Continental Sul Brasileira. 3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society. **Anais...** , 1993. European Association of Geoscientists & Engineers.

GORDON, A. C.; MOHRIAK, W. U.; BARBOSA, V. C. F. Crustal architecture of the Almada Basin, NE Brazil: an example of a non-volcanic rift segment of the South Atlantic passive margin. **Geological Society Special Publications**, London, v. 369, n. 1, p. 215–234, 2013. Doi:10.1144/SP369.1.

GORDON, A. C.; MOHRIAK, W. U.; STANTON, N.; SANTOS, A. C. Magmatic cycles in Santos Basin (S.E. Brazil): Tectonic control in the temporal-spatial distribution and geophysical signature. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 121, p. 104111, 2023. Doi:10.1016/j.jsames.2022.104111.

GOSCOMBE, B.; GRAY, D. R. The Coastal Terrane of the Kaoko Belt, Namibia: Outboard arc-terrane and tectonic significance. **Precambrian Research**, v. 155, n. 1–2, p. 139-158, 2007. Doi:10.1016/j.precamres.2007.01.008.

GRAY, D. R.; FOSTER, D. A.; MEERT, J. G. *et al*. A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. **Geological**

Society Special Publications, London, v. 294, n. 1, p. 257-278, 2008. Doi:10.1144/SP294.14.

GUARDADO, L. R.; GAMBOA, L. A. P.; LUCCHESI, C. F. Petroleum Geology of the Campos Basin Brazil, a Model for a Producing Atlantic Type Basin. **Divergent/Passive Margin Basins**, 1989. American Association of Petroleum Geologists. Doi:10.1306/M48508C1.

GUARDADO, L. R.; SPADINI, A. R.; BRANDÃO, J. S. L.; MELLO, M. R. Petroleum System of the Campos Basin, Brazil. **Petroleum Systems of South Atlantic Margins**. p.317-324, 2000. American Association of Petroleum Geologists. Doi:10.1306/M73705C22.

GUIRAUD, M.; BUTA-NETO, A.; QUESNE, D. Segmentation and differential post-rift uplift at the Angola margin as recorded by the transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. **Marine and Petroleum Geology**, v. 27, p. 1040-1068, 2010. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2020.01.017.

HALL, S. A.; BIRD, D. E.; MCLEAN, D. J.; et al. New constraints on the age of the opening of the South Atlantic basin. **Marine and Petroleum Geology**, v. 95, p. 50-66, 2018. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.03.010.

HARKIN, C.; KUSZNIR, N.; ROBERTS, A.; MANATSCHAL, G.; HORN, B. Origin, composition and relative timing of seaward dipping reflectors on the Pelotas rifted margin. **Marine and Petroleum Geology**, v. 114, p. 104235, 2020. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2020.104235.

HASSAN, R.; WILLIAMS, S. E.; GURNIS, M.; MÜLLER, D. East African topography and volcanism explained by a single, migrating plume. **Geoscience Frontiers**, v. 11, n. 5, p. 1669-1680, 2020. Doi:10.1016/j.gsf.2020.01.003.

HAYES, D. E.; NISSEN, S. S. The South China sea margins: Implications for rifting contrasts. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 237, n. 3-4, p. 601-616, 2005. Doi:10.1016/j.epsl.2005.06.017.

HEILBRON, M.; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (se Brazil). **Precambrian Research**, v. 125, n. 1–2, p. 87–112, 2003. Doi:10.1016/S0301-9268(03)00082-2.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; TASSINARI, C. C. G. *et al*. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. **Geological Society Special Publications**, London, v. 294, n. 1, p. 211–237, 2008. Doi:10.1144/SP294.12.

HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; VALERIANO, C. M. *et al*. The Ribeira Belt. *In:* M. Heilbron; U. G. Cordani; F. F. Alkmim (org.). **Regional Geology Reviews**, p.277-302, 2017. Cham: Springer International Publishing. Doi:10.1007/978-3-319-01715-0_15.

HEILBRON, M.; DE MORISSON VALERIANO, C.; PEIXOTO, C. *et al*. Neoproterozoic magmatic arc systems of the central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the

West-Gondwana pre-collisional history: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, p. 102710, 2020. Doi:10.1016/j.jsames.020.102710.

HEINE, C.; ZOETHOUT, J.; MÜLLER, R. D. Kinematics of the South Atlantic rift. **Solid Earth**, v. 4, n. 2, p. 215-253, 2013. Doi:10.5194/se-4-215-2013.

HEIT, B.; YUAN, X.; WEBER, M. *et al*. Crustal thickness and V p / V s ratio in NW Namibia from receiver functions: Evidence for magmatic underplating due to mantle plume-crust interaction. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 9, p. 3330-3337, 2015. Doi:10.1002/2015GL063704.

HINZ, K. **A Hypothesis on Terrestrial Catastrophes.** Stuttgart, Germany: Schweizerbart Science Publishers, 1981.

HOPPER, J. R.; FUNCK, T.; TUCHOLKE, B. E. Structure of the Flemish Cap margin, Newfoundland: insights into mantle and crustal processes during continental breakup. **Geological Society Special Publications**, London, v. 282, n. 1, p. 47-61, 2007. Doi:10.1144/SP282.3.

HU, J.; LIU, L.; FACCENDA, M. *et al*. Modification of the Western Gondwana craton by plume–lithosphere interaction. **Nature Geoscience**, v. 11, n. 3, p. 203-210, 2018. Doi:10.1038/s41561-018-0064-1.

HUDEC, M. R.; JACKSON, M. P. A. Terra infirma: Understanding salt tectonics. **Earth-Science Reviews**, v. 82, n. 1-2, p. 1-28, 2007. Doi:10.1016/j.earscirev.2007.01.001.

HUISMANS, R.; BEAUMONT, C. Symmetric and asymmetric lithospheric extension: Relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, 2003. Doi:10.1029/2002JB002026.

HUISMANS, R. S.; BEAUMONT, C. Roles of lithospheric strain softening and heterogeneity in determining the geometry of rifts and continental margins. **Geological Society Special Publications**, London, v. 282, n. 1, p. 111–138, 2007. Doi:10.1144/SP282.6.

HUISMANS, R. S.; BEAUMONT, C. Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension. **Geology**, v. 36, n. 2, p. 163, 2008. Doi:10.1130/G24231A.1.

HUISMANS, R.; BEAUMONT, C. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. **Nature**, v. 473, n. 7345, p. 74-78, 2011. Nature Publishing Group. Doi:10.1038/nature09988.

HUISMANS, R. S.; BEAUMONT, C. Rifted continental margins: The case for depth-dependent extension. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 407, p. 148-162, 2014. Doi:10.1016/j.epsl.2014.09.032.

JACKSON, J. A.; GAGNEPAIN, J.; HOUSEMAN, G. *et al*. Seismicity, normal faulting, and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes

of February and March 1981. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 57, n. 2, p. 377-397, 1982. Doi:10.1016/0012-821X(82)90158-3.

JARVIS, G. T.; MCKENZIE, D. P. Sedimentary basin formation with finite extension rates. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 48, n. 1, p. 42-52, 1980. Doi:10.1016/0012-821X(80)90168-5.

JEGEN, M.; AVDEEVA, A.; BERNDT, C. *et al*. 3-D magnetotelluric image of offshore magmatism at the Walvis Ridge and rift basin. **Tectonophysics**, v. 683, p. 98-108, 2016. Doi:10.1016/j.tecto.2016.06.016.

JERRAM, D.; MOUNTNEY, N.; HOLZFÖRSTER, F.; STOLLHOFEN, H. Internal stratigraphic relationships in the Etendeka group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 4–5, p. 393–418, 1999. Doi:10.1016/S0264-3707(99)00018-6.

JOHNSON, B. J. Extensional shear zones, granitic melts, and linkage of overstepping normal faults bounding the Shuswap metamorphic core complex, British Columbia. **Geological Society of America Bulletin**, v. 118, n. 3-4, p. 366-382, 2006. Doi:10.1130/B25800.1.

JOKAT, W.; BOEBEL, T.; KÖNIG, M.; MEYER, U. Timing and geometry of early Gondwana breakup. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 108, n. B9, 2003. Doi:10.1029/2002JB001802.

KARNER, G. D.; DRISCOLL, N. W. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. **Geological Society Special Publications**, **London,** v. 153, n. 1, p. 11-40, 1999. Doi:10.1144/GSL.SP.1999.153.01.02.

KARNER, G. D.; DRISCOLL, N. W.; BARKER, D. H. N. Syn-rift regional subsidence across the West African continental margin: the role of lower plate ductile extension. **Geological Society Special Publications**, London, v. 207, n. 1, p. 105-129, 2003. Doi:10.1144/GSL.SP.2003.207.6.

KARNER, G. D.; GAMBÔA, L. A. P. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. **Geological Society Special Publications**, London, v. 285, n. 1, p. 15-35, 2007. Doi:10.1144/SP285.2.

KARNER, G. D.; JOHNSON, C.; SHOFFNER, J. *et al*. Chapter 9: Tectono-Magmatic Development of the Santos and Campos Basins, Offshore Brazil. **Memoir 124:** The Supergiant Lower Cretaceous Pre-Salt Petroleum Systems of the Santos Basin, Brazil. p.215-256, 2021. AAPG. Doi:10.1306/13722321MSB.9.1853.

KENDALL, J.-M.; STUART, G. W.; EBINGER, C. J.; BASTOW, I. D.; KEIR, D. Magma-assisted rifting in Ethiopia. **Nature**, v. 433, n. 7022, p. 146-148, 2005. Doi:10.1038/nature03161.

KIRSTEIN, L. A.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C. *et al*. Protracted felsic magmatic activity associated with the opening of the South

Atlantic. **Journal of the Geological Society**, v. 158, n. 4, p. 583-592, 2001. Doi:10.1144/jgs.158.4.583.

KLEIMAN, L. E.; JAPAS, M. S. The Choiyoi volcanic province at 34°S–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. **Tectonophysics**, v. 473, n. 3-4, p. 283-299, 2009. Doi:10.1016/j.tecto.2009.02.046.

KLOECKING, M.; RODR\'\IGUEZ TRIBALDOS, V.; HOGGARD, M.J. *et al*. Mechanisms for Dynamic Support in Northeast Brazil and Southwest Africa. AGU Fall Meeting Abstracts. **Anais...** v. 2019, p. DI31A-06, 2019.

KOPTEV, A.; CALAIS, E.; BUROV, E.; LEROY, S.; GERYA, T. Dual continental rift systems generated by plume–lithosphere interaction. **Nature Geoscience**, v. 8, n. 5, p. 388-392, 2015. Doi:10.1038/ngeo2401.

LAVIER, L. L.; MANATSCHAL, G. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. **Nature**, v. 440, n. 7082, p. 324-328, 2006. Doi:10.1038/nature04608.

LENTINI, M. R.; FRASER, S. I.; SUMNER, H. S.; DAVIES, R. J. Geodynamics of the central South Atlantic conjugate margins: implications for hydrocarbon potential. **Petroleum Geoscience**, v. 16, n. 3, p. 217-229, 2010. Doi:10.1144/1354-079309-909.

LINOL, B.; DE WIT, M. J. (org.). **Origin and Evolution of the Cape Mountains and Karoo Basin**. Cham: Springer International Publishing, 2016.

LOGAN, B. W. **The MacLeod Evaporite Basin**, Western Australia<subtitle>Holocene Environments, Sediments and Geological Evolution</subtitle>. American Association of Petroleum Geologists, 1987.

LOUREIRO, A.; SCHNÜRLE, P.; KLINGELHÖFER, F. *et al*. Imaging exhumed lower continental crust in the distal Jequitinhonha basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 84, p. 351-372, 2018. Doi:10.1016/j.jsames.2018.01.009.

LOURENÇO, F. S.; ALKMIM, F. F. DE; ARAÚJO, M. N. C. DE; et al. The Piúma lineament, southern Espirito Santo: structural expression and tectonic significance. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. 4, p. 531-546, 2016. Doi:10.1590/2317-4889201620150038.

LUNDIN, E. R.; REDFIELD, T. F.; PÉRON-PINDIVIC, G. Rifted Continental Margins: Geometric Influence on Crustal Architecture and Melting. **Sedimentary Basins: Origin, Depositional Histories, and Petroleum Systems**, 2014. SEPM Society for Sedimentary Geology. Doi:10.5724/gcs.14.33.0018.

LUNDIN, E. R.; DORÉ, A. G.; REDFIELD, T. F. Magmatism and extension rates at rifted margins. **Petroleum Geoscience**, v. 24, n. 4, p. 379–392, 2018. Doi:10.1144/petgeo2016-158.

MANATSCHAL, G. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a

review of data and concepts from West Iberia and the Alps. **International Journal of Earth Sciences**, v. 93, n. 3, 2004. Doi:10.1007/s00531-004-0394-7.

MANATSCHAL, G.; BERNOULLI, D. Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present-day Galicia and ancient Adria. **Tectonics**, v. 18, n. 6, p. 1099-1119, 1999. Doi:10.1029/1999TC900041.

MANATSCHAL, G.; ENGSTRÖM, A.; DESMURS, L.; et al. What is the tectono-metamorphic evolution of continental break-up: The example of the Tasna Ocean-Continent Transition. **Journal of Structural Geology**, v. 28, n. 10, p. 1849-1869, 2006. Doi:10.1016/j.jsg.2006.07.014.

MANATSCHAL, G.; LAVIER, L.; CHENIN, P. The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: Some considerations based on observations and numerical modeling. **Gondwana Research**, v. 27, n. 1, p. 140-164, 2015. Doi:10.1016/j.gr.2014.08.006.

MARESCHAL, J.-C.; JAUPART, C. Radiogenic heat production, thermal regime and evolution of continental crust. **Tectonophysics**, v. 609, p. 524-534, 2013. Doi:10.1016/j.tecto.2012.12.001.

MARTON, G. L.; TARI, G. C.; LEHMANN, C. T. **Evolution of the Angolan passive margin, West Africa**, with emphasis on post-salt structural styles, p. 129-149, 2000. Doi:10.1029/GM115p0129.

MARZOLI, A.; RENNE, P. R.; PICCIRILLO, E. M.; et al. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. **Science**, v. 284, n. 5414, p. 616–618, 1999. Doi:10.1126/science.284.5414.616.

MASINI, E.; MANATSCHAL, G.; TUGEND, J.; MOHN, G.; FLAMENT, J.-M. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). **International Journal of Earth Sciences**, v. 103, n. 6, p. 1569-1596, 2014. Doi:10.1007/s00531-014-1023-8.

MASLANYJ, M. P.; LIGHT, M. P. R.; GREENWOOD, R. J.; BANKS, N. L. Extension tectonics offshore Namibia and evidence for passive rifting in the South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, v. 9, n. 6, p. 590-601, 1992. Doi:10.1016/0264-8172(92)90032-A.

MATOS, R. M. D. **Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic**. p. 331-354, 2000. Doi:10.1029/GM115p0331.

MATOS, R, M, D. Magmatism and hotspot trails during and after continental break-up in the South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, v. 129, p. 105077, 2021. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2021.105077.

MATTHEWS, K. J.; MALONEY, K. T.; ZAHIROVIC, S. *et al*. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. **Global and Planetary Change**, v. 146,

p. 226-250, 2016. Elsevier B.V. Doi:10.1016/j.gloplacha.2016.10.002.

MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 40, n. 1, p. 25-32, 1978. Doi:10.1016/0012-821X(78)90071-7.

MCKENZIE, D.; BICKLE, M. J. The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere. **Journal of Petrology**, v. 29, n. 3, p. 625-679, 1988. Doi:10.1093/petrology/29.3.625.

MCMASTER, M.; ALMEIDA, J.; HEILBRON, M. *et al*. Characterization and tectonic implications of the Early Cretaceous, Skeleton Coast Dyke Swarm, NW Namibia. **Journal of African Earth Sciences**, v. 150, p. 319-336, 2019. Doi:10.1016/j.jafrearsci.2018.11.010.

MEERT, J. G.; TORSVIK, T. H. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. **Tectonophysics**, v. 375, n. 1-4, p. 261-288, 2003. Doi:10.1016/S0040-1951(03)00342-1.

MEISLING, K. E.; COBBOLD, P. R.; MOUNT, V. S. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 85, 2001. Doi:10.1306/8626D0A9-173B-11D7-8645000102C1865D.

MILANI, E. J.; WIT, M. J. D. Correlations between the classic Paraná and Cape–Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. **Geological Society Special Publications**, London, v. 294, n. 1, p. 319-342, 2008. Doi:10.1144/SP294.17.

MILLER, R. M.C.G.; T. BECKER. ***The Geology of Namibia***. Windhoek, Namibia: Ministry of Mines and Energy, Geological Survey, 2008.

MILLER, W.; WIT, M. J. DE; LINOL, B.; ARMSTRONG, R. New Structural Data and U/Pb Dates from the Gamtoos Complex and Lowermost Cape Supergroup of the Eastern Cape Fold Belt, in Support of a Southward Paleo-Subduction Polarity, p.35-44, 2016. Doi:10.1007/978-3-319-40859-0_4.

MINSHULL, T. A.; DEAN, S. M.; WHITE, R. S.; WHITMARSH, R. B. Anomalous melt production after continental break-up in the southern Iberia Abyssal Plain. **Geological Society Special Publications**, London, v. 187, n. 1, p. 537–550, 2001. Doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.26.

MINZONI, M.; CANTELLI, A.; THORNTON, J. Seismic-Scale Geometries and Sequence-Stratigraphic Architecture of Early Cretaceous Syn-Post Rift Lacustrine Carbonate Systems, Pre-Salt Section, South Atlantic Margins. **Sequence Stratigraphy**: The Future Defined, 2019. SEPM Society for Sedimentary Geology. Doi:10.5724/gcs.17.193.

MODIE, B.; HÉRISSÉ, A. Late Palaeozoic palynomorph assemblages from the Karoo Supergroup and their potential for biostratigraphic correlation, Kalahari Karoo Basin, Botswana. **Bulletin of Geosciences**, v. 84, 2009. Doi:10.3140/bull.geosci.1122.

MOHN, G.; KARNER, G. D.; MANATSCHAL, G.; JOHNSON, C. A. Structural and stratigraphic evolution of the Iberia–Newfoundland hyper-extended rifted margin: a quantitative modelling approach. **Geological Society Special Publications**, London,v. 413, n. 1, p. 53–89, 2015. Doi:10.1144/SP413.9.

MOHRIAK, W. U.; HOBBS, R.; DEWEY, J. F. Basin-forming processes and the deep structure of the Campos Basin, offshore Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 7, n. 2, p. 94-122, 1990. Doi:10.1016/0264-8172(90)90035-F.

MOHRIAK, W.U., Salt tectonics, volcanic centers, fracture zones and their relationship with the origin and evolution of the South Atlantic Ocean. **VII Cong. Int. Soc. Bras. Geof.**, Salvador, BA. Exp. Abst., SBGf, p. 1594, 2001.

MOHRIAK, W.; NEMČOK, M.; ENCISO, G. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. **Geological Society Special Publications**, London, v. 294, n. 1, p. 365-398, 2008. Doi:10.1144/SP294.19.

MOHRIAK, W. U.; NÓBREGA, M.; ODEGARD, M. E.; GOMES, B. S.; DICKSON, W. G. Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, south-eastern Brazilian margin: extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts. **Petroleum Geoscience**, v. 16, n. 3, p. 231-245, 2010. Doi:10.1144/1354-079309-910.

MOHRIAK, W. U.; LEROY, S. Architecture of rifted continental margins and break-up evolution: insights from the South Atlantic, North Atlantic and Red Sea-Gulf of Aden conjugate margins. **Geological Society Special Publications**, London, v. 369, n. 1, p. 497-535, 2013. Doi:10.1144/SP369.17.

MOHRIAK, W. Pre-Salt Carbonate Reservoirs in the South Atlantic and World-wide Analogs. **AAPG Geoscience Technology Workshop, Carbonate Plays around the World** – Analogs to Support Exploration and Development, v. 51086, 2015.

MOHRIAK, W. Genesis and evolution of the South Atlantic volcanic islands offshore Brazil. **Geo-Marine Letters**, v. 40, n. 1, p. 1-33, 2020. Doi:10.1007/s00367-019-00631-w.

MORAIS NETO, J. M.; GREEN, P. F.; KARNER, G. D.; DE ALKMIM, F. F. Age of the Serra Do Martins formation, Borborema plateau, northeastern Brazil: Constraints from apatite and zircon fission track analysis. **Boletim de Geociencias da Petrobras**, v. 16, n. 1, p. 23-52, 2007.

MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociencias da Petrobras**, 2007.

MORGAN, J. P.; TARAMÓN, J. M.; ARAUJO, M.; HASENCLEVER, J.; PEREZ-GUSSINYE, M. Causes and consequences of asymmetric lateral plume flow during South Atlantic rifting. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 117, n. 45, p. 27877–27883, 2020. doi:10.1073/pnas.2012246117.

MOULIN, M.; ASLANIAN, D. Corrigendum to "A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean" [Earth Science Reviews 98 (2010), 1-37]. **Earth-Science Reviews**, v. 103, n. 3-4, p. 197-198, 2010. Doi:10.1016/j.earscirev.2010.10.001.

MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; RABINEAU, M.; PATRIAT, M.; MATIAS, L. Kinematic keys of the Santos-Namibe basins. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 369, n. 1, p. 91–107, 2013. Doi:10.1144/SP369.3.

MOUNTNEY, N.; HOWELL, J.; FLINT, S.; JERRAM, D. Climate, sediment supply and tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. **Journal of the Geological Society**, v. 156, n. 4, p. 771-777, 1999. Doi:10.1144/gsjgs.156.4.0771.

MULDASHEV, I. A.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; DE ARAÚJO, M. N. C. KineDyn: Thermomechanical forward method for validation of seismic interpretations and investigation of dynamics of rifts and rifted margins. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 317, p. 106748, 2021. Doi:10.1016/j.pepi.2021.106748.

MÜLLER, R. D.; HASSAN, R.; GURNIS, M.; FLAMENT, N.; WILLIAMS, S. E. Dynamic topography of passive continental margins and their hinterlands since the Cretaceous. **Gondwana Research**, v. 53, p. 225-251, 2018. Doi:10.1016/j.gr.2017.04.028.

MUTTER, J. C.; TALWANI, M.; STOFFA, P. L. Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by "subaerial sea-floor spreading". **Geology**, v. 10, n. 7, p. 353, 1982. Doi:10.1130/0091-7613(1982)10<353:OOSRIO>2.0.CO;2.

MUTTER, J. C. Seaward dipping reflectors and the continent-ocean boundary at passive continental margins. **Tectonophysics**, v. 114, n. 1-4, p. 117-131, 1985. Doi:10.1016/0040-1951(85)90009-5.

NANCE, R. D.; GUTIÉRREZ-ALONSO, G.; KEPPIE, J. D. *et al*. Evolution of the Rheic Ocean. **Gondwana Research**, v. 17, n. 2-3, p. 194-222, 2010. Doi:10.1016/j.gr.2009.08.001.

NETTO, R. G.; BALISTIERI, P. R. M. N.; LAVINA, E. L. C.; SILVEIRA, D. M. Ichnological signatures of shallow freshwater lakes in the glacial Itararé Group (Mafra Formation, Upper Carboniferous–Lower Permian of Paraná Basin, S Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 272, n. 3-4, p. 240-255, 2009. Doi:10.1016/j.palaeo.2008.10.028.

NEUHARTH, D.; BRUNE, S.; GLERUM, A.; HEINE, C.; WELFORD, J. K. Formation of Continental Microplates Through Rift Linkage: Numerical Modeling and Its Application to the Flemish Cap and Sao Paulo Plateau. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 22, n. 4, 2021. Doi:10.1029/2020GC009615.

NIELSEN, T. K.; HOPPER, J. R. From rift to drift: Mantle melting during continental breakup.

Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 5, n. 7, 2004. Doi:10.1029/2003GC000662.

NORTON, I. O.; CARRUTHERS, D. T.; HUDEC, M. R. Rift to drift transition in the South Atlantic salt basins: A new flavor of oceanic crust. **Geology**, v. 44, n. 1, p. 55-58, 2016. Doi:10.1130/G37265.1.

NYAMBE, I. A.; UTTING, J. Stratigraphy and palynostratigraphy, Karoo Supergroup (Permian and Triassic), mid-Zambezi Valley, southern Zambia. **Journal of African Earth Sciences**, v. 24, n. 4, p. 563-583, 1997. Doi:10.1016/S0899-5362(97)00081-X.

OJEDA Y OJEDA, H. A. ESTRUTURA, ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO DAS BACIAS MARGINAIS BRASILEIRAS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 11, n. 4, p. 257-273, 1981. Doi:10.25249/0375-7536.1981257273.

OSMUNDSEN, P. T.; BRAATHEN, A.; REDFIELD, T. F.; PERON-PINVIDIC, G. **What is reactivated when at rifted margins? Comparing the Northwest Svalbard and Møre segments of the NE Atlantic margin**, v. 18, p. 15306, 2016.

PÁNGARO, F.; RAMOS, V. A. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. **Marine and Petroleum Geology**, v. 37, n. 1, p. 162-183, 2012. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.05.010.

PASSARELLI, C. R.; VERMA, S. K.; MCREATH, I.; BASEI, M. A. S.; SIGA, O. Tracing the history from Rodinia break-up to the Gondwana amalgamation in the Embu Terrane, southern Ribeira Belt, Brazil. **Lithos**, v. 342-343, p. 1-17, 2019. Doi:10.1016/j.lithos.2019.05.024.

PATON, D. A.; MORTIMER, E. J.; HODGSON, N.; VAN DER SPUY, D. The missing piece of the South Atlantic jigsaw: when continental break-up ignores crustal heterogeneity. **Geological Society Special Publications**, London, v. 438, n. 1, p. 195-210, 2017. Doi:10.1144/SP438.8.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, v. 55, n. 1, p. 119-139, 1992. Doi:10.1007/BF00301125.

PERCH-NIELSEN, K.; SUPKO, P. R.; BOERSMA, A.; et al. Site 356: Sao Paulo Plateau. **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 39**, p.141-230, 1977. U.S. Government Printing Office. Doi:10.2973/dsdp.proc.39.105.1977.

PÉREZ-DÍAZ, L.; EAGLES, G. Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data. **Tectonics**, v. 33, n. 9, p. 1848-1873, 2014. Doi:10.1002/2014TC003644.

PÉREZ-DÍAZ, L.; EAGLES, G. South Atlantic paleobathymetry since early Cretaceous. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 11819, 2017. Doi:10.1038/s41598-017-11959-7.

PEREZ-GUSSINYE, M.; MORGAN, J.; RESTON, T.; RANERO, C. The rift to drift transition at non-volcanic margins: Insights from numerical modelling. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 244, n. 1-2, p. 458-473, 2006. Doi:10.1016/j.epsl.2006.01.059.

PÉREZ-GUSSINYÉ, M. A tectonic model for hyperextension at magma-poor rifted margins: an example from the West Iberia-Newfoundland conjugate margins. **Geological Society Special Publications**, London, v. 369, n. 1, p. 403-427, 2013. Doi:10.1144/SP369.19.

PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; ANDRÉS-MARTÍNEZ, M.; ARAÚJO, M.; et al. Lithospheric Strength and Rift Migration Controls on Synrift Stratigraphy and Breakup Unconformities at Rifted Margins: Examples From Numerical Models, the Atlantic and South China Sea Margins. **Tectonics**, v. 39, n. 12, 2020. Doi:10.1029/2020TC006255.

PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. **International Journal of Earth Sciences**, v. 98, n. 7, p. 1581-1597, 2009. Doi:10.1007/s00531-008-0337-9.

PERON-PINVIDIC, G.; OSMUNDSEN, P. T. The Mid Norwegian - NE Greenland conjugate margins: Rifting evolution, margin segmentation, and breakup. **Marine and Petroleum Geology**, v. 98, p. 162-184, 2018. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.08.011.

PHILIPPON, M.; WILLINGSHOFER, E.; SOKOUTIS, D.; et al. Slip re-orientation in oblique rifts. **Geology**, v. 43, n. 2, p. 147–150, 2015. doi:10.1130/G36208.1

PIETZSCH, R.; OLIVEIRA, D. M.; TEDESCHI, L. R. *et al*. Palaeohydrology of the Lower Cretaceous pre-salt lacustrine system, from rift to post-rift phase, Santos Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 507, p. 60-80, 2018. Doi:10.1016/j.palaeo.2018.06.043.

PIETZSCH, R. Comment on "Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin – Genesis and tectonic implications". **Marine and Petroleum Geology**, v. 133, p. 104963, 2021. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2021.104963.

PLANERT, L.; BEHRMANN, J.; JOKAT, W. *et al*. The wide-angle seismic image of a complex rifted margin, offshore North Namibia: Implications for the tectonics of continental breakup. **Tectonophysics**, v. 716, p. 130-148, 2017. Doi:10.1016/j.tecto.2016.06.024.

PONTE, F. C.; ASMUS, H. E. Geological framework of the Brazilian continental margin. **Geologische Rundschau**, v. 67, n. 1, p. 201-235, 1978. Doi:10.1007/BF01803262.

RABINOWITZ, P. D.; LABRECQUE, J. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. **Journal of Geophysical Research**, v. 84, n. B11, p. 5973, 1979. Doi:10.1029/JB084iB11p05973.

RAMOS, V. A.; JORDAN, T. E.; ALLMENDINGER, R. W. *et al*. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. **Tectonics**, v. 5, n. 6, p. 855-880, 1986. Doi:10.1029/TC005i006p00855.

RANERO, C. R.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M. Sequential faulting explains the asymmetry and extension discrepancy of conjugate margins. **Nature**, v. 468, n. 7321, p. 294-299, 2010. Doi:10.1038/nature09520.

RAPELA, C. W.; PANKHURST, R. J.; CASQUET, C.; et al. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. **Geology**, v. 26, n. 8, p. 707, 1998. Doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0707:EEOTPA>2.3.CO;2.

RAPELA, C. W.; PANKHURST, R. J.; FANNING, C. M.; GRECCO, L. E. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. **Journal of the Geological Society**, v. 160, n. 4, p. 613-628, 2003. Doi:10.1144/0016-764902-112.

REEVES, C. V. Aeromagnetic and gravity features of Gondwana and their relation to continental break-up: More pieces, less puzzle. **Journal of African Earth Sciences**, v. 28, n. 1, p. 263-277, 1999. Doi:10.1016/S0899-5362(98)00086-4.

RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; et al. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. **Science**, v. 258, n. 5084, p. 975-979, 1992. Doi:10.1126/science.258.5084.975.

RESTON, T. J. Polyphase faulting during the development of the west Galicia rifted margin. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 237, n. 3-4, p. 561-576, 2005. Doi:10.1016/j.epsl.2005.06.019.

RESTON, T. J. The formation of non-volcanic rifted margins by the progressive extension of the lithosphere: the example of the West Iberian margin. **Geological Society Special Publications**, London, v. 282, n. 1, p. 77-110, 2007. Doi:10.1144/SP282.5.

RESTON, T. J. The extension discrepancy and syn-rift subsidence deficit at rifted margins. **Petroleum Geoscience**, v. 15, n. 3, p. 217-237, 2009. Doi:10.1144/1354-079309-845.

RESTON, T.; MANATSCHAL, G.; BROWN, D.; RYAN, P. Rifted Margins: Building Blocks of Later Collision. **Arc-Continent Collision**. v. 4, p.3-21, 2011. Doi:10.1007/978-3-540-88558-0_1.

RIGOTI, C. A.; VIANA, A. R.; VALERIANO, C. M. *et al*. The Uniqueness of Santos Basin Among all Other South Atlantic Marginal Basins. AAPG International Conference & Exhibition, Istambul, Turkey. **Anais...** p.1, 2014.

RIGOTI, C. A. **Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal:** Interpretação integrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2015.

RILEY, T. R.; MILLAR, I. L.; WATKEYS, M. K.; et al. U–Pb zircon (SHRIMP) ages for the Lebombo rhyolites, South Africa: refining the duration of Karoo volcanism. **Journal of the Geological Society**, v. 161, n. 4, p. 547-550, 2004. Doi:10.1144/0016-764903-181.

ROS, E.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; ARAÚJO, M.; et al. Lower Crustal Strength Controls on Melting and Serpentinization at Magma-Poor Margins: Potential Implications for the South Atlantic. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 18, n. 12, p. 4538-4557, 2017. Doi:10.1002/2017GC007212.

ROWAN, M. G. The South Atlantic and Gulf of Mexico salt basins: crustal thinning, subsidence and accommodation for salt and pre-salt strata. **Geological Society Special Publications**, London, v. 476, n. 1, p. 333–363, 2020. Doi:10.1144/SP476.6.

SALDA, L. H. D.; LÓPEZ DE LUCHI, M. G.; CINGOLANI, C. A.; VARELA, R. Laurentia-Gondwana collision: the origin of the Famatinian-Appalachian Orogenic Belt (a review). **Geological Society Special Publications**, London, v. 142, n. 1, p. 219-234, 1998. Doi:10.1144/GSL.SP.1998.142.01.11.

SALOMON, E.; KOEHN, D.; PASSCHIER, C.; HACKSPACHER, P. C.; GLASMACHER, U. A. Contrasting stress fields on correlating margins of the South Atlantic. **Gondwana Research**, v. 28, n. 3, p. 1152-1167, 2015. Doi:10.1016/j.gr.2014.09.006.

SAPIN, F.; RINGENBACH, J.-C.; CLERC, C. Rifted margins classification and forcing parameters. **Scientific Reports**, v. 11, n. 1, p. 8199, 2021. Doi:10.1038/s41598-021-87648-3.

SANTOS, P. R. DOS; CAMPOS, A. C. R.; CANUTO, J. R. Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 125, n. 1-4, p. 165-184, 1996. Doi:10.1016/S0031-0182(96)00029-6.

SANTOS, R. V.; GLASMACHER, U. A.; GELDMACHER, J. Scientific Drilling in the South Atlantic. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 95, n. 27, p. 249-249, 2014. Doi:10.1002/2014EO270007.

SAVASTANO, V. L. M.; SCHMITT, R. DA S.; ARAÚJO, M. N. C. DE; INOCÊNCIO, L. C. Rift brittle deformation of SE-Brazilian continental margin: Kinematic analysis of onshore structures relative to the transfer and accommodation zones of southern Campos Basin. **Journal of Structural Geology**, v. 94, p. 136-153, 2017. Doi:10.1016/j.jsg.2016.11.012.

SAVVA, D.; MERESSE, F.; PUBELLIER, M.; et al. Seismic evidence of hyper-stretched crust and mantle exhumation offshore Vietnam. **Tectonophysics**, v. 608, p. 72–83, 2013. Doi:10.1016/j.tecto.2013.07.010.

SCHMITT, R. DA S.; TROUW, R. A. J.; SCHMUS, W. R. VAN; PIMENTEL, M. M. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, v. 133, n. 1-2, p. 29-61, 2004. Doi:10.1016/j.precamres.2004.03.010.

SCHMITT, R. S.; TROUW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W. R.; PASSCHIER, C. W. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind

underwater. **Geological Society Special Publications**, London, v. 294, n. 1, p. 279-296, 2008. Doi:10.1144/SP294.15.

SCHMITT, R. S., FRAGOSO, R. A., & COLLINS, A. S. Suturing Gondwana in the Cambrian: The Orogenic Events of the Final Amalgamation. *In*: O. S. Siegesmund S., Basei M., Oyhantçabal P. (ed.), ***Geology of Southwest Gondwana*** (p. 411-432). Regional Geology Reviews. Springer, Cham. 2018.

SCHMITT, R. DA S.; FRAGOSO, R. DE A.; COLLINS, A. S. **Suturing Gondwana in the Cambrian**: The Orogenic Events of the Final Amalgamation, p.411–432, 2018. Doi:10.1007/978-3-319-68920-3_15.

SCRIBANO, V.; CARBONE, S.; MANUELLA, F. C.; et al. Origin of salt giants in abyssal serpentinite systems. **International Journal of Earth Sciences**, v. 106, n. 7, p. 2595-2608, 2017. doi:10.1007/s00531-017-1448-y.

SENGÖR, A. M. C.; BURKE, K. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. **Geophysical Research Letters**, v. 5, n. 6, p. 419-421, 1978. Doi:10.1029/GL005i006p00419.

SÉRANNE, M.; ANKA, Z. South Atlantic continental margins of Africa: A comparison of the tectonic vs climate interplay on the evolution of equatorial west Africa and SW Africa margins. **Journal of African Earth Sciences**, v. 43, n. 1-3, p. 283-300, 2005. Doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.010.

SHARPLES, W.; MORESI, L.-N.; JADAMEC, M. A.; REVOTE, J. Styles of rifting and fault spacing in numerical models of crustal extension. **Journal of Geophysical Research**: Solid Earth, v. 120, n. 6, p. 4379-4404, 2015. Doi:10.1002/2014JB011813.

SHEPLEV, V.; VLADIMIR, R. A Contribution to the Further Investigation of McKenzie's Rifting Model. **Geophysica**, v. 34, p. 63-76, 1998.

STANTON, N.; SCHMITT, R.; GALDEANO, A.; MAIA, M.; MANE, M. Crustal structure of the southeastern Brazilian margin, Campos Basin, from aeromagnetic data: New kinematic constraints. **Tectonophysics**, v. 490, n. 1-2, p. 15-27, 2010. Doi:10.1016/j.tecto.2010.04.008.

STANTON, N.; PONTE-NETO, C.; BIJANI, R.; et al. A geophysical view of the Southeastern Brazilian margin at Santos Basin: Insights into rifting evolution. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 55, p. 141–154, 2014. Doi:10.1016/j.jsames.2014.07.003.

STANTON, N.; KUSZNIR, N.; GORDON, A.; SCHMIT, R. How inheritance and magmatism influence rifted margins - A case study of the Campos Basin (Brazil). Proceedings of the 16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society&Expogef. **Anais...** p.1-4, 2019. Brazilian Geophysical Society. Doi:10.22564/16cisbgf2019.190.

STICA, J. M.; ZALÁN, P. V.; FERRARI, A. L. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation

of Gondwana in the South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, v. 50, p. 1-21, 2014. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.10.015.

STOAKES, F. A.; CAMPBELL, C. V.; CASS, R.; UCHA, N. Seismic Stratigraphic Analysis of the Punta Del Este Basin, Offshore Uruguay, South America (1). **AAPG Bulletin**, v. 75, 1991. Doi:10.1306/0C9B278B-1710-11D7-8645000102C1865D.

STRUGALE, M.; SCHMITT, R. DA S.; CARTWRIGHT, J. Basement geology and its controls on the nucleation and growth of rift faults in the northern Campos Basin, offshore Brazil. **Basin Research**, v. 33, n. 3, p. 1906-1933, 2021. Doi:10.1111/bre.12540.

SUTRA, E.; MANATSCHAL, G. How does the continental crust thin in a hyperextended rifted margin? Insights from the Iberia margin. **Geology**, v. 40, n. 2, p. 139-142, 2012. Doi:10.1130/G32786.1.

SVARTMAN DIAS, A. E.; LAVIER, L. L.; HAYMAN, N. W. Conjugate rifted margins width and asymmetry: The interplay between lithospheric strength and thermomechanical processes. **Journal of Geophysical Research**: Solid Earth, v. 120, n. 12, p. 8672-8700, 2015. Doi:10.1002/2015JB012074.

SVENSEN, H. H.; TORSVIK, T. H.; CALLEGARO, S.; et al. Gondwana Large Igneous Provinces: plate reconstructions, volcanic basins and sill volumes. **Geological Society Special Publications**, London, v. 463, n. 1, p. 17-40, 2018. Doi:10.1144/SP463.7.

SZATMARI, P. **Evaporite-bearing sequences in the Zechstein and Salina Basins, with a discussion on the origin of their cyclic features**, 1. jan. 1972.

SZATMARI, P.; MILANI, E. J. Microplate rotation in northeast Brazil during South Atlantic rifting: Analogies with the Sinai microplate. **Geology**, v. 27, n. 12, p. 1115, 1999. Doi:10.1130/0091-7613(1999)027<1115:MRINBD>2.3.CO;2.

SZATMARI, P.; MILANI, E. J. Tectonic control of the oil-rich large igneous-carbonate-salt province of the South Atlantic rift. **Marine and Petroleum Geology**, v. 77, p. 567-596, 2016. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.06.004.

SZATMARI, P.; RIGOTI, C. A.; MORE LIMA, C. *et al*. Evaporation or Serpentinization? Origin of the Cretaceous South Atlantic Salt Giant. Goldschmidt Abstracts. **Anais...** p. 2520-2520, 2020. Geochemical Society. Doi:10.46427/gold2020.2520.

SZATMARI, P.; MORÉ DE LIMA, C.; FONTANETA, G. *et al*. Petrography, geochemistry and origin of South Atlantic evaporites: The Brazilian side. **Marine and Petroleum Geology**, v. 127, p. 104805, 2021. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2020.104805.

TALWANI, M.; ABREU, V. Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the U.S. **East Coast margin and conjugate South Atlantic margins**, p. 211-233, 2000. Doi:10.1029/GM115p0211.

TEDESCHI, M.; NOVO, T.; PEDROSA-SOARES, A.; et al. The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 68, p. 167-186, 2016. Doi:10.1016/j.jsames.2015.11.011.

TEDESCHI, L. R.; JENKYNS, H. C.; ROBINSON, S. A.; et al. New age constraints on Aptian evaporites and carbonates from the South Atlantic: Implications for Oceanic Anoxic Event 1a. **Geology**, v. 45, n. 6, p. 543-546, 2017. Doi:10.1130/G38886.1.

TEJADA, M. L. G.; SUZUKI, K.; KURODA, J.; et al. Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event. **Geology**, v. 37, n. 9, p. 855-858, 2009. Doi:10.1130/G25763A.1.

THINON, I.; MATIAS, L.; RÉHAULT, J. P.; et al. Deep structure of the Armorican Basin (Bay of Biscay): a review of Norgasis seismic reflection and refraction data. **Journal of the Geological Society**, v. 160, n. 1, p. 99-116, 2003. Doi:10.1144/0016-764901-103.

TORSVIK, T. H.; ROUSSE, S.; LABAILS, C.; SMETHURST, M. A. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. **Geophysical Journal International**, v. 177, n. 3, p. 1315–1333, 2009. Doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04137.x.

TORSVIK, T. H.; VAN DER VOO, R.; PREEDEN, U.; et al. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. **Earth-Science Reviews**, v. 114, n. 3-4, p. 325-368, 2012. Doi:10.1016/j.earscirev.2012.06.007.

TROUW, R. A. J.; WIT, M. J. DE. Relation between the Gondwanide Orogen and contemporaneous intracratonic deformation. **Journal of African Earth Sciences**, v. 28, n. 1, p. 203-213, 1999. Doi:10.1016/S0899-5362(99)00024-X.

TRUMBULL, R. B.; REID, D. L.; DE BEER, C.; VAN ACKEN, D.; ROMER, R. L. Magmatism and continental breakup at the west margin of southern Africa: A geochemical comparison of dolerite dikes from northwestern Namibia and the Western Cape. **South African Journal of Geology**, v. 110, n. 2-3, p. 477-502, 2007. Doi:10.2113/gssajg.110.2-3.477.

TUCHOLKE, B. E.; SAWYER, D. S.; SIBUET, J.-C. Breakup of the Newfoundland–Iberia rift. **Geological SocietySpecial Publications**, London, v. 282, n. 1, p. 9-46, 2007. Doi:10.1144/SP282.2.

TUGEND, J.; MANATSCHAL, G.; KUSZNIR, N. J. *et al*. Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. **Tectonics**, v. 33, n. 7, p. 1239-1276, 2014. Doi:10.1002/2014TC003529.

TUGEND, J.; MANATSCHAL, G.; KUSZNIR, N. J.; MASINI, E. Characterizing and identifying structural domains at rifted continental margins: application to the Bay of Biscay margins and its Western Pyrenean fossil remnants. **Geological Society Special**

Publications, London, v. 413, n. 1, p. 171-203, 2015. Doi:10.1144/SP413.3.

UNTERNEHR, P.; PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G.; SUTRA, E. Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model. **Petroleum Geoscience**, v. 16, n. 3, p. 207-215, 2010. Doi:10.1144/1354-079309-904.

VALERIANO, C. M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A. *et al*. U–Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. **Precambrian Research**, v. 130, n. 1-4, p. 27-55, 2004. Doi:10.1016/j.precamres.2003.10.014.

VEEVERS, J. J. **Pangea**: Evolution of a supercontinent and its consequences for Earth's paleoclimate and sedimentary environments. p.13-24, 1994. Doi:10.1130/SPE288-p13.

VEEVERS, J. J. Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. **Earth-Science Reviews**, v. 68, n. 1-2, p.1-132, 2004. Doi:10.1016/j.earscirev.2004.05.002

WANG, L.; LIU, C.; FEI, M.; et al. First SHRIMP U–Pb zircon ages of the potash-bearing Mengyejing Formation, Simao Basin, southwestern Yunnan, China. **Cretaceous Research**, v. 52, p. 238-250, 2015. Doi:10.1016/j.cretres.2014.09.008.

WARREN, J. K. **Evaporites**: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2006. Doi:10.1007/3-540-32344-9.

WARREN, J. Salt as sediment in the Central European Basin system as seen from a deep time perspective. **Dynamics of Complex Intracontinental Basins**: The Central European Basin System, p. 249-276, 2008.

WERNICKE, B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 22, n. 1, p. 108-125, 1985. Doi:10.1139/e85-009.

WHIPP, P. S.; JACKSON, C. A.-L.; SCHLISCHE, R. W.; WITHJACK, M. O.; GAWTHORPE, R. L. Spatial distribution and evolution of fault-segment boundary types in rift systems: observations from experimental clay models. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 439, n. 1, p. 79-107, 2017. Doi:10.1144/SP439.7.

WHITE, R.; MCKENZIE, D. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. B6, p. 7685, 1989. Doi:10.1029/JB094iB06p07685.

WHITMARSH, R. B.; MINSHULL, T. A.; RUSSELL, S. M. *et al*. The role of syn-rift magmatism in the rift-to-drift evolution of the West Iberia continental margin: geophysical observations. **Geological Society Special Publications**, London, v. 187, n. 1, p. 107-124, 2001. Doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.06.

VAN WIJK, J. W. Role of weak zone orientation in continental lithosphere extension. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 2, p. L02303, 2005. doi:10.1029/2004GL022192

WILL, T. M.; FRIMMEL, H. E. Where does a continent prefer to break up? Some lessons from the South Atlantic margins. **Gondwana Research**, v. 53, p. 9-19, 2018. Doi:10.1016/j.gr.2017.04.014.

WILSON, J. T. Did the Atlantic Close and then Re-Open? **Nature**, v. 211, n. 5050, p. 676-681, 1966. Doi:10.1038/211676a0.

WILSON, R. W.; HOUSEMAN, G. A.; BUITER, S. J. H.; MCCAFFREY, K. J. W.; DORÉ, A. G. Fifty years of the Wilson Cycle concept in plate tectonics: an overview. **Geological Society Special Publications**, London, v. 470, n. 1, p. 1-17, 2019. Doi:10.1144/SP470-2019-58.

WINTER, W. R.; JAHERT, R. J.; FRANÇA, A. B. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 511-529, 2007.

WIT, M. J.DE; RANSOME, I. D.. Regional inversion tectonics along the southern margin of Gondwana. In M. J. De Wit & I. D. Ransome (ed.). **Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa**. p. 15-22, 1992.

WIT, M. J. DE; NEVES, B. B. DE; TROUW, R. A. J.; PANKHURST, R. J. Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region: (the ties that bind). **Geological Society Special Publications**, London, v. 294, n. 1, p. 1–8, 2008. Doi:10.1144/SP294.1.

XIE, X.; REN, J.; PANG, X.; LEI, C.; CHEN, H. Stratigraphic architectures and associated unconformities of Pearl River Mouth basin during rifting and lithospheric breakup of the South China Sea. **Marine Geophysical Research**, v. 40, n. 2, p. 129-144, 2019. Doi:10.1007/s11001-019-09378-6.

YAN, P.; DENG, H.; LIU, H.; ZHANG, Z.; JIANG, Y. The temporal and spatial distribution of volcanism in the South China Sea region. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 27, n. 5, p. 647–659, 2006. Doi:10.1016/j.jseaes.2005.06.005.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. DE J. *et al*. Bacia do Paraná. **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. p.135-168, 1990.

ZÁLAN, P. V. Influence of pre-Andean orogenies on the ´ Paleozoic intracratonic basins of South America. **4 Simposio Bolivariano**. 1991.

ZALÁN, P. V. A Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. **Geologia do Continente Sul-Americano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. p. 595-612, 2004.

ZALÁN, P. V.; SEVERINO, M. D. C. G.; RIGOTI, C. A.; et al. An Entirely New 3D-View of the Crustal and Mantle Structure of a South Atlantic Passive Margin – Santos , Campos and Espírito Santo Basins , Brazil *. Expanded abstract presentation at AAPG Annual Convention and

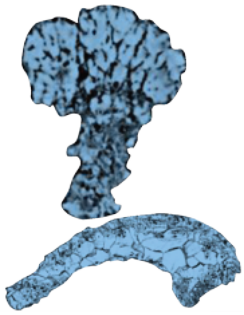
Exhibition, Houston, Texas, USA, April 10-13, 2011. **Anais...** p.12, 2011.

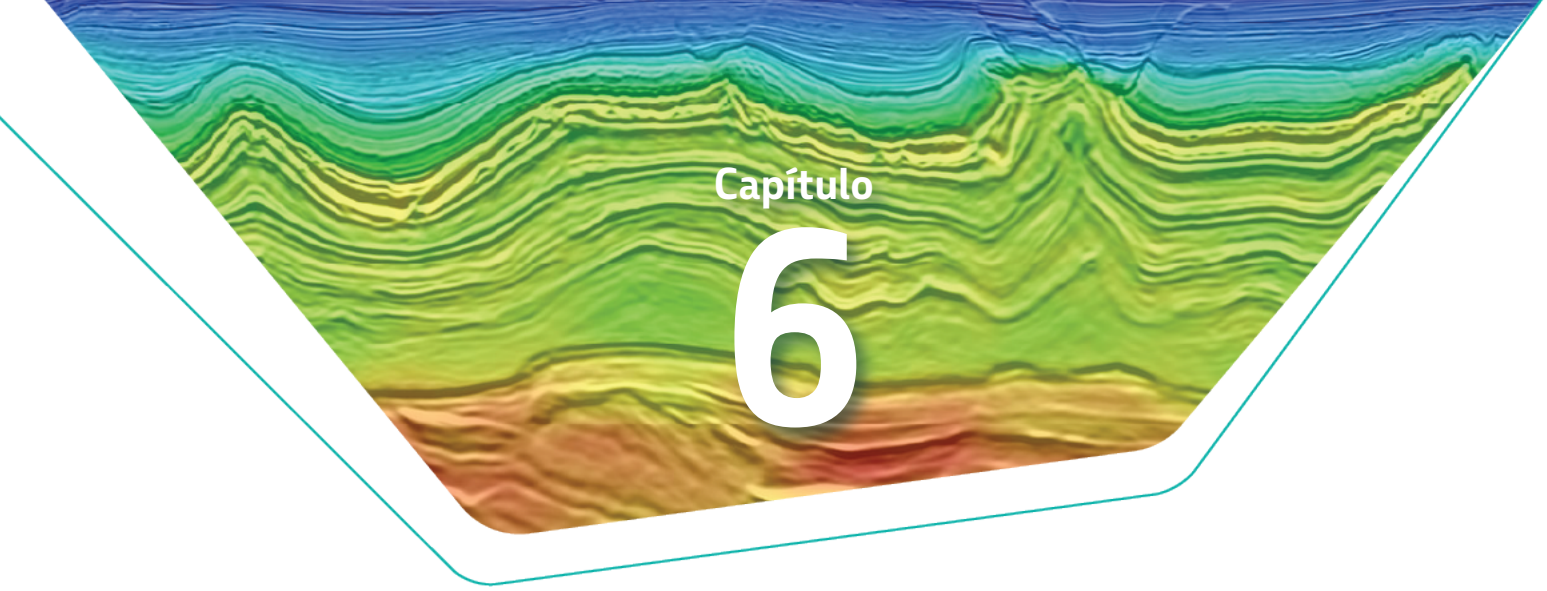
ZERFASS, H.; CHEMALE, F.; LAVINA, E. Tectonic Control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its Correlation to the Waterberg Basin, Namibia. **Gondwana Research**, v. 8, n. 2, p. 163-176, 2005. Doi:10.1016/S1342-937X(05)71115-1.

ZHANG, J.; WANG, Z.; YANG, H. *et al*. Origin and differential accumulation of hydrocarbons in Cambrian sub-salt dolomite reservoirs in Zhongshen Area, Tarim Basin, NW China. **Petroleum Exploration and Development**, v. 44, n. 1, p. 40-47, 2017. Doi:10.1016/S1876-3804(17)30006-X.

ZHOU, D.; RU, K.; CHEN, H. Kinematics of Cenozoic extension on the South China Sea continental margin and its implications for the tectonic evolution of the region. **Tectonophysics**, v. 251, n. 1-4, p. 161-177, 1995. Doi:10.1016/0040-1951(95)00018-6.

ZHOU, D.; YAO, B. Tectonics and sedimentary basins of the South China Sea: Challenges and progresses. **Journal of Earth Science**, v. 20, n. 1, p. 1-12, 2009. Doi:10.1007/s12583-009-0001-8.





Capítulo

6

O Pré-sal Lato Sensu nas bacias da Margem Continental Leste brasileira

AUTORES

Cristiano Camelo Rancan[1] (*cristianorancan@petrobras.com.br*), Claudia Maria de Siqueira Penna Quintaes[1], Carlos Maurício Monnerat de Oliveira[1], Ary Gustavo Candido[1], Marília Rodrigues de Castro[1], Maria Rosilene Ferreira Menezes Santos[1], Mirnis Araújo da Nóbrega[1], Rosilene Lamounier França[1], Thiago de Miranda Leão Toríbio[1], Flavio Eduardo Tschiedel[1], Paulo da Silva Milhomem[1], Josemar Santos Pereira Filho[1], Kayo Delorenzo Nardi Dias[1], José Anaisse Junior[1], Robert de Azevedo Stirling[1], Cristina Pierini[1], Cynthia Maria Soares Metelo[1], Eveline Ellen Zambonato[1], Braulio Oliveira Silva[1], Daniel Bergamini Scheer[1], Claudio Borba[1], Cristiano Mundstock Fischer[1], Selma Aparecida Roriz[1], Filipe Silva Lira[1], Guilherme Assunção Gontijo[1], Ricardo Fonseca Sampaio[1], Mariana Meirelles Lima da Silva[1], Gilvan Pio Hamsi Júnior[1]

[1] Petrobras

Palavras-chave: histórico exploratório, siliciclásticos, calcários, Pré-sal Árcade, Pré-sal Moderno, Pré-sal Contemporâneo.

RESUMO

Em virtude das grandes descobertas na Bacia de Santos, o termo "Pré-sal" se tornou um jargão usado pela sociedade brasileira desde 2007. Na comunidade das geociências, em escolas e simpósios, é frequente a menção a um Pré-sal mais antigo, que se mistura com a história da geologia do petróleo e do Brasil. A trilha desta jornada se inicia ainda nos primeiros levantamentos de campo (século XIX), quando foram identificadas potenciais rochas geradoras de

hidrocarbonetos, reservatórios e estruturas dômicas no estado de Alagoas, berço de ideias na margem continental leste brasileira. A experiência do Conselho Nacional do Petróleo, em meados do século XX, levou à perfuração dos primeiros poços apoiados por levantamentos geofísicos, que resultaram no primeiro sucesso geológico em reservatórios siliciclásticos aptianos, indicativo de sistema petrolífero ativo, novamente no estado de Alagoas. Em 1953, a criação da Petrobras definiu uma nova etapa e foi mais uma vez na Bacia de Sergipe-Alagoas, no final da década de 1950 e início da década de 1960, onde ocorreram os primeiros sucessos comerciais tão expressivos quanto o primeiro campo terrestre gigante nesse alvo. A aplicação desse aprendizado exploratório resultou em descobertas na seção terrestre da Bacia do Espírito Santo. O sucesso e a experiência acumulados ecoaram na majestosa fronteira exploratória da Bacia de Campos, coroada pela descoberta de óleo em reservatórios de mesma idade, porém carbonáticos (coquinas). No final de 1970, poços exploratórios que buscavam as coquinas atravessaram, pela primeira vez, calcários organo-químicos aptianos sobrepostos, pouco mais jovens, que aparentemente não tinham potencial. No decorrer dos anos 1980 a 1990, alvos aptianos foram testados com êxito nas bacias de Sergipe-Alagoas, Jequitinhonha, Mucuri, Espírito Santo e Campos; sem êxito em Camamu, Almada e Cumuruxatiba. A essa fase mais antiga da exploração sugerimos a alcunha de Pré-sal Árcade. No final dos anos 1990 e início dos anos 2000, em virtude da ousadia e criatividade da equipe de exploração da Bacia de Campos, os calcários organo-químicos foram revisitados. Passo a passo, a desmistificação dos elementos e processos de sistemas petrolíferos associados a essas rochas culminou em um novo alvo exploratório de grande potencial ainda na primeira metade dos anos 2000, que se provou real nos anos seguintes. Nesse sentido, o aprendizado nas bacias nordestinas e capixabas alimentou o conhecimento da fluminense, que proveu o da Bacia de Santos, que, por sua vez, retornou a Campos. A essa fase de amadurecimento, acelerada pela identificação dos calcários organo-químicos, propomos a denominação Pré-sal Moderno, com grande destaque para a a Bacia de Campos. A última etapa, com a descoberta de campos petrolíferos supergigantes e gigantes em calcários aptianos nas bacias de Santos e Campos, recomendamos o epíteto "Pré-sal Contemporâneo". Essas três fases compõem uma história cuja integração aludimos ao termo "Pré-sal *Lato Sensu*".

1. INTRODUÇÃO

O termo Pré-sal é composto e se refere a algo sotoposto a uma entidade peculiar, o sal, um agente que influencia diretamente elementos e processos de sistemas petrolíferos, como selo e retenção, geração (fluxo térmico diferenciado) e estruturação (halocinese e formação de armadilhas). Também é um marcador estratigráfico muito significativo, uma vez que separa as seções pré-sal e pós-sal e define condições climáticas áridas com alta taxa de precipitação mineral na fase inicial de subsidência térmica, predominante da evolução da margem divergente ao longo do processo de ruptura da crosta continental e abertura do Oceano Atlântico. A halocinese formou baixos que condicionaram caminhos para a deposição de areias, inversão desses baixos, falhamentos de plataformas carbonáticas e propagação de estruturações diversas nas camadas sobrepostas (Mohriak *et al.*, 2008). A margem continental leste brasileira (Figura 1.1) é uma área com expressiva presença de evaporitos, propícia à ocorrência de hidrocarbonetos em diferentes contextos de sistemas petrolíferos (Chang *et al.*, 1991).

A história da exploração efetiva de petróleo comercial no Brasil se inicia com a perfuração de poços em terra na Bacia do Recôncavo (Moura e Oddone, 1961), sucedidos por Sergipe-Alagoas, onde foram encontradas as primeiras acumulações comerciais terrestres aptianas no final dos anos 1950, em reservatórios siliciclásticos, modelo replicado com êxito ao fim da década de 1960 em terras capixabas (Mendonça *et al.*, 2004) e em águas oceânicas sergipanas, nos reservatórios paleocenos do Campo de Guaricema, estratigraficamente acima dos evaporitos, começando a produção ainda na alvorada da década de 1970.

Os resultados estimularam a perfuração pioneira de poços em águas rasas fluminenses, abrindo a fronteira exploratória da Bacia de Campos, que obteve sucesso em calcários marinhos da seção pós-sal na primeira metade dos anos de 1970, sendo sucedida por novas acumulações em coquinas aptianas correspondentes às primeiras descobertas econômicas da seção pré-sal em águas oceânicas nacionais. No final dessa década, calcários lacustres atípicos sobrepostos a essas coquinas foram amostrados, em princípio sem atratividade econômica. Os poços subsequentes, nos anos 1980 e 1990, obtiveram êxito comercial na seção pós-sal, e o esforço exploratório foi progressivamente concentrado nessa seção ao estender a fronteira exploratória para leste. Alguns desses poços foram aprofundados em busca de jazidas em coquinas e voltaram a atravessar os calcários lacustres atípicos. Em função do avanço no conhecimento acerca da existência de permo-porosidade e hidrocarbonetos livres, a visão exploratória mudou gradualmente ao longo dos anos de 1990 e início dos anos 2000, o que permitiu identificá-los como alvos reais na Bacia de Campos. Após as descobertas do Pré-sal na Bacia de Santos, o alvo foi reavaliado em alguns poços da Bacia de Campos com novas ferramentas, revelando descobertas comerciais anteriores a Santos.

O termo "Pré-sal" é informal e foi utilizado pela primeira vez no ano de 2001 (Machado, 2018). Sua alcunha e uso se relacionam à

evolução do conhecimento geocientífico na interpretação exploratória da Bacia de Santos (Machado, 2018). Além disso, o termo Pré-sal está presente no artigo de Mendonça *et al.* (2004) em referência à seção subjacente aos evaporitos aptianos na Bacia do Espírito Santo (poço 2-CBst-1-ES) e, assim, é anterior às grandes descobertas na Bacia de Santos, a partir do ano de 2006. Em perspectiva ampla, destacamos rochas aptianas (andares locais Jiquiá e Alagoas), sotopostas a evaporitos de mesma idade, tal qual as discordâncias, concordâncias correlativas e hiatos envolvidos, como uma primeira aproximação do que se entende como Pré-sal, com diferentes fases epistemológicas de desenvolvimento ao longo da história da exploração de petróleo na margem continental leste brasileira.



Figura 1.1: Mapa de localização das bacias sedimentares brasileiras abordadas neste capítulo no contexto do Pré-Sal *Lato Sensu* na margem continental leste brasileira.

Uma síntese do conhecimento da seção pré-sal aptiana lacustre à transicional nas bacias de Sergipe-Alagoas, Camamu-Almada-Jequitinhonha-Cumuruxatiba, Espírito Santo-Mucuri e Campos foi elaborada neste capítulo (Figura 1.1). No âmbito da estratigrafia, as posições das sequências variam ao longo dos andares Jiquiá e Alagoas, de bacia para bacia, assim a litoestratigrafia e sequências são referenciadas conforme as cartas estratigráficas publicadas no Boletim de Geociências da Petrobras de 2007 (Moreira *et al.*, 2007; Winter *et al.*, 2007; França *et al.*, 2007a; Gontijo *et al.*, 2007; Campos Neto *et al.*, 2007; Caixeta *et al.*, 2007; França *et al.*, 2007b; Rangel *et al.*, 2007). Em termos de cronoestratigrafia são utilizados os andares locais do Cretáceo Inferior das bacias da margem continental leste brasileira, baseados em ostracodes não marinhos e palinomorfos (Uesugui e Santos, 1969; Schaller, 1969; Regali *et al.*, 1974; Regali, 1992). Ressaltamos que os termos Rio da Serra, Aratu, Buracia, Jiquiá e Alagoas foram estabelecidos nos estudos efetuados nas bacias aqui retratadas e que serão, por vezes, utilizados como adjetivos com conotação temporal.

A distribuição e o conhecimento das unidades estratigráficas são heterogêneos entre as bacias (Figura 1.2). Enquanto nas bacias baianas e capixabas as rochas do Jiquiá estão no nível do topo da Sequência K30, na Bacia de Campos o detalhamento permitiu posicioná-las no nível da Sequência K38, e em Sergipe-Alagoas, onde o andar se divide em Eo e Neo, ocupam o topo da K36 e toda a K38. As unidades do Andar Alagoas têm distribuição mais heterogênea. A seção de topo é característica com evaporitos mais ou menos espessos da Sequência K50. Os reservatórios estão na Sequência K40 para todas as bacias, sendo que na Bacia de Campos é subdividida nas sequências K46 e K48.

A Sequência K40 está na supersequência pós-rifte nas bacias de Campos, Espírito Santo, Mucuri, Cumuruxatiba e Jequitinhonha; na supersequência rifte, nas bacias de Almada, Camamu, Jacuípe e Sergipe-Alagoas. Na Bacia de Sergipe-Alagoas, os reservatórios dessa idade se estendem para a Sequência K50, onde se concentram as principais acumulações da bacia na supersequência pós-rifte.

No contexto da margem continental leste brasileira (Chang *et al.*, 1991; 1998), as bacias de Santos, abordadas em outros capítulos, e Jacuípe, que não possui sal aptiano, não foram descritas. Os temas foram divididos em seções que retratam o contexto geológico e evolução exploratórias das bacias sedimentares, a contextualização das fases árcade, moderna e contemporânea e a síntese sugerida com a apresentação da ideia de Pré-sal *Lato Sensu*.

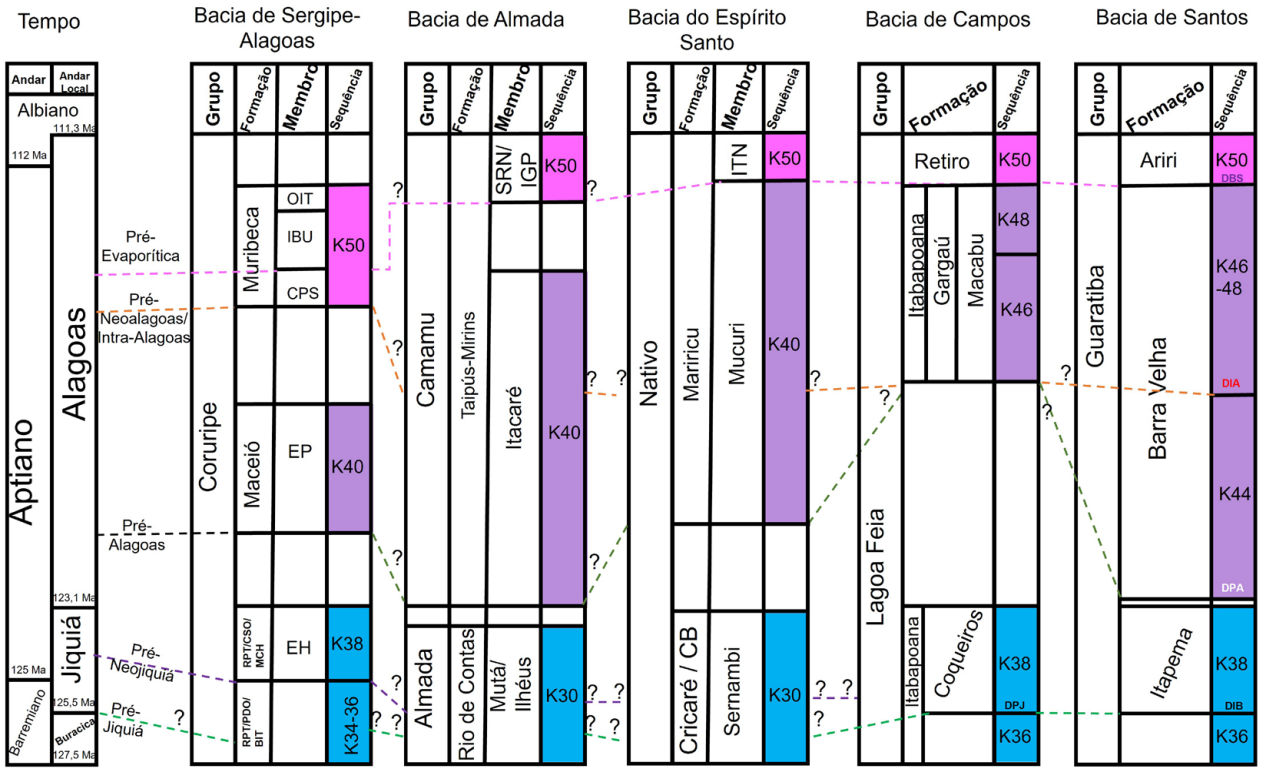


Figura 1.2: Seção de correlação das sequências e unidades litoestratigráficas entre as bacias escolhidas das margens leste e sudeste RPT: Rio Pitanga, PDO: Penedo, BIT: Barra de Itiúba, CSO: Coqueiro Seco, EH: Evaporitos Horizonte, EP: Evaporitos Paripueira, CPS: Carmópolis, IBU: Ibura, OIT: Oiteirinhos, SRN: Serinhaém, IGP: Igrapiúna, CB: Cabiúnas, ITN: Itaúnas. Discordâncias: DIB (Intra-Barremiano), DPJ (Pré-Jiquiá), DPA (Pré-Alagoas), DIA (Intra-Alagoas, possivelmente correlata à Pré-Neoalagoas), DBS: Base do Sal. Fonte: modificado de Milani *et al.* (2007)

2. O PRÉ-SAL NA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

2.1. Contexto geológico

A Bacia de Sergipe-Alagoas é uma feição fanerozóica longilínea de direção nordeste-sudoeste homônima a esses dois estados do nordeste brasileiro (Figura 2.1.1A). (Lana, 1990, Souza-Lima *et al.*, 2002). É subsdividida na Sub-bacia de Sergipe, a sudoeste e Sub-bacia de Alagoas a nordeste.

As principais feições estruturais da bacia são os altos de Aracaju, Japoatã, Plataforma de São Miguel dos Campos, Pilar e Tabuleiro dos Martins; e os baixos do Mosqueiro, São Francisco, Coruripe, Varrela e Fazenda Guindaste na seção terrestre e de águas rasas (Figura 2.1.1B). Em águas profundas destaca-se o Alto Externo (Meirelles, 2022), de natureza ígnea, bem como os baixos adjacentes. Uma série de rampas e degraus conectam os altos e baixos.

A Bacia de Sergipe-Alagoas apresenta o mais completo registro estratigráfico das bacias de margem distensiva da costa leste brasileira, com rochas de diferentes estágios tectono-sedimentares (Figura 2.1.2), destacando-se, em sua carta estratigráfica (Campos Neto *et al.*, 2007), as supersequências rifte (Hauteriviano ao Mesoaptiano) e pós-rifte (Neoaptiano). Na última revisão da estratigrafia da bacia (Campos Neto *et al.*, 2007), foi feita uma tentativa de adaptar as unidades ao âmbito das sequências genéticas, transportando termos de uma sub-bacia para outra.

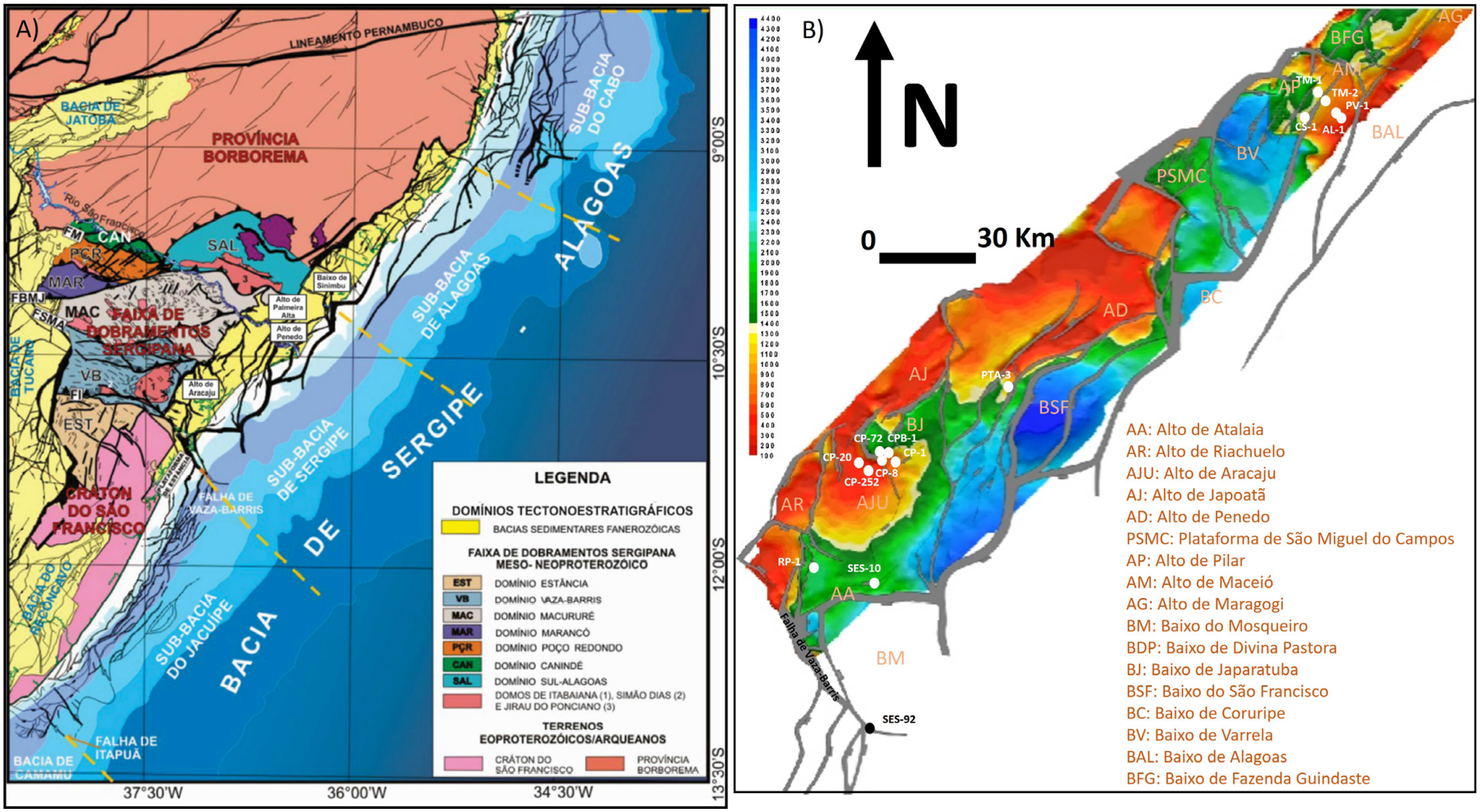


Figura 2.1.1: A) Mapa geológico do embasamento integrado à compartimentação da Bacia Sergipe-Alagoas em sub-bacias e seus limites. B) Mapa estrutural do topo do embasamento com as principais feições estruturais da Bacia Sergipe-Alagoas. Fonte: A) Souza-Lima (2006)

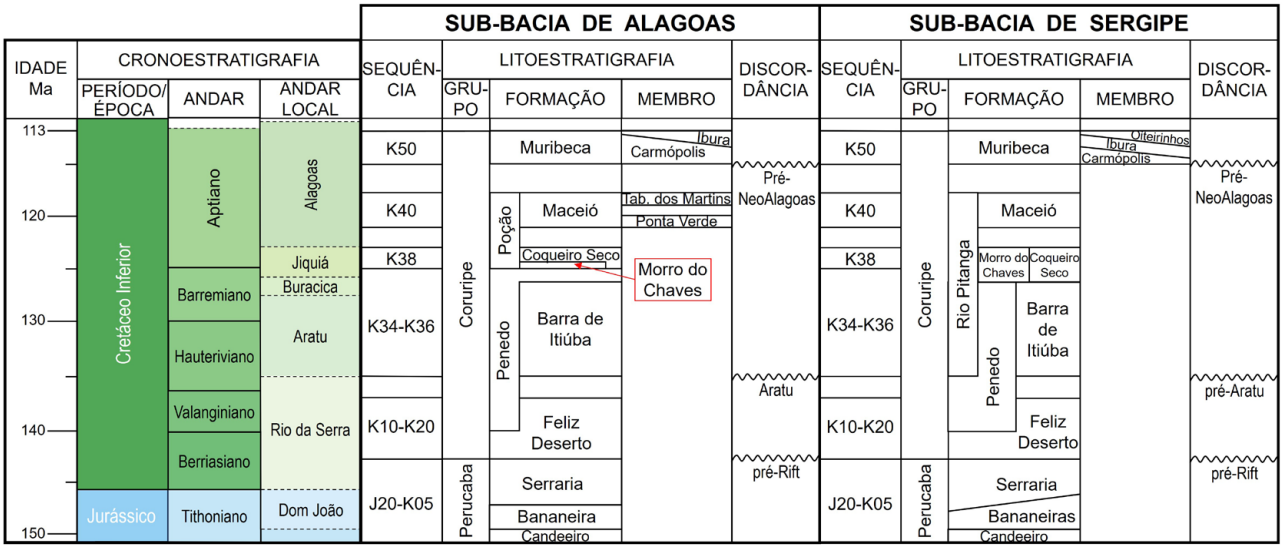


Figura 2.1.2: Resumo da estratigrafia da seção pré-sal da Bacia Sergipe-Alagoas. Fonte: Modificado de Campos Neto *et al.* (2007)

Trata-se de uma bacia que gerou conhecimento e experiência aplicados à exploração e à explotação de outras bacias; oito décadas de atividade de exploração e seis décadas de produção resultaram na perfuração de mais de 5500 poços, além do levantamento geológico de afloramentos da maioria das unidades estratigráficas, alguns atualmente estudados como análogos de reservatórios produtores, como as coquinas de idade Jiquiá da Formação Morro do Chaves (Hart, 1870), e experiências com perfuração e testemunhagem de evaporitos que abriram caminho para a perfuração de poços descobridores de hidrocarbonetos em outras bacias.

O preenchimento das sub-bacias é diferenciado, bem como as suas unidades litoestratigráficas (Figura 2.1.3 e Figura 2.1.4), algo ressaltado desde o início da pesquisa na bacia (Campbell, 1946; Bender, 1957; Palagi *et al.*, 1968; Teixeira *et al.*, 1968; Schaller, 1969).

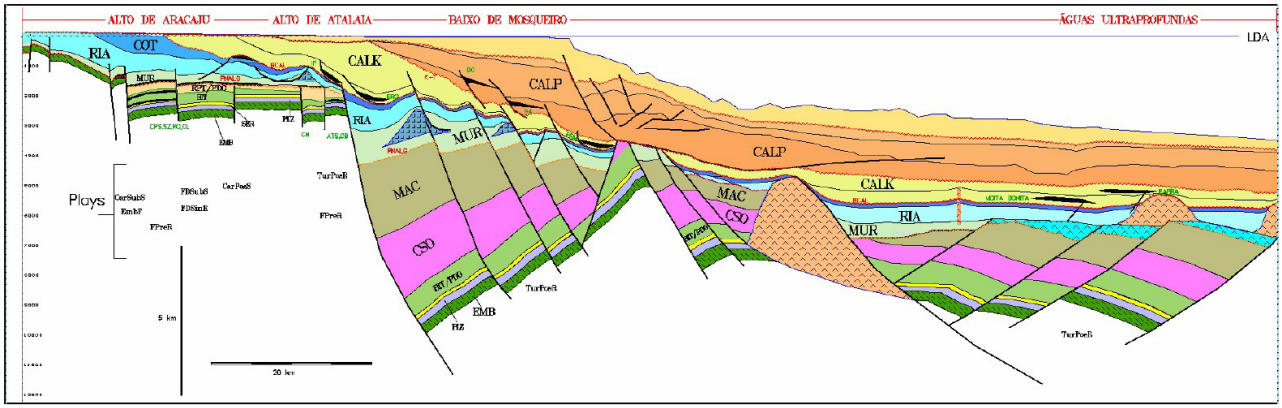


Figura 2.1.3: Seção esquemática no sul da sub-bacia de Sergipe NW-SE, com a distribuição dos alvos em polígonos pretos. EmbF, embasamento Fraturado; FPreR, fluvial pré-rifte; FDSinR, Fluvio-Deltaico Sin-Rifte; FDSubS, Fluvio-Deltaico Sub-Sal; CarSubS, Carbonatos Sub-Sal; CarPosS, Carbonatos Pós-Sal, e TurPosR, Turbidito Pós-Rifte. O tamanho dos reservatórios está superestimado. Abreviaturas das unidades litoestratigráficas de acordo com o texto. Campos de petróleo, projetados de contextos semelhantes, em letras verdes: CPS, Carmópolis; Siririzinho, SZ; Riachuelo, RO; CL, Castanhal; CM. Camorim; ATS, Atalaia Sul; CB, Caioba; IP, Ilha Pequena; BRG, Brejo Grande; DO, Dourado; GA, Guaricema; PRM, Piranema. Em letras vermelhas, discordâncias regionais: PNALG, Pré-Neoalagoas; BCAL, Base da Fm. Calumbi; K-T, base do Paleoceno. Fonte: Hamsi Júnior *et al.* (2019)

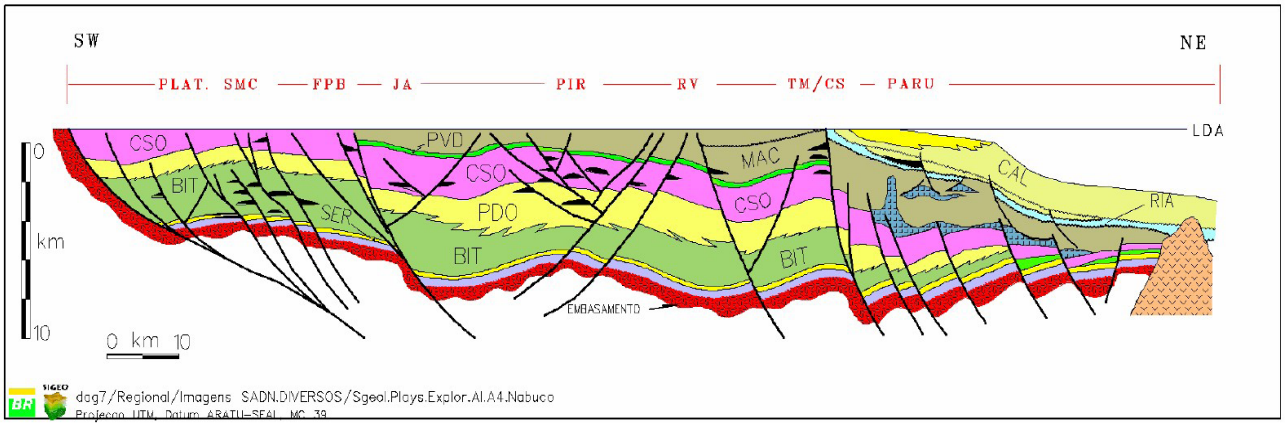


Figura 2.1.4: Seção esquemática no sul da sub-bacia de Alagoas SW-NE, com a distribuição dos alvos flúvio-deltáicos sin-rifte nas principais regiões produtoras. Plat. SMC, Plataforma de São Miguel dos Campos; FPB e JA, campos de Fazenda Pau Brasil e de Jequiá, controlados pela Falha Leste de São Miguel; PIR e RV, Campo de Pilar; TM/CS, campos de Tabuleiro dos Martins e Coqueiro Seco. Paru: Campo de Paru (Fm. Maceió ou Riachuelo). Tamanho dos reservatórios superestimados. Fonte: Hamsi Júnior *et al.* (2019), modificado de Saulo Ferreira Santos (1991) e Manoel Nabuco Chaves Costa (1994)

Descrita de forma pioneira no início do século XX, a seção aflorante no norte do estado de Alagoas, nomeada Série Alagoas (Branner, 1900), posteriormente correlacionada em superfície e subsuperfície, passaria por diversas modificações até se tornar as formações Maceió, Muribeca, Ponta Verde e Poções/Poção (Bender, 1957; Cook, 1957; Jones, 1958; Petrobras, 1960; Figueredo, 1978). As rochas situadas abaixo da Série Alagoas, nomeadas Formação Jequiá (Jones, 1958), foram posteriormente redefinidas para Formação Coqueiro Seco (Perrella *et al.*, 1968). As coquinas, descritas pela primeira vez na localidade de Morro do Chaves (Hart, 1870), foram formalizadas com essa denominação, que as acompanharia por toda a história (Petri, 1962). A polêmica definição de Formação Muribeca (Bender, 1957), que abarca diversas unidades estratigráficas de Sergipe, implicou a reformulação e individualização dos membros Carmópolis, Ibura e Oiteirinhos, além de criar a Formação Rio Pitanga (Perrella *et al.*, 1968).

A evolução do conhecimento tem 1968 como o ano marcante em termos nacionais, em que são consolidados trabalhos das diferentes comissões estratigráficas e lançadas as bases para a peculiar proposta de andares locais Jiquiá e Alagoas na seção cretácea inferior nacional, subsidiada pela bioestratigrafia de ostracodes não marinhos endêmicos. Vários trabalhos da Comissão de Revisão Estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas (Uesugui e Santos, 1968; Teixeira *et al.*,1968; Palagi *et al.*, 1968) foram sumarizados em Schaller (1969), que compilou o estado da arte. A divisão do Andar Alagoas, proposta por Regali *et al.* (1974), foi confirmada na caracterização da Discordância Pré-Neoalagoas (Feijó e Vieira, 1990), sismicamente de caráter angular (Bacellar e Costa, 1993), separando os intervalos Eoalagoas e Neoalagoas. A cronoestratigrafia de andares locais foi aplicada com sucesso ao Cretáceo Inferior de todas as bacias brasileiras, atualizada ao longo do tempo e ainda base para o zoneamento da seção pré-sal.

Posterior a Feijó e Vieira (1994), também tem grande destaque ao se detalhar o empilhamento das rochas no tempo, aplicando conceitos de estratigrafia genética. Souza-Lima *et al.* (2002) fizeram uma abordagem regional da litoestratigrafia, paleontologia e bioestratigrafia, além de ressaltarem fatores históricos em uma excelente compilação de estudos sobre a bacia. Há três intervalos aptianos com ocorrência de sais na bacia: os evaporitos Horizonte (Jiquiá); Parupueira (Eoalagoas) e o Membro Ibura (Neoalagoas), sendo os dois primeiros restritos à sub-bacia de Alagoas no âmbito da margem continental leste brasileira (Souza Lima, 2008).

A litoestratigrafia da seção pré-sal da Bacia de Sergipe-Alagoas (Figura 2.1.2) é apresentada de acordo com a carta estratigráfica de Campos Neto *et al.* (2007) e complementada com algumas informações relevantes das cartas anteriores. Por questões práticas, a Sequência K34-36, que inclui a seção eojiquiá, não será tratada por ser ampla e apresentar maior relevância nos andares Aratu e Buracia, cabendo ressaltar a ocorrência de coquinas no topo dessa sequência. A Sequência K38, no Neojiquiá, é composta pelos conglomerados da Formação Rio Pitanga, em Sergipe (Schaller, 1969) e Formação Poção, em Alagoas (Figueredo, 1978); lateralmente, gradam aos conglomerados e arenitos, rudstones a *grainstones* bioclásticos (coquinas), calcilutitos e folhelhos da Formação Morro do Chaves (Petri, 1962), e arenitos, siltitos e folhelhos da Formação Coqueiro Seco (Schaller, 1969), limitada na base e topo pelas Discordâncias Pré-Neojiquiá e Pré-Alagoas. A Sequência K40, no Eoalagoas, também possui os conglomerados das formações Rio Pitanga (SE) e Poção (AL), porém gradando aos arenitos calcários, siltitos, folhelhos e halita, da Formação Maceió (Cook, 1957), limitada no topo pela Discordância Pré-Neoalagoas. Já a Sequência K50, no Neoalagoas, é representada pela Formação Muribeca (Bender, 1957), dividida em três membros. Na base, o Membro Carmópolis é composto por conglomerados polimíticos e arenitos, com intercalações menores de siltitos e folhelhos. O Membro Ibura é constituído por carbonatos, sulfatos e cloretos, pelitos e fácies pelito-carbonatadas, e o Membro Oiteirinhos apresenta folhelhos e calcilutitos laminados, com menor ocorrência de sulfatos. As formações têm seção tipo em diferentes poços ao longo da Bacia. A da Formação Rio Pitanga encontra-se no poço 1-RP-1-SE, a das formações Coqueiro Seco e Morro do Chaves no poço 1-CS-1-AL, a do Membro Ponta Verde no poço 1-PV-1-AL, a da Formação Maceió no poço 1-TM-1-AL, a do Membro Carmópolis no poço 3-CP-8-SE, a do Membro Ibura no poço 7-CP--72-SE e a do Membro Oiteirinhos no poço 5-CPB-1-SE (Figura 2.1.5).

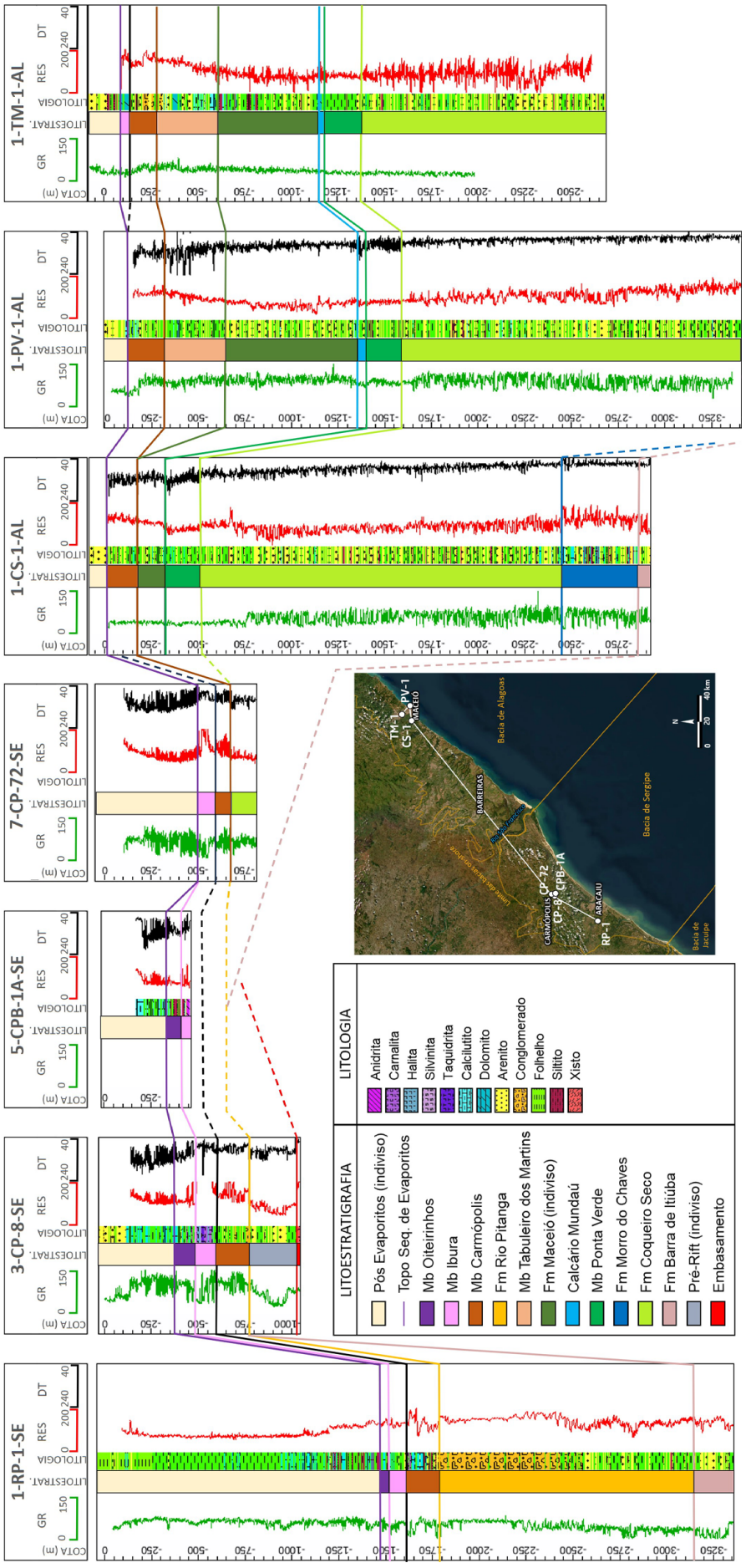


Figura 2.1.5: Seção de correlação com os poços que contém as seções tipo do Jiquiá e Alagoas na Bacia de Sergipe-Alagoas, conforme sumário de Schaller (1969).

Após diversas modificações, a definição atual posiciona a Formação Morro do Chaves no Eo e Neojiquiá, sequências K36 e K38, no nível da biozona NRT-009. A Formação Coqueiro Seco no Neojiquiá, Sequência K38, no nível da biozona NRT-009.3. A Formação Ponta Verde foi rebaixada ao status de Membro, incluída na Formação Maceió, que passou a representar toda a seção neoalagoas da Bacia de Sergipe-Alagoas, na Sequência K40, no nível das biozonas NRT-011 e P-230 a P-260. Da mesma forma, a Formação Muribeca passou a representar a seção neoalagoas da bacia como um todo, posicionada na Sequência K50, no nível das biozonas NRT-011 e P-270 a P-280. As seções neojiquiá e eoalagoas são complementadas nas bordas falhadas pelas formações Poção (Alagoas) e Rio Pitanga (Sergipe), a última ainda se estende ao Aratu.

Após a publicação da carta de Campos Neto *et al*. (2007), foram feitas diversas críticas em congressos em relação a essa tentativa de ajustar a litoestratigrafia à estratigrafia genética. A Comissão de Revisão da Estratigrafia da Bacia de Sergipe-Alagoas (CRE-SEAL) ressurgiu, em 2009, para fomentar essa demanda, entre outras questões, encerrada em 2019 e ainda a publicar os resultados de seus estudos. Mencionamos os trabalhos realizados pela Fundação Paleontológica Phoenix[1]; cuja atuação abrange estudos de campo, laboratoriais e pesquisas históricas que contribuem, significativamente, para o avanço no conhecimento da Bacia de Sergipe-Alagoas, como os trabalhos de Souza-Lima *et al.* (2002; 2019).

2.2. Evolução exploratória

A história da seção pré-sal na Bacia de Sergipe-Alagoas é peculiar em virtude de suas características em relação às demais da margem continental leste brasileira. Na estratigrafia, o fato mais marcante é a riqueza ímpar de afloramentos, atrativa à pesquisa e à prospecção. As seções Jiquiá e Alagoas são parcialmente aflorantes, com destaque para as coquinas e depósitos de fluxos gravitacionais de sedimentos, respectivamente. Também cabe ressaltar o impressionante número de poços estratigráficos (23), verdadeiros obeliscos na estratigrafia de subsuperfície, no sentido de iluminação do conhecimento.

Na prospecção de hidrocarbonetos, a pesquisa voltada para o reconhecimento de rochas geradoras é fator marcante e os estudos em afloramentos da Bacia de Sergipe-Alagoas são destaque desde o final do século XIX e início do século XX. Os primeiros mapeamentos geológicos de superfície e levantamentos geofísicos já sugeriam a interpretação de estruturas que seriam testadas muitos anos depois nas proximidades das cidades de Maceió e Carmópolis.

Sob a égide do CNP, em 1940 ocorreu o primeiro sucesso geológico em Alagoas (2-AL-1-AL), ainda na aurora do conhecimento sobre a bacia. Com a fundação da Petrobras, a bacia passou por seis ciclos exploratórios (Figura 2.2.1).

[1]Disponível em: https://phoenix.org.br/w/

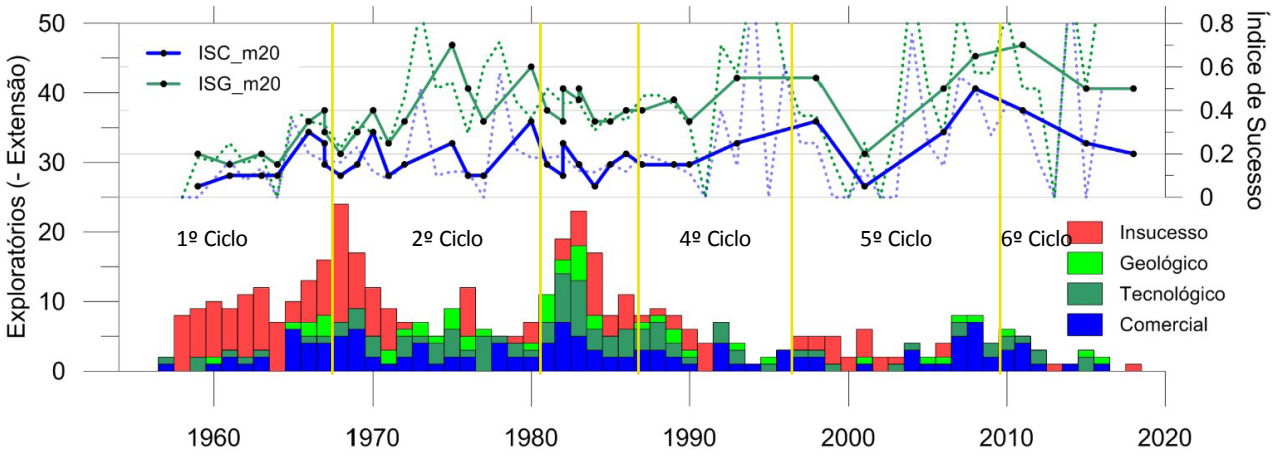


Figura 2.2.1: Ciclos exploratórios da Bacia de Sergipe-Alagoas distribuídos ao longo do tempo, com os resultados dos poços exploratórios distribuídos em insucessos e sucessos geológico, tecnológico e comercial (abaixo), além do índice de sucesso geológico (ISG_m20) e comercial. (ISC_m20). Fonte: modificado de Hamsi Júnior (2019)

No primeiro ciclo, o poço 1-TM-1-AL (1957) testou uma feição dômica no Horst de Maceió e encontrou uma acumulação de óleo de 29 API em arenitos do Jiquiá (à época Formação Maceió), no primeiro sucesso geológico da Petrobras na seção pré-sal. Em sequência, o poço 3-TM-2-AL (1962) descobriria óleo em reservatórios do Eoalagoas (Formação Maceió), no primeiro sucesso comercial, ambos no Estado de Alagoas. Em Sergipe, o poço 1-PTA-3-SE (1960) se tornaria o único a encontrar acumulação subcomercial de óleo em fraturas nos reservatórios carbonáticos da Formação Morro do Chaves coquinas, no primeiro sucesso geológico na seção pré-sal dessa sub-bacia. Após a perfuração de alguns poços exploratórios no Alto de Aracaju e a descoberta do Campo de Riachuelo (1962) em conglomerados do Neoalagoas (primeiro sucesso comercial em Sergipe), o poço 1-CP-1-SE (1963), descobriu-se óleo de 18-22 API nesses mesmos reservatórios, no primeiro campo gigante do Brasil na seção pré-sal (Figura 2.3.2). A campanha de delimitação encontrou reservatórios no embasamento (7-CP-20-SE, 1975) e, posteriormente, nos calcários posicionados abaixo da base do sal (Membro Ibura), na primeira produção em calcários do Alagoas no Brasil (7-CP-252-SE, 1976).

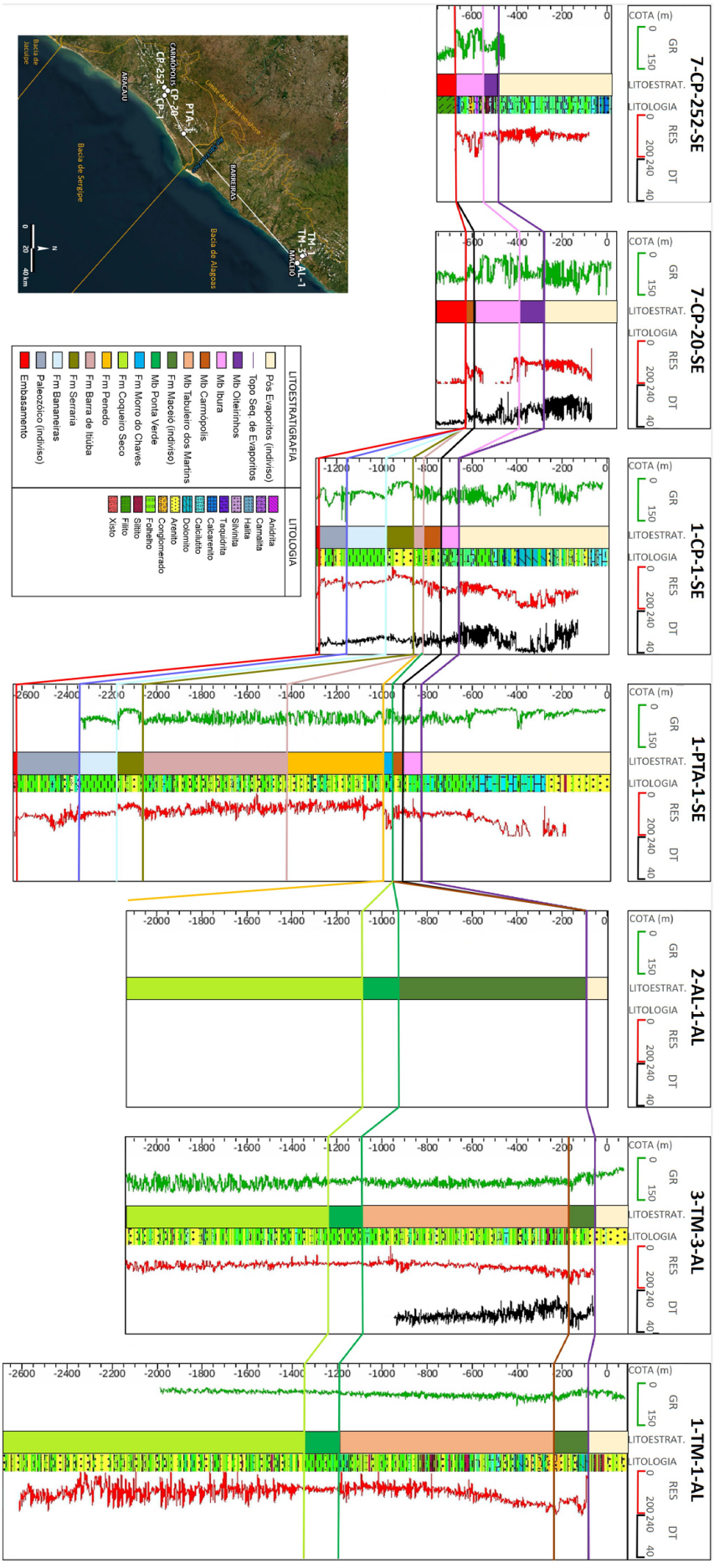


Figura 2.2.2: Seção estratigráfica com os principais poços do primeiro ciclo exploratório da Bacia de Sergipe-Alagoas.

Esse primeiro ciclo exploratório, de grande sucesso, foi essencialmente concentrado nos alvos siliciclásticos Coqueiro Seco (Jiquiá), Maceió (Eoalagoas) e Carmópolis (Neoalagoas); os dois primeiros em Alagoas (campos de Jequiá da Praia, Coqueiro Seco e Tabuleiro dos Martins) e o último em Sergipe (Riachuelo, Carmópolis, Siririzinho, Aguilhada e Angelim), essencialmente acumulações de óleo com gás associado. O segundo ciclo (1968-1980) se caracteriza pela inauguração da exploração exitosa na plataforma continental (Guaricema, Dourado, Camorim e Caioba), com destaque para o alvo Carmópolis com óleo em águas rasas no Campo de Camorim (1971), na primeira descoberta da seção pré-sal em águas oceânicas.

O estado de Alagoas voltou a ter destaque no terceiro ciclo, quando o alvo Coqueiro Seco alcançou novo sucesso, dessa vez com óleo e gás (Pilar, 1981), enquanto o alvo Maceió seria encontrado com gás no norte do estado (Fazenda Guindaste, 1983), e gás e condensado nas águas rasas meridionais (Paru, 1985). O quarto ciclo (1987-1996) se inicia pela primeira descoberta nacional em águas profundas fora da Bacia de Campos, a do poço 1-SES-92 (Maastrichtiano), que impulsionaria a exploração e amostraria a seção pré-sal de forma pontual. No quinto ciclo, embasado no sucesso de Pilar (1981), seria descoberto óleo e gás do Campo de Anambé (2003). Por fim, o sexto ciclo (2010-2022) seguiu para águas ultraprofundas de Sergipe, resultando nas recentes declarações de comercialidade (Budião Noroeste, Budião, Budião Sudeste, Agulhinha Oeste, Agulhinha e Cavala), amostrando a seção pré-sal sem reservatórios. Dos seis ciclos somente o quarto e sexto não lograram êxito na seção pré-sal.

As rochas geradoras de hidrocarbonetos seguem métrica parecida com a dos reservatórios; na Sub-bacia de Alagoas as principais estão sobretudo nas formações Coqueiro Seco e Maceió; em Sergipe, no Membro Ibura e, secundariamente, Oiteirinhos, da Formação Muribeca. As principais cozinhas estão nos baixos de Varrela e Fazenda Guindaste, em Alagoas, enquanto em Sergipe, o Baixo do Mosqueiro é a de maior destaque (Figura 2.1.1 B).

As coquinas jiquiá parecem ter história de soterramento desfavorável e ausência de fatores que pudessem contrabalancear a redução de porosidade, como o aporte de fluidos hidrotermais. Os calcários neoalagoas são essencialmente orgânicos e diferentes daqueles das bacias de Santos e Campos, nos quais há também componente abiótica e predomínio de calcita fascicular e esferulitos como principais componentes das rochas. Estão estratigraficamente abaixo, intercalados e acima da seção salina do Membro Ibura.

A compreensão do comportamento estrutural da bacia foi fundamental tanto para o avanço da exploração quanto da produção, impulsionada pelas sucessivas aquisições sísmicas e digitalização de dados ao longo do tempo. Em função de suas características estratigráficas heterolíticas, com maior conteúdo argiloso, a Sub-bacia de Alagoas tem um efeito selante na maioria de suas falhas, que compartimenta acumulações, enquanto na Sub-bacia de Sergipe tendem a comunicar-se hidraulicamente. A deformação albiana

à pós-albiana foi fundamental tanto para a estruturação das armadilhas como para a entrada das geradoras na janela do óleo na maior parte das cozinhas das seções terrestre e de águas rasas da bacia.

Em direção à plataforma continental, até o presente momento, não foram identificados reservatórios carbonáticos abaixo das camadas de sal, possivelmente porque na época da deposição já eram áreas mais profundas ou submetidas a frequentes incursões marinhas, com deposição apenas de margas e *mudstones*. A bacia não era estirada e larga o bastante para que existissem ilhas (ígneas ou não) isoladas em meio aos lagos, livres de aporte siliciclástico e suscetíveis à implantação de plataformas e rampas carbonáticas, como as de Campos e Santos. A preservação de pequenas almofadas de sal, essencialmente halita até o presente, foi amostrada apenas em poços de águas rasas. Por esses motivos não há fase moderna e as tentativas de prospecção da fase contemporânea ainda não lograram êxito.

3. O PRÉ-SAL NAS BACIAS DE CAMAMU, ALMADA, JEQUITINHONHA E CUMURUXATIBA

3.1. Contexto geológico

As bacias de Camamu, Almada, Jequitinhonha e Cumuruxatiba estão localizadas na costa sul do estado da Bahia, entre as cidades Salvador e Caravelas (Figura 3.1.1). Seus limites geológicos são definidos pela Falha da Barra, que marca a divisa com as bacias de Jacuípe (a norte) e Recôncavo (a noroeste), e pelo Alto Vulcânico de Abrolhos, que separa as bacias de Cumuruxatiba e de Mucuri (a sul). Internamente, o limite entre as bacias de Camamu e de Almada está no Lineamento de Taipus Mirim, entre Almada e Jequitinhonha no Alto de Olivença; já o Complexo Vulcânico de Royal Charlotte, entre as bacias de Jequitinhonha e Cumuruxatiba (Netto *et al.*, 1994; Santos *et al.*, 1994).

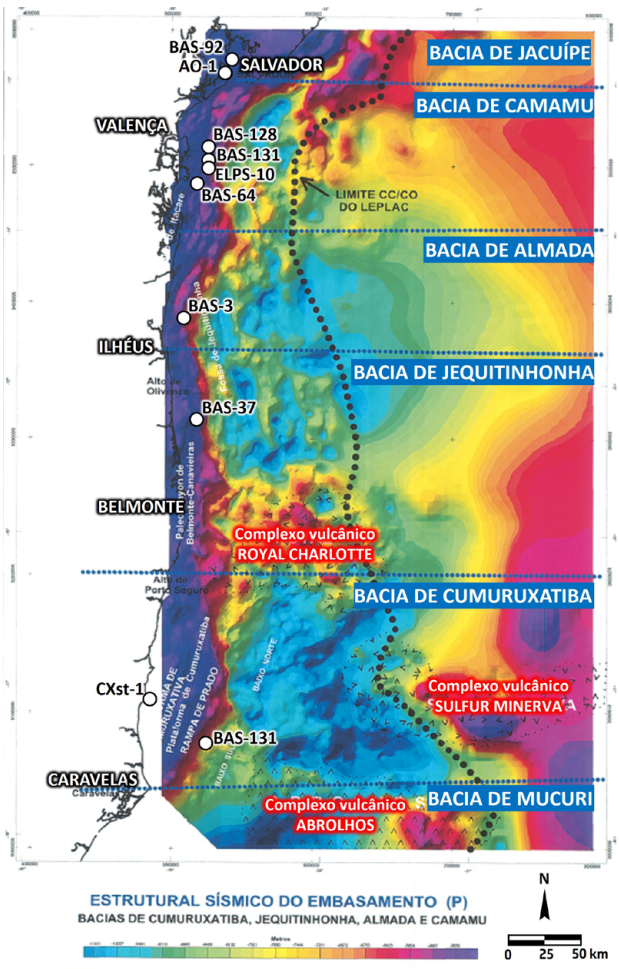


Figura 3.1.1: Mapa estrutural do topo do embasamento (m), com a localização das bacias baianas e principais feições estruturais. Fonte: Barros e Santos (2010)

A estratigrafia da seção pré-sal é diferenciada entre as bacias baianas (Figura 3.1.2A e Figura 3.1.2B), onde Cumuruxatiba e Jequitinhonha têm a mesma nomenclatura estratigráfica (Rodovalho *et al.*, 2007; Rangel *et al.*, 2007), assim como Almada e Camamu (Gontijo *et al.*, 2007; Caixeta *et al.*, 2007). As primeiras têm as rochas das formações Cricaré (Aratu-Buracica-Jiquiá) na Sequência K30 e Formação Mariricu, Membro Mucuri (Alagoas) na Sequência K40. Consecutivamente, na Formação Rio de Contas (Aratu-Buracica-Jiquiá) na Sequência K30 e na Formação Taipus Mirim, Membro Itacaré na Sequência K40 (Alagoas) (Rodovalho *et al.*, 2007; Rangel *et al.*, 2007; Gontijo *et al.*, 2007; Caixeta *et al.*, 2007). Cabe ressaltar que, nas bacias de Camamu e Alamada, abaixo da seção pré-sal, ocorre a Formação Sergi (Dom João), caracterizada por arenitos flúvio-eólicos, unidade estratigráfica de importância econômica nacional histórica, a grande impulsionadora da prospecção brasileira de petróleo (Viana *et al.* 1971).

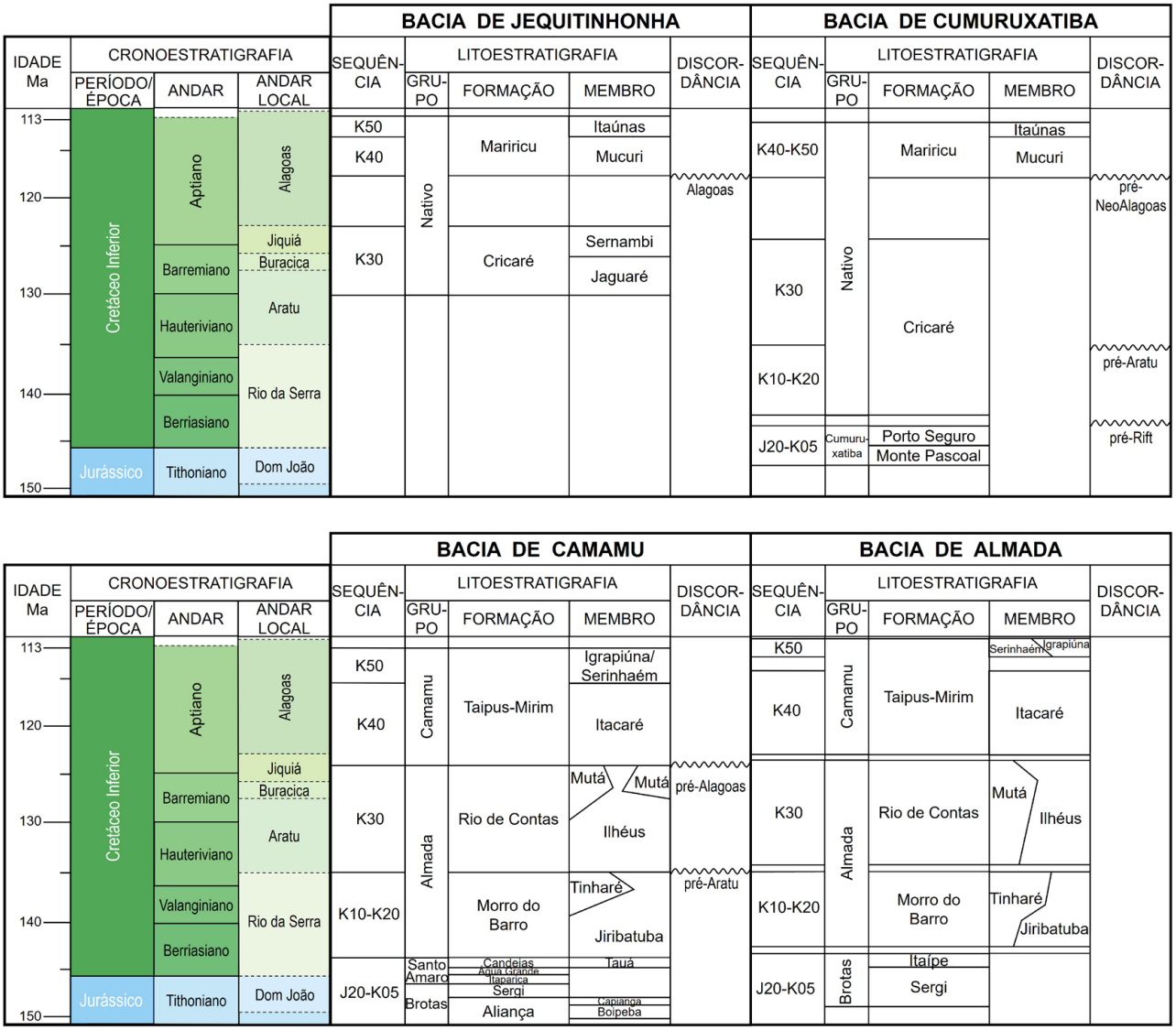


Figura 3.1.2: Resumo da estratigrafia da seção pré-sal das bacias de Cumuruxatiba, Jequitinhonha, Camamu e Almada. Fonte: Modificado de Rodovalho *et al.* (2007), Rangel *et al.* (2007), Gontijo *et al.* (2007) e Caixeta *et al.* (2007)

Nas bacias de Cumuruxatiba e Almada, a seção pré-sal é essencialmente siliciclástica grossa; em Jequitinhonha destaca-se a ocorrência local de calcários no Membro Serinhaém (Jiquiá) e Itaúnas (Alagoas) e Camamu é areno-pelítica.

A ocorrência de sal é mais expressiva nas bacias de Cumuruxatiba e Jequitinhonha e diminui a norte, sobretudo em direção à Bacia de Camamu. O magmatismo associado ao estabelecimento das suítes ígneas eocenas implicou o soerguimento no flanco norte da Bacia de Camamu, com espessamento da seção do Eoceno Médio ao Holoceno (Figura 3.1.3).

A Bacia de Camamu conta com 95 poços; desses, cerca de um terço (1/3) estão em terra, 11 são de produção e seis estratigráficos. A Bacia de Almada conta com 25 poços; pouco menos de um quarto (1/4) situa-se na seção terrestre: dois são estratigráficos e os demais, pioneiros. A Bacia de Jequitinhonha conta com 37 poços marítimos, dos quais 29 são pioneiros e dois produtores, além de seis poços terrestres, todos estratigráficos. A Bacia de Cumuruxatiba conta com 49 poços marítimos, sendo um quinto (1/5) deles extensões de pioneiros e dois terrestres. As bacias aqui abordadas, portanto, são pouco amostradas.

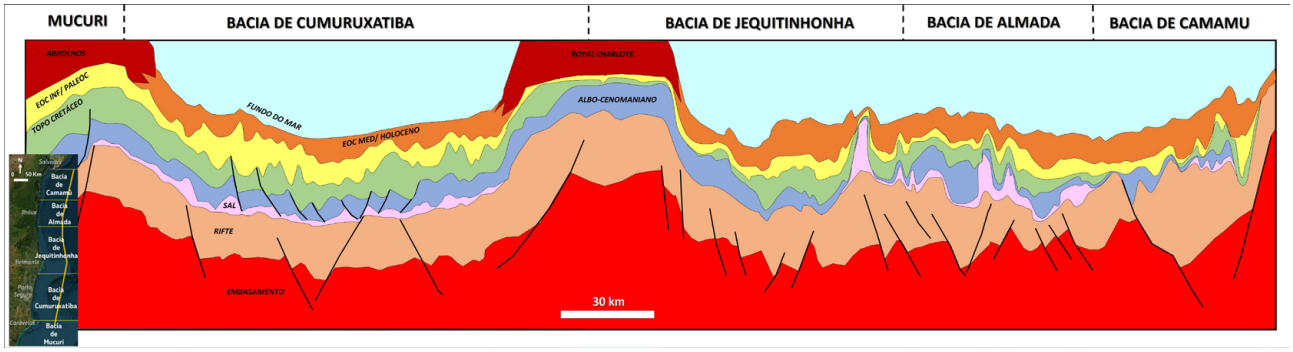


Figura 3.1.3: Seção sísmica S-N (m) passando pelas bacias de Cumuruxatiba, Jequitinhonha, Camamu e Almada.
Fonte: Francisco *et al.* (2009)

3. 2. Evolução exploratória

A atividade exploratória marinha nas bacias baianas começou no final da década de 1950, fomentada por levantamentos geofísicos. Na seção terrestre, o primeiro poço estratigráfico foi perfurado em 1960 (2-CXst-1-BA, Cumuruxatiba), e o pioneiro, em 1964 (1-AO-1-BA, Camamu). O conhecimento exploratório, em parte herdado da Bacia do Recôncavo, ganhou impulso nos levantamentos sísmicos 2Ds na seção de águas rasas, que, mesmo com baixa qualidade de imageamento, permitiu elaborar um arcabouço para essa porção, além de ser suporte para as campanhas de perfuração de poços iniciada na década de 1970, que visavam aos arenitos da Formação Sergi, posteriormente modificados para calcários albianos, seção pré-sal (Jiquiá e Alagoas) e arenitos do Cretáceo Superior e Paleógeno.

Na seção marinha, a primeira amostragem ocorreu em 1970 (1-BAS-3, em Almada), atravessando rochas aptianas de forma pioneira (Figura 3.2.1).

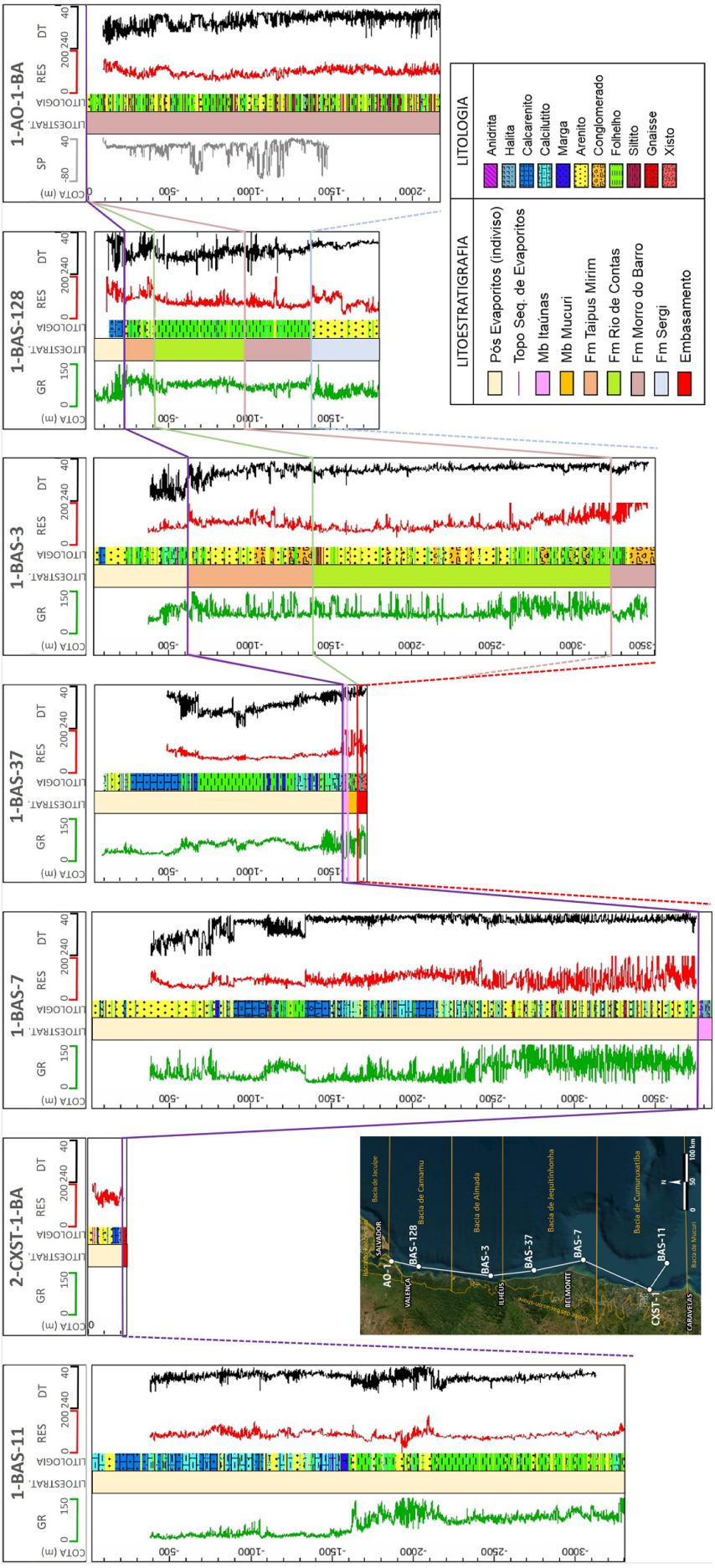


Figura 3.2.1: Seção estrutural de correlação entre poços significativos na história exploratória das bacias baianas.

Na Bacia de Cumuruxatiba, o pioneiro 1-BAS-11 (1972) descobriu uma acumulação de óleo em reservatórios paleógenos (Arraia). Ferradaes e Souza (1972) ressaltaram a presença de evaporitos, calcários escuros e folhelhos pretos, além de abundantes indícios de hidrocarbonetos que atestavam o potencial gerador das rochas do Andar Alagoas na Bacia de Camamu, porém o mesmo não ocorreu na Bacia de Almada, onde há predomínio de arenitos conglomeráticos (poço 1-BAS-3) com boas características de rochas reservatório, todavia sem a presença de intervalos potencialmente geradores. Sete anos depois, o 1-BAS-37 (1979) faria a primeira descoberta de óleo na Bacia de Jequitinhonha, em reservatórios do Alagoas. Esse poço também encontrou, de forma pontual, calcários microbiais alagoas em altos relativos.

Nos anos 1980 houve uma nova campanha de levantamentos geofísicos, com destaque para a sísmica 3D. Nas águas rasas da Bacia de Camamu foram descobertas acumulações de óleo e gás de Pinaúna (1-BAS-64, 1982) e Sardinha (1-BAS-92, 1992) em reservatórios tithonianos a berriasianos das formações Sergi e Morro do Barro.

A quebra do monopólio estatal (Lei 9.478/1997) induziu a revisão das oportunidades exploratórias e reavaliou o potencial das bacias de Camamu, Almada e Jequitinhonha, com a aquisição de blocos exploratórios, novos levantamentos sísmicos 3Ds e campanhas de perfurações em águas cada vez mais profundas (Rodovalho *et al.*, 2003).

No início dessa fase, o poço 1-BAS-128 (2000) descobrira gás nos reservatórios tithonianos (Formação Sergi), que resultaria no Campo de Manati, na Bacia de Camamu (Figura 3.2.1). No ano seguinte, naquela mesma área, o poço de extensão 3-BAS-131 (2001) descobriu nova jazida de óleo e gás nas formações Sergi e Morro do Barro, denominada Camarão Norte. Em seguida, o pioneiro adjacente locado a sul, 4-ELPS-10-BAS (2003), descobriu óleo e gás na Formação Sergi.

Nos 12 anos seguintes foram perfurados 11 poços, quatro em águas profundas e sete em águas ultraprofundas, encontrando reservatórios com indícios. No entanto, o reduzido número de poços perfurados nessas bacias (214) faz com que esse conhecimento seja ainda incipiente.

As geradoras principais estão na Formação Morro do Barro (Rio da Serra, em Camamu) e Mariricu (Alagoas, em Cumuruxatiba); os reservatórios da seção pré-sal nas formações Cricaré e Rio de Contas (Jiquiá); e Mariricu e Taipus Mirim (Alagoas). De forma geral, o conteúdo arenoso é muito alto e os elementos selo e geradora são críticos nas seções sedimentares conhecidas. Em Camamu, as rochas geradoras das formações Morro do Barro e Rio de Contas alcançam COT de até 3%, com residência na janela do óleo no Aptiano e Aptiano a Coniaciano, respectivamente.

A história da exploração na seção marinha das bacias baianas teve forte influência inicial do conhecimento consolidado na porção terrestre (Recôncavo); houve sucessos comerciais e geológicos, principalmente nas águas rasas da Bacia de Camamu, nos campos de Manati, Pinaúna, Sardinha e Camarão Norte. Na seção pré-sal, somente a Bacia de Jequitinhonha teve êxito ao produzir óleo em conglomerados da Formação Taipus Mirim.

4. O PRÉ-SAL NAS BACIAS DO ESPÍRITO SANTO E MUCURI

4.1. Contexto geológico

As bacias do Espírito Santo e Mucuri situam-se no estado homônimo e sul do estado da Bahia, respectivamente, com limite entre si meramente geográfico (Figura 4.1.1). Por serem mais debatidas e estudadas, as informações desta seção são, em sua maioria, provenientes da Bacia do Espírito Santo. O limite geológico com a Bacia de Campos, a sul, está no Alto de Vitória (Vieira *et al.*, 1994) ou na Zona de Falha Vitória-Colatina e Lineamento Piúma/Falha de Piúma, de direção noroeste-sudeste (Zalán e Oliveira, 2009; Tagliari *et al.*, 2009), e com a Bacia de Cumuruxatiba a norte, pelo Anticlinal de Parcel das Paredes (França, 2004), nas proximidades do Complexo de Abrolhos (Figura 4.1.1).

O embasamento das bacias são as rochas neoproterozoicas da Faixa Araçuaí, que em escala regional caracteriza-se como uma extensa rampa homoclinal, cuja profundidade aumenta a leste (Figura 4.1.2). Assim como na Bacia de Sergipe-Alagoas, a Bacia do Espírito Santo apresenta seções terrestre e marinha prolíficas à pesquisa geológica e às ocorrências comerciais de hidrocarbonetos, com coquinas do Jiquiá e siliclásticas e calcários do Alagoas (Figura 4.1.3). A Zona de Charneira Cedro-Rio Doce delimita a área com embasamento raso (<1500 metros) a oeste, daquela com o embasamento profundo a leste (Figura 4.1.1).

Na seção marinha há muralhas de sal a sul e dois conjuntos de domos; um a sul outro a norte (Figura 4.1.1), além do Complexo de Abrolhos no ocidente do setor centro-norte da bacia, estendendo-se às bacias baianas (França e Mohriak, 2008), cuja carga promove uma deformação epitelial compressiva em direção ao continente. Um feixe de falhas normais do embasamento (direção norte-sul a N20°E) se estende do noroeste da Bacia de Campos, na área produtora de petróleo conhecida como Parque das Baleias até a foz do Rio Doce, na Bacia do Espírito Santo.

Na seção terrestre, as feições estruturais mais proeminentes são as plataformas de Nova Viçosa (Bacia de Mucuri), São Mateus e Regência (Figura 4.1.1 e Figura 4.1.4) e os paleocânions de Mucuri, Fazenda Cedro e Regência, além da calha halítica no centro da Plataforma de São Mateus (França e Mohriak, 2008). Nos paleocânions, as discordâncias Pré-Urucutuca (DPU) e Pré-Eoceno Superior (DPES) removeram boa parte da seção sedimentar (Figura 4.1.4), enquanto as plataformas se diferem pela coluna sedimentar preservada (Anaisse Junior *et al.*, 2013).

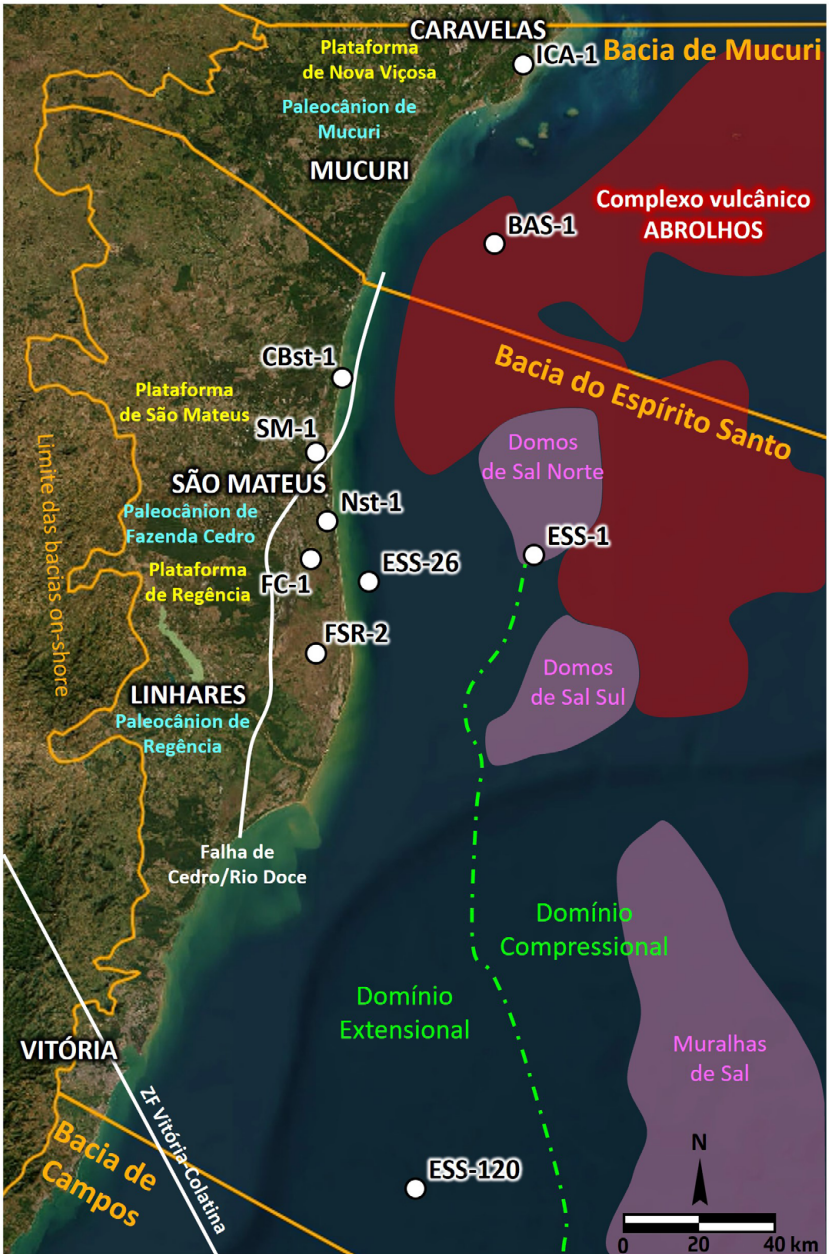


Figura 4.1.1: Mapa de localização das bacias do Espírito Santo e Mucuri, seus limites, principais feições estruturais e poços abordados. Fonte: Inspirado em França e Mohriak (2008)

O poço 2-CBst-1-ES (1959) inaugurou a pesquisa estratigráfica de subsuperfície na bacia, encontrando reservatórios siliciclásticos sobre o embasamento e abaixo de anidritas (Figura 4.1.5). Em 1967, o poço 2-Nst-1-ES perfurou uma seção pelito-arenosa marinha espessa até alcançar uma discordância após a qual encontrara um intervalo areno-carbonático. Sotoposto a esse intervalo, as anidritas e siliciclásticas ocorrem em um espesso intervalo com cerca de 1500 metros até alcançar o embasamento proterozóico, correlatas às do 2-CBst-1-ES. Na primeira carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo (Asmus, *et al.* ,1971) o poço 2-Nst-1-ES tem destaque considerável. O intervalo pelito-arenoso marinho foi individualizado na Formação

Urucutuca (Cretáceo Superior a Cenozoica) e o areno-carbonático, na Formação Barra Nova (Albo-Cenomaniano, formações Regência e São Mateus). A seção de anidritas e siliciclásticas acima do embasamento foi nomeada Formação Mariricu (rio ao lado do 2-Nst-1-ES) que, com a Formação Barra Nova, compunham o Grupo Nativo, nome inspirado no poço mencionado. Além disso, as rochas siliciclásticas, intercaladas às ígneas, foram individualizadas no Membro Mucuri e os evaporitos no Membro Itaúnas, ambos com nomes derivados de localidades costeiras na Bacia do Espírito Santo.

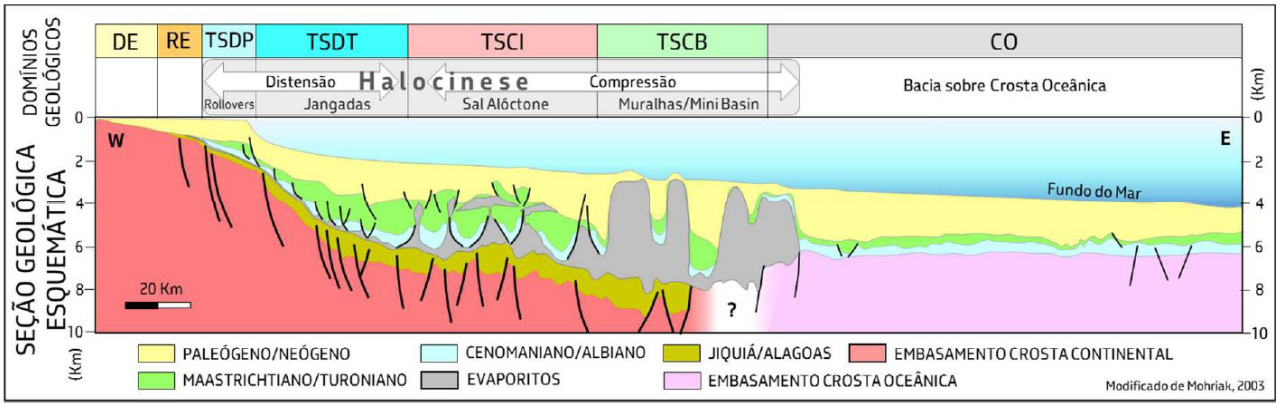


Figura 4.1.2: Seção geológica esquemática NW-SE na Bacia do Espírito Santo. Destaca-se o embasamento em monoclinal mergulhante para leste, os domínios de distensão e compressão e as feições halocinéticas. DE: Discordância Pré-Eoceno Superior sobre o embasamento, RE: reativação do embasamento, TSDP: tectônica de sal distensiva proximal, TSDT: tectônica de sal distensiva transicional, TSCB: tectônica de sal compressiva minibacias, TSCI: tectônica de sal compressiva interferência, CO: bacia sobre crosta oceânica. Fonte: *et al.* (2016), modificado de Mohriak (2003)

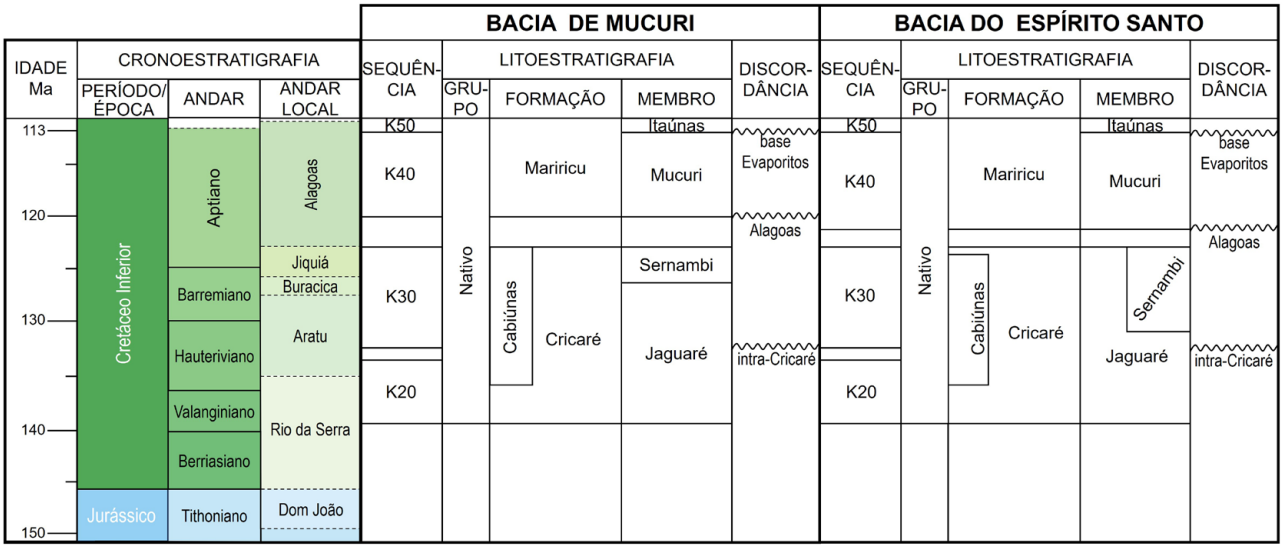


Figura 4.1.3: Resumo da estratigrafia da seção pré-sal das bacias de Mucuri e Espírito Santo. Fonte: Modificado de França *et al.* (2007a e 2007b)

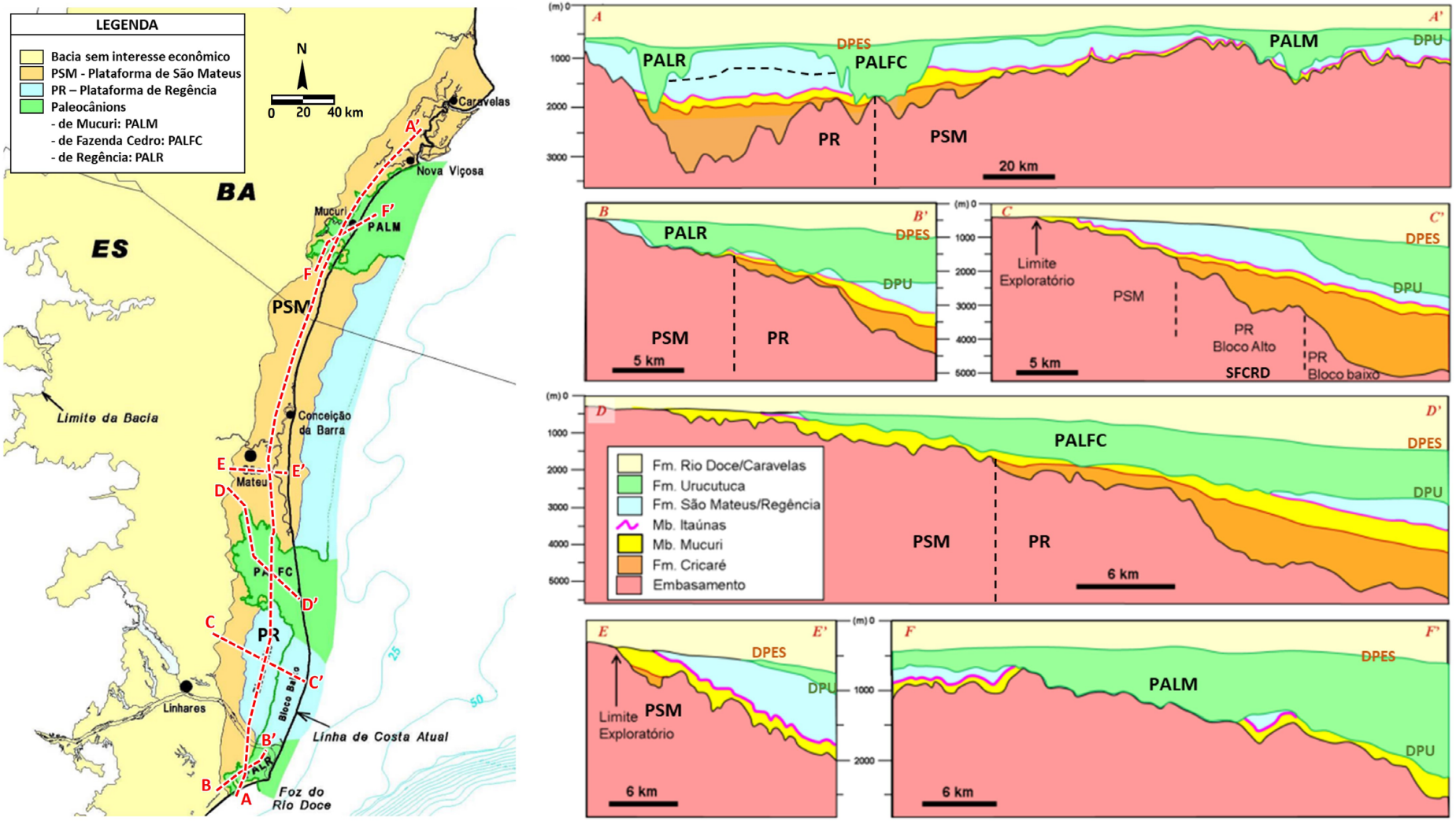


Figura 4.1.4: Mapa de feições estruturais da Bacia do Espírito Santo, com a localização das seções geológicas A a F. Sistema de Falhas de Cedro-Rio Doce (SFCRD) e as discordâncias Pré-Urucutuca (DPU) e Pré-Eoceno Superior (DPES). Fonte: modificado de Anaisse Junior *et al.* (2013)

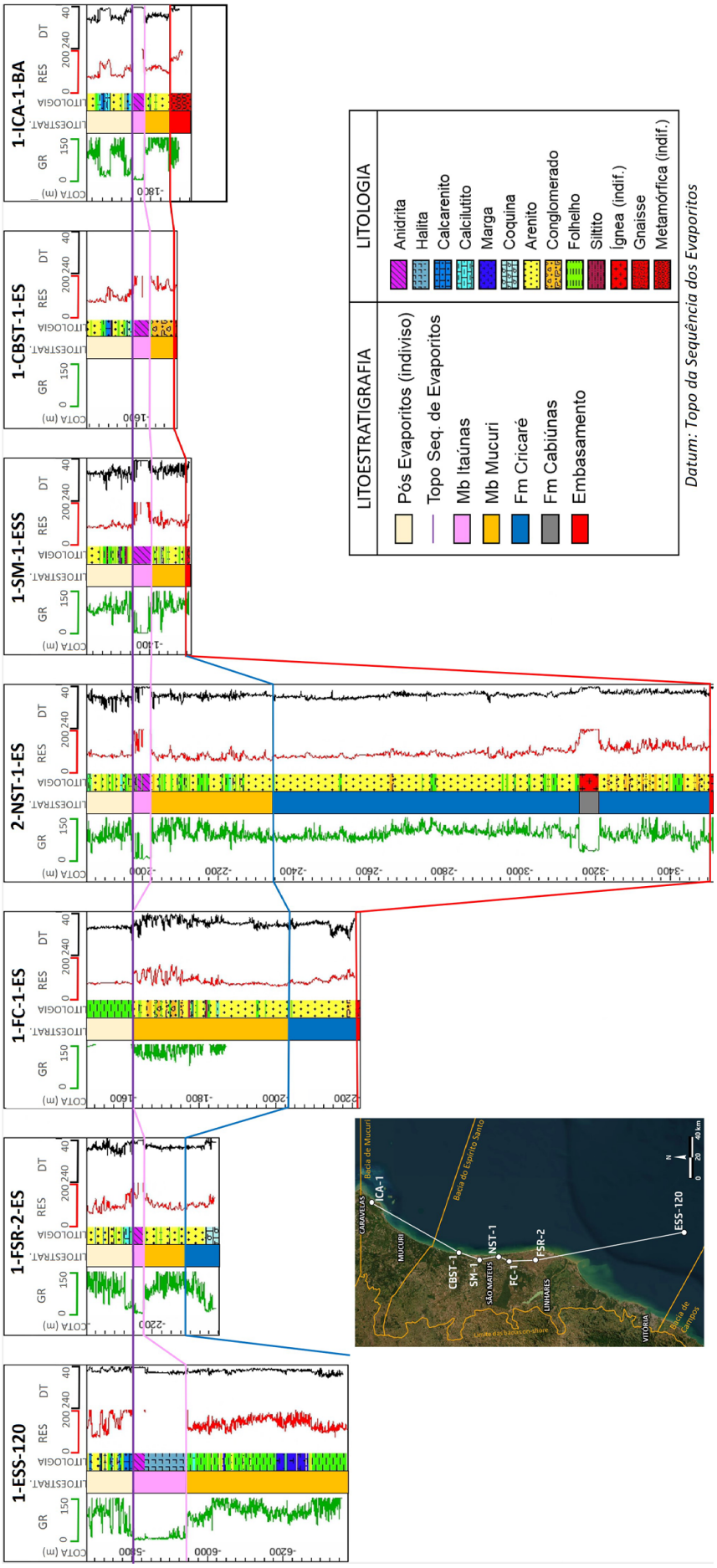


Figura 4.1.5: Seção estrutural de correlação entre poços marcantes na história exploratória das bacias do Espírito Santo e Mucuri. Mb MUC: Membro Mucuri, Mb ITA: Membro Itaúnas, K40_t: Topo da Sequência K40 (topo do Membro Mucuri), K50_t: Topo da Sequência K50_t (topo do Membro Itaúnas)

Revisões foram feitas por Bacoccoli e Morales (1973), Ojeda e Ojeda (1977) e Gomes *et al.* (1988). Rangel *et al.* (1990) individualizaram as rochas de idade Aratu a Jiquiá na Formação Cricaré, compartimentada nos membros Jaguaré (arenitos e conglomerados intercalados com vulcânicas) e Sernambi (pelitos, calcários e margas), com topo definido pela Discordância Pré-Alagoas. Dessa forma, o Membro Mucuri foi restrito às rochas siliciclásticas de idade Alagoas, sotopostas aos evaporitos. Estudos posteriores (Vieira *et al.* 1992; 1994; Vieira, 1998) fizeram novas divisões e nomenclaturas até o estado da arte atual (França *et al.*, 2007a), no qual o registro geológico da seção pré-sal nas bacias do Espírito Santo e Mucuri compreende rochas aptianas das formações Cricaré e Mariricu, nas supersequências rifte (K30) e pós-rifte (K40), respectivamente (Figura 4.1.3).

4.2. Evolução Exploratória

Após mais de 60 anos de atividade exploratória, a Bacia do Espírito Santo é compreendida como uma bacia madura, uma "bacia-escola", como é denominada informalmente pelos que nela atuaram, em virtude da variedade de ambientes geológicos, dentre eles a seção pré-sal, que apresenta peculiaridades exploratórias e explotatórias desafiadoras. Essa bacia guarda semelhanças com as bacias baianas e sobretudo com as de Sergipe-Alagoas e Campos.

O primeiro poço perfurado na bacia, 2-CBs-t-1-ES (1959), encontrou reservatórios siliciclásticos aptianos com indícios (Figura 4.1.1 e Figura 4.1.5). A primeira descoberta comercial nesses reservatórios ocorreu dez anos depois pelo poço 1-SM-1-ES (1969), que originou o Campo de São Mateus, ambos *onshore* (Figura 4.1.1). O poço 1-ESS-1 (1968), que curiosamente perfurou uma espessa seção salina na qual ficou pendurado, foi o primeiro na plataforma continental brasileira e na Bacia do Espírito Santo, assim como o 1-BAS-1 (1971), na Bacia de Mucuri. Um ano depois, o poço 1-FC-1-ES (1972) faria a primeira descoberta na seção pós-sal terrestre (Figura 4.1.5). Em 1977, o poço 1-ESS-26 encontrou hidrocarbonetos na seção pós-sal capixaba *offshore* (Figura 4.1.1) de forma pioneira (Campo de Cação). Em seguida, o poço 1-ICA-1-BA (1988) descobriu hidrocarbonetos nos reservatórios do Alagoas, na seção terrestre da Bacia de Mucuri (Campo de Ilha Caçumba). Nas décadas de 1980, 1990 e 2000, novas acumulações terrestres e marinhas seriam encontradas tanto no pré-sal quanto no pós-sal. Em 1997, o poço 1-FSR-2-ES amostrou, pela primeira vez, coquinas no Membro Sernambi na seção terrestre da bacia. Nos anos 2000, alguns poços pioneiros em águas profundas a ultraprofundas, com objetivos primários no pós-sal, fizeram descobertas (Golfinho, Canapu, Camarupim e Camarupim Norte) e foram aprofundados até a seção pré-sal, de natureza duvidosa, supostamente carbonática, pela teia de conjecturas tecidas na exploração das bacias a sul. O pioneiro 1-ESS-120 (2003) foi o primeiro a encontrar reservatórios carbonáticos do Membro Mucuri em águas ultraprofundas, sucedidos por outros poços, em uma fronteira que segue em exploração (Figura 4.1.5).

As rochas geradoras lacustres do Jiquiá (Membro Sernambi) são a principal fonte dos hidrocarbonetos da bacia, com matéria orgânica tipo II (Anaisse Junior *et al.*, 2013), o que pode sugerir influência marinha pontual ainda no Jiquiá, pois também existe do tipo I. Além delas há as demais geradoras da Formação Cricaré, que são pelitos ricos em matéria orgânica tipo I predominantemente amorfa e não oxidada, de bom potencial gerador, com idades Buracica a Rio da Serra (água doce). Essas rochas estão na janela do óleo na seção marinha, a partir da qual migrou para a parte emersa da bacia.

As rochas siliciclásticas do Alagoas (Mucuri) são produtoras na seção terrestre e esse alvo é a essência econômica do pré-sal na Bacia do Espírito Santo, embora menos importante que a seção pós-sal *onshore* na produção de hidrocarbonetos. Ocorre em uma série de pequenas acumulações em arenitos e conglomerados flúvio-deltaicos a turbidíticos lacustres a transicionais; por vezes estão intercalados a anidritas, diferente dos reservatórios siliciclásticos sergipanos de mesma idade. O teste do alvo calcários organo-químicos em águas profundas da Bacia do Espírito Santo ainda não logrou êxito, sobretudo prejudicado pela baixa porosidade em função do alto soterramento. A presença de fácies carbonáticas, semelhantes àquelas do Andar Alagoas na Bacia de Campos, foi constatada pontualmente, porém com alto conteúdo de siliciclásticos e baixa porosidade. Considerando-se a área conhecida (que é pequena), a história deposicional e a de soterramento não foram favoráveis ao desenvolvimento da fábrica carbonática e manutenção de sua qualidade. Nesse setor, a bacia demonstra maior vocação para alvos na seção pós-sal senoniana a neogena em reservatórios marinhos de fluxos gravitacionais de sedimentos.

Reservatórios siliciclásticos do Jiquiá (Membro Jaguaré) apresentaram acumulação em apenas um poço, assim como as coquinas (Membro Sernambi) na seção terrestre da Bacia do Espírito Santo, porém sem produção. As coquinas foram investigadas na seção *offshore*, confirmando-se o modelo deposicional previsto, mas a história de soterramento foi desfavorável, já que as coquinas não apresentaram porosidade significativa. A presença fraca de indícios sugere um sistema petrolífero ativo, porém de carga duvidosa ou com estruturação tardia à migração, muitas vezes relacionado à evolução tectônica da área. Os insucessos também valem para reservatórios silicilásticos de mesma idade do Membro Jaguaré.

O modelo de sistemas petrolíferos para as geradoras lacustres preconiza migração a longas distâncias do mar para a terra, em função das condições de soterramento. O diferencial de pressão foi preponderante nos caminhos de migração, o que explica a alta concentração de óleo lacustre no bloco alto da Zona de Charneira Cedro-Rio Doce. Papel importante foi desempenhado pelas Discordâncias Pré-Alagoas (DPA), Discordância Pré-Urucutuca (DPU) e Pré Eoceno Superior (DPES), além das camadas carreadoras, como o Membro Mucuri. As acumulações do óleo lacustre nos reservatórios terrestres sofreram biodegradação severa e, regionalmente, a qualidade dos óleos, tanto o grau API quanto a porcentagem de enxofre, é fortemente determinada pela profundidade e,

consequentemente, pela temperatura dos reservatórios (Guzzo, 2008). No setor meridional da bacia o óleo lacustre está mesclado ao marinho.

Os alvos são zoneados pelas feições paleofisiográficas, com o Mucuri dominante na Plataforma de São Mateus, o Barra Nova na Plataforma de Regência e o Urucutuca nos paleocânions de Fazenda Cedro e Regência. A Plataforma de São Mateus é a de maior destaque no número de concessões de produção na bacia, e o Paleocânion de Fazenda Cedro é o que apresenta uma produção mais significativa (Figura 4.1.4).

O alvo Mucuri é destacadamente o mais perfurado e conhecido na Bacia do Espírito Santo; já o Urucutuca é o de maior retorno econômico. Em termos de produção, o destaque é dos paleocânions (pós-sal) que responde por mais de 63% de todos os hidrocarbonetos já produzidos. Apesar de mais da metade das concessões de produção estarem na Plataforma de São Mateus, ela responde por menos de 15% da produção diária; só o Campo de Fazenda Alegre, no pós-sal, já foi responsável por mais de 41% da produção diária de óleo da bacia. Na Bacia de Mucuri, o alvo Mucuri também é o mais conhecido por seu histórico exploratório e representou a única produção comercial da bacia.

5. O PRÉ-SAL NA BACIA DE CAMPOS

5.1. Contexto Geológico

Situada no estado do Rio de Janeiro, a Bacia de Campos é limitada ao sul pelo Alto de Cabo Frio e seu prolongamento marinho ao longo da Zona de Transferência Cruzeiro do Sul-Volta Redonda; e ao norte pelo Alto de Vitória ou Zona de Falha Vitória-Colatina (Bacoccoli e Saito, 1973; Magnavita *et al.,* 2010). As principais feições estruturais são a charneira cretácea, que limita a zona da ocorrência de rochas cretáceas a oeste, o Alto de Badejo, os baixos de Corvina-Parati e São João da Barra – por vezes referidos de forma conjunta como Baixo de São Tomé –, o Alto Externo e as províncias dos domos, minibacias e muralhas de sal (Dias *et al.,* 1987; Zalán e Oliveira, 2009), ilustrados na figura 5.1.1, que também é referência para todos os poços mencionados neste texto.

Na seção pré-sal da Bacia de Campos destacam-se como reservatórios as coquinas (Figura 5.1.2) e os calcários organo-químicos de idades Jiquiá e Alagoas (Figura 5.1.3), respectivamente.

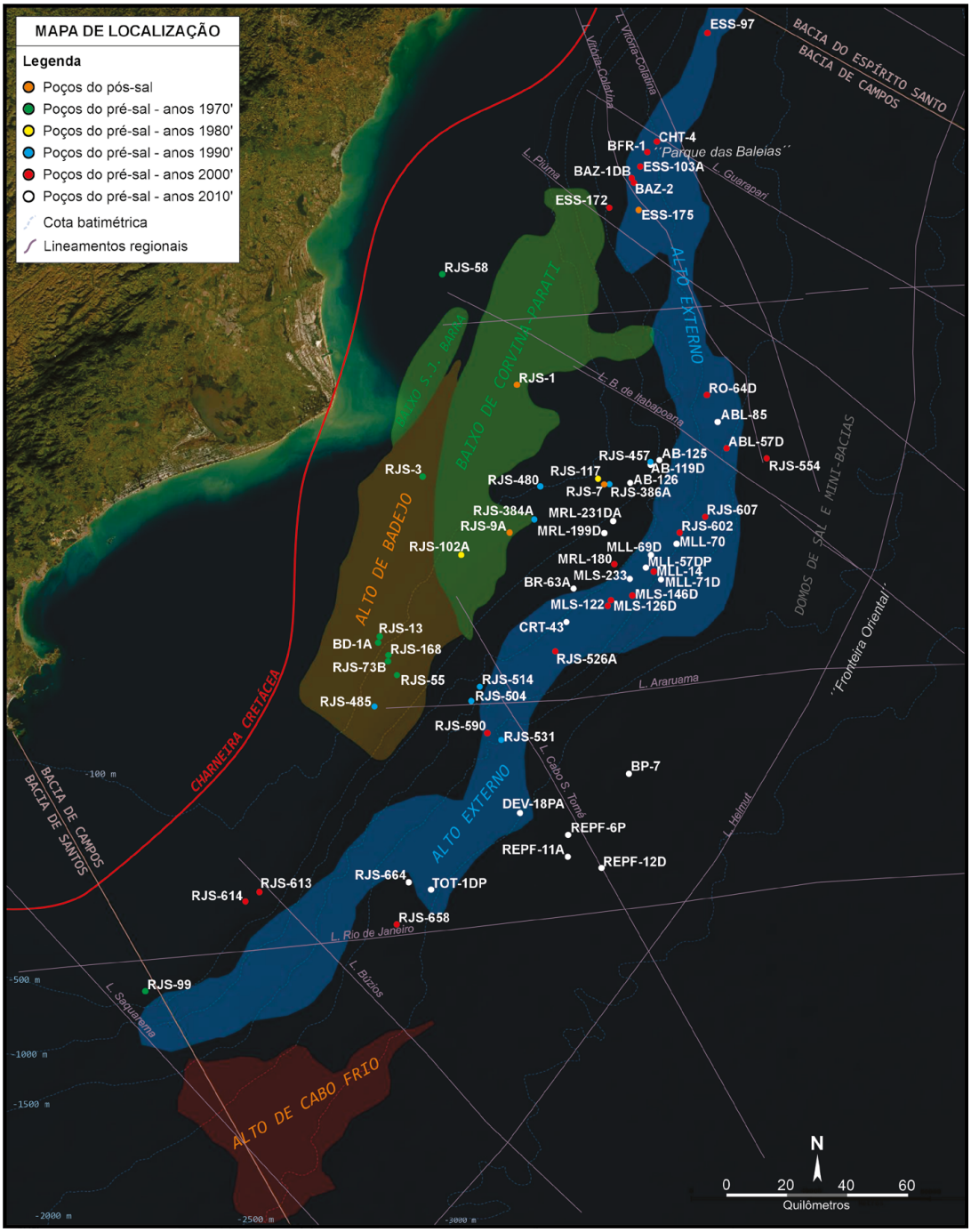


Figura 5.1.1: Mapa de localização da Bacia de Campos, seus limites, principais feições estruturais e poços abordados. Fonte: Inspirado em Zalán e Oliveira (2009)

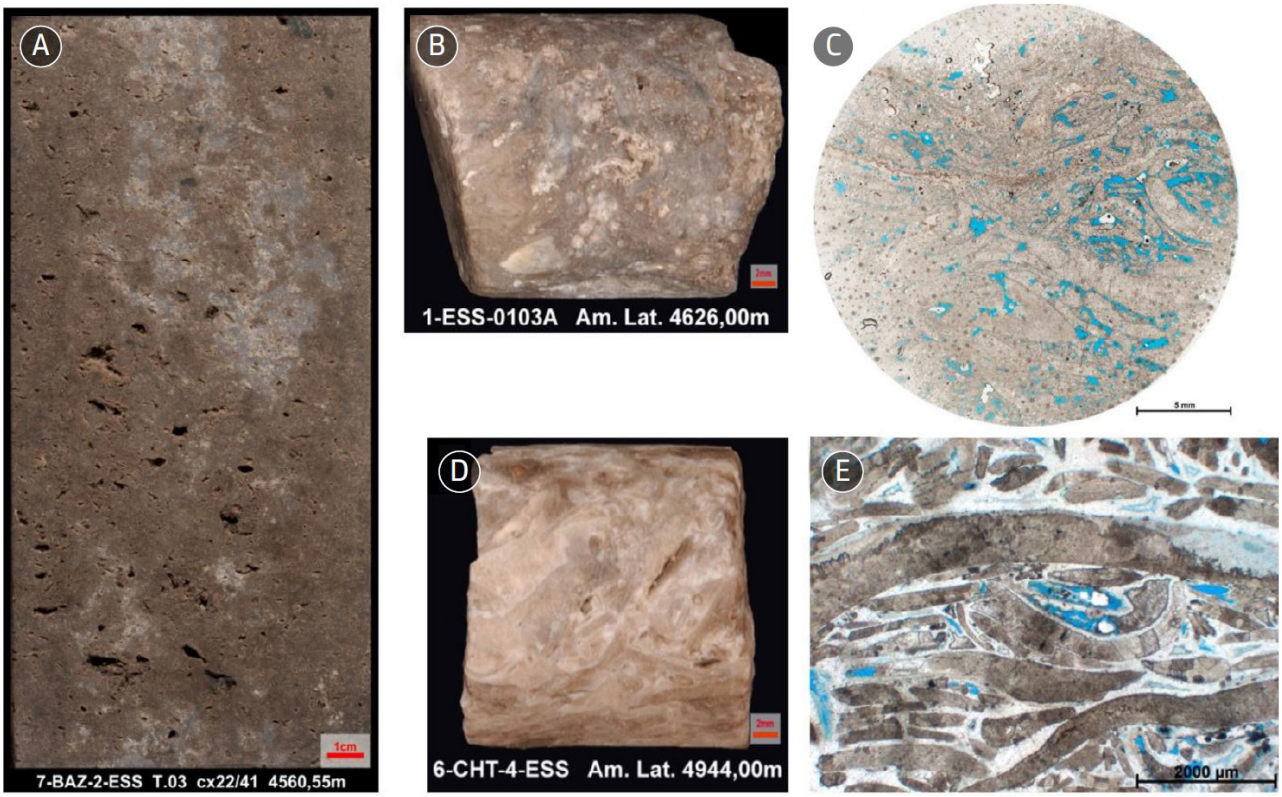


Figura 5.1.2: Coquinas da Bacia de Campos. A) Porosidade interpartícula e vugular de coquinas em testemunho do poço 7-BAZ-2-ESS. Rudstone bioclástico com porosidade interpartícula a intergranular em amostra lateral (B) e fotomicrografia (C) do poço 1-ESS-103A. Rudstone cimentado com porosidade interpartícula intercristalina em amostra lateral (D) e fotomicrografia (E-Np)

O poço 1-RJS-3 (1971) foi o primeiro a perfurar a seção sedimentar pre-sal (Figura 5.1.4), cujos evaporitos (intervalo intermediário) e clásticos sotopostos (intervalo basal) foram individualizados na Formação Lagoa Feia (Schaller, 1972 apud Schaller, 1973). O poço 1-RJS-13 (1975) foi o primeiro a encontrar coquinas posicionadas acima do intervalo basal. A campanha exploratória de 1979, que buscava as coquinas do Jiquiá, foi a primeira a encontrar calcários organo-químicos no Alagoas, descritos como estromatólitos nos poços 1-RJS-99 e 1-RJS-117 (1979).

Dias *et al.* (1987) propuseram uma divisão interna para a Formação Lagoa Feia (Figura 5.1.5), utilizando o poço 3-RJS-168 como referência, nas sequências: siliciclásticas basal, talco-estevensítica, das coquinas e clástico-evaporítica, na qual ocorrem calcários estromatolíticos. Na revisão de Rangel *et al.* (1994), a sequência das coquinas foi individualizada no Membro Coqueiros (Figura 5.1.5), na seção de topo da Sequência K30 (seção tipo no poço 3-RJS-73B, topo do Jiquiá, biozonas NRT-009 e NRT-010). A parte inferior da sequência clástico-evaporítica foi individualizada na Sequência K40 sem designação litoestratigráfica; já a parte superior, no Membro Retiro, Sequência K50 – seção tipo no poço 1-RJS-117, ambas no Andar Alagoas, biozona NRT-011 – Figura 5.1.4. A Sequência K30 está no contexto tectônico rifte de evolução da bacia, enquanto as sequências K40 e K50 estão no estágio de transição.

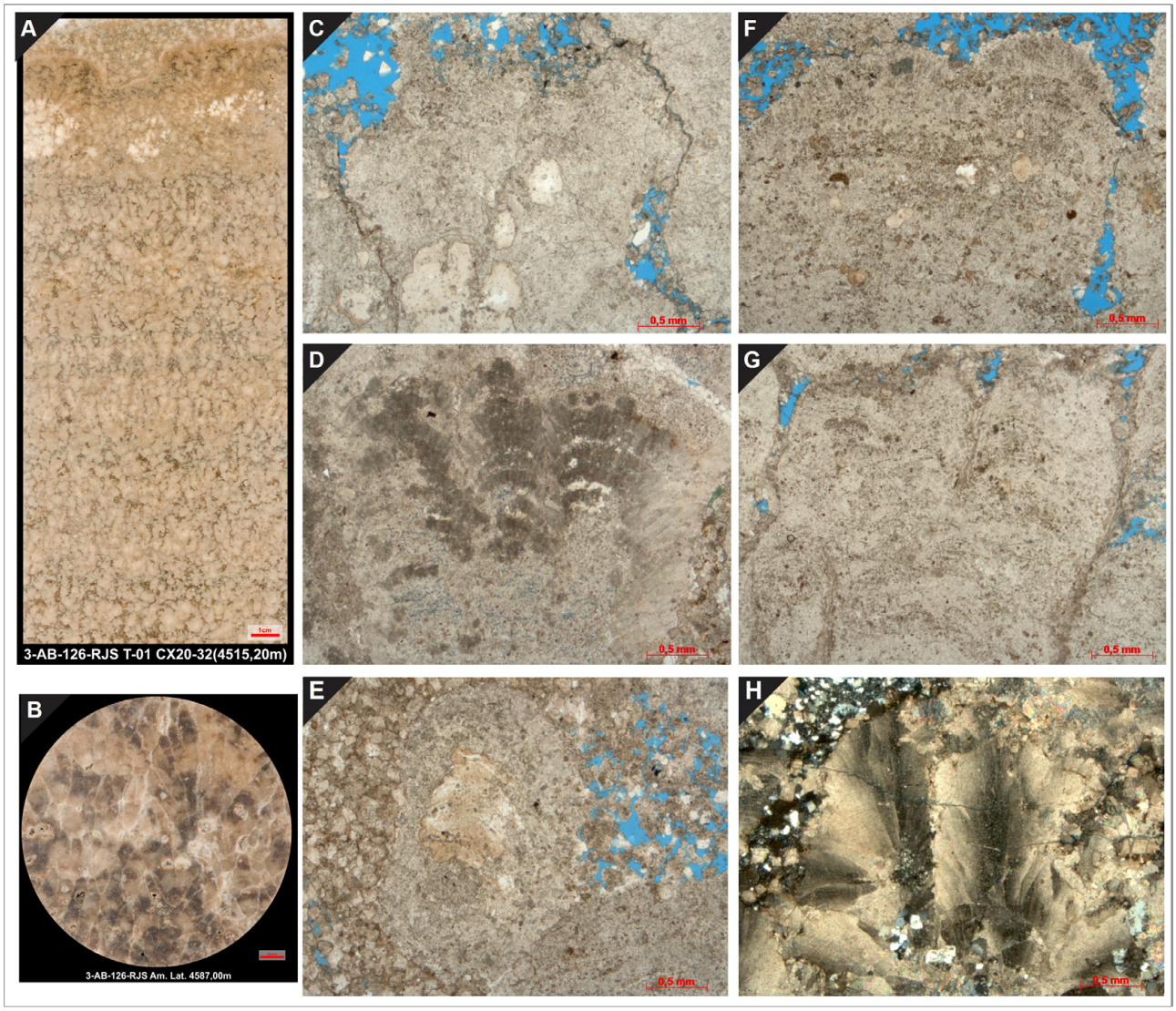


Figura 5.1.3: Aspectos texturais, diagenéticos e porosidade dos calcários organo-químicos da Formação Macabu do poço 3-AB--126-RJS. A) Foto de detalhe de estromatolitos arborescentes em testemunho (A) e amostra lateral (B). Fotomicrografias com aspectos texturais de estromatolitos arborescentes: C) Elementos arbustivos ou arbustos (shrubs) calcíticos, parcialmente substituídos por quartzo, porosidade interelemento e contato suturado entre os elementos (Np). D) Arbustos calcíticos om incipiente laminação interna (Np). E) Arbustos calcíticos parcialmente substituído por quartzo e poro interelemento parcialmente preenchido por dolomita (Np). F) Resquícios de porosidade interelemento e intercristalina (Np). G) Arbustos calcíticos e incipiente porosidade interelemento e intercristalina (Np). H) Arbustos calcíticos com textura fascicular com quartzo e dolomita preenchendo poro interelemento (Nc)

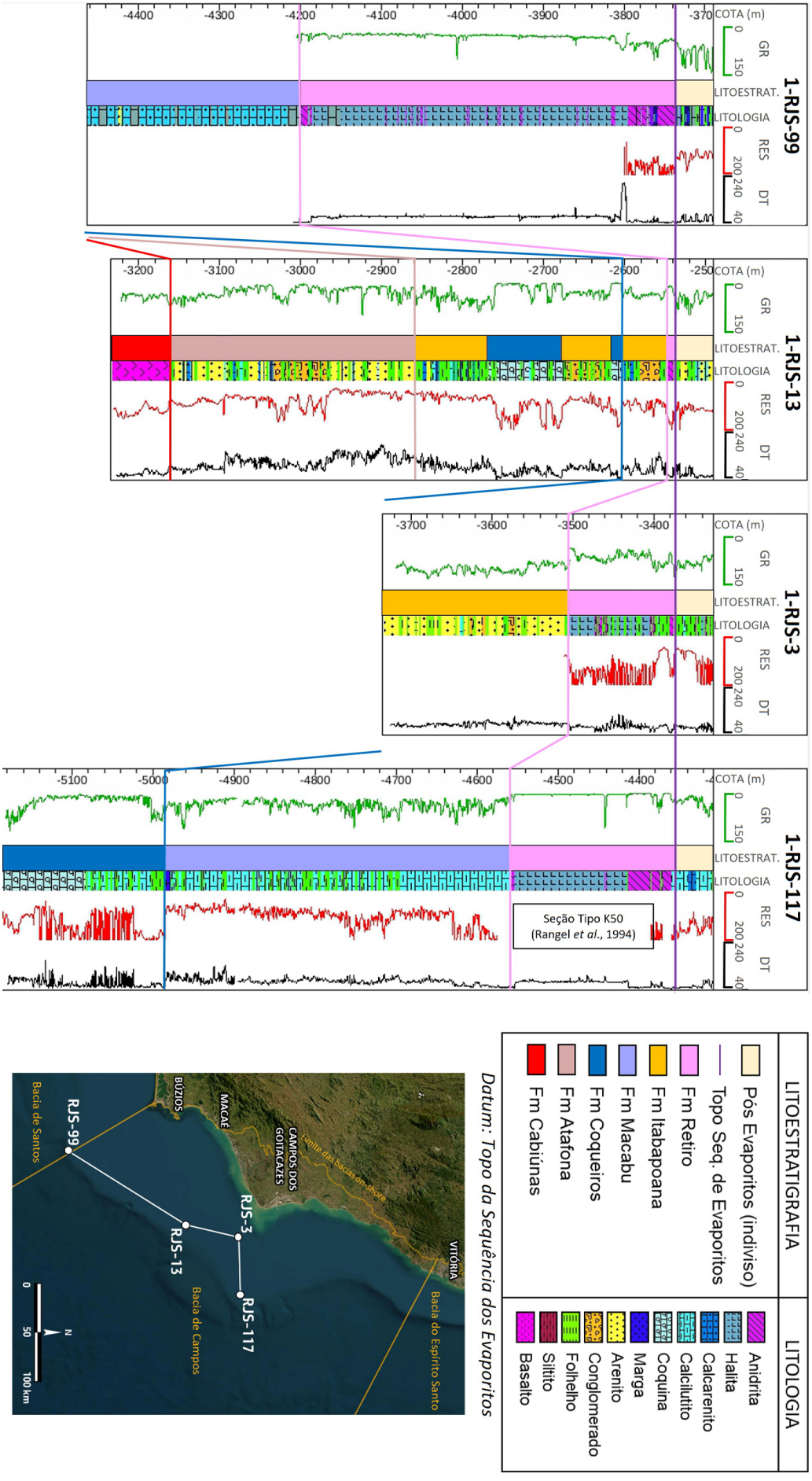


Figura 5.1.4: Seção estratigráfica horizontalizada na base da Formação Retiro, com os poços de referência na estratigrafia da Bacia de Campos

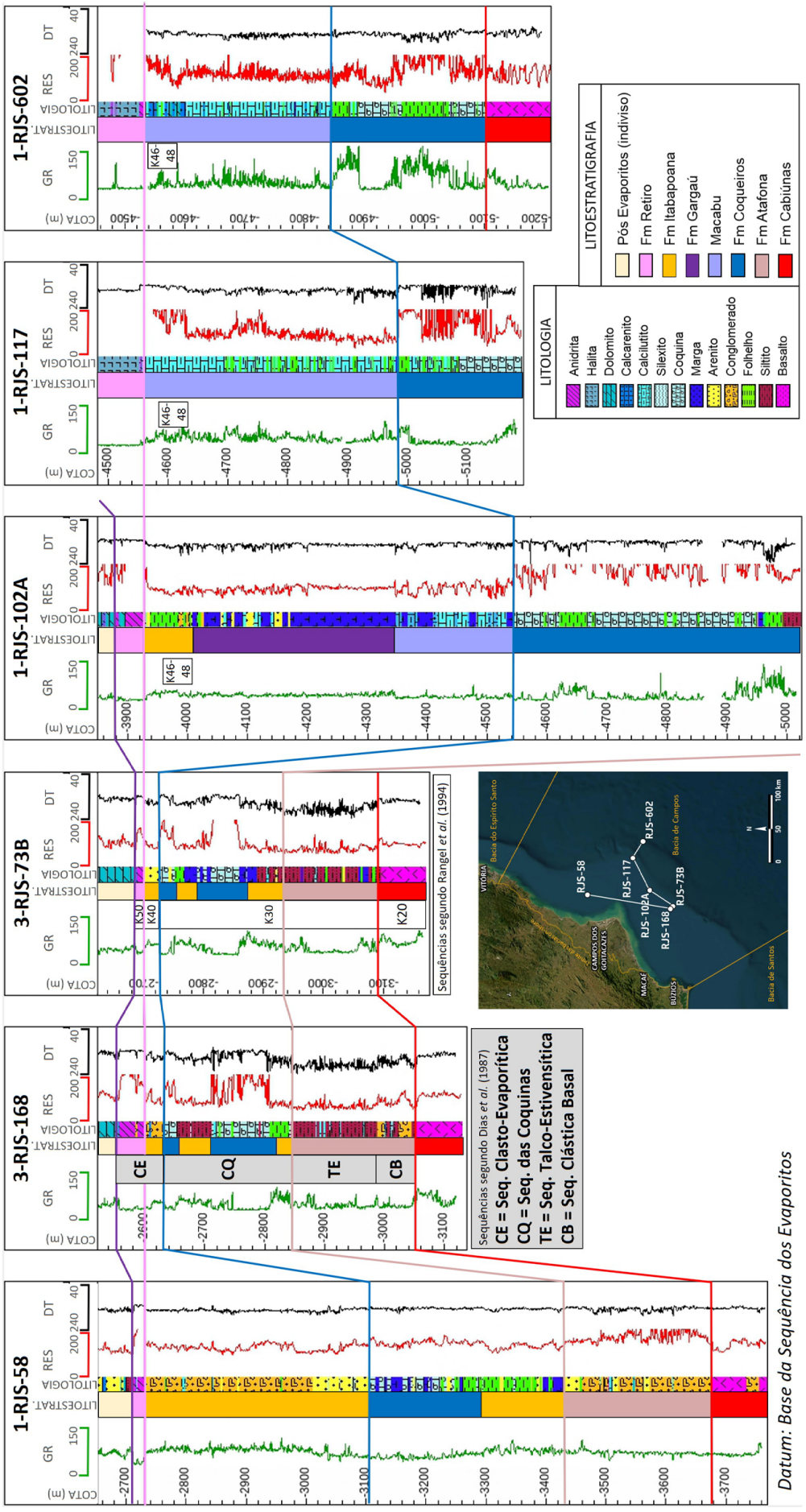


Figura 5.1.5: Seção estratigráfica horizontalizada na base da Formação Retiro, com os poços de referência na estratigrafia da Bacia de Campos

A revisão de Winter *et al*. (2007) atualizou as sequências estratigráficas e a litoestratigrafia (Figura 5.1.6). A Formação Lagoa Feia passou ao status de grupo, composto pelos membros anteriores (Coqueiros e Retiro) elevados ao status de formação e por novas unidades estratigráficas e novas posições na correlação regional com as bacias das margens Sudeste e Leste brasileiras (sequências Ks). Os conglomerados de borda de bacia foram individualizados na Formação Itabapoana (seção tipo no poço 1-RJS-58), lateralmente interdigitados às demais unidades estratigráficas do Grupo Lagoa Feia, com exceção da Formação Retiro. A Formação Coqueiros foi alçada à posição da Sequência K38, limitada na base pela Discordância Pré-Jiquiá e no topo pela Discordância Pré-NeoAlagoas (reconhecida desde Dias *et al*., 1987), ao nível das biozonas NRT-009.3, OS-1005, OS-1010, OS-1020, OS-1100 e NRT-010 (Figura 5.1.5). Apresenta um marco estratigráfico no nível da biozona OS-1010, conhecido como "folhelho jiquiá" (Magalhães e Jahnert, 1998), que figura como refletores sísmicos destacados por forte amplitude negativa. A antiga Sequência K40 também foi desmembrada nas formações Gargaú (seção tipo no poço 1-RJS-102) e Macabu (seção tipo no poço 1-RJS-602), ambas distribuídas nas sequências K46 e K48, além das rochas da porção superior da Formação Itabapoana (Figura 5.1.5).

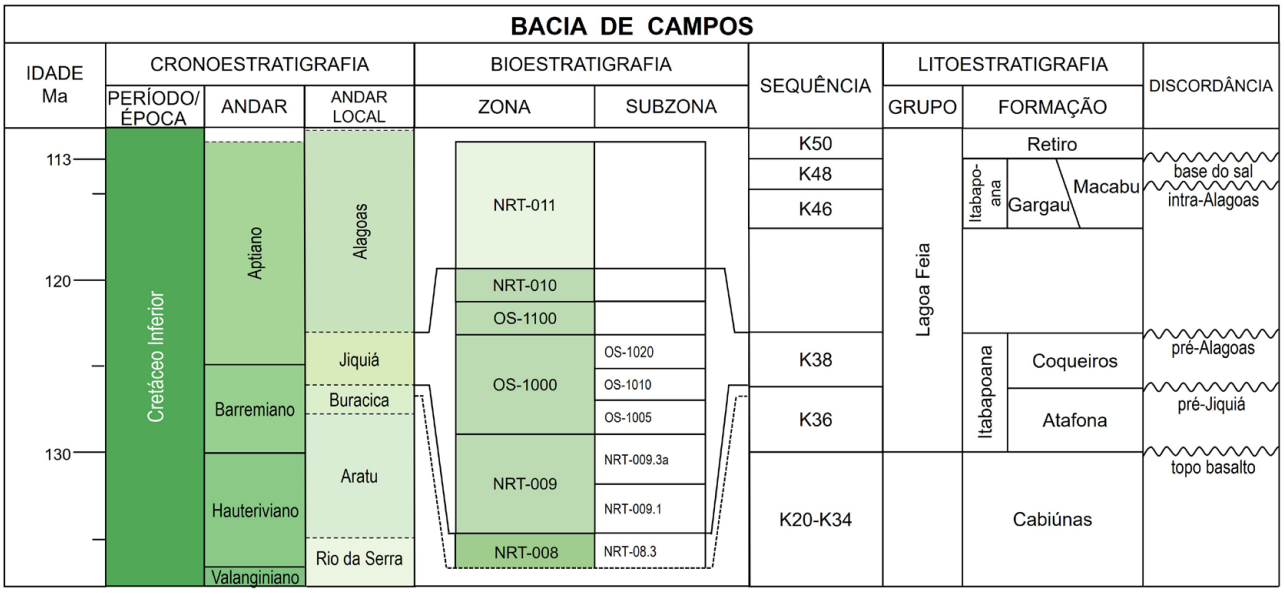


Figura 5.1.6: Resumo da estratigrafia da seção pré-sal da Bacia de Campos. Modificado de Jahnert e Winter (2007).

Os evaporitos da Formação Retiro, na Sequência K50 no fim do Andar Alagoas, recobrem de forma discordante a seção pré-sal da Bacia de Campos, e são compostos por anidrita, halita, carnalita e silvinita (halita + silvita), com espessamento de seção a leste e halocinese ao longo de toda a história da bacia (Guardado *et al.*, 1989). As sequências K46, K48 e K50 compõem a Supersequência Pós-Rifte. Jahnert e Winter (2014) detalharam a estratigrafia da seção pré-sal com a subdivisão de cada uma das sequências. Antes limitada à Bacia de Santos, a Sequência K44 está discriminada abaixo da K46.

O magmatismo na Bacia de Campos é mais expressivo em sua margem ocidental (Formação Cabiúnas) e durante o Andar Aratu, todavia os poços mais recentes, na margem oriental, têm encontrado rochas ígneas extrusivas supostamente de idade Alagoas ou Jiquiá. A componente hidrotermal corrobora com o modelo de gênese abiótica da fábrica carbonática dos reservatórios alagoas (Herlinger Junior, 2016; Lima, 2020). Por outro lado, o modelo biótico associa os reservatórios a biohermas microbiais fotodependentes (Dias, 1998; Muniz *et al.*, 2004).

5.2. Evolução Exploratória

Em 1971, foi perfurado o primeiro poço na Bacia de Campos. O pioneiro 1-RJS-1 testou uma estrutura no nível do Cretáceo Superior, no Baixo de Corvina-Parati (Figura 5.1.1), buscando alvo em reservatórios deltaicos, resultando em seco, sem indícios. No mesmo ano, o poço 1-RJS-3 encontrou indícios na seção cenozoica, além de perfurar calcários albianos, anidrita e conglomerados. O poço 1-RJS-7 (1973) encontrou indícios em reservatórios nas seções paleógena e senoniana, e em calcários albianos, que passaram ao status de alvo exploratório. No ano seguinte, o poço 1-RJS-9A (1974) se tornaria o primeiro sucesso comercial; foram encontrados calcarenitos e calcirruditos porosos da Formação Macaé, saturados por hidrocarbonetos, o que originou o Campo de Garoupa (Figuras 5.1.1 e 5.2.1).

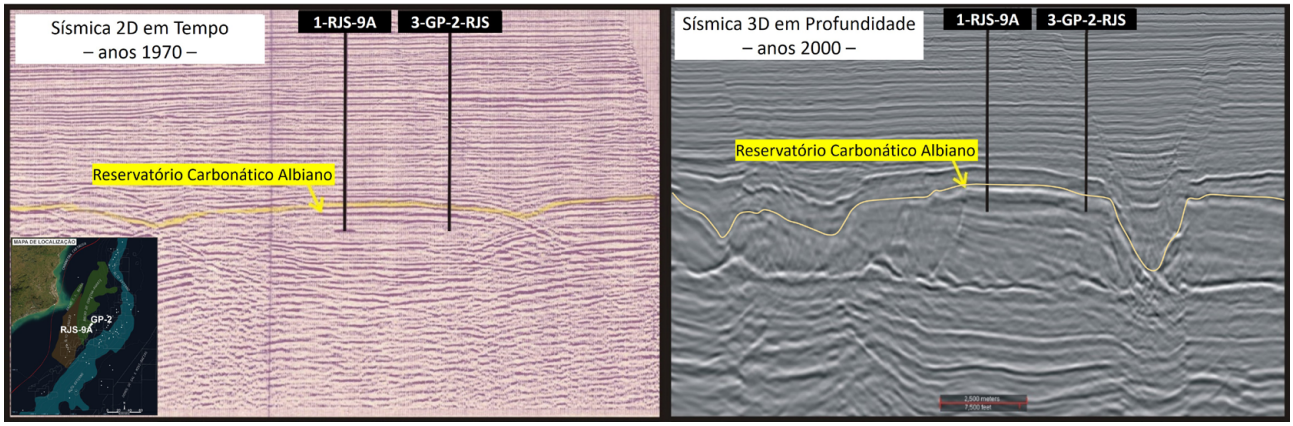


Figura 5.2.1: Seção sísmica original do primeiro poço descobridor de petróleo da Bacia de Campos (1-RJS-9A, 1974) e mesma seção no dado sísmico dos anos 2000. Figuras sem escala vertical. Localização no mapa da base do sal. Fonte: modificado de Sampaio *et al.* (2018)

Em 1975, o poço 1-RJS-13, cujo objetivo principal era testar a extensão de uma descoberta no pós-sal (1-RJS-9A), não constatou reservatórios, mas encontrou coquinas não previstas na seção pré-sal, portadoras de óleo de 31° API, resultando na descoberta do Campo de Badejo (Figura 5.2.2). No ano de 1976, o poço 3-BD-1A-RJS confirmou a extensão da acumulação do 1-RJS-13 a sul, além de descobrir uma nova jazida nos basaltos fraturados da Formação Cabiúnas. As descobertas de óleo em coquinas do Alto de Badejo se estenderam para Linguado (1-RJS-49), Pampo (1-RJS-55) e Trilha (1-RJS-65), entre 1978 e 1982 (Figura 5.1.1 e Figura 5.2.2), em acumulações sem fechamento quaquaversal e com forte componente estratigráfica. Ressalta-se que, além da importância econômica, o conhecimento sobre as coquinas do Alto de Badejo foi fundamental para a curva de aprendizado dos conceitos geológicos da porção *offshore* da margem leste brasileira, em especial para as grandes descobertas do Pré-sal quatro décadas mais tarde. No final da década de 1970, os calcários organo-químicos do Alagoas foram perfurados de forma imprevista pelo poço 1-RJS-99 (1979) pela primeira vez, apresentando indícios de hidrocarbonetos em testemunho, porém sem caracterização por perfilagem em virtude de problemas mecânicos (Figura 5.1.4). No mesmo ano, o poço 1-RJS-117 também testemunhou esses calcários com indícios; já o teste a poço aberto recuperou vestígios de óleo no fluido de perfuração. Os resultados foram considerados desencorajadores e o interesse exploratório no alvo hibernaria por cerca de duas décadas. A fábrica carbonática foi, em parte, prejudicada pelo aporte de sedimentos siliciclásticos, e a história diagenética sugeria problemas de reservatório.

Quanto à geração, os hidrocarbonetos em reservatórios da Formação Lagoa Feia eram considerados oriundos dos folhelhos verdes geradores da sequência das coquinas (Meister, 1979). No início da década de 1980, a partir do Método de Lopatin na avaliação da maturidade térmica, Pereira (1982) demonstrou que os folhelhos Carapebus cretáceos, até então tidos como geradores, estariam imaturos. Apenas a Formação Lagoa Feia teria condições de gerar a partir do Oligoceno ao Plioceno, na região dos campos produtores, e a migração se daria verticalmente por meio das janelas de sal e falhas. Essa hipótese era compatível com os trabalhos desenvolvidos pelo Cenpes na Bacia do Espírito Santo (Estrella *et al.*, 1983).

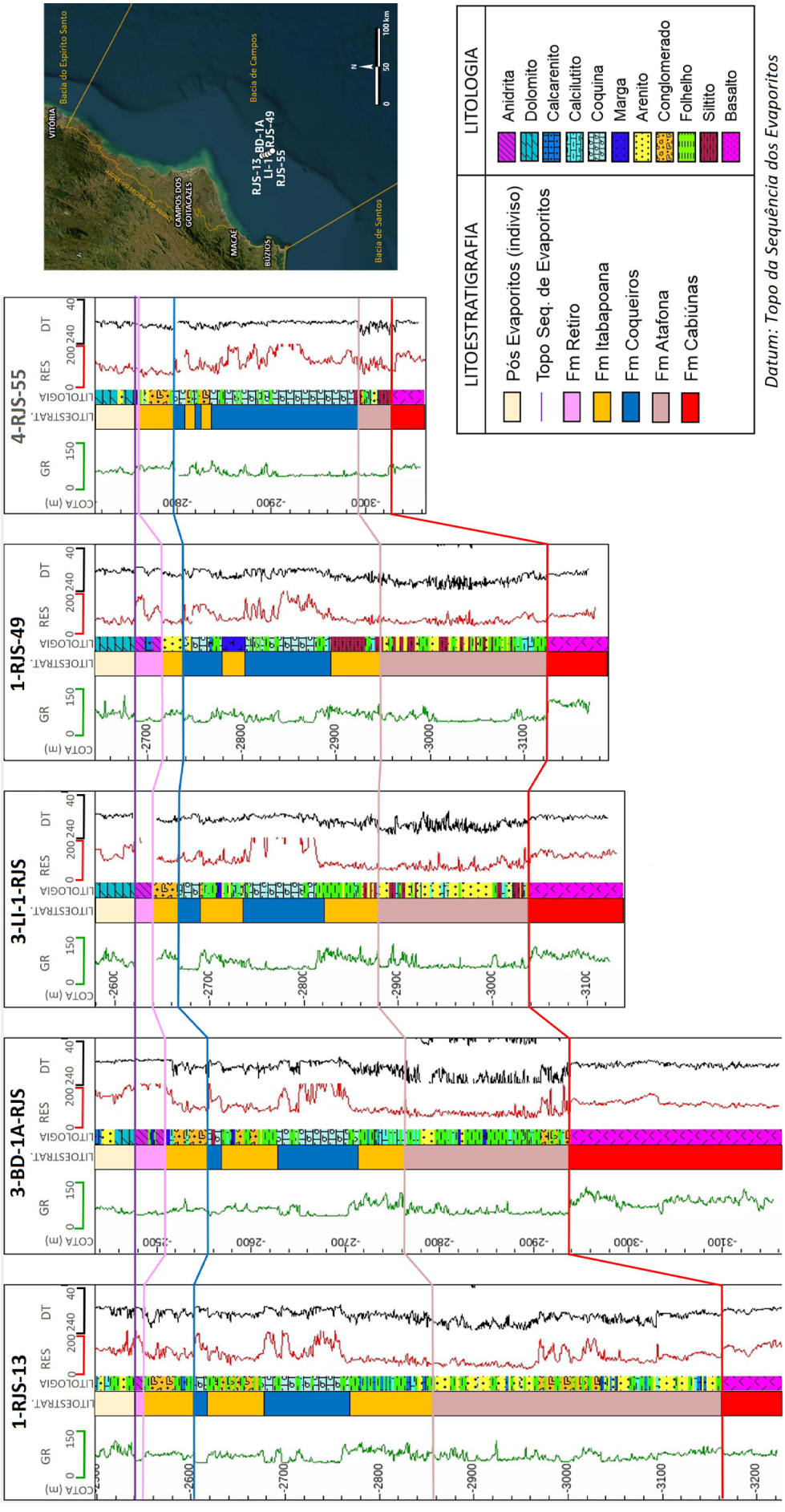


Figura 5.2.2: Seção estratigráfica horizontalizada no topo da Formação Retiro, com os poços exploratórios descobridores das acumulações no Alto de Badejo.

As grandes descobertas de hidrocarbonetos em reservatórios oligo-miocênicos deslocaram o interesse exploratório para a seção pós-sal siliciclástica, estendendo-se pelos anos de 1990. Não obstante, o alvo coquinas foi perseguido por novos poços exploratórios no Alto de Badejo. Entre os anos de 1981 e 1982 foi realizada a primeira aquisição sísmica 3D. A interpretação indicou que, embora compartimentada, a acumulação em coquinas do Campo de Badejo também se estendia pelas áreas dos campos de Linguado, Pampo e Trilha. Os poucos poços que investigaram essa seção em outras regiões da bacia resultaram secos, secos com indícios ou subcomerciais. Nessa época, a avaliação da seção pré-sal enfrentava dificuldade tecnológica em perfurar espessas camadas de sal, geralmente acima de 400 metros, que constituíam riscos à integridade dos poços.

Em 1989, o estudo regional sobre a Formação Lagoa Feia (Dias *et al.,* 1987) propôs um novo modelo para a deposição das coquinas, controlado pela paleofisiografia dos altos ígneos ou do embasamento, associado à subsidência mecânica (Figura 5.2.3). A exploração utilizou mapas de isópacas para caracterizar essas feições e poços perfurados para validar as hipóteses (1989-1998). Nos poços 1-RJS-384A, 1-RJS-386A e 1-RJS-485 (Figura 5.1.1), o modelo funcionou bem para encontrar as coquinas, mas as subsaturações resultam em insucessos geológicos nos dois primeiros poços e insucesso econômico no terceiro (Silva *et al.,* 1992). O poço 1-RJS-504 (1996), que tinha como objetivo coquinas do Jiquiá, identificou calcários, em vez de siliciclásticos, na seção alagoas. Isso indicava a existência de posições favoráveis para fábricas carbonáticas ainda pouco conhecidas e incentivou a perfuração de poços que atravessassem o Alagoas (Figura 5.2.3). Além disso, esses calcários estavam impregnados em óleo, o que sugeria novas possibilidades para geração e migração.

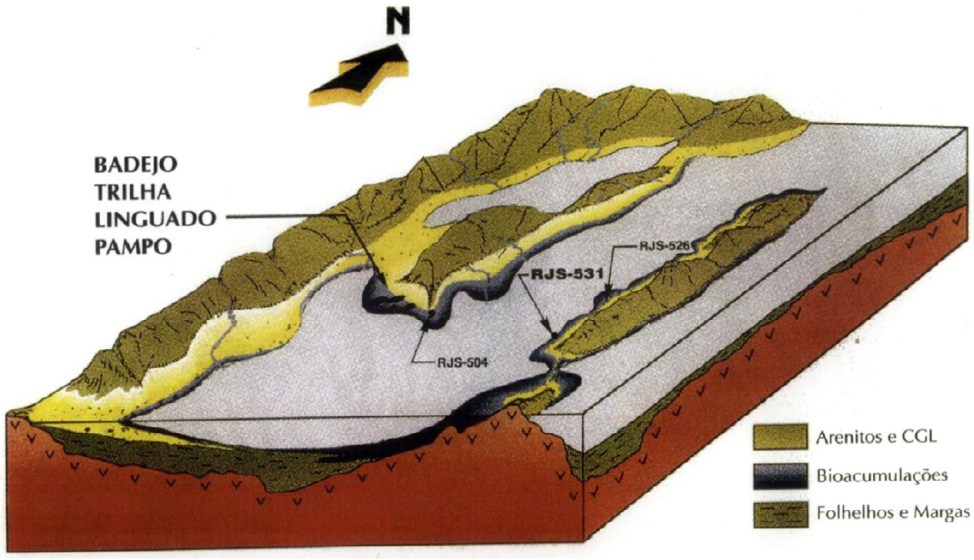


Figura 5.2.3: Reconstituição paleogeográfica da Bacia de Campos ao nível do Jiquiá Superior, com ênfase nos altos internos e controle na sedimentação das coquinas, baseada no conhecimento da década de 1990. Fonte: Petrobras (1997)

O poço 4-RJS-514 (1998) constatou bioacumulados misturados com argila no Jiquiá, com indícios em toda a seção pré-sal (Figura 5.1.1), porém portador de água em virtude de janela de sal, o que resultou na acumulação de hidrocarbonetos em calcários marinhos sobrepostos. No final dos anos 1990, um mapeamento detalhado da seção pré-sal com sísmica 3D e estudos de pressões geoestáticas levou à delineação de um alto regional focalizador "perene" existente desde o Cretáceo Inferior, para onde migraram os hidrocarbonetos gerados no Baixo de Corvina-Parati a partir do Oligoceno. Disto, foi concluído que os reservatórios carbonáticos aptianos foram preenchidos e vazaram por janelas de sal em direção aos reservatórios da seção pós-sal (Rosa *et al.*, 1997; 2000). As janelas de sal implicavam a ausência de retenção efetiva; era necessário buscar áreas com sal mais espesso e contínuo, mais uma peça necessária à montagem de um sistema petrolífero atuante.

O alvo coquinas foi retomado no final da década de 1990 com a perfuração dos poços 6-RJS-457 e 1-RJS-480 (1998); 1-RJS-531 (1999); 1-RJS-526A, 1-ESS-97 e 1-RJS-554 (2000) (Figura 5.1.1). O poço 6-RJS-457 encontrou coquinas semelhantes àquelas de Linguado; em seguida, o 1-RJS-480 encontrou óleo nas coquinas. Ambos os poços atravessaram calcários impregnados em óleo na seção alagoas, assim como o 1-RJS-504 (Figura 5.2.3). Os dados de porosidade e janelas de sal no 1-RJS-480 continuavam a desencorajar a exploração no Alagoas. O paradigma da baixa qualidade de reservatório, interpretada nos primeiros pioneiros se mantinha: além da história de soterramento desfavorável havia ainda o problema de uma expressiva componente siliciclástica que prejudicou o desenvolvimento da fábrica carbonática

A perspectiva sobre os reservatórios do Alagoas começou a mudar com a perfuração do poço 1-RJS-531, cujo objetivo principal era a sequência das coquinas sotopostas a rochas siliciclásticas do Andar Alagoas (Figuras 5.1.1, 5.2.3, 5.2.4 e 5.2.5). Esse poço apresentou calcários na posição estratigráfica em que, normalmente, eram encontradas rochas siliciclásticas, com indícios e características sísmicas que motivaram a realização de um teste de formação a poço aberto, o que recuperou nata de óleo de 33°API em meio à água. Também sugeriu a existência do alto perene, mapeado nos dados sísmicos 3D. Tal resultado definiu as rochas como alvo secundário de futuros poços que buscavam as coquinas como primário, implicando a retomada do interesse exploratório cerca de 20 anos depois do teste a poço aberto do 1-RJS-117 nos calcários do alagoas.

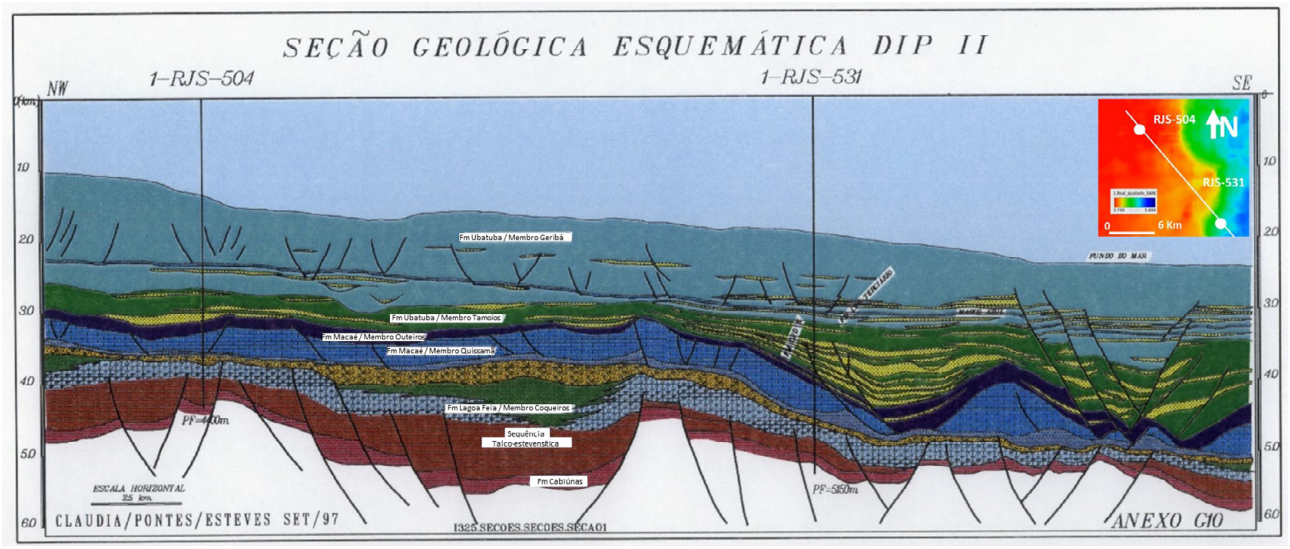


Figura 5.2.4: Seção geológica original da locação do poço 1-RJS-531. Notar previsão de conglomerados (cor laranja, em aproximadamente 4200 metros) para a seção Alagoas, que posteriormente foram retificados para calcários. Localização no mapa da base do sal (m). Fonte: Petrobras (1997)

O poço 1-RJS-526A (Figura 5.1.1), no Alto Externo, confirmou a existência do alto perene no Alagoas, previamente interpretado no 1-RJS-531, bem como uma possível reativação dessa feição, ao mesmo tempo em que sugeriu um sítio preferencial para a deposição de reservatórios e zona sujeita à erosão (Figura 5.2.3). Os poços posteriores confirmariam essa interpretação e indicariam a necessidade de um balanceamento estrutural para melhorar a prospecção.

Em seguida, o poço 1-ESS-97 foi o primeiro perfilado com a ferramenta de ressonância magnética nuclear na Bacia de Campos. Somando-se os dados de rocha e fluido, mostrou-se ideal à avaliação de porosidade nos calcários alagoas, como no futuro poço 1-RJS-628A na Bacia de Santos (vide capítulos 1 e 2). O poço 1-RJS-554 (Figura 5.2.5) teve seus indícios analisados e confirmou, com maior precisão, devido à sua posição, o que o 1-RJS-531 sugerira: a existência de uma cozinha externa geradora de hidrocarbonetos, diferente do Baixo de Corvina-Parati (Figura 5.1.1).O poço 1-RJS-554 foi o segundo poço perfilado com a ferramenta de ressonância magnética nuclear e o primeiro a ter os reservatórios alagoas como alvo secundário, o que resultou em insucesso geológico por problemas de retenção.

No período compreendido entre 2001 e 2004, o esforço exploratório e o conhecimento geológico adquirido foram testados pelos poços 1-ESS-103A (2002); 1-RJS-602, 1-RJS-607, 4-RJS-590 e 3-RJS-613 (2003) e 3-RJS-614 (2004) (Figura 5.1.1 e Figura 5.2.5). Tinham como objetivo principal as coquinas, e, secundariamente, buscavam a seção carbonática alagoas.

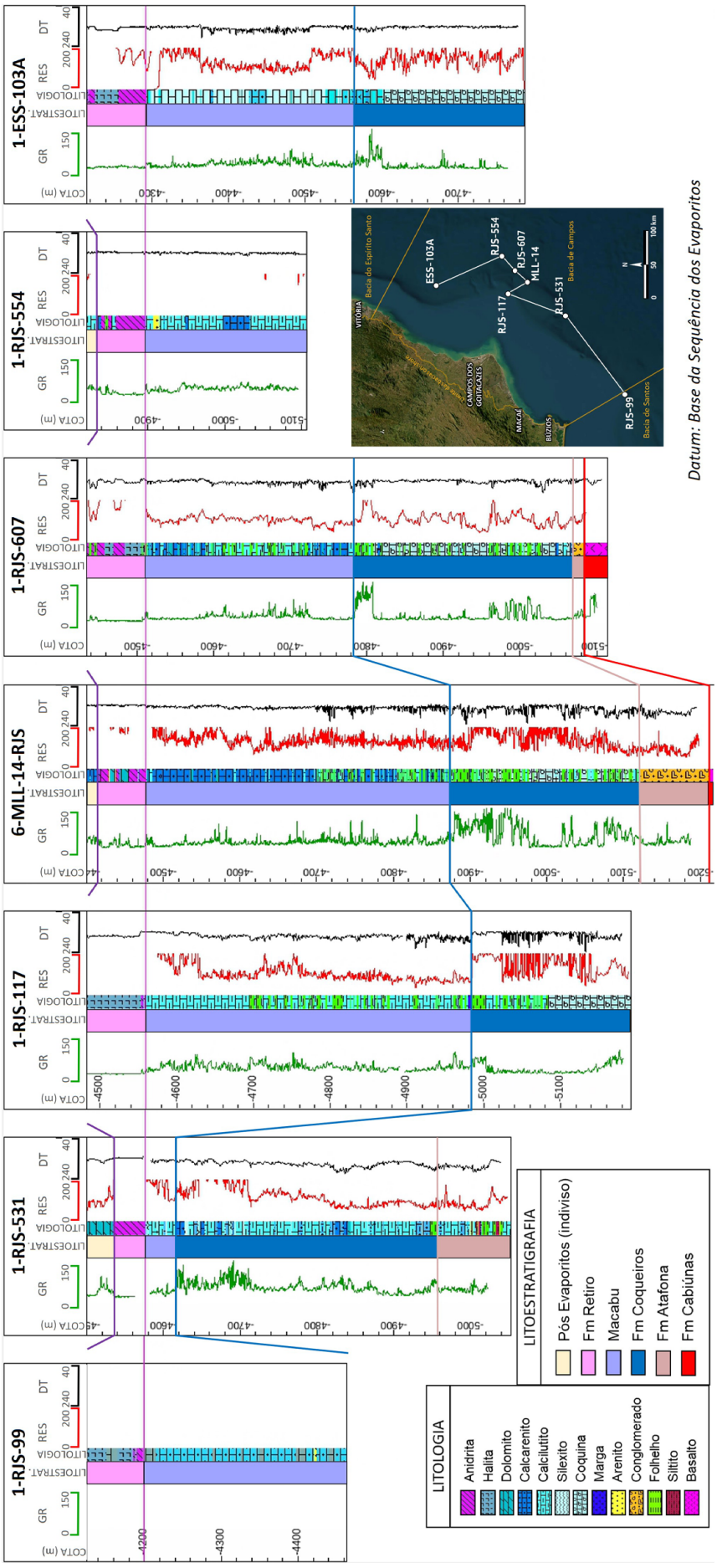


Figura 5.2.5: Seção estratigráfica horizontalizada no topo da Formação Macabu, com poços marcantes na evolução do conhecimento estratigráfico e exploratório sobre os calcários da seção alagoas da Bacia de Campos. Cronolitoestratigrafia de acordo com Winter *et al.* (2007)

Um importante marco exploratório na bacia foi a perfuração do poço 1-ESS-103A, que descobriu hidrocarbonetos em rochas siliciclásticas miocenas na área que originou o Campo de Jubarte (Figuras 5.2.5 e 5.2.6). O principal objetivo na seção pré-sal era testar a ocorrência de hidrocarbonetos em coquinas do Jiquiá e secundário em reservatórios siliciclásticos do Alagoas, em uma estrutura dômica associada a um alto estrutural do embasamento. Foram encontrados reservatórios carbonáticos alagoas no lugar dos siliciclásticos, a exemplo do 1-RJS-504 e do 1-RJS-531 (Figuras 5.2.3 e 5.2.4). Os resultados dos testes a cabo acenavam para baixos valores de permeabilidade, fazendo com que a atratividade do alvo alagoas diminuísse muito. Ainda assim, os reservatórios foram isolados por tampão de cimento e o poço, abandonado por tempo indefinido.

Os poços 1-RJS-602 e 1-RJS-607 (Figuras 5.1.1 e 5.2.5) encontraram calcários porosos no Alagoas, caracterizados em lâminas delgadas, que reforçaram, com o 1-RJS-531, a existência de porosidade no alvo. A avaliação posterior indicaria bons reservatórios, com 18 metros de coluna de óleo de 27 API no 1-RJS-607, na primeira amostragem de fluido, e sucesso tecnológico nesses calcários (permeável e com fluido de boa qualidade). Este último poço também apresentou mais de 100 metros contínuos de coquina na zona OS-1000, sendo as maiores porosidades em amostras de *grainstones* e *rudstones* bioclásticos referentes à zona NRT-9.3. Esses reservatórios de coquinas se intercalam com lamitos e laminitos da zona NRT-010 (Figura 5.1.5).

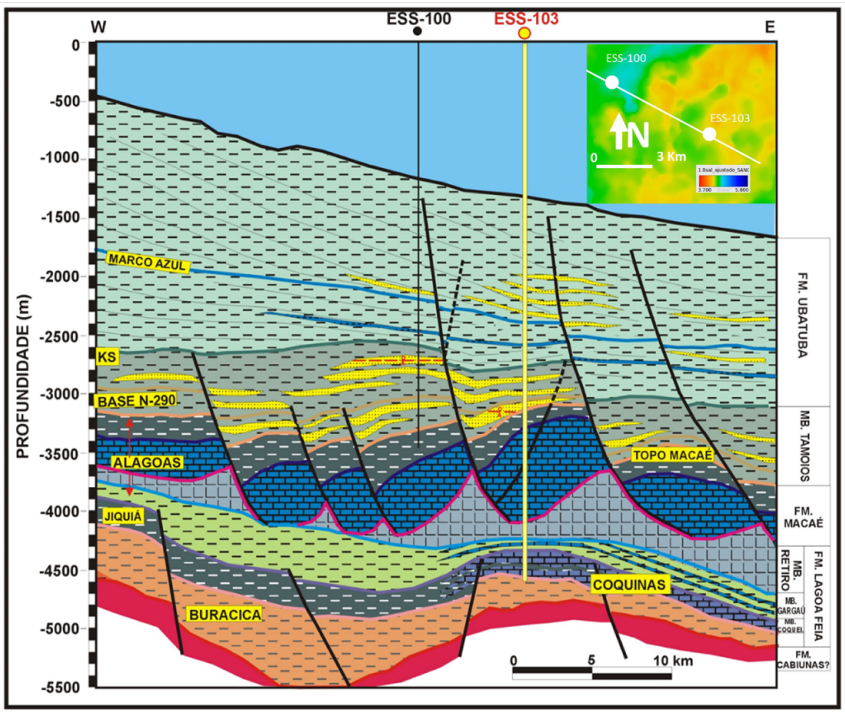


Figura 5.2.6: Seção geológica original da locação 1-ESS-103. Localização no mapa da base do sal (m). Fonte: Petrobras (2000)

O poço 4-RJS-590 testou uma estrutura posicionada mergulho acima do poço 1-RJS-531, no qual foram encontrados reservatórios de baixa qualidade, portadores de água com indícios (Figura 5.1.1). Após a atualização da interpretação, ficou nítido o problema no modelo de velocidade prévio ao poço, que apontou falso fechamento estrutural, fator que se repetiria outras vezes. Os poços 3-RJS-613 e 3-RJS-614 (Figura 5.1.1) tiveram resultados negativos pelo mesmo motivo, embora com boas porosidades nos calcários do Alagoas em perfis de imagens. A intepretação desses dados fez com que Muniz *et al.* (2004) sugerissem a elevação dos calcários alagoas ao status de alvos primários de poços exploratórios. O primeiro teste com êxito dessa ideia foi feito pelo poço 6-MLL-14-RJS (2005 - Figura 5.2.5), que encontrou coluna única de óleo desde os calcários marinhos pós-sal até os lacustres pré-sal, selados por pelitos marinhos, no segundo sucesso tecnológico do alvo.

Em 2006, com as descobertas no Pré-sal na Bacia de Santos, um novo e favorável cenário, caracterizado pelos resultados positivos no alvo alagoas, se propagou para a Bacia de Campos. A combinação dos perfis de ressonância magnética nuclear e imagem com o fluido de perfuração base parafina e as informações de rochas e fluidos atingiram a maturidade, o que finalmente permitiu avaliar reservatórios permoporosos portadores de hidrocarbonetos nos calcários organo-químicos do Alagoas (vide capítulo 11). A área do Parque das Baleias, sinalizada pela incerteza em relação à existência e ao tamanho de acumulação na seção pré-sal do poço 1-ESS-103A, foi priorizada na campanha exploratória de 2007 (Figuras 5.2.6 e 5.2.7).

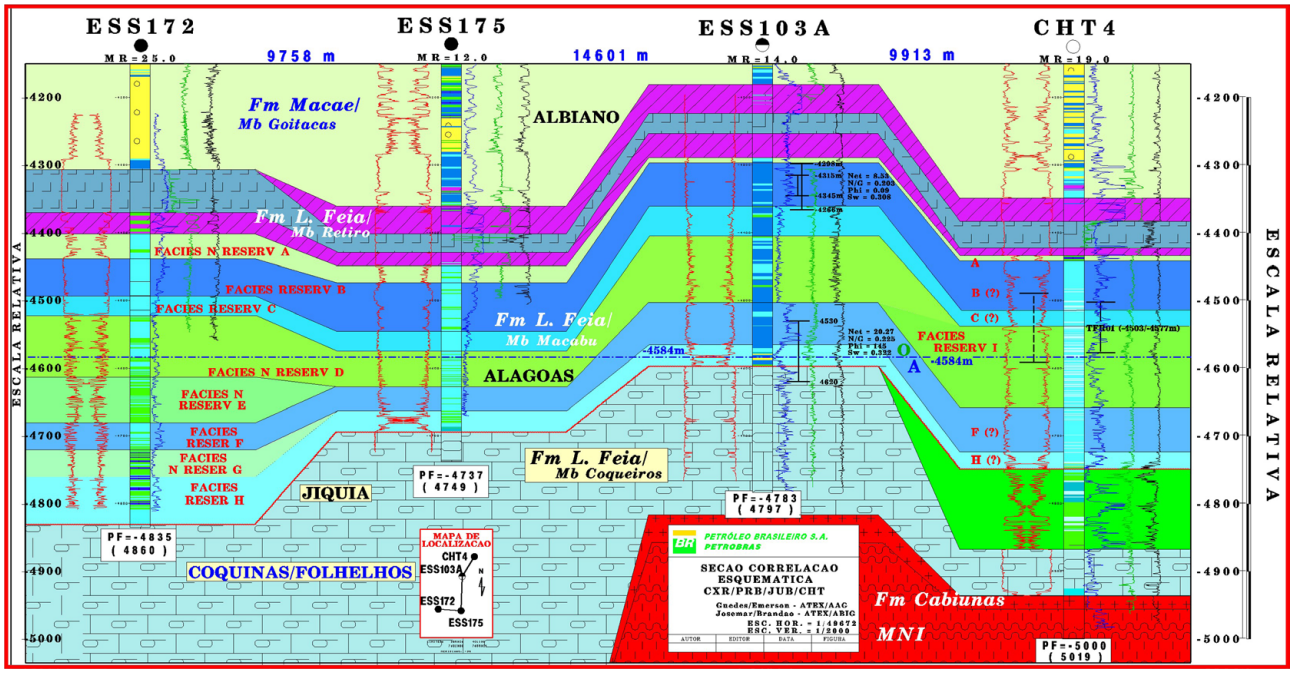


Figura 5.2.7: Seção geológica entre os poços 1-ESS-172, 1-ESS-175, 1-ESS-103A e 6-CHT-4-ESS mostrando a visão anterior à perfuração dos poços 6-BFR-1-ESS e 6-BAZ-1DB-ESS. Fonte: Petrobras (2008)

O poço 4-ESS-172 (2007), situado 18 quilômetros a sudoeste da estrutura do poço 1-ESS-103A, encontrou óleo pesado em reservatórios do pós-sal e óleo leve na seção pré-sal (Figura 5.2.7). Após a avaliação, foi declarada a comercialidade do campo de Caxaréu. Em junho do mesmo ano, foi perfurado o 4-ESS-175, a leste do 4-ESS-172 (Figuras 5.2.7). O poço tinha alvos em arenitos eocenos e albianos, além dos calcários organo-químicos e coquinas aptianas. Logrou êxito nos três primeiros alvos, sendo os calcários organo-químcos de baixa permeabilidade.

Os resultados dos poços 4-ESS-172 e 4-ESS-175 indicavam que, na Bacia de Campos, os reservatórios da seção pré-sal eram complexos e desafiadores, com baixos valores de porosidade, permeabilidade e razão reservatório/não reservatório. Ainda assim, os resultados foram considerados positivos e, de forma pioneira, foram obtidos dados dinâmicos de reservatório e confirmada a presença de hidrocarbonetos para além da área do 1-ESS-103A.

Esses resultados motivaram o aprofundamento do poço 6-CHT-4 (2007), a norte do 1-ESS-103A (Figuras 5.2.7). Foram encontrados 36 metros de coluna de óleo em reservatórios com intensa silicificação, além de coquinas porosas espessas, portadoras de água. O poço 6-CHT-4 delimitou a acumulação pré-sal do Parque das Baleias a norte (Figura 5.1.1). Tais resultados, bem como as descobertas na Bacia de Santos, motivaram a reentrada no poço 1-ESS-103A (2007), cuja avaliação confirmou a descoberta pretérita de 2002, com óleo de 27 a 31 API. O teste de longa duração (TLD), efetuado nesse poço (2008), configurou a primeira produção comercial em reservatórios do Pré-sal Contemporâneo, com uma coluna de óleo de 268 metros (Figura 5.2.8).

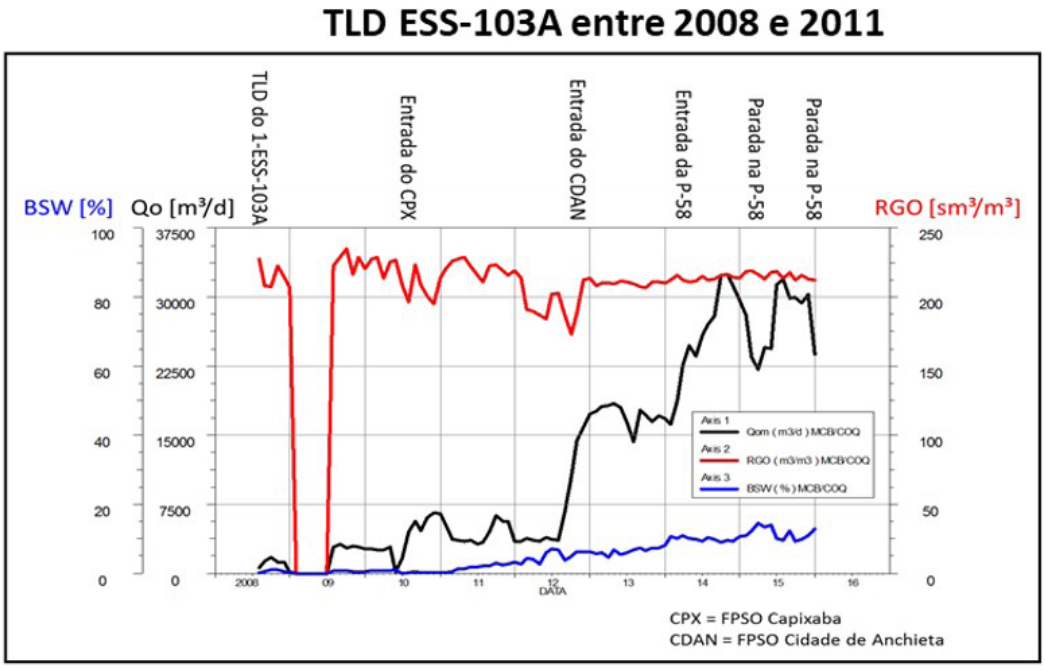


Figura 5.2.8: Carta do teste de longa duração do poço 1-ESS-103A, na primeira produção comercial do Pré-sal Contemporâneo. Fonte: Petrobras (2012)

Em paralelo, foram perfurados os poços 6-BFR-1 e 6-BAZ-1DB (2008) como plano de avaliação de descoberta do 1-ESS-103A (Figura 5.1.1). Os resultados foram excelentes e confirmaram o potencial da área, com colunas de óleo de 330 e 200 metros, respectivamente, distribuídos tanto em calcários alagoas quanto em coquinas jiquiá. Especialmente o poço 6-BFR-1-RJS entraria em produção na data de 15 de julho de 2010, um marco em virtude das novas tecnologias de engenharia de produção (vide capítulo 16) envolvendo a FPSO Capixaba e a primeira produção comercial do Pré-sal com estrutura permanente.

Além do Parque das Baleias, a exploração da seção da Bacia de Campos teve como foco a porção meridional da bacia, de 2008 a 2014, nas concessões BM-C-14, BM-C-33, BM-C-34 e BM-C-35, que resultaram na descoberta de algumas acumulações subcomerciais, entre elas as dos poços 6-DEV-18p-RJS, 1-BP--7-RJS, 1-RJS-664, 6-TOT-1-RJS.

Na concessão BM-C-33 (2010-2012), a prospecção nas estruturas de Seat (1-REPF-6P), Gávea (1-REPF-11A) e Pão de Açúcar (1-REPF-12D) resultou na primeira grande descoberta a leste do Alto Externo, com colunas de até 400 m de gás, condensado e óleo leve (Figura 5.1.1 e Figura 5.2.9), o que, em 2023, resultou na declaração de comercialidade dos campos de Raia Manta e Raia Pintada. Os reservatórios compreendem complexas fácies silicificadas e brechadas por diagênese e processos hidrotermais que alteram as rochas carbonáticas e vulcânicas originais (Hunt *et al.*, 2019). As construções carbonáticas alagoas estão sobre altos estruturais ígneos associados a falhas profundas. Um aspecto interessante dessas acumulações é a ocorrência de rochas carbonáticas de granulação fina capazes de reter, com o conhecido selo da base do sal, em trapa mista, colunas de hidrocarbonetos maiores do que aquelas até o ponto de vazamento da estrutura na base do sal (De Luca *et al.*, 2017 - Figura 5.2.9).

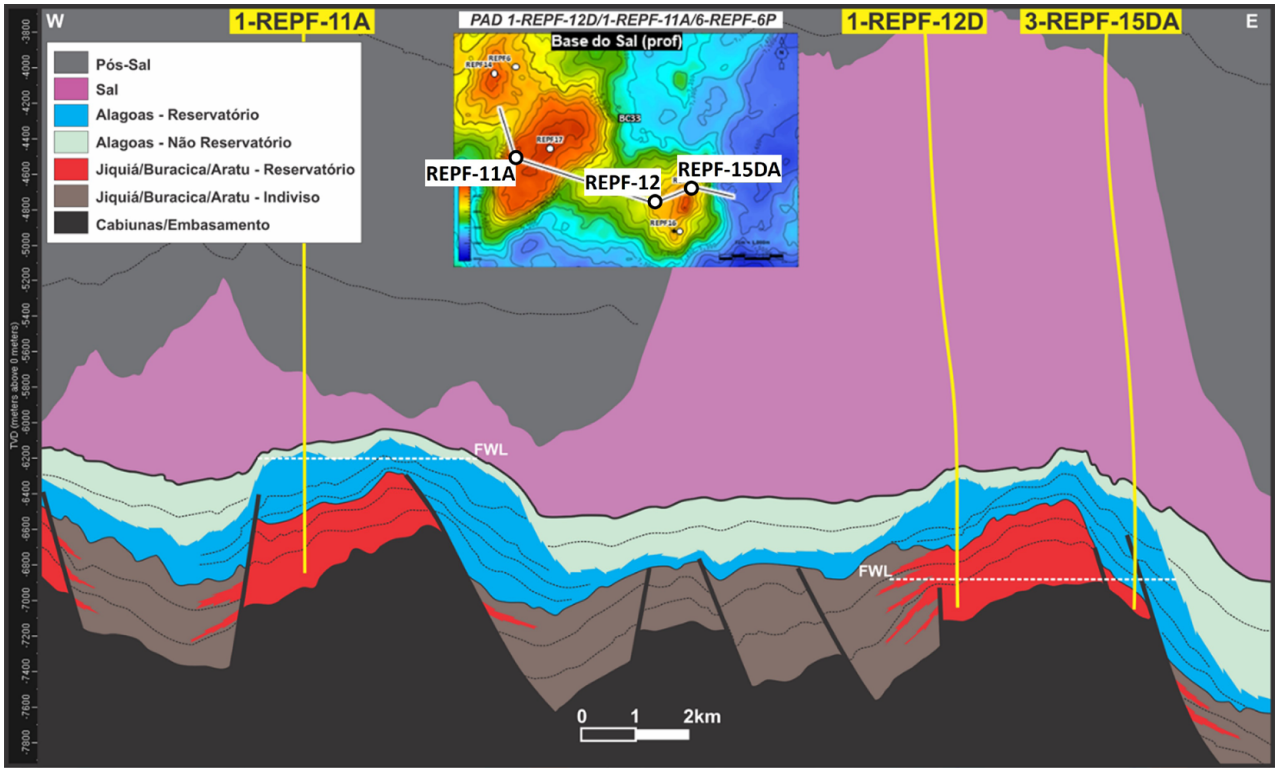


Figura 5.2.9: Seção geológica mostrando o preenchimento da trapa dos poços 1-REPF-12D e 3-REPF-15DA, na estrutura Pão de Açúcar, abaixo do *spill point* da base do sal. Nota-se também a estrutura de Gávea, com o poço 1-REPF-11A, que constatou FWL alto devido à problemas de retenção. FWL - nível de água livre (*Free Water Level*). Localização no mapa estrutural da base do sal (m).

Em paralelo, no Alto Externo da Bacia de Campos e adjacências, onde há diversas acumulações gigantes na seção pós-sal, diferentes estruturas em reservatórios do Pré-sal foram identificadas e testadas em *ring fences* operados pela Petrobras desde as décadas de 1980 e 1990 (Figura 5.2.10). Após o insucesso do pioneiro 1-RJS-602, a acumulação sugerida pelo sucesso tecnológico do poço 6-MLL-14 foi confirmada em 2010 pelo 6-MLL-70, que produziu 22000 barris/dia (Figura 5.2.10). A extensão dela foi confirmada pelos poços 3-MLL-69D e 3-MLL-71D, em 2012, com coluna máxima de 75 metros (Figura 5.2.10). Dados de pressão, em alguns poços da área sugerem a peculiar característica de coluna única de hidrocarboneto desde os reservatórios carbonáticos do Alagoas até o Albiano, o que se repetiria em outras estruturas.

Uma estrutura ampla e compartimentada nas áreas dos *ring fences* de Albacora e Roncador foi testada em 2006 pelo poço 6-RO-64D. Foram encontrados reservatórios com baixa porosidade, portadores de óleo (Figura 5.2.11). A sul, o poço 6-ABL-57D foi perfurado em 2010, atravessando reservatórios de melhor qualidade, portadores de uma coluna de óleo delgada. Em 2014, a noroeste desse poço, em uma posição mais favorável, o poço 6-ABL-85 encontrou um reservatório de ótima qualidade, portador de óleo, com 38 metros de coluna.

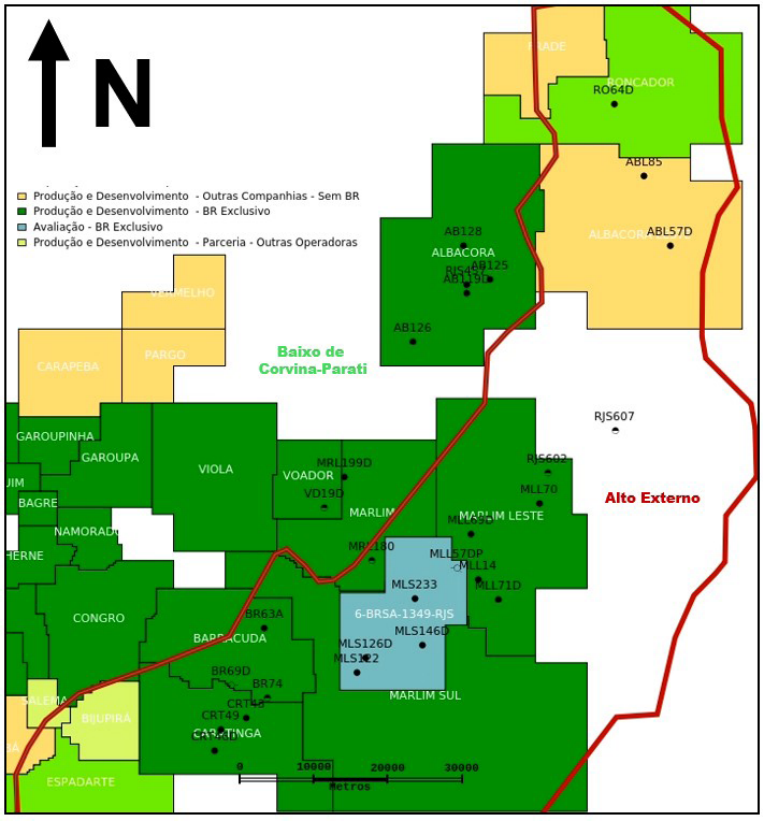


Figura 5.2.10: Mapa de concessões de produção no Alto Externo e Baixo de Corvina-Parati, com os poços que atingiram a seção pré-sal.

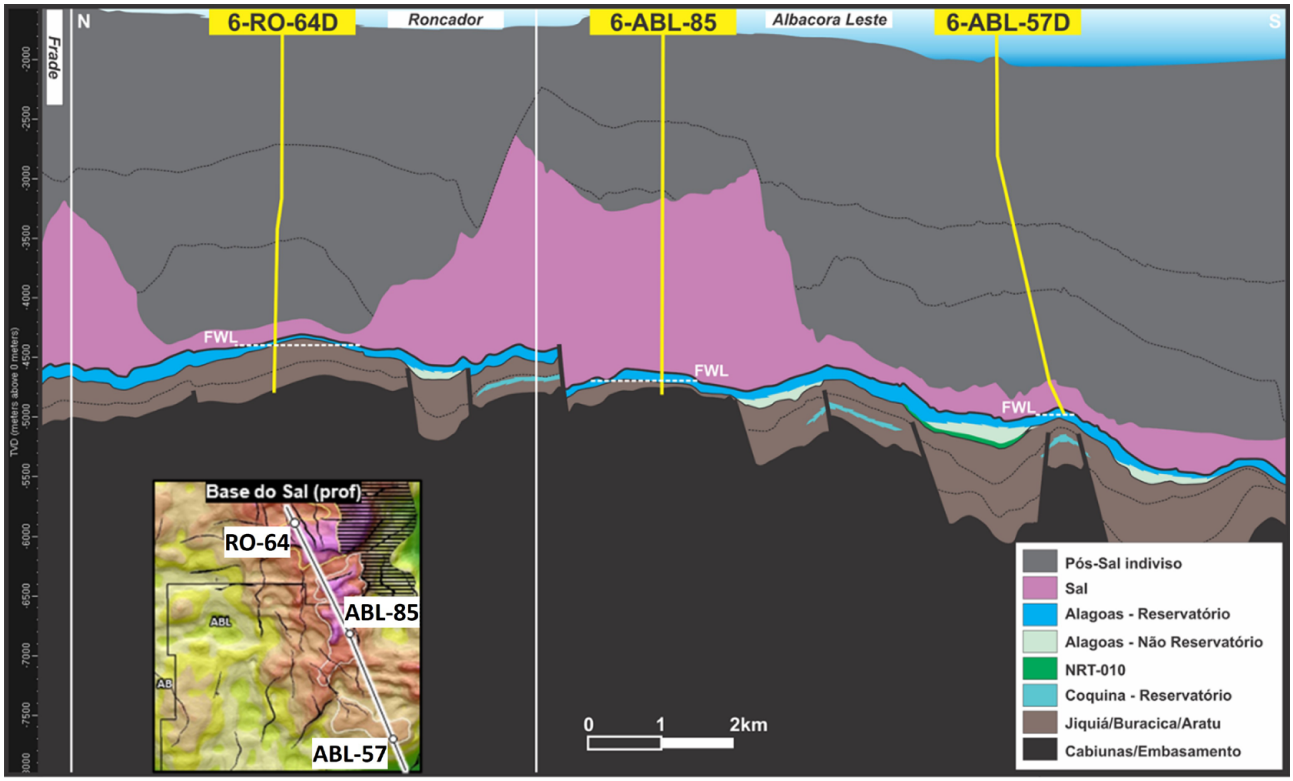


Figura 5.2.11: Seção geológica entre os poços descobridores da seção pré-sal nos *ring fences* de Roncador e Albacora Leste. Localização no mapa estrutural da base do sal (m).

Em 2006, nos *ring fences* de Caratinga e Barracuda, foi identificada uma estrutura ao sul da área testada pelo aprofundamento do 6-MRL-180. Nesse poço foram encontradas fácies de baixa energia em um baixo deposicional (Figura 5.2.10). A estrutura foi testada em 2009 pelo poço 6-BR-63A e constatou reservatório com baixo índice de produtividade em sua terminação setentrional (Figura 5.2.12). Em 2010, o poço 6-CRT-43 testou o limite oriental da estrutura, encontrando reservatórios com bom índice de produtividade, possivelmente desconectados do poço 6-BR-63A e com acumulação que se estende pelos calcários albianos em coluna única (Figura 5.2.12).

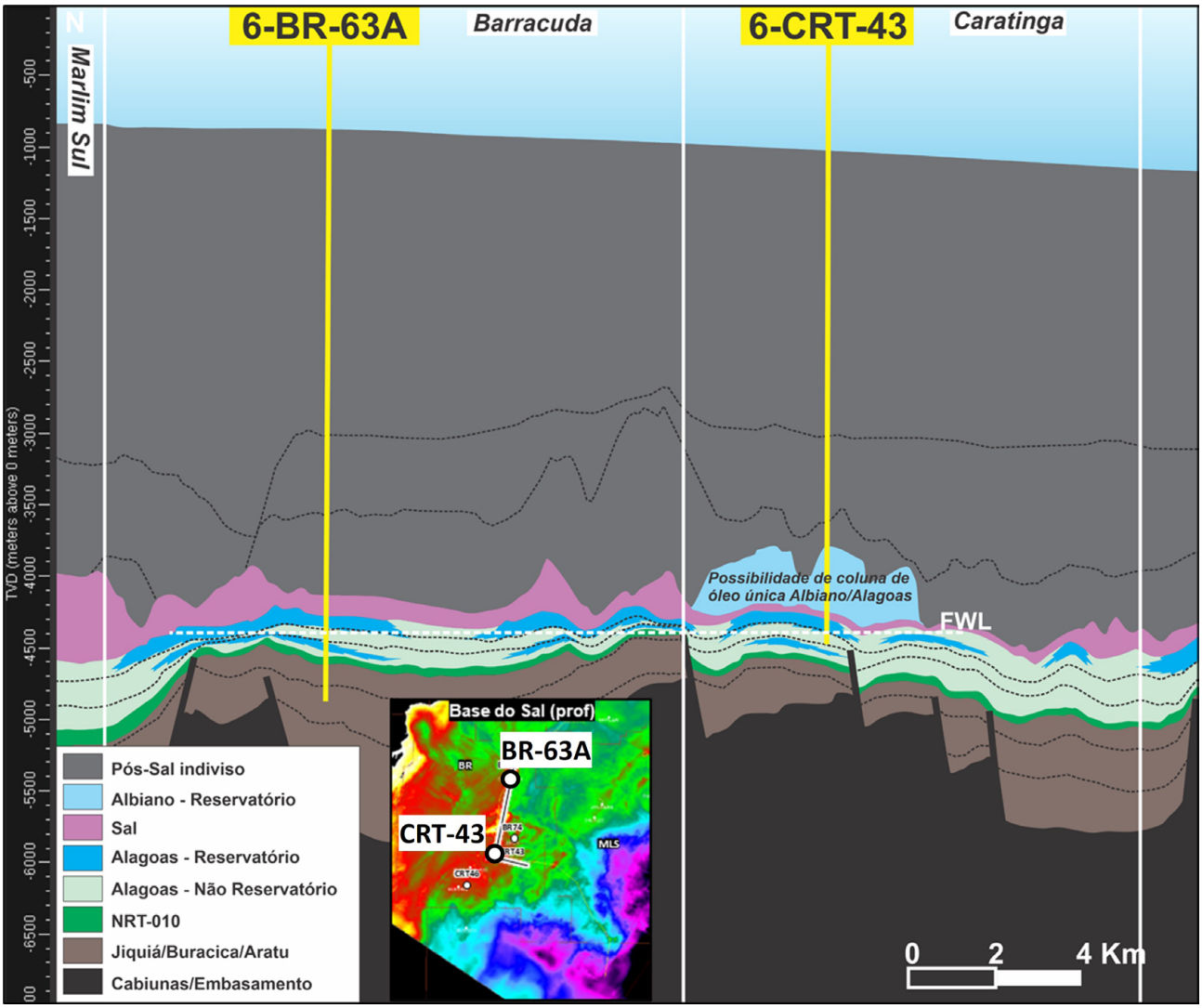


Figura 5.2.12: Seção geológica mostrando os principais poços descobridores das estruturas de Nautilus (6-BR-63A-RJS) e Carimbé (6-CRT-43-RJS). Localização no mapa estrutural da base do sal (m).

No *ring fence* de Marlim Sul, em 2007, o poço 6-MLS-122 testou a parte sul de uma estrutura ampla, encontrado óleo de 29º API com uma coluna única de 391 metros, que se estende do Albiano ao Alagoas (Figura 5.2.10). Os poços 6-MLS-146D (2008), 3-MLS-126D (2008) e 6-MLS-233 (2017) confirmaram a descoberta, que adentra no *ring fence* de Marlim Leste ao norte, conforme comprovado pelo poço 6-MLL-57DP (2009) (Figuras 5.2.10 e 5.2.13).

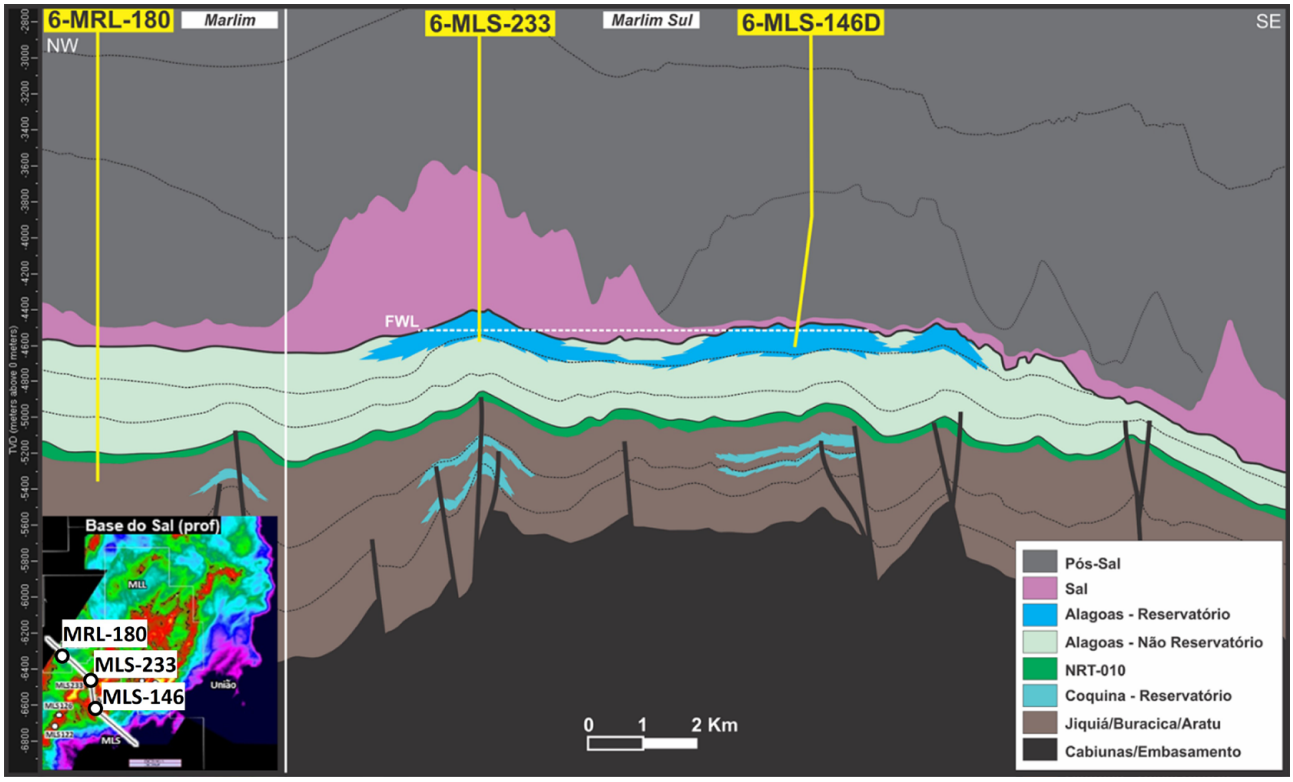


Figura 5.2.13: Seção geológica mostrando a geometria da acumulação nos reservatórios do Alagoas no *ring fence* de Marlim Sul. Localização no mapa estrutural da base do sal (m).

Nos *ring fences* de Voador e Marlim, um alto na seção pré-sal era visível desde os anos 1980 em sísmica 2D, quando foi interpretada a descoberta da seção pós-sal de Marlim (Figura 5.2.14). Havia dúvidas se esse alto poderia ser um efeito geométrico causado pelo campo de velocidades, definido no processamento sísmico (*pull up*). Em 2010, com novos dados sísmicos 3D, a estrutura com direção sudoeste-nordeste foi delineada, sendo perfurada neste mesmo ano pelo poço 6-MRL-199D. Este encontrou reservatórios com ótima permo-porosidade e portadores de óleo (Figura 5.2.10 e 5.2.15). Em 2017, o poço 9-MRL-231DA confirmou a extensão dos reservatórios do 6-MRL-199D, sendo estes postos em produção (Figura 5.1.10).

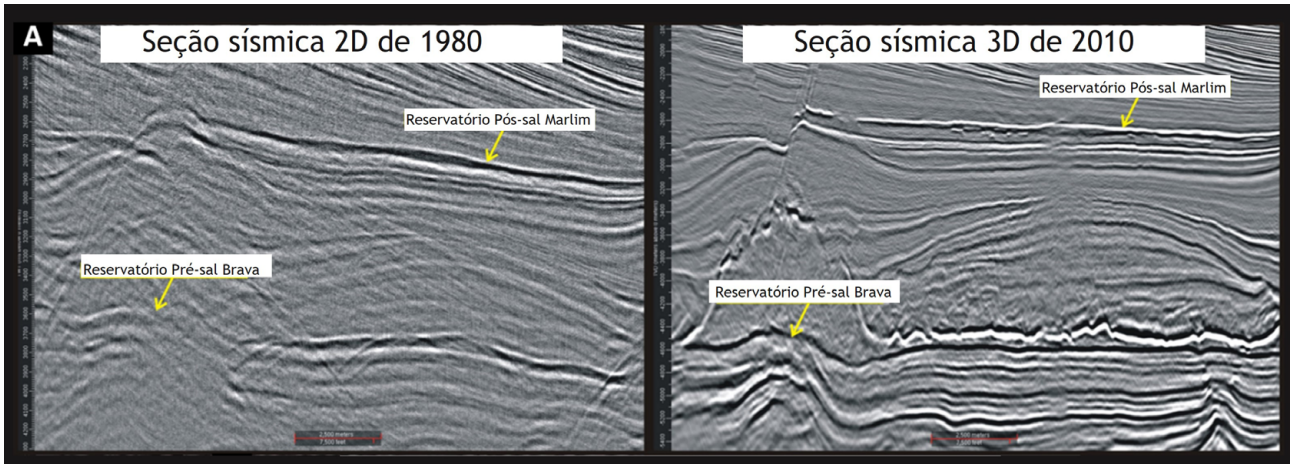


Figura 5.2.14: Seção sísmica original da descoberta na seção pós-sal do Campo de Marlim na década de 1980 e seção sísmica de 2010 demonstrando a melhora no imageamento da estrutura portadora de petróleo no pré-sal (Brava). Fonte: Sampaio *et al.* (2018)

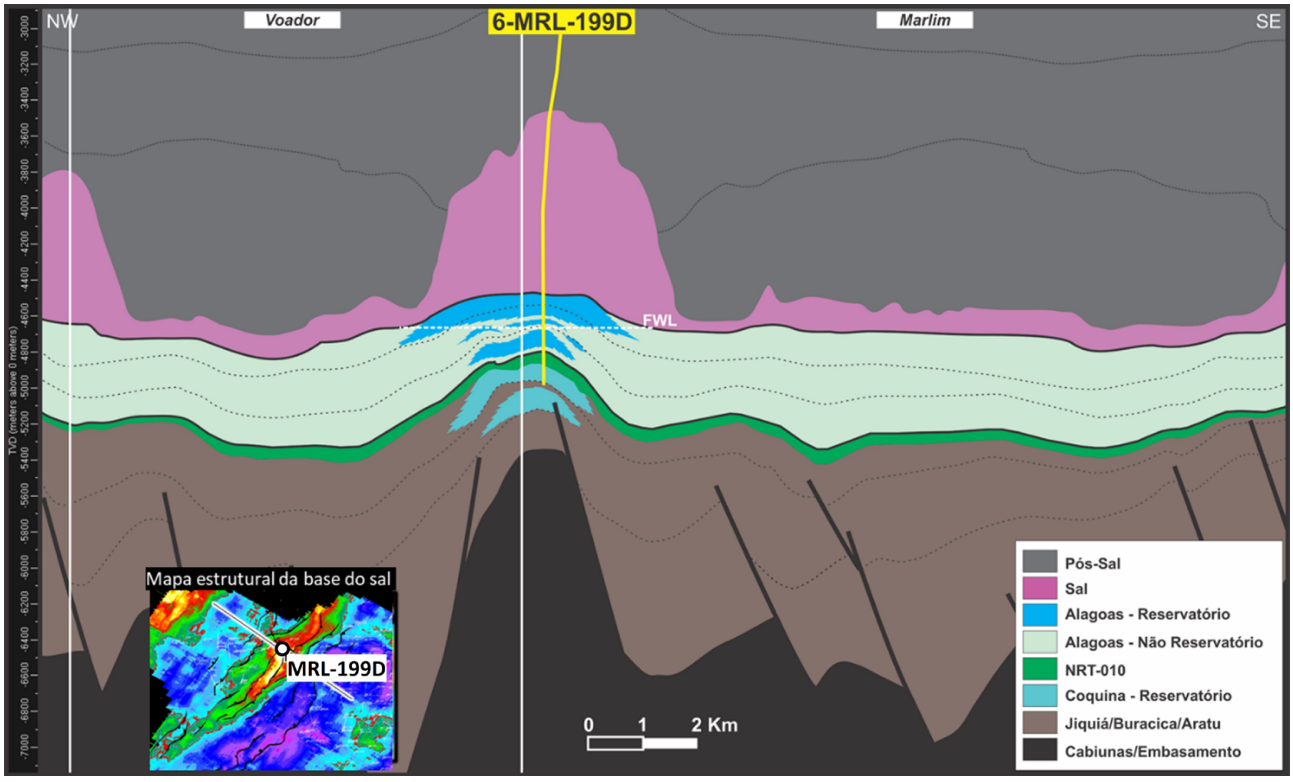


Figura 5.2.15: Seção geológica mostrando o alto estrutural no Pré-sal que abrange nos *ring fences* de Marlim e Voador. Localização no mapa estrutural da base do sal (m).

No *ring fence* de Albacora, foram descobertos reservatórios no pré-sal pelo poço 6-AB-119D, em 2011 (Figuras 5.2.10 e 5.2.16). O poço constatou expressiva coluna de óleo em reservatórios com moderada a baixa permo-porosidade e baixo índice de produtividade. Esses reservatórios foram confirmados pelos poços 3-AB-125 (2013) e 3-AB-126 (2016). Um fato interessante é que a mesma estrutura havia sido perfurada em 1998 pelo poço 6-RJS-457, na época avaliado como seco (Figura 5.2.16).

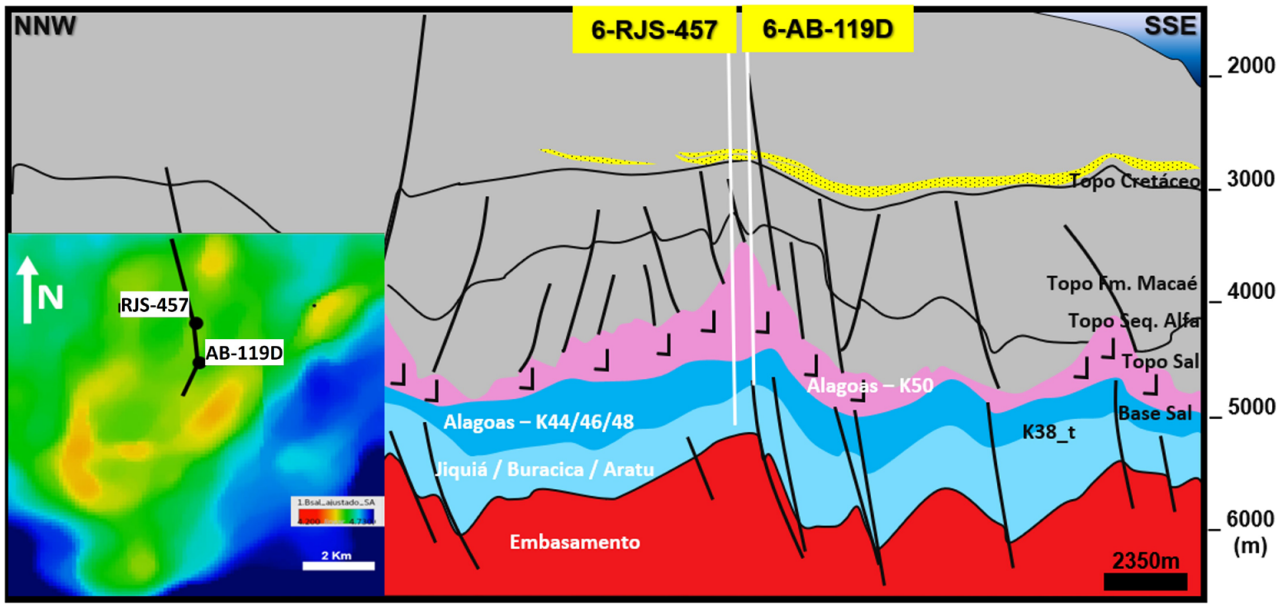


Figura 5.2.16: Seção geológica mostrando a estrutura do pré-sal no *ring fence* de Albacora com os 6-RJS-457 e 6-AB-119D-RJS (descobridor). Localização no mapa estrutural da base do sal. Fonte: Petrobras (2011)

A exploração da seção pré-sal na Bacia de Campos apresenta quatro ciclos (Figura 5.2.17 e 5.2.18). O primeiro deles (1975-1986) foi o mais intenso e de maior sucesso em virtude das descobertas no Alto de Badejo. Muitos poços desse ciclo não foram abordados no escopo deste texto, pois se trata de extensões ou insucessos. Os marcantes sucessos na seção pós-sal deslocaram o interesse exploratório; dessa forma, o segundo ciclo foi descontínuo em três picos: 1990-1995; 1998-2001 e 2002-2005. Os dois últimos correspondem ao amadurecimento sobre o alvo calcários alagoas. O terceiro ciclo abre a etapa contemporânea, em que o alvo foi confirmado. Após as perfurações nas concessões dos primeiros *bids* e *ring fences* do pós-sal do Alto Externo (2006-2016), houve uma pausa. O quarto ciclo corresponde à exploração atual da fronteira oriental de Campos, iniciada em 2019. A presença de infraestrutura instalada em várias áreas da Bacia de Campos agilizou a entrada em produção das estruturas, bem como diminuiu o custo de delimitação e produção. Essa produção na seção pré-sal reverteu, de forma expressiva, a tendência de queda na curva de produção da Bacia de Campos.

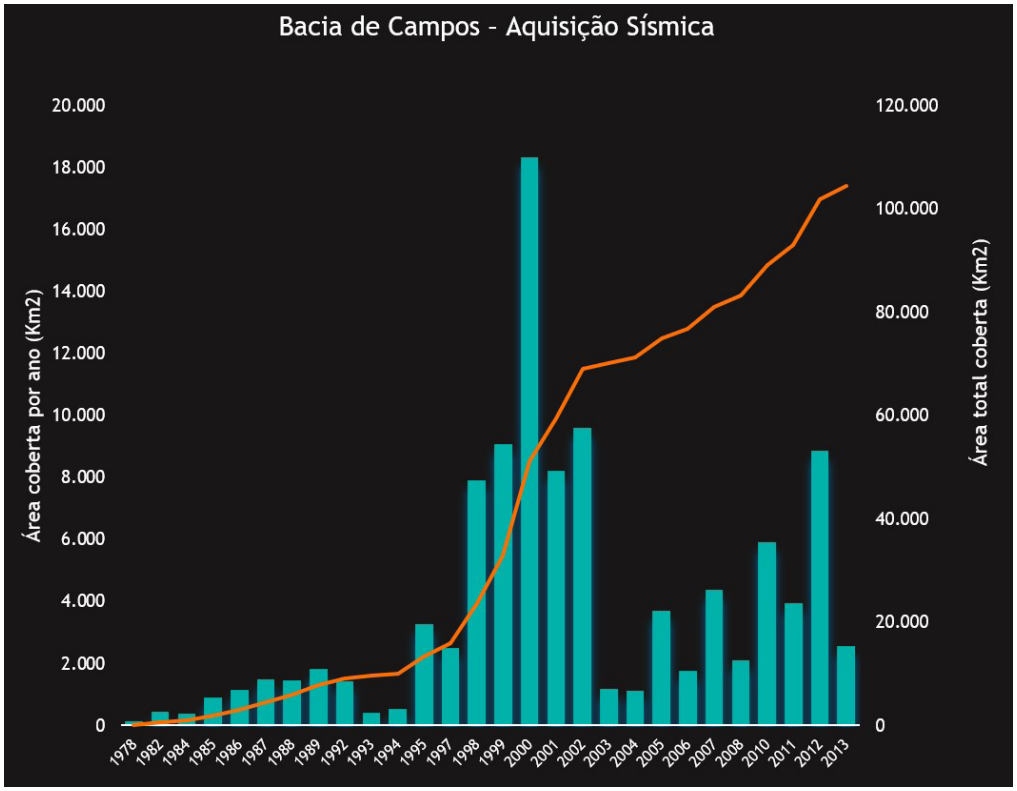


Figura 5.2.17: Gráfico mostrando a área de dados sísmicos adquiridos no decorrer da exploração da Bacia de Campos (km²). Fonte: Sampaio *et al.* (2018).

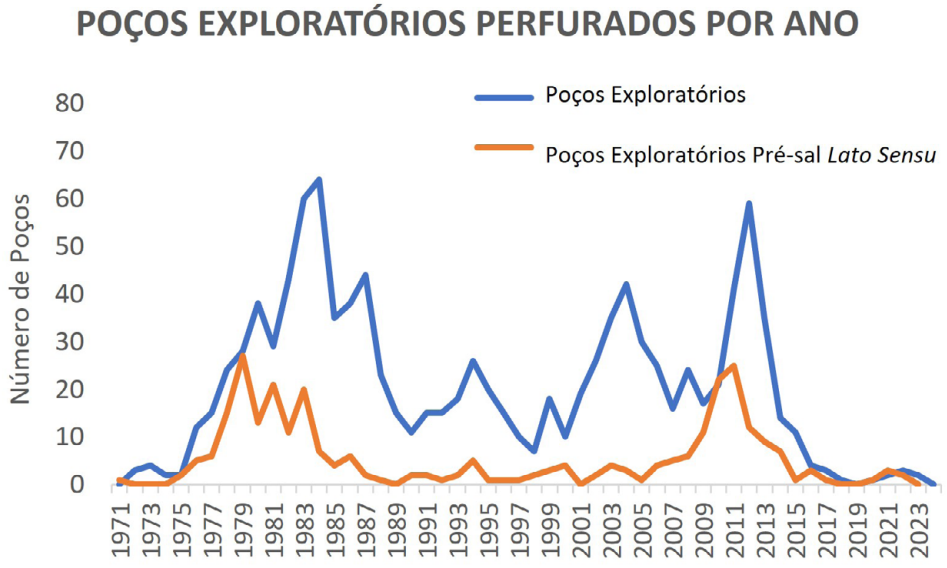


Figura 5.2.18: Gráfico ilustrando o número de poços exploratórios perfurados e o número de poços exploratórios que atingiram o Pré-sal Lato Sensu na Bacia de Campos.

6. A EVOLUÇÃO DO PRÉ-SAL NO ESPAÇO-TEMPO

A aurora da história do pré-sal, iniciada e evoluída nas bacias nordestinas da margem continental leste brasileira, trouxe à tona e testou um axioma simples na exploração de petróleo (Figuras 6.1.1 e 6.1.2). Evaporitos são polarizadores da deformação, atenuadores da compactação nas rochas reservatório sotopostas, virtualmente impermeáveis e excelentes condutores de calor; também atuam no processo de retenção, tendo notável vocação como elemento selo, quando concatenados pelo sincronismo. Tais características permitem afirmar que evaporitos são indicadores indiretos da ocorrência de sistemas petrolíferos efetivos nas bacias sedimentares em que estão presentes.

Elemento essencial para a ocorrência de petróleo em condições de soterramento favoráveis ao processo de geração, a presença de rochas geradoras lacustres do Cretáceo Inferior foi preteritamente indicada nas sucessivas descobertas na Bacia do Recôncavo. Do tipo rifte abortado (aulacógeno) sem sal, essa bacia tem em comum com as bacias da Margem Continental Leste Brasileirae o contexto de sistemas deposicionais continentais lacustres profundos de baixa energia, cuja deposição de sedimentos sob condições redutoras foi propícia à ocorrência de estratos ricos em matéria orgânica. A história de soterramento também é favorável à transformação e preservação das rochas geradoras de hidrocarbonetos. No crepúsculo do século XIX, a presença dessas rochas geradoras foi confirmada em afloramentos do norte da Sub-bacia de Alagoas.

O sal do pré-sal (evaporitos do Andar Alagoas) esteve presente nas primeiras acumulações comerciais de hidrocarbonetos neste alvo nas bacias da margem continental leste brasileira; por vezes trocou o protagonismo de selo efetivo principal pelo antagonismo de polarizador da deformação e marco estratigráfico. Desde as pequenas acumulações do Campo de Tabuleiro dos Martins, em Alagoas (1957), até o gigante Campo de Carmópolis, em Sergipe (1963), e o Campo de São Mateus (1969), no Espírito Santo, todos localizados em seção terrestre, os reservatórios eram essencialmente siliciclásticos e tinham idade do local Alagoas, assim como os sais sobrepostos. Ainda durante a década de 1960, a cruzada sergipana descobriria volumes expressivos no embasamento e volumes menores nos calcários neoalagoas. Em 1968 ocorreu a primeira descoberta no alvo pós-sal siliciclástico na porção marinha da Bacia de Sergipe-Alagoas. No início da década de 1970, novas perspectivas tecnológicas seriam implementadas, fazendo com que esse alvo fosse também descoberto na seção terrestre capixaba, recebendo muita atenção pela sua importância. Em 1971, ocorreu a primeira descoberta na seção pré-sal *offshore* nacional, também em Sergipe-Alagoas e em conglomerados do Alagoas. Nessa bacia havia a peculiaridade das principais geradoras serem de ambientes marinhos evaporíticos, diferentes das demais, mais antigas e lacustres. A continuidade da exploração estendeu os alvos para idades locais mais antigas, como Jiquiá, Buracica, Aratu, Rio da Serra e Dom João, ainda essencialmente siliciclásticos.

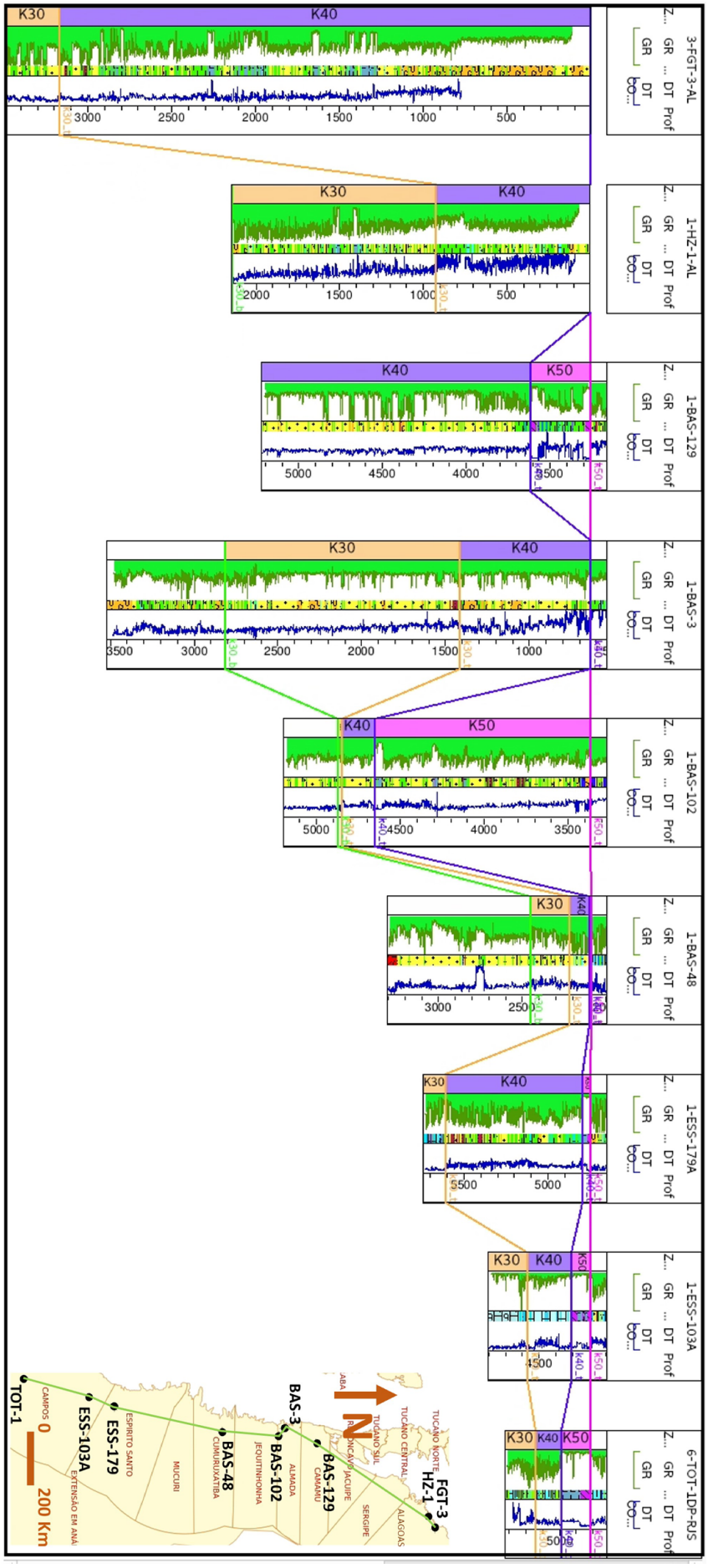


Figura 6.1.1: Seção estratigráfica ao longo das bacias da margem continental leste brasileira, ilustrativas da variabilidade de fácies no Jiquiá (K30) e Alagoas (K40 e K50), horizontalizada no topo da K50. 1) K30 com halita (HZ-1), coquinas (ESS-179, ESS-103A), fácies pelito-carbonatadas (TOT-1), pelitos carbonosos (FGT-3 e HZ-1) e siliciclásticos grossos a finos (FGT-3, HZ-1, BAS-3 e BAS-48). 2) K40 com halita (FGT-3), calcários organo-químicos (ESS-103A), fácies pelito-carbonatadas (TOT-1) e siliciclásticos grossos a finos (todos os poços, com exceção do ESS-103A e TOT-1). 3) K50 com halita e arenitos (BAS-102), halita e anidrita (ESS-179, ESS-103A e TOT-1) e anidrita e pelitos (BAS-129). Localização no mapa das bacias sedimentares da margem continental leste brasileira. Zoneamento baseado em Milani *et al.* (2007).

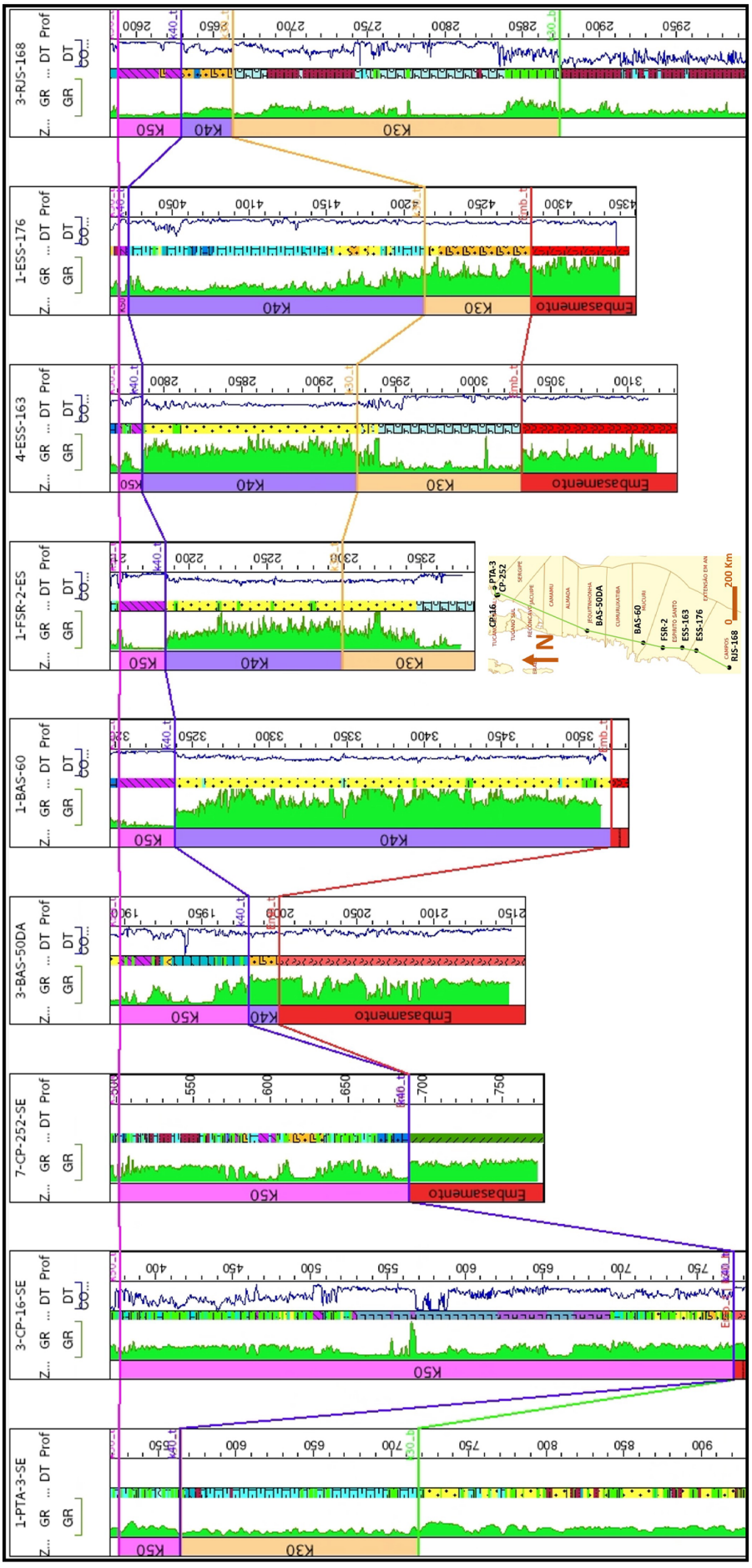


Figura 6.1.2: Seção estratigráfica ao longo das bacias da margem continental leste brasileira, ilustrativas da variabilidade de fácies no Jiquiá (K30) e Alagoas (K40 e K50), horizontalizada no topo da K50. 1) K30 com coquinas (PTA-3, FSR-2 e RJS-168), pelitos (RJS-168) e arenitos e conglomerados (FSR-2, ESS-163 e ESS-176). 2) K40 com calcários organo-químicos (ESS-176) e conglomerados e arenitos (BAS-50, BAS-60, FSR-2, ESS-163 e RJS-168). 3) K50 com calcários microbiais (CP-252, BAS-50), halita e outros evaporitos complexos (CP-16), fácies pelito-carbonatadas (PTA-3, CP-16, CP-252, BAS-50 e ESS-163) e anidritas (todos com exceção do PTA-3). Localização no mapa das bacias sedimentares da margem continental leste brasileira. Zoneamento baseado em Milani *et al.* (2007).

Coquinas de bivalves de idade Jiquiá haviam sido observadas tanto em afloramentos como em poços na Bacia de Sergipe-Alagoas, porém sem qualidade de reservatório, conforme ressaltado no único sucesso geológico relacionado a fraturamento, ainda em 1960. O avanço no conhecimento das geradoras também ampliou a sua ocorrência: além da idade Jiquiá, elas se distribuíam nas formações Rio da Serra, Aratu, Buracica e Alagoas. As descobertas nordestinas e capixabas alimentaram o espírito exploratório, que se lançou com maior ousadia em busca de um grande salto histórico nacional na Bacia de Campos. Esse avanço iniciou-se com sucesso na seção pós-sal (1974) e seguido pelo Pré-sal Árcade (1975), que apresentou características diferentes das conhecidas até então. As coquinas do Jiquiá, embora não previstas, mas já conhecidas em Sergipe-Alagoas, ocorreram com qualidade de reservatório e passaram a figurar como alvos reais e efetivos, notadamente no Alto de Badejo, que se tornou um importante polo de produção.

Hidrocarbonetos também foram encontrados em reservatórios tão incomuns quanto rochas ígneas de idade Aratu, que contribuíram para o crescimento da curva de produção. Entre as coquinas e os evaporitos, havia conglomerados (Alagoas e Jiquiá), por vezes portadores de hidrocarbonetos e considerados como camadas carreadoras de fluidos para intervalos superiores, atuando, portanto, como rotas de migração. As coquinas também conteriam acumulações pontuais de hidrocarbonetos na seção terrestre capixaba, todavia ainda sem sucesso econômico. O principal intervalo gerador de hidrocarbonetos na Bacia de Campos foi definido no Jiquiá, posteriormente também estendido para a Bacia do Espírito Santo. No final de 1970, pela primeira vez uma campanha exploratória encontrou calcários no Alagoas da Bacia de Campos, a princípio sem um papel claro no âmbito dos sistemas petrolíferos.

No início de 1980, as coquinas seriam encontradas na seção marinha capixaba, porém sem acumulações. Em paralelo, eram perfurados poços nas bacias marinhas baianas e norte capixaba na seção pré-sal, com reservatórios essencialmente siliciclásticos. No final da década 1970, destacamos a campanha exploratória na Bacia de Jequitinhonha. Na primeira metade de 1980, foi encontrada uma pequena acumulação econômica no alvo alagoas siliciclástico e suas extensões, uma das quais encontrou calcários orgânicos no nível da biozona NRT-011. Na Bacia de Mucuri, houve descoberta e produção de óleo em arenitos aptianos na sua seção terrestre (1988).

Em fins da década de 1970 e década de 1980, a progressão dos estudos identificou evaporitos mais antigos do que aqueles no nível do topo da NRT011 (Neoalagoas), nas bacias da margem leste brasileira. Na Bacia de Sergipe-Alagoas (Souza-Lima, 2008), ocorrem no nível da P-230 (Eoalagoas, evaporitos Paripueira) e da NRT009.3 (Neojiquiá, evaporitos Horizonte), figurando como marcos estratigráficos relevantes, dentre os quais o primeiro ainda tem importância econômica local nos sistemas petrolíferos.

No final da década de 1980 e durante a década de 1990, novos modelos tectono-estratigráficos na Bacia de Campos originaram

locações que objetivavam as coquinas em outros compartimentos estruturais, especialmente na área onde já havia grandes descobertas na seção pós-sal. Apesar de bem ancorados nos sistemas deposicionais, confirmados pela ocorrência de reservatórios, os poços não obtiveram sucesso relacionados à geometria e à retenção.

No entanto, em 1999 um desses poços testou os calcários alagoas a poço aberto e recuperou uma nata de óleo. Esse intervalo passou a ser considerado um alvo secundário para poços que continham coquinas como alvos primários. No ano seguinte (2000), a existência de uma cozinha geradora de hidrocarbonetos a leste foi sugerida pela análise de hidrocarbonetos de outro poço. No mesmo ano, foi identificado um alto focalizador perene, o Alto Externo.

Ainda na década de 1990, o alvo siliciclástico pós-sal sobrepujaria, em importância econômica, o alvo pré-sal na seção terrestre da Bacia do Espírito Santo, comportamento contrário ao de Sergipe-Alagoas. O final da década de 1990 e início dos anos 2000 foram marcados por descobertas em reservatórios tithonianos e pós-sal nas bacias de Almada e Cumuruxatiba. No entanto, a progressão da exploração na seção pré-sal nas bacias baianas, durante a década de 2000, não logrou êxito econômico, a despeito de ter sido encontrado um sistema petrolífero ativo. De modo geral, na história do pré-sal nas bacias de Sergipe-Alagoas, Camamu, Almada, Jequitinhonha, Cumuruxatiba e Espírito Santo, o maior avanço do conhecimento ocorreu durante a fase árcade.

No século XXI, as campanhas exploratórias na Bacia de Campos contaram com maior cobertura e melhor qualidade dos dados sísmicos 3D. Muitos poços locados para alvos na seção pós-sal também perfuraram fases de jazidas mais profundas, que por vezes buscavam a seção pré-sal (Figuras 6.1 e 6.2). Mais uma vez foram encontraram rochas carbonáticas alagoas, por vezes impregnadas de óleo, assim como coquinas com indícios, portadoras de água. Apesar da primeira identificação de calcários organo-químicos com indícios ter ocorrido em 1979, a primeira recuperação de uma nata de óleo com água aconteceu em 1999. Assim, esses calcários tornaram-se objetivos secundários de poços com objetivos primários em coquinas. No ano seguinte, a presença de uma nova cozinha externa na Bacia de Campos foi confirmada pelos indícios em posição inequívoca.

Os sucessos no Cretáceo Superior e Paleógeno resultaram na descoberta dos campos do Parque das Baleias, onde a presença de coquinas foi confirmada, assim como a seção alagoas impregnada de óleo. Ambas as áreas foram revestidas para uma avaliação posterior. O mesmo ocorreu com alguns poços perfurados no Alto Externo, de forma que o alvo primário albiano ocorreu seco e sem indícios, o que sugeria retenção efetiva no sal e possível acumulação na seção pré-sal, confirmada pela amostragem de óleo livre (2003).

Após a perfuração e análise de poços no sul da Bacia de Campos, pela primeira vez a interpretação exploratória sugeriu que os calcários do Andar Alagoas fossem elevados ao status de alvo primário em 2004. No ano seguinte, o

modelo logrou êxito em acumulação, que se estendia dos calcários marinhos albianos até os calcários organo-químicos lacustres alagoas, ou seja, foi confirmado o potencial do alvo, anterior aos primeiros poços com sucesso na Bacia de Santos.

O desenvolvimento de ferramentas de ressonância magnética capazes de identificar porosidade efetiva e fluido livre nos carbonatos alagoas, incialmente aplicadas na Bacia de Santos, fizeram da Bacia de Campos a pioneira na produção no Pré-sal Contemporâneo nacional, iniciada em 2008.

Todos esses resultados motivaram a perfuração de poços em águas profundas na Bacia do Espírito Santo e confirmaram a ocorrência de coquinas do Jiquiá sem porosidade e com fracos indícios de gás. No início do século XXI também foram perfurados poços na Bacia de Almada, mais uma vez com siliciclásticos porosos e sem indícios.

Durante a segunda metade dos anos 2000, após as descobertas na Bacia de Santos, inaugurando a fase atual e os avanços tecnológicos associados, novas perspectivas se consolidaram. Os hidrocarbonetos também tinham origem em geradoras Jiquiá, como em Campos e Espírito Santo. O intervalo Alagoas foi revisado e revisitado em todas as bacias, buscando-se condições similares de ocorrência.

Na Bacia de Campos, o retorno a várias áreas, destacando-se o Parque das Baleias, resultou na primeira produção comercial do pré-sal contemporâneo no Brasil, em 2008. Além disso, novas locações foram propostas com base no modelo de calcários porosos alagoas em altos estruturais, obtendo-se êxito na busca por hidrocarbonetos, especialmente na área do Alto Externo.

Na Bacia do Espírito Santo, o intervalo foi testado por poucos poços, em alguns dos quais foram encontradas fácies carbonáticas alagoas similares àquelas da Bacia de Campos, porém com alto conteúdo de siliciclásticos e baixos valores de porosidade. Outros encontraram reservatórios siliciclásticos sem acumulações no mesmo intervalo. Na Bacia do Jequitinhonha, foi encontrada uma acumulação em reservatórios siliciclásticos alagoas, porém com péssimas condições permoporosas.

Na Bacia de Sergipe-Alagoas, a existência de uma seção pré-sal carbonática alagoas, essencialmente de biohermas microbiais, era conhecida desde os anos 1970 e foi revisitada em diversos poços das seções terrestres e águas rasas. O desenlace foi a proposta de um plano de perfuração de novos poços e a produção em outros já perfurados, atualmente hibernantes em função da atratividade econômica. Em águas ultraprofundas houve testes, mas sem êxito em função da ausência de reservatórios. Utilizado para mapeamento em Campos e Santos, o marco estratigráfico chave anidrita basal não ocorreu.

Ao longo de 2010, a prospecção no Alto Externo da Bacia de Campos progrediu. Foram encontradas, delimitadas e produzidas diversas acumulações, algumas subeconômicas. Ressaltamos o sucesso na área do plano de

avaliação de descobertas de Pão de Açúcar (BM-C-33), com reservatórios hidrotermalizados e fluidos leves (condensado e gás), ambos exóticos na bacia. Na segunda metade de 2010 foi iniciada a exploração na fronteira oriental da Bacia de Campos, com sucesso geológico na descoberta de hidrocarbonetos nos reservatórios carbonáticos do Alagoas, atualmente em avaliação.

Propomos o uso do termo "Pré-sal Árcade" ao conhecimento relacionado aos sistemas petrolíferos associados a alvos estratigraficamente sotopostos a evaporitos aptianos, em reservatórios siliciclásticos e carbonáticos, por vezes portadores de acumulações de hidrocarbonetos relativamente pequenas, nas seções terrestres e marinhas, de águas rasas e eventualmente profundas (Rancan *et al.,* 2022). O Pré-sal Árcade representa todo o conhecimento adquirido ao longo dos antigos ciclos exploratórios pioneiros efetuados nas bacias sedimentares da margem continental leste brasileira, desde a criação da Petrobras, em 1953, até o ano de 1999.

Projetamos o epíteto "Pré-sal Moderno" em referência ao discernimento sobre os reservatórios carbonáticos aptianos e seus fluidos, amostrados por poços perfurados de 1999 a 2006, e demais informações exploratórias relevantes nas bacias de Campos e Santos. As ideias até então desenvolvidas contribuíram para a construção do conhecimento, que originou um novo alvo exploratório de grande potencial na posterior fase contemporânea. A fronteira inferior (1999) é marcada pela conclusão do poço 1-RJS-531, o primeiro a sugerir qualidade efetiva de reservatório nos calcários do Alagoas. Esse marco definiu a retomada da exploração, nessa seção, cerca de 20 anos após a primeira tentativa no poço 1-RJS-117.

Preconizamos o vocábulo "Pré-sal Contemporâneo" ao conhecimento da fase mais recente, iniciada em 2006 pelos resultados do poço 1-RJS-628A, o pioneiro, aquele que descobrira a primeira acumulação supergigante na Bacia de Santos, o Campo de Lula (vide capítulo 1). O Pré-sal Contemporâneo se divide em duas componentes: a componente Pré-sal Contemporâneo *Stricto Sensu* corresponde ao entendimento sobre os reservatórios carbonáticos aptianos das formações Barra Velha e Itapema, na Bacia de Santos (Moreira *et al.*, 2007), e Macabu e Coqueiros, na Bacia de Campos (Winter *et al.*, 2007), subjacentes aos evaporitos das formações Ariri e Retiro, respectivamente. A segunda componente corresponde a exceções pós-2006 que incluem rochas ígneas, siliciclásticas e siliciclástico-carbonáticas encontradas abaixo da seção evaporítica, além dos reservatórios cronocorrelatos da Bacia do Espírito Santo, o que permitiu maior compreensão paleogeográfica acerca das bacias.

Aventamos a aplicação do termo "Pré-sal" à fração econômica do Pré-Sal Contemporâneo, de caráter extracientífico e relacionado ao uso do termo no senso comum. São descobertas gigantes e supergigantes efetuadas por poços concluídos a partir de 2006, que resultaram em sucessos comerciais e entraram em produção, atualmente inclusos no polígono do Novo Marco Regulatório (lei 12351/2010). Já o termo "seção pré-sal" tem

conotação genérica em referência às rochas sedimentares posicionadas estratigraficamente abaixo dos evaporitos de idade Alagoas em quaisquer bacias da margem continental leste brasileira.

Sugerimos o termo "Pré-sal *Lato Sensu*" (Rancan *et al.*, 2022) em referência à integração de toda a densidade de conhecimento adquirido sobre sistemas petrolíferos que envolvem rochas aptianas subsal da Margem Continental Leste Brasileira, desde a aurora da pesquisa, exploração e produção de hidrocarbonetos até o momento atual. Essas rochas têm idades locais Jiquiá e Alagoas com base em biozonas de ostracodes lacustres e palinomorfos. O Pré-sal *Lato Sensu* é compartimentado nas fases árcade, moderna e contemporânea (Equação 1.1).

$$L(t) = \int_{1953}^{1999} a(t')dt' + \int_{1999}^{2006} m(t')dt' + \overbrace{\left(\int_{2006}^{t} cs(t')dt' + \int_{2006}^{t} e(t')dt'\right)}^{C(t)}$$

$$L(t) = \quad A \quad + \quad M \quad + \quad (\quad Cs(t) \quad + \quad E(t) \quad)$$

Equação 1.1: Síntese do Pré-sal *Lato Sensu*.

A= Componente da fase Pré-sal Árcade, a(t'): densidade de conhecimento acumulado do Pré-sal Árcade (conhecimento/tempo);

M = Componente da fase Pré-sal Moderno de 1999 a 2006, m(t'): densidade de conhecimento acumulado do Pré-sal Moderno (conhecimento/tempo);

Cs(t) = Componente da fase Pré-sal Contemporâneo *Stricto Sensu*, cs(t'): densidade de conhecimento acumulado do Pré-sal Contemporâneo (conhecimento/tempo) ·

E(t) = Componente de exceções da fase Pré-sal Contemporâneo, e(t'): densidade de conhecimento acumulado do Pré-sal Exceções pós-2006 (conhecimento/tempo)

C(t) = Componente da fase Pré-sal Contemporâneo

L(t) = Conhecimento acumulado do Pré-sal *Lato Sensu* = A+ M + C(t)

7. O ESTADO DA ARTE DO CONHECIMENTO SOBRE O PRÉ-SAL *LATO SENSU* NA MARGEM CONTINENTAL LESTE BRASILEIRA

A perfuração de poços ao longo de décadas nas bacias da margem continental leste brasileira resultou na construção de uma curva de aprendizado científico-tecnológica e histórica, que serviu de base para ideias e experimentos que resultariam nas descobertas contemporâneas do Pré-sal nas bacias de Santos e de Campos. As bacias nordestinas e capixabas representam quase que essencialmente o *Pré-sal Árcade*, cujas descobertas foram ponto de partida para uma caçada exitosa na seção terrestre capixaba e em águas rasas fluminenses. A seção pré-sal da Bacia de Campos compreende tanto a versão árcade quanto a moderna e a contemporânea. Em águas profundas da Bacia de Campos, o conhecimento avançou de forma significativa no Pré-sal Moderno, quando os calcários passaram a ter atratividade exploratória.

Todas as bacias abordadas possuem peculiaridades que as diferenciam da Bacia de Santos, bem como entre si, porém passíveis de correlação a longas distâncias (Dias, 1998; 2005), e que resultaram em singulares formas de ocorrência de jazidas de hidrocarbonetos (Gabaglia e Milani, 1991). Sob a perspectiva do Pré-sal *Lato Sensu* e seus resultados, o alvo Jiquiá foi produtor econômico em reservatórios siliciclásticos na seção terrestre da Bacia de Sergipe-Alagoas e em coquinas das águas rasas da Bacia de Campos – rara nos siliciclásticos –, bem como em coquinas de águas profundas dessa bacia. Embora as coquinas ocorram de forma expressiva em Sergipe-Alagoas, são quase desprovidas de porosidade. Nas demais bacias nordestinas, os reservatórios jiquiá são siliciclásticos sem acumulações comerciais, assim como nas capixabas, embora nestas haja algumas ocorrências de coquinas em terra e águas profundas. Os reservatórios alagoas também têm predomínio de fácies siliciclásticas nas bacias nordestinas e capixabas, com destaque expressivo para a produção na seção terrestre, e pontualmente marinha em Sergipe-Alagoas. Nas bacias de Sergipe-Alagoas e Jequitinhonha, a ocorrência de calcários de idade Alagoas é setorial a pontual, de natureza orgânica (calcita microcrítica). As acumulações de hidrocarbonetos nesse alvo são restritas em Sergipe-Alagoas e ausentes nas demais bacias nordestinas.

Até o presente, as acumulações econômicas em coquinas estão praticamente restritas às áreas de águas rasas como o Alto de Badejo (árcade), e pontualmente em águas profundas (moderno), além do Parque das Baleias e em Pão de Açúcar (contemporâneo), enquanto na Bacia de Santos estão concentradas em águas ultraprofundas. Em Santos, em geral, tanto as coquinas quanto os calcários organo-químicos têm melhores qualidades permo-porosas do que em Campos. Isso se deve tanto à proximidade com a área fonte com siliciclásticos como a soerguimentos e erosões que removeram fácies de alta energia dos altos estruturais e conservaram as de plataforma interna em Campos.

A seção pré-sal da Bacia de Campos possui maiores similaridades com o *Pré-sal*

Contemporâneo da Bacia de Santos se comparada às demais bacias da margem leste. Os reservatórios são coquinas e calcários organo-químicos, selados por evaporitos, ambos aptianos. Assim, os modelos da Bacia de Campos foram *a posteriori* aplicados à Bacia de Santos. Esperava-se que os espessos evaporitos dessa bacia selassem, resfriassem e aliviassem a pressão sobre os reservatórios; para tanto, buscava-se alvos jiquiá carbonático e alagoas siliciclástico, ainda que os dados e as interpretações da Bacia de Campos sugerissem calcários alagoas como alvos primários. Os primeiros poços do Pré-sal Moderno de Santos retificaram o alvo para carbonático na Formação Barra Velha, onde ocorreram as grandes descobertas do Pré-sal Contemporâneo; dessa vez, com o aparato técnico para avaliação. Esse conhecimento retornaria à Bacia de Campos, abrindo uma nova frente de exploração e produção, tendo os reservatórios alagoas como protagonistas, além de uma frente em evolução na margem oriental. Dessa forma, a Bacia de Campos pode ser considerada o maior expoente do Pré-sal *Lato Sensu* quanto ao aprendizado, abrangendo as fases Árcade, Moderna e Contemporânea.

Nas bacias do Espírito Santo e Campos ocorrem calcários do Andar Alagoas, como crostas de calcita fascicular; ora nomeadas estromatólitos, ora calcários arbustivos (*shrubby boundstones*). São semelhantes aos calcários organo-químicos da Bacia de Santos, cujos fatores abióticos são importantes, como o hidrotermalismo, diferentes daqueles constituídos essencialmente por calcita micrítica e matriz micropeliodal. Na Bacia de Campos, esses reservatórios têm alta atratividade econômica; já na Bacia do Espírito Santo, ainda são potenciais, com ocorrência pontual e pouco pesquisada.

Os sistemas petrolíferos da Bacia de Campos para o alvo calcário alagoas são semelhantes aos da Bacia de Santos, com algumas peculiaridades. Em Campos os reservatórios têm maior conteúdo siliciclástico e os selos em evaporitos são mais delgados e descontínuos, o que resulta em maior compactação dos reservatórios e aquecimento dos fluidos. As armadilhas são mais suaves, as colunas de óleo mais delgadas e os volumes menores. As colunas de hidrocarbonetos por vezes se estendem até os calcários albianos, como acumulações únicas, selados por fácies pelito-carbonatadas marinhas. As áreas do Parque das Baleias e do Pão de Açúcar destoam dessas peculiaridades, com relevos mais íngremes e volumes mais expressivos.

O sal condicionou as acumulações nas bacias de Campos e Santos de forma peculiar. Em Santos, a halocinese abriu poucas janelas de sal; as acumulações gigantes estão concentradas na seção pré-sal. Em Campos, a abertura de inúmeras janelas implicou acumulações expressivas nas seções pós-sal e pré-sal, de forma mais balanceada. No Alto Externo da Bacia de Campos, zonas de adelgaçamento e janelas de sal resultam em acumulações delgadas ou mesmo estruturas vazadas e sem retenção. Caso a retenção funcione na seção pós-sal, a eventual abertura de janelas de sal pode fazer com que ocorra acumulação, estendendo-se da seção pré-sal à pós-sal carbonática, com contato único entre fluidos (Tracajá, Carimbé, Arapuçá e Poraquê Alto). As acumulações de hidrocarbonetos

do Pré-sal no Alto Externo de Campos, assim como ao longo de toda a bacia, tendem a ser volumetricamente menores que em Santos, com exceção do Parque das Baleias, no norte, e Pão de Açúcar, no sul de Campos.

Quanto ao magmatismo, é importante mencionar que ele é intenso na Bacia de Santos ao longo de quase todo o Cretáceo Inferior, desde o Aratu ao Alagoas, assim como na Bacia do Espírito Santo. Em Campos é dominante no Aratu, com ocorrência no Jiquiá e possível extensão ao Alagoas, na margem oriental. Na Bacia de Mucuri, se estende do Aratu ao Jiquiá. Nas bacias nordestinas, à exceção de Mucuri, não há magmatismo continental conhecido até então para o intervalo supracitado, o que sugere diferença na composição dos lagos e nas características dos sedimentos que preencheram estas bacias.

Os testes em alvos Pré-sal Contemporâneo nas demais bacias da Margem Continental Leste Brasileira ainda não lograram êxito, mas o alvo tem potencial na Bacia do Espírito Santo. No entanto, essa é uma outra história, cujas linhas pioneiras estão em redação com as atividades exploratórias síncronas a este texto. A partir de 2019, áreas de fronteira exploratória na porção oriental da Bacia de Campos, além do Alto Externo, vêm sendo investigadas e certamente proporcionarão um avanço significativo no conhecimento geológico a ser integrado ao Pré-sal *Lato Sensu*.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos a todas as pessoas que pensaram as geociências da Margem Continental Leste Brasileira e, dessa forma, contribuíram para a construção dessa história. Muitas dessas pessoas não foram mencionadas ou são, até mesmo, anônimas. Dedicamos este trabalho a todos que buscam construir um mundo melhor e mais equilibrado, pautado por direitos iguais e oportunidades equivalentes, respeitando as diferentes necessidades, abraçando grupos historicamente desfavorecidos, tendo como bússola os valores de diversidade, equidade e inclusão

REFERÊNCIAS

ANAISSE JUNIOR, J. (coord.); SCHEER, D. B.; BARRETO, M. T.; RORIZ, S. A.; SUGIO, A. H.; SPERANDIO, E. F.; BUCK, D. A.; CARVALHO, A.; COSMO, C. A.; FREIRE, E. B.; ALVES, R. G. **Geologia e análise exploratória da porção emersa das Bacias do Espírito Santo e Mucuri**. Vitória: PETROBRAS. E&P EXP. ABIG, 2013. Relatório Interno.

ASMUS, H. E.; GOMES, J. B. P.; PEREIRA, A. C. B. Integração geológica regional da Bacia do Espírito Santo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais**... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971, v. 3, p. 235-252.

ANAISSE JUNIOR, J. (coord.); DIAS, A. E. S.; OLIVEIRA, A. de S.; BARBOSA, H. C. R.; PINTO, P. C.; FREITAS, R. C. de; CASTELLANI, R. T.; FRANÇA, R. L. **Análise Exploratória da Bacia do Espírito**

Santo Mar. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP/GEXP-SSE, 2016. 186 p. Relatório Interno.

BACELLAR, P. B.; COSTA, M. N. C. Expressão sísmica da discordância Pré-Neoalagoas: porção nordeste da sub-bacia terrestre de Alagoas. *In*: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Anais**...Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1993. p. 163-167. Resumos expandidos.

BACOCCOLI, G.; SAITO, M. Bacia de Campos: geologia e perspectivas petrolíferas. *In*: CURSO DE ATUALIZAÇÃO EM GEOLOGIA DE PETRÓLEO, 1., 1973, Rio de Janeiro. **Anais**... Rio de Janeiro: PETROBRAS. SEPES. DIDEP, 1973. v. 2.

BACOCCOLI, G.; MORALES, R. G. **Bacia do Espírito Santo**: geologia e perspectivas petrolíferas. Rio de Janeiro: PETROBRAS. SEPES. DIDEP, 1973. Relatório Interno.

BARROS, F. A.; SANTOS, E. **Integração e interpretação dos dados de métodos potenciais das bacias de Cumuruxatiba, Jequitinhonha, Almada, Camamu, Jacuípe, Sergipe-Alagoas e Pernambuco-Paraíba.** Nota técnica. UN-SEAL/EXP/ABIG. Aracaju. PETROBRAS. 2010.

BENDER, F. **Stratigraphic units in Sergipe Basin**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPEX, 1957. Relatório n. 49.

BRANNER, J.C. Oil-bearing shales of the coast of Brazil. Transactions of the American Insti- tute of Mining Engineers, v. 30, p. 537-554, 1900.

CAIXETA, J. M.; MILHOMEM, P. S.; WITZKE, R. E.; DUPUY, I. S. S.; GONTIJO, G. A. Bacia de Camamu. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 455-461, mai./nov. 2007.

CAMPBELL, D. F. Preliminary Ressoinance Report of Sergipe party / Annual Report of Sergipe Geological Field Party. **Relatório não publicado do Conselho Nacional do Petróleo**, Aracaju, v. 7, 1946. 24 p.

CAMPOS NETO, O. P. A.; LIMA, W. S.; CRUZ, F. E. G. Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 405-415, mai./nov. 2007.

CHANG, H. K.; KOWSMAN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. *In*: MILANI, E. J.; RAJA GABAGLIA, G. P. (coord.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Gávea, 1991.

CHANG, H. K.; KOWSMAN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F. New concepts on the development of east brazilian marginal basins. **Episodes**, Ottawa, v. 11, n.3, p.194-202, sept. 1998.

COOK, J. T. **Annual geological report Rio Coruripe to Maragogi-Alagoas**. 8 mapas. Maceió: PETROBRAS, 1957. 48 p. Relatório Interno.

DE LUCA, P. H. V.; MATIAS, H.; CARBALLO, J.; SINEVA, D.; PIMENTEL, G. A.; TRITLLA, J.;

ESTEBAN, M.; LOMA, R.; ALONSO, J. L. A.; JIMÉNEZ, R. P.; PONTET, M.; MARTINEZ, P. B.; VEGA, V. Breaking barriers and paradigms in presalt exploration: the Pão de Açúcar discovery (offshore Brazil). *In*: MERRILL, R. K.; STERNBACH, C. A. (ed.). **Giant fields of the decade 2000-2010**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2017. p. 177-194. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 113).

DIAS, J. L. **Análise sedimentológica e estratigráfica do andar aptiano em parte da margem leste do Brasil e no Platô das Malvinas**: considerações sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do Oceano Atlântico Sul Meridional. 1998. Tese (Doutorado em Ciências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.

DIAS, J. L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no andar aptiano da margem leste brasileira.

Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 13, n. 1, p. 7-25, nov. 2004-mai. 2005.

DIAS, J. L.; VIEIRA, J. C.; CATTO, A. J.; OLIVEIRA, J. Q.; GUAZELI, W.; TRINDADE, L. A. F.; KOWSMANN, R. O.; CHANG, H. K.; MELLO, U. T.; MISUZAKI, A. M. P.; MOURA, J. A. **Estudo regional da Formação Lagoa Feia**: DEPEX – CENPES. Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPEX, 1987. Relatório Interno.

ESTRELLA, G.; GAGLIONE, P. C.; LATGE, T.; MELLO, M. R.; TSUBONE, K. **Ambientes anóxicos no Terciário e Cretáceo Superior**: Bacia do Espírito Santo. Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPEX, 1983. Relatório Interno.

FEIJÓ, F. VIEIRA, R. A. B. **Sequências cretáceas das bacias de Sergipe e Alagoas**. Petrobras, DENEST/DINTER/SEBAT. 1990.

FEIJÓ, F. J. Bacias de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 149-161, jan./mar. 1994.

FERRADAES, J. O.; SOUZA, R. G. **Estudo integrado geológico-geofísico das bacias de Camamu e Almada**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEXPRO. DIVEX. SEGEF, 1972. Relatório Interno.

FIGUEIREDO, A.M.F. **Avaliação das perspectivas petrolíferas da Bacia de Sergipe-Alagoas**. PETROBRAS, Rio de Janeiro, Relatório interno, 27p., 32 figuras. 1978.

FRANÇA, R. L. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Mucuri. **Phoenix**, Aracaju, v. 6, n. 67, jul. 2004.

FRANÇA, R. L.; DEL REY, A. C.; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. R. Bacia do Espírito Santo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 501-509, mai./ nov. 2007a.

FRANÇA, R. L.; DEL REY, A. C.; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. R. Bacia do Mucuri. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 493-499, mai./nov. 2007b.

FRANÇA, R. L.; MOHRIAK, W. Tectônica de sal das bacias do Espírito Santo e de Mucuri. *In*: MOHRIAK, W. U.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. (org.). **Sal**: geologia e tectônica: exemplos nas bacias brasileiras. São Paulo: Beca, 2008. p. 284-299.

FRANCISCO, C.; BARROS, F. A. R; NOBREGA, M. A.; MARTINS, J. G. Mapeamento e integração regional das bacias da costa leste do Brasil. *In*: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 7., 2009, Rio de Janeiro. **Resumos**... Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2009.

GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (coord.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. 2. ed. Rio de Janeiro: PETROBRAS. SEREC. CEN-SUD, 1991.

GOMES, J. B.; CARVALHO, R. S.; LIMA, F. R. T.; ABDALLA, E. T. C. **Revisão geológica regional da Bacia do Espírito Santo**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPEX. DIRNEM. SEBES, 1988. Relatório Interno.

GONTIJO, G. A.; MILHOMEM, P. S.; CAIXETA, J. M.; DUPUY, I. S. S.; MENEZES, P. E. L. Bacia de Almada. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 463-473, mai./nov. 2007.

GUARDADO, L. R.; GAMBOA, L. A. P.; LUCCHESI, C. F. Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type basin. *In*: EDWARD, J. D.; SANTOGROSSI, P. A. (ed.). **Divergent / passive margin basins**. Tulsa: American Association of the Petroleum Geologists, 1989. p. 2-79. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 48).

GUZZO, J. V. P. **Geoquímica de Hidrocarbonetos da Bacia do Espírito Santo**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. RT GEOQ 08/2008. CENPES/PDEXP/GEOQ, 2008. Relatório Interno.

HART, C. **Geology and physical geography of Brazil**. Boston: Fields, Osgood, 1870.

HAMSI JUNIOR, G. P.; SANTOS, M. R. F. M.; FISCHER, C. M.; PIERINI, C.; OLIVEIRA, B. S.; FERREIRA, J. V. F.; LIMA, N. M. **Integração regional da área emersa e de águas rasas da Bacia de Sergipe-Alagoas**. Aracaju: PETROBRAS. EXP. AEXP-T. OEXP-T. EXP-SEAL, 2019. Relatório Interno.

HERLINGER JUNIOR, R. **Controles deposicionais e diagenéticos das propriedades petrofísicas dos reservatórios aptianos /barremianos do Grupo Lagoa Feia**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil, 2016. p. 125.

HUNT, D.; DE LUCA, P.H.B.; CARTESIO, L.E.G.; LAPPONI, F.; MASIERO, I.; WALDUM, A.; CHANDLER, A.S.; MATIAS, J.L.L.; HESS, C.; FONSECA, J.; LOURES, L.; SØREIDE, I. A Very Different Barremian-Aptian Lacustrine Pre-Salt Facies Association: Biotic Self-Organization In BMC-33, Outer Basin Campos Basin, Brazil. In: First EAGE Workshop on Pre-Salt Reservoir: from Exploration to Production, 2019, Rio de Janeiro. **Short Paper** [...]. Rio de Janeiro: EAGE, 2019, Volume 2019, p.1 - 5.

JAHNERT, R. J.; WINTER, W. R. **Unificação de mapas do Andar Alagoas**. Rio de Janeiro: PETROBRAS/UN-BC/EXP, 2014. 15 p. Relatório Interno.

JONES, I. J. **Semi-anual report Sergipe-Alagoas Basin**. Maceió: PETROBRAS, 1958. Relatório Interno.

LANA, M. C. Bacia de Sergipe-Alagoas: Uma hipótese de evolução tectono sedimentar. *In*: DE RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. **Origem e evolução das bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1990.

LIMA, B. E. M. **Impacto da alteração hidrotermal na qualidade dos reservatórios carbonáticos do pré-sal no norte da Bacia de Campos**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2020. p. 313.

MACHADO, M. A. P. **Pré-Sal**: a saga: a história de uma das maiores descobertas mundiais de petróleo. Porto Alegre: L&PM, 2018.

MAGALHÃES, P. M.; JAHNERT, R. **Perfil tipo da porção central da Bacia de Campos**. Macaé: PETROBRAS. E&P BC. GEXP. GEINT, 1998. Relatório Interno.

MAGNAVITA, L. P.; DEHLER, N. M.; GOMES, L. C.; SANT'ANA, M. V.; SOUZA, A. E. C. M.; MENEZES,

J. R. C.; SZATMARI, P.; ARAÚJO, A. D.; PAULO, A. S.; VESELY, F. F.; OLIVEIRA, J. A. B.; NOVAIS, L. C.

C.; MARTINS, L. M. R. **Arcabouço tectônico e cinemática do pré-sal do sudeste brasileiro**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO. GEAT, 2010. Relatório Interno.

MEIRELLES, M. L. da S. **Geometrias vulcânicas indicadoras de tectonismo neopatiano-albiano na Sub-bacia de Sergipe**. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Centro de tecnologia e ciências. Universidade do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2022.

MEISTER, E. M. **Exploração de petróleo na Bacia de Campos, Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPEX, 1979. Relatório Interno.

MENDONÇA, P. M. M.; SPADINI, A. R.; MILANI, E. J. Exploração na Petrobras: 50 anos de sucesso.

Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 9-58, mai. 2004.

MILANI, E. J.; RANGEL, H. D.; BUENO, G. V.; STICA, J. M.; WINTER, W. R.; CAIXETA, J. M.; PESSOA NETO, O. C. Bacias sedimentares brasileiras - cartas estratigráficas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 183-205, mai./nov. 2007.

MOHRIAK, W. U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. *In*: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (ed.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília, p. 87-165, 2003.

MOHRIAK, W. U.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. (org.). **Sal: geologia e tectônica: exemplos nas bacias brasileiras**. São Paulo: Beca, 2008.

MOURA, P.; ODDONE, D. S. **Classificação das possibilidades de petróleo nas bacias**

sedimentares do Brasil. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1961. 130 p. Relatório Interno.

MOREIRA, J. L.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-549, mai./nov. 2007.

MUNIZ, M. C.; BURDA, F. R. O.; HOERLLE, M. R.; MAGALHAES, J. L. C.; ANDRADE, H.; CARVALHO, M. D.; MATSUDA, N. Estromatolitos: um novo play? *In*: SEMINÁRIO INTERNO DE SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA, 2., 2004, Maragogi. **Anais**... Maragogi: PETROBRAS, 2004.

NETTO, A. S. T.; WANDERLEY FILHO, J. R.; FEIJÓ, F. J. Bacias de Jacuípe, Camamu e Almada. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 173-175, jan./mar. 1994.

OJEDA e OJEDA, H. A. **Bacia do Espírito Santo: integração geológica regional; Relatório de Progresso; 1977**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPRO. DIVEX, 1977. Relatório Interno.

PALAGI, P.; ALMEIDA, A. C. F. de; PERRELLA, J. M. de L.; MARQUES, R. de C.; TROELSEN, J. C.; BANDEIRA JR., A. SCHALLER, H. (Relator). Litoestratigrafia da bacia de Sergipe-Alagoas – Subgrupo Coruripe. Parte 3 – Fm. Muribeca, Grupo Sergipe, Fm. Barreiras e sed. de praia e aluviões –**Relatório da Comissão de Revisão da Estratigrafia**. Rio de Janeiro: PETROBRAS/RPNE, 1968. 64 p. Relatório interno

PEREIRA, M. J. **Tempo e temperatura na formação de petróleo**: aplicação do método de Lopatin à Bacia de Campos. Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPEX. DIVIB. SECASU, 1982. Relatório Interno.

PERRELLA, J. M.; SCHALLER, H.; PALAGI, P.; ALMEIDA, A. C. F.; TEIXEIRA, A. A.; PONTE, C. ; TROELSEN, J. C.; SMAPAIO, A. V. de; BEURLEN, G.; UESUGUI, N.; SANTOS, A. da S.; BARROS, M .C. **Relatório da Comissão de Revisão Estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas**. Maceió: PETROBRAS, 1968. Relatório Interno.

PETRI, S. Foraminíferos cretáceos de Sergipe. **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP, Geologia**, São Paulo, n. 265, p. 1-140, 1962.

PETROBRAS. E&P\GEREX\GEIEST. **Proposta da locação exploratória 1-RJS-531**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. GEREX, 1997. 61 p. Relatório Interno.

PETROBRAS. UN-ES\ATEX. **Proposta da locação exploratória 1-ESS-103**. Vitória: PETROBRAS. UN-ES, 2000. 80 p. Relatório Interno.

PETROBRAS. UN-ES\ATEX. Estado da arte na exploração do Parque das Baleias. Vitória: PETROBRAS. UN-ES, 2008. 112 p. Relatório Interno.

PETROBRAS. E&P\ATEX. Proposta da locação exploratória 6-AB-119D-RJS. Rio de Janeiro: PETROBRAS. EXP, 2011. 71 p. Relatório Interno.

PETROBRAS. UN-ES\ATEX. Potencial do pré-sal no Parque das Baleias. Vitória:

PETROBRAS. UN-ES, 2012. 88 p. **Relatório Interno**.

RANCAN, C.C.; CANDIDO, A.G.; QUINTAES, C.M.S.P.; CASTRO, M.R.; OLIVEIRA, C.M.M.; DIAS, K.D.N.; SAMPAIO, R.F. From the arcadian to the contemporaneous: the curios history of pre-salt's section knowledge evolution in the Campos Basin. *In:* Brazilian Petroleum Conference, 2022, Rio de Janeiro. **Resumo** [...]. Rio de Janeiro: ABGP, 2022, p. 27.

RANGEL, H. D.; BIASSUSI, A. S.; LIMA, F. R. T. **Carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo**. São Mateus: PETROBRAS. UN-ES, 1990. Relatório Interno.

RANGEL, H. D.; MARTINS, F. A. L.; ESTEVES, F. R.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 203-217, mar. 1994.

RANGEL, H. D.; OLIVEIRA, J. L. F.; CAIXETA, J. M. Bacia de Jequitinhonha. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 475-483, mai./nov. 2007.

REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N.; SANTOS, A.S. Palinologia dos sedimentos meso-cenozoicos do Brasil (I). **Boletim Técnico da Petrobrás**, v. 17, n. 3, p. 177-191, 1974.

REGALI, M. S. P. Estudo bioestratigráfico regional dos sedimentos pré-Alagoas na Bacia do **Espírito Santo**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES, 1992. Relatório Interno.

RODOVALHO, N.; GONTIJO, R. C.; MILHOMEM, P. S.; LIMA, C. C. U.; MANSO, C. L. C. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Cumuruxatiba. Phoenix, Aracaju, v. 5, n. 60, dez. 2003.

RODOVALHO, N.; GONTIJO, R. C.; SANTOS, C. F.; MILHOMEM, P. S. Bacia de Cumuruxatiba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 485-491, mai./nov. 2007.

ROSA, AL.R., PEREIRA, M.J., CARMINATTI, M. **Considerações físicas sobre a migração de petróleo com aplicação ao complexo petrolífero da Bacia de Campos.** PETROBRAS/E&P/GEREX, 1997. Relatório Interno.

ROSA, AL.R., RIZZI, J.A, MAGALHÃES, P.M., FRANCA, AB., DIAS, J.L**. Análise da migração de petróleo na Bacia de Campos**. PETROBRAS/E&P/GEREX. 2000. Relatório Interno.

SAMPAIO, R. F.; CANDIDO, A. G.; VIDIGAL, M. S.; BEZERRA, A. C. Exploratory efforts in the Campos Basin ring fences. *In:* **Rio Oil & Gas**, 2018, Rio de Janeiro. **Resumos** [...]. Rio de Janeiro, p. 24-27.

SANTOS, C. F.; GONTIJO, R. P.; ARAÚJO, M. B.; FEIJÓ, F. J. Bacias de Cumuruxatiba e Jequitinhonha. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 185-190, jan./mar. 1994.

SCHALLER, H. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 21-92, jan./mar. 1969.

SCHALLER, H. **Estratigrafia da Bacia de Campos**. Salvador: PETROBRAS. RPBA. DIREX, 1973. Relatório Interno.

SILVA, R. R.; DIAS, J. L; SOLDAN, A. L. **Avaliação do potencial petrolífero especulativo da Bacia de Campos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPEX. ASPLAN, 1992. Relatório interno.

SOUZA-LIMA, W. S. (coord.); ANDRADE, E. J.; BENGTSON, P.; GALM, P. C. **A Bacia de Sergipe-Alagoas**: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, 2002. (Fundação Paleontológica Phoenix. Edição especial, 1).

SOUZA-LIMA, W. **Litoestratigrafia e evolução tectono-sedimentar da bacia de Sergipe-Alagoas: Introdução**. Phoenix, 89: 1-10. 2006.

SOUZA-LIMA, W. Seqüências evaporíticas da Bacia de Sergipe-Alagoas. *In*: MOHRIAK, W. U.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. (org.). **Sal**: geologia e tectônica: exemplos nas bacias brasileiras. São Paulo: Beca, 2008. p. 230-249.

SOUZA-LIMA, W. S.; PIERINI, C.; FISCHER, C. M.; SILVA, B. O. Revisão litoestratigráfica da seção cretácea aflorante no norte do Estado de Alagoas, Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências da UFRJ**, v. 42-3, p. 432-448, 2019.

TAGLIARI, C. V.; ALVES, R. G.; SILVA, A. L.; FRANÇA, R. L.; OLIVEIRA FILHO, A. G.; QUEIROZ, A. A. A. Proposta de novo limite geológico entre as bacias de campos e Espírito Santo. *In*: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 7., 2009, Rio de Janeiro. **Resumos** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2009.

TEIXEIRA, A. A.; MEISTER, E. M.; SCHALLER, H.; PONTES, F. C. **Relatório da comissão de revisão da estratigrafia**: litoestratigrafia da Bacia Sergipe Alagoas subgrupo Igreja Nova parte I v. 1. Maceió: PETROBRAS. RPNE. DIREX, 1968. 46 p.

UESUGUI, N.; SANTOS, A. **Zoneamento palinológico na Bacia Sergipe Alagoas**. Maceió: PETROBRAS, 1969. 29 p. Relatório Interno.

VIANA, C. F.; GAMA JUNIOR, E. G.; SIMÕES, I. A.; MOURA, J. A.; FONSECA, J. R.; ALVES, R. J.Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 3-4, p. 157-192, 1971.

VIEIRA, R. A. B.; MENDES, M. P.; VIEIRA, P. E.; COSTA, L. A. R.; TAGLIARI, C. V.; BACELAR, L. A. P.; FEIJÓ, F. J. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 191-202, jan./mar. 1994.

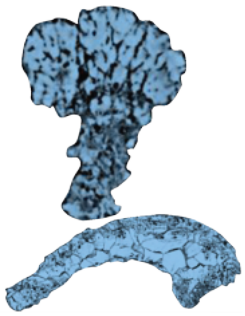
VIEIRA, R. A. B. **Análise estratigráfica e evolução paleogeográfica da seção Neoaptiana na porção sul da Plataforma de São Mateus, Bacia do Espírito Santo, Brasil**. 1998. 158 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.

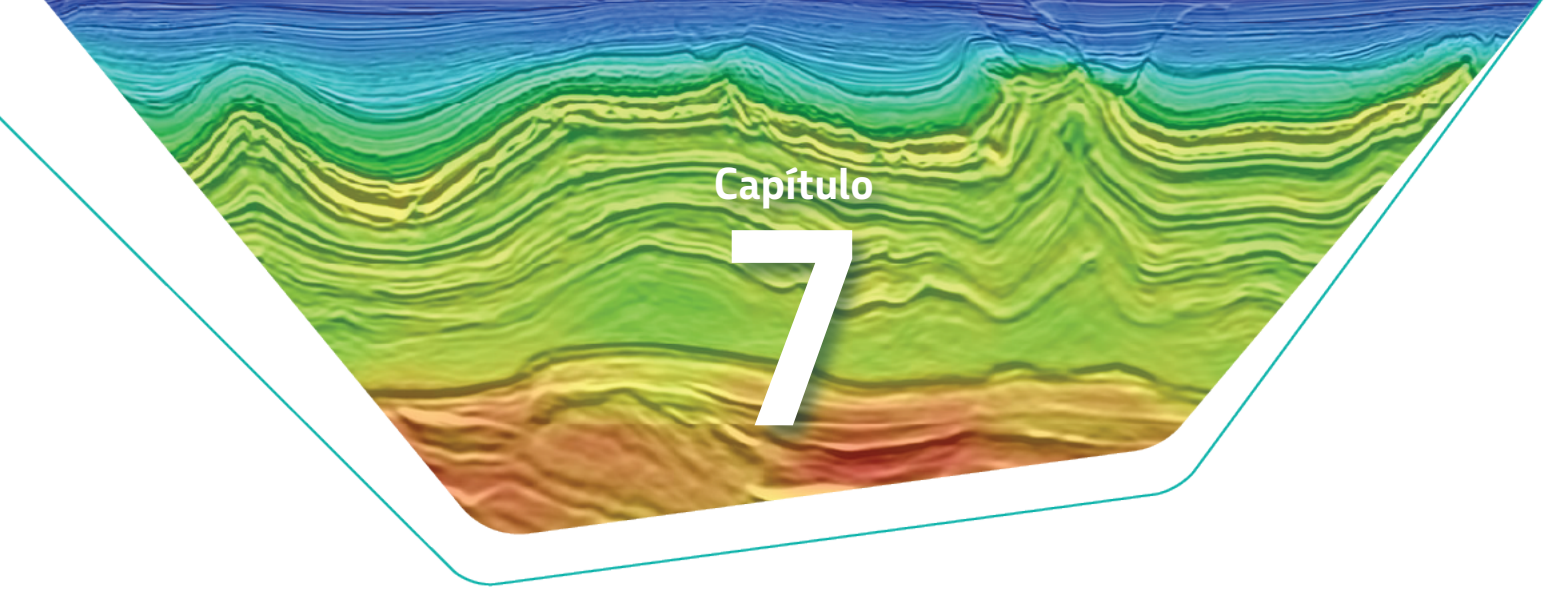
VIEIRA, R. A. B.; COSTA, L. A. R.; ALVES, R. G.; MELO, C. R. M.; ANDRADE, H.; FRANCA, R. L.; MENDES, M. P.; STIRLING, R. A.; BIASUSSI, A.

S.; FALKENHEIN, F. U. H. **Bacias do Espírito Santo e Mucuri**: estudo geológico e análise exploratória das porções onshore e nearshore. São Mateus: PETROBRAS. DEXES. SERINT, 1992. Relatório Interno.

WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências daPetrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 511-529, maio/nov. 2007.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. Arcabouço estrutural das Bacias de Campos e Espírito Santo: proposição de Novo Limite Geológico para as Bacias. *In*: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 7., 2009, Rio de Janeiro. **Resumos** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2009.





Capítulo

7

Tectônica e sedimentação do Pré-sal da Bacia de Santos

AUTORES

Nolan Maia Dehler[1] (*nolan@petrobras.com.br*), Arlindo Akio Yamato[1], Francisco Eduardo Gomes da Cruz[1], Paulo Augusto Moretti Júnior[1], Marcos Roberto Fetter Lopes, Eveline Ellen Zambonato[1], Claudemir Severiano de Vasconcelos[1], João Alberto Bach de Oliveira[1], Leonardo Correia Gomes[1], Marcia dos Santos Nogueira[1], Gilvan Pio Hamsi Júnior[1] & João Trindade Rodrigues de Freitas[1].

[1]Petrobras

Palavras-chave: Bacia de Santos, Pré-sal, Tectonossedimentação, Deformação Distribuída, Reativações.

RESUMO

A Bacia de Santos foi formada durante o rifteamento Eocretáceo do *Gondwana* Ocidental, com sua história de preenchimento iniciada a partir dos registros de rochas vulcânicas basálticas das sequências K20-K34 (Fm. Camboriú), relacionadas ao magmatismo da *Large Igneous Province* (*LIP*) Paraná-Etendeka. Esse magmatismo foi controlado por falhamentos distensivos orientados N-NE a NE e *grabens* orientados N-NW a NW, direções associadas aos enxames de diques. Esse estilo deformacional é característico da fase Rifte I, penecontemporânea ao vulcanismo inicial e marcada pela implantação de *grabens* assimétricos preenchidos por espessos pacotes de conglomerados, arenitos e folhelhos talco-estevensíticos lacustres da Sequência K36 (Fm. Piçarras), além de derrames basálticos. A deposição da Sequência K36 foi condicionada por falhamentos distensivos de direções N-NE a NW, segmentados por zonas de transferência e acomodação NW-SE. Sobrejacente à Sequência K36, depositou-se a Sequência K38

(Fm. Itapema) em marcante discordância angular (Discordância Pré-Jiquiá – DPJ), hiato que marca a passagem para a fase Rifte II, posicionada durante a deposição da Sequência K38. Esta sequência é composta por *grainstones* e *rudstones* bioclásticos intercalados com folhelhos geradores escuros ricos em matéria orgânica, depositados em ambiente lacustre com afinidade hidroquímica continental. Variações nas condições ambientais e tectônicas controlaram a deposição da Sequência K38. A elevada produtividade de bivalves após a DPJ gerou depósitos em um padrão progradacional, controlados pela atividade das falhas e pela disponibilidade de espaço de acomodação. Localmente, com a diminuição progressiva na atividade das falhas e a mudança no padrão de deposição das sequências, observam-se feições de crescimento de seção discretas, com padrão de preenchimento agradacional. A atividade do Rifte I condicionou o início da formação de feições, como o Alto Externo e o "S" de Santos. Em discordância (Discordância Pré-Alagoas - DPA) sobre a Sequência K38, depositaram-se os carbonatos da Sequência K44 (Fm. Barra Velha) em fase de baixa atividade tectônica por falhamentos, com padrão agradacional e transgressivo, evidenciando alterações nas condições ambientais e marcante expansão da área de deposição dos lagos do Pré-sal. Dados isotópicos, petrográficos e fossilíferos confirmam essa mudança nas características dos lagos, inicialmente mais confinados, passando para lagos progressivamente com águas mais alcalinas e intensa evaporação, favorecendo a extinção dos bivalves. Nesta época, o preenchimento das bacias assumiu geometria do tipo *sag basin*. Esta mudança caracteriza a fase Rifte II, quando a reativação tectônica nas porções internas da bacia foi síncrona à deposição das sequências carbonáticas (K46-K48, Fm. Barra Velha) e salífera (K50, Fm. Ariri), modificando o paleorrelevo e condicionando a sedimentação. A deposição apresenta um padrão progradacional e regressivo marcado pelas clinoformas de *grainstones* que migraram a partir de altos deposicionais.

O topo da seção carbonática, denominado informalmente de Marco Lula, caracteriza-se por uma sequência homogênea com espessura de aproximadamente 30 m, constituído pela alternância entre fácies laminitos e fácies *grainstones*, ambas com frequentes feições de exposição subaérea. Zonas de transferência E-NE interbacinais sinistrais e reativação das direções N-NW com cinemática destral, associada a encurtamento discreto na direção N-NE e estiramento E-SE, bem como vulcanismo e hidrotermalismo tardio, relacionam-se à fase Rifte II. A atividade de falhas de *detachment* relacionadas à gênese de estruturas do tipo *core complexes* também compõe este quadro evolutivo final. Além disso, aponta para a persistência da atividade tectônica do rifteamento formador e deformador da Bacia de Santos, antes, durante e após a deposição do sal da Sequência K50, lançando luz na compreensão desta importante província do Pré-sal da margem sudeste brasileira.

1. INTRODUÇÃO

A descoberta pela Petrobras de imensas acumulações de hidrocarbonetos no intervalo tectonoestratigráfico denominado "Pré-sal" da Bacia de Santos, representa o clímax de uma trajetória exploratória ainda em curso, iniciada há décadas com a primeira descoberta de petróleo em solo brasileiro ocorrida em Lobato-BA. Com esta descoberta, constata-se a vocação petrolífera do rifte da Bacia do Recôncavo. No imaginário dos exploracionistas pioneiros, talvez já residisse a pujança das reservas de hidrocarbonetos descobertas recentemente no Pré-sal, ou até mesmo o intervalo tectonoestratigráfico no qual as acumulações supergigantes estariam hospedadas. Tal qual o Recôncavo, embora distinto deste, a formação destas acumulações também se relaciona aos processos iniciais da ruptura do *Gondwana* Ocidental e da criação do Oceano Atlântico Sul. Entretanto, dificilmente aqueles pioneiros anteveriam que a vocação petrolífera brasileira seria consolidada na Bacia de Santos e que os controles das imensas acumulações até aqui descobertas se associam a singularidades geológicas tão marcantes.

Dentre as singularidades até então encontradas nesta trajetória, destaca-se a constatação de excelentes reservatórios carbonáticos lacustres do Aptiano, associados à atividade organoquímica (microbialitos) controlados por paleoaltos do rifte (Carminatti *et al.*, 2008), localmente, formados por processos abióticos (Wright, 2012 e 2021), ligados a fluidos ascendentes em zonas de falhas em paleoaltos (Souza *et al.*, 2018), ou até mesmo por mistura de salmouras em ambientes evaporíticos (Farias *et al.*, 2019). A interpretação deposicional e paleoambiental desse expressivo registro do Pré-sal ainda é motivo de intenso debate, em grande parte pela ausência de análogos modernos. Destaca-se também a deposição de uma sequência salífera no Neoaptiano da Bacia de Santos, com espessuras originais maiores que 2.000 m e que, posteriormente, serviriam para manter trapeado o petróleo, apresentando-se como uma singularidade sob o ponto de vista do registro geológico (Mohriak *et al.*, 2009; Szatmari & Milani, 2016). A estas características, soma-se a presença de rochas geradoras previamente depositadas em lagos controlados por estruturas implantadas em um rifteamento oblíquo sinistral do Eocretáceo (Szatmari *et al.*, 1985), que resultou em uma das bacias rifte mais extensas já estudadas nas margens continentais (ver Zalán *et al.* 2011), associadas à implantação de cadeias vulcânicas (Mohriak *et al.*, 2000) ou a cinturões de manto exumado na transição oceano-continente (Zalán *et al.*, 2011), assim como a zonas de transferência interbacinais (Magnavita *et al.*, 2010a; Dehler *et al.*, 2016b).

Em vista de todo o conhecimento existente acima mencionado, este capítulo tem como objetivo apresentar e discutir o conhecimento acumulado pela Petrobras acerca da compartimentação tectônica da Bacia de Santos, dos eventos tectônicos regionais e de seus controles sobre as sequências deposicionais, que no final resultam nas tectonossequências caracterizadas; objetiva também apresentar as grandes discordâncias na seção Pré-sal, bem como os padrões de preenchimento e do paleorrelevo nos diferentes domínios da

Bacia de Santos. Dessa maneira, pretende-se tatear, em maior ou menor grau, tamanha complexidade evolutiva. Para tanto, neste trabalho a bacia foi subdividida em quatro domínios regionais: domínios Sul, Central, Norte e Externo. Tais domínios são compartimentos limitados e caracterizados por importantes estruturas ou feições morfotectônicas, definidas e descritas com base em levantamentos geofísicos de métodos potenciais e sísmicos, dados geológicos estratigráficos e estruturais, e de poços. Em síntese, esse método de análise permite interpretar de maneira consistente a evolução das tectonossequências no tempo e no espaço, de acordo com os padrões de terminação de estratos, características litológicas, padrões de preenchimento e espessamento e adelgaçamento. Assim, associando essas feições estratigráficas aos controles exercidos pelas principais estruturas que compõem a arquitetura tectônica do Pré-sal da Bacia de Santos.

2. CONTEXTUALIZAÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA REGIONAL

A Bacia de Santos (Figura 2.1) está posicionada no Domínio Tectônico Central do Atlântico Sul (Moulin *et al.*, 2010), limitado a sul pela Zona de Fratura do Rio Grande e pela Dorsal de São Paulo (Kumar *et al.*, 1977; Gamboa & Rabinowitz, 1981). Esta última feição forma um proeminente alto, alinhado na direção E-W, separando o Atlântico Austral da porção distal de ocorrência da seção do Pré-sal, que configura uma porção mais elevada do assoalho marinho denominada de Platô de São Paulo (Kumar & Gamboa, 1979). Este platô define o limite sul da bacia salífera no Atlântico Sul (Kumar & Gamboa, *op. cit.*; Conceição *et al.*, 1988; Davison, 2007), equivalente à área de ocorrência da Sequência K50 de Moreira *et al.* (2007).

O desenvolvimento da Bacia de Santos relaciona-se à evolução das bacias marginais da costa leste brasileira, vinculada ao rifteamento intracontinental diacrônico entre as placas Sul-Americana e Africana do Neojurássico ao Eocretáceo, que culminou com a ruptura continental do *Gondwana* Ocidental e subsequente formação do Oceano Atlântico Sul (Szatmari, 2000; Mohriak *et al.*, 2008; Torsvik *et al.*, 2009; Heine *et al.*, 2013). Na latitude da bacia, o estágio que precede o rifte é caracterizado por intenso magmatismo basáltico, interpretado como resultante do efeito da pluma de Tristão da Cunha (O'Connor & Duncan, 1990; Gibson *et al.*, 2006). Tal magmatismo é, em parte, representado pelos extensos fluxos de lava e intrusões de enxames de diques da LIP Paraná-Etendeka, com idades concentradas no intervalo ~134 a 132 Ma (Turner *et al.*, 1994; Renne *et al.*, 1996, Thiede & Vasconcelos, 2010). Este magmatismo é correlacionado ao vulcanismo basáltico das sequências basais da Bacia de Santos, correspondendo ao início do preenchimento vulcanossedimentar na região e registrando, portanto, as primeiras manifestações distensivas relacionadas à abertura do oceano Atlântico Sul na região (Coutinho, 2008; Almeida *et al.*, 2013).

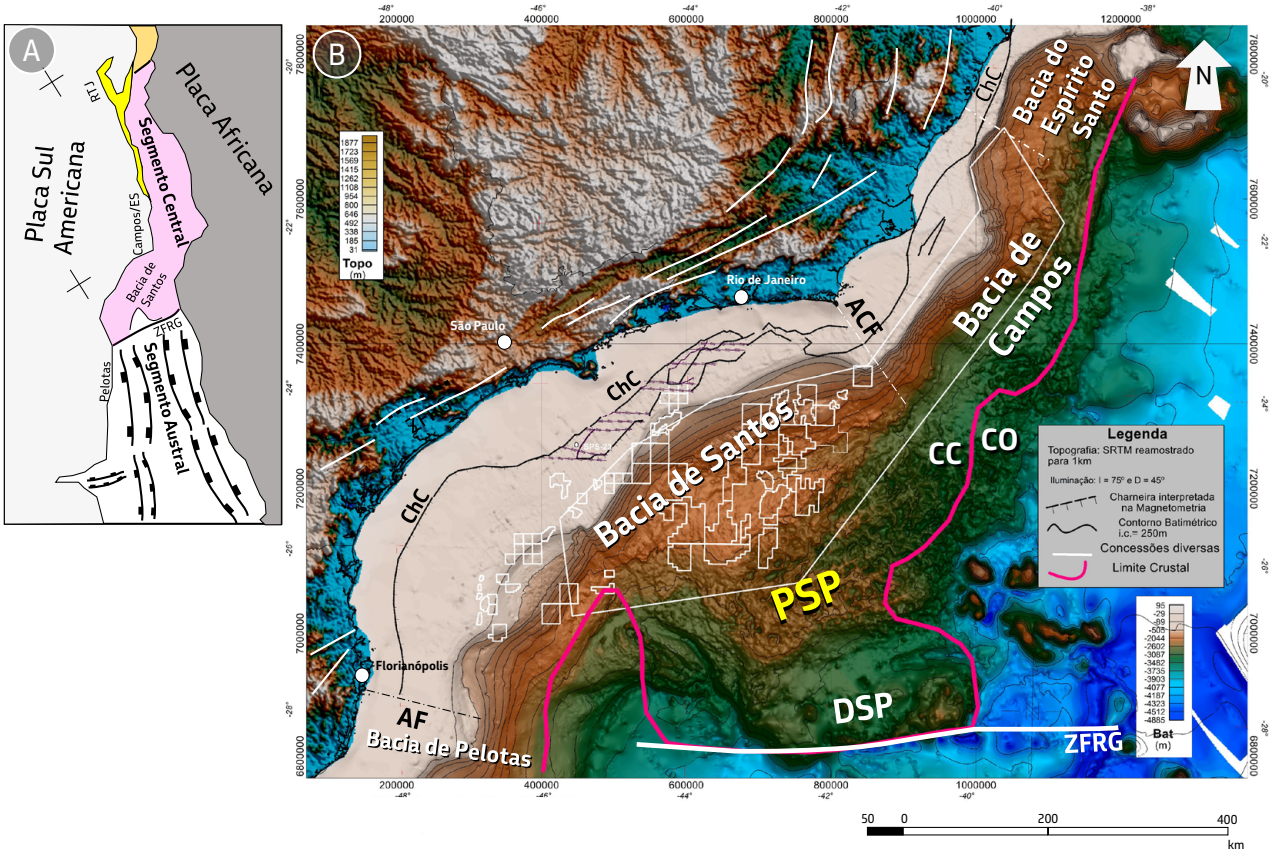


Figura 2.1 - A Bacia de Santos no contexto da Margem Atlântica Brasileira: (a) *Cartoon* da reconstrução paleogeográfica de Moulin *et al.* (2010) a 112 Ma, mostrando a Bacia de Santos no contexto da compartimentação do Atlântico Sul e o Rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ). Observar a variação em orientação da linha de costa de um regional N-NE para E-NE na bacia, e o limite entre o segmento Central e Austral do Atlântico Sul na Zona de Fratura do Rio Grande (ZFRG), no limite da Bacia de Santos com a Bacia de Pelotas (Gamboa & Rabinowitz 1981); (b) Composição entre a batimetria da Bacia de Santos e a topografia da área emersa contígua, mostrando OS limites da bacia e as principais feições morfoestruturais. Alto de Cabo Frio (ACF) e Alto de Florianópolis (AF); Feições regionais: Charneira Cretácea (ChC) (Zalán & Oliveira 2005); Crosta Oceânica (CO) e CROSTA Continental (CC) (Carminatti *et al.* 2008); Platô de São Paulo (PSP) e Dorsal de São Paulo (DSP) (Kumar *et al.* 1977, Kumar & Gamboa 1979). Observar os lineamentos principais assinalados na área continental (direção geral das zonas de cisalhamento pré-cambrianas), que condicionam a linha de costa e charneira cretácea na região.

A formação de *horsts* e *grabens* em direção ao mar ocorreu concomitantemente ao preenchimento por sedimentos das sequências rifte mais antigas da bacia, que sucederam ao magmatismo inicial (Milani *et al.*, 2007). Após o vulcanismo inicial, o estiramento litosférico, de orientação aproximada E-W, se desenvolveu oblíquo à estruturação NE-SW do embasamento, constituído por rochas da Faixa Ribeira (Ebert & Hasui, 1998; Heilbron *et al.*, 2004). Esses controles geométricos resultaram em um regime transtrativo sinistral de abertura (Szatmari *et al.*, 1985; Meisling *et al.*, 2001; Milani *et al.*, 2005), que exerceu importante controle cinemático no desenvolvimento e evolução do arcabouço estrutural da bacia, com falhamentos sin-rifte que formaram zonas de charneira, altos e baixos regionais e zonas de transferência.

Durante a fase rifte, ocorreram ainda diversos pulsos magmáticos no interior da bacia (Destro *et al.*, 2009; Gomes *et al.*, 2015), em distribuição espacial mais restrita e com menores

volumes do que o magmatismo inicial supracitado. Alguns pulsos desempenharam importante papel na evolução do sistema petrolífero, seja na conformação da paleofisiografia, na interação de fluidos com os sedimentos ou na compartimentação de reservatórios.

O preenchimento vulcanossedimentar do Pré-sal na Bacia de Santos, registrado em diversos trabalhos anteriores que abordaram a litoestratigrafia da área (Ojeda & Cesero, 1973; Ojeda & Silva, 1975; Ojeda & Aranha, 1980; Pereira, 1986; Pereira & Feijó, 1994), está representado neste capítulo por cinco sequências deposicionais (K20-K34, K36, K38, K44, K46-K48), propostas por Moreira *et al.* (2007). Segundo esses autores, o registro magmático e sedimentar estaria subdividido em dois intervalos principais: Superssequência Rifte (K20-K34, K36 e K38) e Superssequência Pós-Rifte (K44 e K46-K48).

A Carta Estratigráfica da Bacia de Santos aqui adotada, apresenta uma possibilidade de correlação sintética e os termos comumente utilizados na Petrobras até o presente momento, entre as sequências deposicionais descritas por Moreira *et al*. (2007), o zoneamento bioestratigráfico e a litoestratigrafia do Pré-sal na Bacia de Santos, e as principais discordâncias e tectonossequências (Figura 2.2). Destaca-se também, duração e fases do rifte discutidas neste trabalho e idade da Sequência K50 com o posicionamento das sequências e eventos.

Na porção basal da bacia, encontram-se as sequências K20-K34 depositadas sobre o embasamento Pré-Cambriano, compostas pelos basaltos da Formação Cabiúnas, correlatos ao LIP Paraná-Etendeka. Imediatamente acima dessas vulcânicas, ocorre a Sequência K36, que corresponde litoestratigraficamente à Formação Piçarras, composta por conglomerados e arenitos polimíticos em sua porção proximal e por arenitos, folhelhos e siltitos de composição talco-estevensítica nas porções francamente lacustres, tendo sido depositada sobre os basaltos de 130 Ma idade da Formação Camboriú (Moreira *et al.*, 2007; Mohriak, 2003). A Sequência K36, de idade Barremiano (andar local Buracica), tem o limite superior configurado pela discordância da base da Sequência K38, denominada Discordância Pré-Jiquiá (DPJ), de caráter frequentemente angular. A deposição da Sequência K36 foi fortemente controlada por falhamento distensivo, que formou *grabens* encaixados e profundos, preferencialmente assimétricos, típicos dos riftes imaturos. A deposição desta sequência marcaria o início da atividade sin-rifte na bacia segundo Moreira *et al.* (2007), caracterizada pelo típico padrão de falhamento e subsidência mecânica regional.

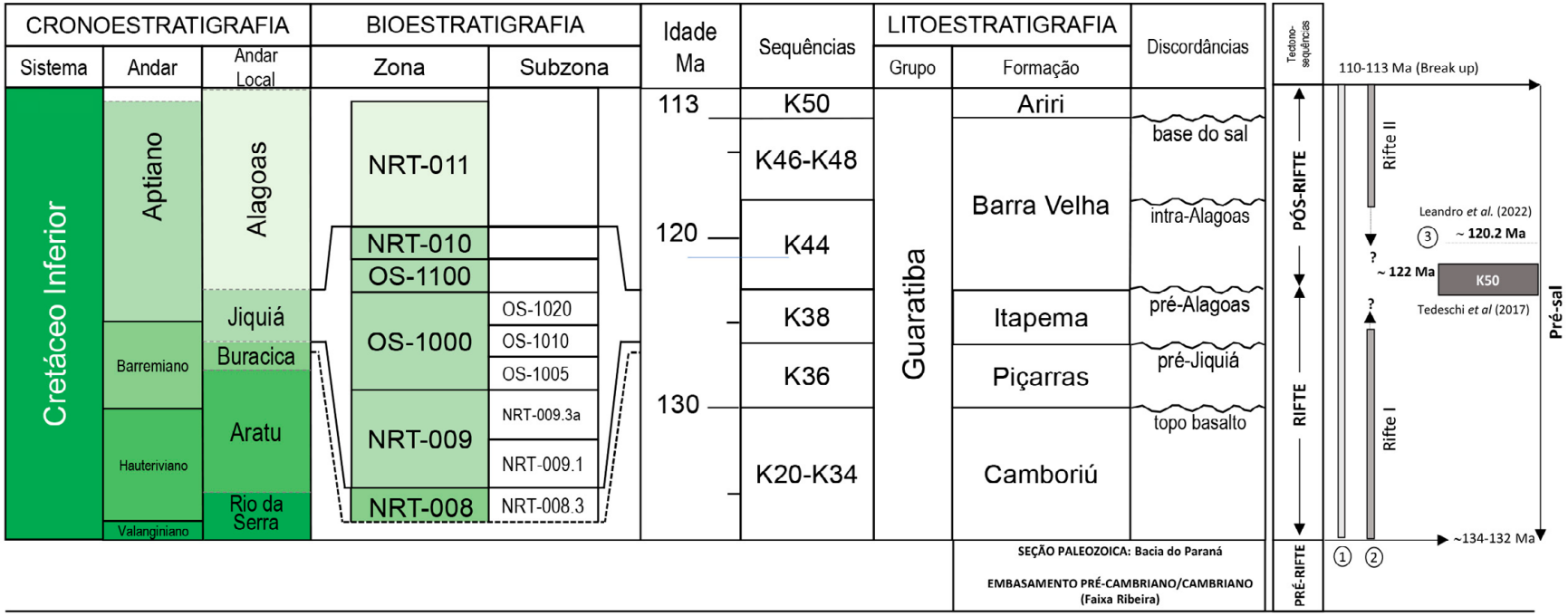


Figura 2.2 - Carta Estratigráfica sintética do Pré-sal da Bacia de Santos, mostrando os principais limites cronoestratigráfico, as biozonas, as discordâncias e as tectonossequências, conforme proposto por Moreira *et al.* (2007). É representada também a seção Pré-rifte da bacia, composta por rochas da granito-gnáissicas da Faixa Ribeira (Moreira *et al.* 2007) e, hipoteticamente, por rochas de idade paleozoica da Bacia do Paraná (Zalán, 2016); As barras ao lado mostram: 1 - a duração do rifte (Rigoti *et al.* 2022, este volume); 2 - as fases do rifte propostas e discutidas neste trabalho; e 3 - a proposta para a idade da Sequência K50 do Aptiano Inferior (Tedeschi *et al.* 2017) e o posicionamento das sequências e dos eventos sob esta perspectiva de idade da sequência salífera DP Atlântico Sul.

Assim, o magmatismo que precede o evento de falhamento regional generalizado do rifte, e que tradicionalmente corresponderia aos registros de um estágio Pré-rifte nesta área, representaria os registros da própria transição para a fase sin-rifte. Este magmatismo está geneticamente relacionado aos efeitos tectonotermais resultantes da atividade de uma anomalia térmica profunda e, portanto, ao próprio processo de rifteamento nesta porção do *Gondwana* no Eocretáceo (Coutinho, 2008; Gomes *et al.*, 2015). A implantação desta anomalia estaria associada então a efeitos tectonotermais expressivos como, por exemplo, o soerguimento Mesozoico generalizado de algumas regiões como o Arco de Ponta Grossa (Milani, 1997). Da mesma forma, o marcante controle estrutural na colocação dos enxames de diques pela cinemática de abertura do rifte (Almeida *et al*. 2013), e na própria expressão dos registros do magmatismo básico que caracterizam a *LIP* Paraná-Etendeka e a Formação Camboriú, que precedem a instalação de um ambiente tectônico de transição para um estágio de rifte continental (Stica *et al.*, 2014), são consistentes com a proposta de posicionamento do magmatismo das sequências K20-K34 no início dos registros litotectônicos do processo de rifteamento. Nesse contexto, tem sido interpretado por alguns autores a presença de uma seção paleozoica pré-rifte remanescente, correlata à Bacia do Paraná, e sotoposta aos basaltos da Formação Camboriú e à seção Pré-sal. Pacotes sedimentares paleozoicos estariam preservados no fundo de *grabens* em algumas áreas na Bacia de Santos (Zalán, 2016).

A Sequência K38 (Barremiano-Aptiano; andar local Jiquiá), cuja correspondente litoestratigráfica é a Formação Itapema, caracteriza-se pela presença de *rudstones*, *grainstones* e folhelhos escuros, comumente intercalados. O limite inferior desta sequência é a Discordância Pré-Jiquiá (DPJ), de idade Intrabarremiano, que separa os andares Jiquiá e Buracica. O limite superior, por sua vez, é definido pela Discordância Pré-Alagoas (DPA). Dentro desta sequência, são identificadas algumas biozonas de ostracodes não marinhos do Andar Jiquiá (NRT-009, OS-1005, OS-1010, OS-1020, OS-1100 e NRT-010), posicionados cronoestratigraficamente no Barremiano-Aptiano.

A deposição da Superssequência Rifte foi controlada por falhas normais a oblíquas orientadas preferencialmente N-NE (Milani *et al.*, 2005) e, localmente, NW-SE e E-NE (Magnavita *et al.*, 2010a). Entre os sistemas de falhas mais importantes, destacam-se os sistemas de Merluza e de Tupi, nas regiões sul e central da bacia. Orientados segundo N-NE, os sistemas de falhas distensionais podem se estender desde a porção distal até as proximidades da charneira cretácea mais a norte. Importantes zonas de transferência ocorrem por toda a bacia, nas direções NW-SE (Mohriak *et al.*, 2000; Meisling *et al.*, 2001) e E-W (Pereira *et al.*, 1986; Macedo, 1990), além de zonas de transferência interbacinais regionais E-NE (Magnavita *et al.*, 2010a; Dehler *et al.*, 2016b). Estas zonas segmentam as falhas normais e exercem papel ativo no controle deposicional das sequências. A sedimentação das sequências K36 e K38, sob a influência da atividade dessas estruturas,

apresenta geometrias divergentes dos estratos, que indicam espessamento contra a falha em depocentros com preenchimento sedimentar acima de 4.000 m e exibem afinamentos em *onlap* em direção à borda flexural.

A Sequência K44, constituída por estromatólitos, esferulititos, *rudstones*, *grainstones*, *packstones*, laminitos e folhelhos, corresponde litoestratigraficamente à porção basal da Formação Barra Velha (Aptiano Inferior). O limite inferior dessa sequência é a Discordância Pré-Alagoas (DPA) e o seu limite superior é definido na Discordância Intra-Alagoas (DIA). Posicionada acima dessa discordância, as sequências K46-K48 representam a porção superior da Formação Barra Velha e seus tipos litológicos são basicamente os mesmos da Sequência K44, apesar de frequentemente apresentar um maior conteúdo de argilominerais magnesianos em seu intervalo basal e de prevalecerem estromatólitos e laminitos intercalados com *grainstones* no intervalo superior. Depositada no Aptiano Superior (Andar Alagoas), tem seu limite inferior dado pela Discordância Intra-Alagoas (DIA) e limite superior definido na base da Sequência K50 (Moreira *et al.*, 2007), caracterizada pelos estratos evaporíticos marinhos da Formação Ariri. As sequências K44 e K46-K48, ambas do Andar Alagoas, têm correspondência com o intervalo identificado pela biozona de ostracodes não marinhos NRT-011 (Figura 2.2).

Tradicionalmente, as sequências posicionadas acima da Discordância Pré-Alagoas (DPA) têm sido interpretadas como depositadas durante a fase pós-rifte (Moreira *et al.*, 2007, entre outros). Entretanto, no presente capítulo, a evolução do rifte com a formação e a articulação dos grandes compartimentos da Bacia de Santos, até o momento da ruptura continental e inserção de crosta oceânica, foi interpretada, e aqui discutida, também sob uma ótica mais contemporânea acerca dos modelos de evolução das margens continentais. Atualmente, considera-se que os riftes evoluem no espaço e no tempo, tornando-se mais jovens para a região distal, onde o afinamento é maior e onde estão presentes importantes zonas de descolamento, especialmente nos domínios hiperestirados. Nesta região, pode ocorrer eventual exumação do manto e intenso vulcanismo, em uma complexa zona de transição até o limite continente-oceano (LCO), segundo Manatschal (2004), Péron-Pinvidic & Manatschal (2009), Péron-Pinvidic *et al.* (2013) e Tugend *et al.* (2020). A área de ocorrência mais expressiva dos principais reservatórios da seção do Pré-sal encontra-se nos domínios estirado e hiper-estirado do rifte, segundo Magnavita *et al.* (2010b) e Zalán *et al.* (2011). A discussão desse modelo polifásico, com o rejuvenescimento do rifte para regiões distais, reacende o debate sobre a natureza tectonossedimentar das sequências e a utilização de conceitos como 'seção rifte' (ou sin-rifte) e 'seção pós-rifte', *versus* termos referentes a conceitos aparentemente distintos mas relacionados, como seção sin e pós-tectônicas, além dos próprios mecanismos de subsidência (por exemplo termal versus mecânica por fluxo da crosta inferior). Estes estariam ativos durante o preenchimento sedimentar e a formação de bacias do tipo *sag basin* no Atlântico Sul, posteriormente colmatadas pela sequência salífera K50 (Karner & Driscoll, 1999; Karner & Gamboa, 2007).

3. ARCABOUÇO TECTÔNICO E OS DOMÍNIOS DEPOSICIONAIS DO PRÉ-SAL DA BACIA DE SANTOS

A Bacia de Santos situa-se em uma região com morfoestrutura e evolução singulares no Atlântico Sul, posicionando-se no limite entre diferentes segmentos do rifte intracontinental do Eocretáceo, nesta porção do *Gondwana* e da própria margem continental. Por toda a borda norte da bacia, a linha de costa e a charneira cretácea têm orientação geral próxima a EW, em contraste com a orientação próxima a NS das mesmas feições e das próprias falhas do rifte, nas bacias de Campos e Espírito Santo a norte e, em direção a sul, na Bacia de Pelotas (Figuras 2.1 e 3.1). A Bacia de Santos ocupa, portanto, uma posição de conexão entre dois segmentos rifteados distintos do *Gondwana* Ocidental, orientados N-S a N-NE. Um segmento é relacionado à abertura do Atlântico Austral e o outro é relacionado à abertura do segmento Central (Moulin *et al.*, 2010; Heine *et al.*, 2013), em arranjo interpretado como um *mega-relay* por Magnavita *et al.* (2010a) e Scotchman *et al.* (2010).

A relação entre a orientação geral NE-SW da margem rifteada em Santos e em Sergipe-Alagoas e a direção geral E-W de abertura do rifte levou Szatmari *et al.* (1985) e Milani *et al.* (2005) a proporem um regime transtrativo sinistral para o rifte nestes segmentos. Na Bacia de Santos, com a configuração regional da charneira variando a orientação de N-S para E-W (Figura 3.1), juntamente com a trama do embasamento da Faixa Ribeira orientada preferencialmente NE-SW a E-NE, constata-se que as principais unidades do embasamento aflorante cruzam a linha de costa e adentram à bacia no segmento sul, frente aos estados de Santa Catarina e Paraná, e ao norte, na costa do Estado do Rio de Janeiro. Na região central, a charneira é subparalela às zonas de cisalhamento NE-SW da Faixa Ribeira, vistas em afloramentos e bem-marcadas em anomalias magnéticas (Figura 3.1). A relação geométrica entre esses elementos na porção proximal permitiu reconhecer, na margem rifteada de Santos, três domínios, a saber: Domínio Sul de Santos (DSS), Domínio Central de Santos (DCS) e Domínio Norte de Santos (DNS). Um quarto domínio ocorre na região mais distal, sendo nomeado aqui Domínio Externo de Santos (DES), posicionado a leste da Zona de Transferência *Helmut* (ZTH) (Figura 3.2). Cada domínio apresenta distintas assinaturas geofísicas e história de preenchimento que serão descritas a seguir.

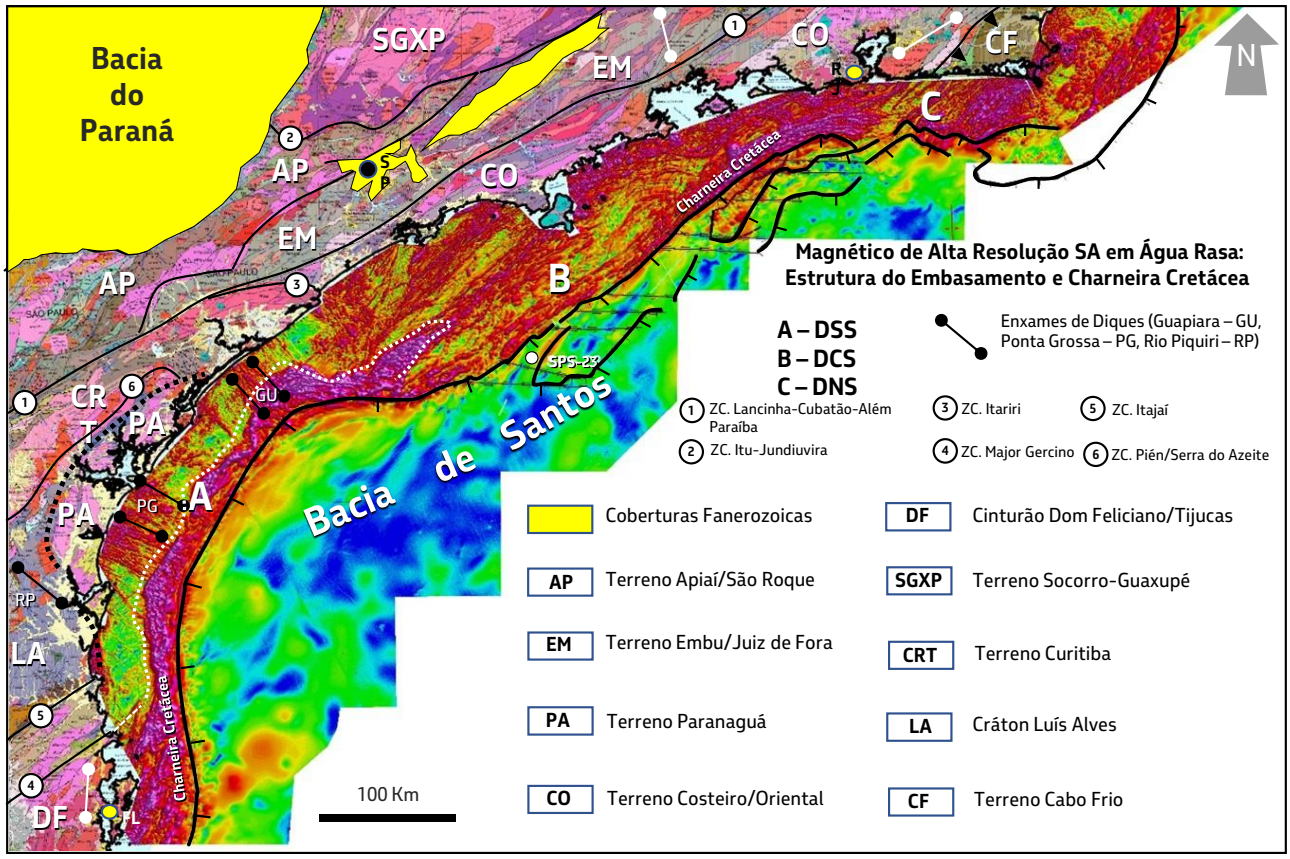


Figura 3.1 - Domínios tectônicos do embasamento da Faixa Ribeira ou Orógeno Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1973, Heilbron *et al.*, 2004) e a orientação regional da charneira cretácea da Bacia de Santos. Os terrenos da faixa orogênica são caracterizados neste segmento por marcante orientação NE-SW, segundo as zonas de cisalhamento transpressivas regionais. Os domínios tectonossedimentares da bacia são: (A) DSS - Domínio Sul de Santos; (B) DCS - Domínio Central de Santos; e (C) DNS - Domínio Norte de Santos, E refletem diferentes geometrias e orientações da charneira cretácea com relação aos terrenos do embasamento continental. Ver discussão no texto para Geologia (Bizzi *et al.;* 2001). NOTAR Zonas de cisalhamento regionais segundo Conte *et al.* (2020), Cabrita *et al.* (2017) e Dehler *et al.* (2007). a Porção *offshore,* está representada pelo Mapa Magnético Sinal Analítico e com a Charneira Cretácea na Bacia de Santos (adaptada de Zalán & Oliveira 2005).

O Domínio Sul de Santos (DSS), cuja evolução estaria ainda muito relacionada à da Bacia de Pelotas, corresponde à porção da bacia entre a charneira cretácea orientada NS a oeste e o sistema *Graben* de Merluza/ Propagador Abimael (Mohriak *et al.*, 2000; Carvalho, 2013) a leste, que limita este domínio do Domínio Central de Santos (DCS). O Domínio Central de Santos (DCS) situa-se entre os domínios Sul e Norte, limitado a sudoeste pelo sistema *Graben* de Merluza/Propagador Abimael e a nordeste pela Zona de Transferência de Iara-Iracema (ZTI). Neste Domínio, destaca-se uma feição morfoestrutural conhecida como Alto Externo de Santos (AES), onde encontram-se as principais acumulações de petróleo do Pré-sal. O Domínio Norte de Santos (DNS) está compreendido entre a ZTI, que o limita a oeste do DCS, e o Alto de Cabo Frio (Oreiro *et al.*, 2008), que o limita da Bacia de Campos a leste e com a qual estaria diretamente relacionado em termos evolutivos (Figuras 3.2 e 3.3). O Domínio Externo de Santos (DES), composto pelos terrenos hiperestirados do Platô de São Paulo (PSP), está limitado de todos os outros domínios pela Zona de Transferência *Helmut*

(ZTH), com cinemática transtrativa sinistral, ao final do processo de ruptura continental (Figuras 3.2 e 3.3).

Um dos aspectos regionais mais marcantes deste segmento da margem brasileira é o evidente condicionamento exercido pela orientação das principais estruturas e limites tectônicos preexistentes, na implantação e compartimentação das bacias. O embasamento da Bacia de Santos pertence à Faixa Ribeira, formada por diferentes terrenos intensamente segmentados, acrescidos e deformados no Neoproterozoico/Cambriano, condicionados por zonas de cisalhamento NE-SW regionais (Schobbenhaus *et al.*, 1984; Campanha, 2002). Esses terrenos, por causa de suas diferentes naturezas e história geológica, podem representar também heterogeneidades mecânicas importantes, de acordo com estruturas e reologias próprias. Dessa forma, os diferentes terrenos, com suas respectivas idades termais e estrutura interna, configuram, juntamente com o arranjo anastomosado das zonas de cisalhamento NE-SW, o embasamento reativado na região durante o rifteamento continental do Eocretáceo que formou a Bacia de Santos (Magnavita *et al.*, 2010a). Essa relação se expressa na diferença em orientação geral da charneira cretácea observada na bacia (*vide* Figura 3.1).

No DSS, a linha de costa em Santa Catarina e a charneira têm orientação N-S e são oblíquas aos contatos entre os principais domínios tectônicos, alinhados NE-SW, como o Cinturão Dom Feliciano/Tijucas e o Cráton Luiz Alves (Mantovani *et al.*, 1989; Fragoso César, 1991) (Figura 3.1). Mais ao norte, temos o DCS exibindo uma linha de costa de direção NE, concordante com a fábrica do embasamento, representado pelas unidades do Cinturão Ribeira (Almeida & Hasui, 1984), notadamente os Terrenos Costeiro e Curitiba (Basei *et al.*, 1992; Siga Jr., 1995), a sudeste da Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão. Os terrenos Embu e Apiaí, a noroeste da referida zona de cisalhamento, compõem o Cinturão Ribeira naquela região (Campanha & Sadowski, 1999) (Figura 3.1). Avançando pelos litorais paulista e fluminense, a linha de costa assume a orientação E-W ao adentramos no DNS. Nesta área, compõem o Cinturão Ribeira tanto os granulitos do Terreno Juiz de Fora, tectonicamente intercalado ao longo da direção do orógeno ao Terreno Embu, quanto o Terreno Oriental da Faixa Ribeira (Bizzi *et al.*, 2001; Heilbron *et al.*, 2004), correspondente ao Terreno Costeiro e aos metassedimentos que ocorrem para sudeste até o bloco Cabo Frio. Todos estes elementos mostram-se orientados NE-SW, oblíquos à linha de costa e à charneira na região (Figura 3.1). No extremo leste, aflora o Domínio Tectônico Cabo Frio - DTCF (Schmitt *et al.*, 2004), através de um contato sub-horizontal de direção NE. A Faixa Ribeira, embasamento da Bacia de Santos, constitui-se, portanto, em um arranjo mecanicamente heterogêneo de terrenos orientados NE-SW, limitados ou lenticularizados ao longo deste alinhamento, por zonas de cisalhamento regionais. Ocorrem terrenos do embasamento granulítico ou ortognáissico ao longo de toda a faixa, relativamente mais homogêneos e rígidos, geralmente também mais antigos. São intercalados tectonicamente às faixas metassedimentares mais heterogêneas, micáceas e bandadas, com tendência a uma reologia relativamente

menos competente. Como exemplo, citam-se os terrenos Açungui, Embu e Paraíba do Sul, ao longo de toda a faixa.

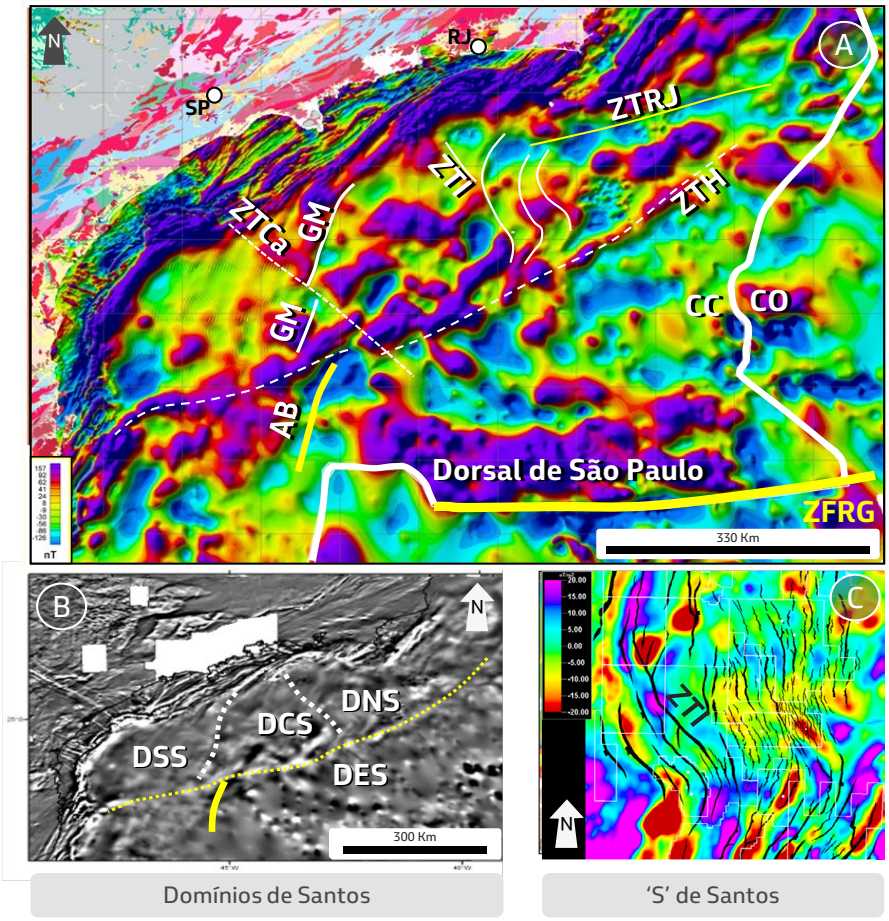


Figura 3.2 - Estruturas e feições tectônicas regionais da Bacia de Santos: (A) Mapa geológico da Faixa Ribeira na porção *onshore* (Bizzi *et al.*, 2001) e Mapa Magnético Reduzido ao Polo, com as principais feições regionais intrabacinais na porção a *offshore* da bacia. O traçado da Charneira cretácea nos mapas em A e B foi omitido para uma melhor observação pelo leitor da expressão magnética da feição, evidenciada pela mudança na definição das anomalias magnéticas que ocorre da porção proximal para a distal, devido ao aprofundamento do embasamento da bacia. As principais estruturas e feições ilustradas são: ZTCa – Zona de Transferência ou Lineamento de Capricórnio; GM – *Graben* de Merluza; ZTI – Zona de Transferência de Iara-Iracema, ZTRJ – Zona de Transferência Interna ou Rio de Janeiro; ZTH – Zona de Transferência *Helmut*; AB – Cadeia Abimael; ZFRG – Zona de Fratura Rio Grande; CC e CO: Crosta continental e oceânica, respectivamente; (B) Mapa magnético Reduzido ao Polo com lineamentos magnéticos continentais e Domínios tectonossedimentares da Bacia de Santos: DSS – Sul de Santos, DCS – Centro de Santos, DNS – Norte de Santos, DES – Externo de Santos; (C) Mapa de anomalias magnéticas na região da ZTI ilustrando o controle da estruturação denominada de "S" de Santos sobre as anomalias (Rodrigues *et al.*, 2014).

A existência de dados magnéticos de boa qualidade em águas rasas permite discutir o prolongamento da geologia aflorante para a região oceânica, ou pelo menos até a charneira da bacia (vide Figuras 3.1 e 3.2). No DSS, percebe-se que as assinaturas magnéticas correlatas às unidades tectônicas aflorantes avançam até a charneira, onde têm sua assinatura abruptamente atenuada devido ao aprofundamento do embasamento. Nota-se que, antes da charneira, ocorre uma zona com magnetização mais intensa, que se prolongaria aproximadamente até a latitude onde a referida feição inflete da direção N-NE para a EW, já no estado de São Paulo (Figura 3.1). Além disso, é aqui interpretada como

associada à Faixa de Granitoides de Florianópolis, conhecida por ser muito injetada por diques básicos. Cabe salientar a marcante presença de dois feixes de anomalias magnéticas de direção NW relacionados aos enxames de diques do Arco de Ponta Grossa e Guapiara (Figuras 3.1 e 3.2), que podem individualmente alcançar largura de até 100 km, como no caso do enxame de Ponta Grossa (Portela Filho & Ferreira, 2003). Percebe-se que essas anomalias estão ausentes ou fortemente atenuadas a leste da charneira. Essas feições adentram transversalmente no DSS, em uma região em que a charneira recua mais que 60 km a oeste, persistindo, entretanto, com direção geral para N-NE.

Com a mesma orientação, ocorrem lineamentos que compartimentam a charneira e *grabens* internos como zonas de acomodação e transferência. Como exemplo, no sul da bacia e associado à mudança regional de orientação da charneira observada nesta área, ocorre o Lineamento Capricórnio (Bueno *et al.*, 2004) (Figuras 3.2 e 3.3). Essa feição linear pode ser traçada nos mapas magnéticos e gravimétricos residuais por centenas de quilômetros, com orientação NW-SE até o interior da bacia. O Lineamento Capricórnio ocorre imediatamente a norte do enxame de diques de Guapiara, deslocando a charneira na região proximal e articulando-se dentro da bacia como uma zona de transferência conhecida como Zona de Transferência de Merluza. Relacionada à evolução do *graben* homônimo situado mais a sul (Mohriak *et al.*, 2000; Carvalho, 2013), esta zona de transferência constitui, juntamente com o *Graben* de Merluza, o limite entre os domínios Sul e Central da Bacia de Santos (Figuras 3.2 e 3.3). Para norte, já no DCS, o litoral assume direção NE, bem como a charneira, cuja interpretação, a partir dos dados de magnetometria, demonstra uma inflexão para E, retornando novamente à direção NE em Campos (Figura 3.1). Esta configuração parece mimetizar a atitude dos contatos entre os diferentes terrenos dentro do Cinturão Ribeira, no contexto da conexão Ribeira-Araçuaí (Karniol, 2008). Diferente da porção sul, onde interpreta-se uma charneira única com um relevo abrupto do embasamento, aqui nota-se a presença de um escalonamento com possíveis *rampas de revezamento* e arranjo *en échelon* das falhas (Figura 3.1). Em uma destas calhas intermediárias e pouco profundas, encontra-se o primeiro poço que atingiu a seção do Pré-sal na Bacia de Santos (1-SPS-23), tendo identificado, no entanto, apenas sedimentos terrígenos. Zalán e Oliveira (2005) descrevem, a partir dos mesmos dados magnéticos, a possível ocorrência de calhas paleógenas a neógenas nesta região, entre a linha de costa e a charneira cretácea, bem como sugerem a presença de alguns *plugs* vulcânicos associados aos eventos alcalinos mapeados no litoral do Estado de São Paulo e encontrados no Estado do Rio de Janeiro.

No DSS, a leste do Baixo de Cananéia (Vasconcelos *et al.*, 2009), encontra-se o principal baixo estrutural do embasamento nesta região, denominado Baixo de Paranaguá (Ojeda & Silva, 1975; Gonzaga, 2008), e destaca-se também, nos mapas geofísicos e estruturais, a feição conhecida como *Graben* de Merluza (Mohriak *et al.*, 2000; Pequeno, 2009; Carvalho, 2013) (Figura 3.3). Este *graben* corresponde a uma feição linear observada por

quase 200 km com direção geral para N-NE e constitui o limite do Baixo de Paranaguá com o DCS. Esta feição curva-se para NE nas proximidades da charneira em direção ao Baixo de Ilha Grande, onde há um aparente arranjo *en échelon* das anomalias magnéticas e gravimétricas. Nos mapas magnéticos e gravimétricos residuais, o *graben* é muito bem-marcado. Contudo, nos mapas gravimétricos residuais, esta feição controla altos e baixos orientados N-NE segundo a estrutura mapeada na área. Para sul, o *Graben* de Merluza é segmentado pela ZTH na região do Alto de Itajaí (Vasconcelos *et al.*, 2009), a oeste da terminação do Propagador Abimael, ambas as feições controladas pela ZTH no contexto do limite sul da Bacia de Santos com a Bacia de Pelotas (Figuras 3.2 e 3.3).

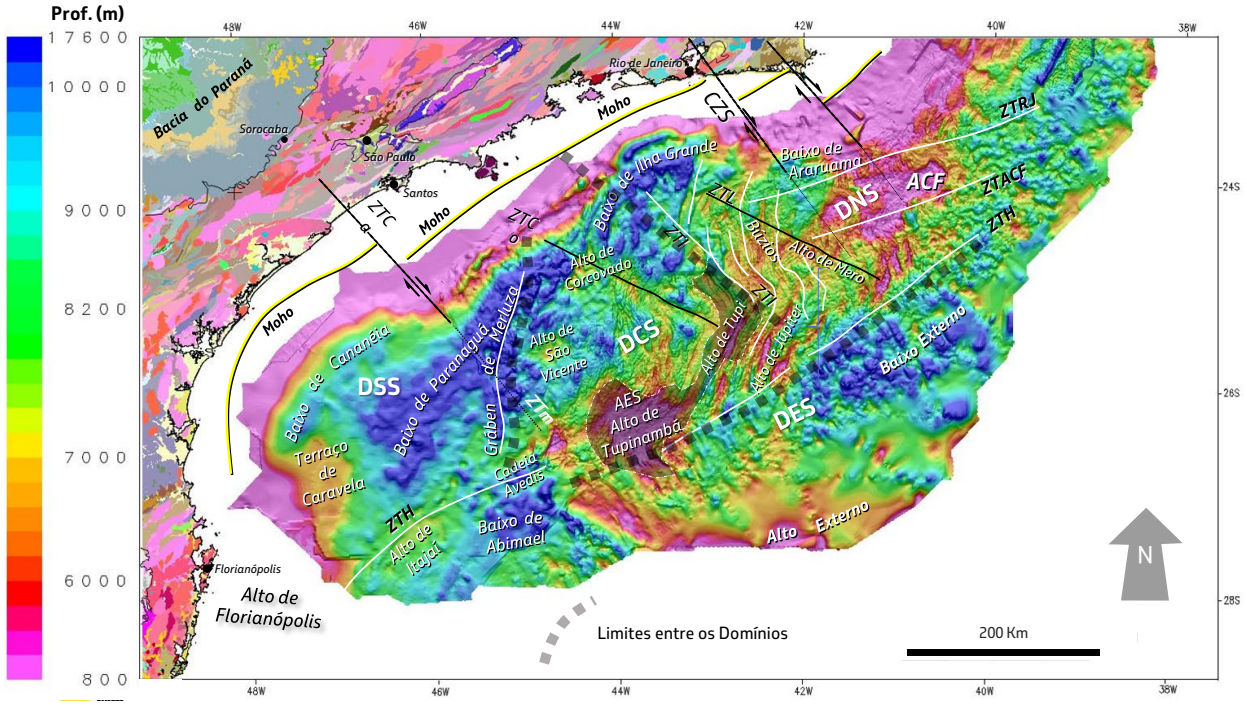


Figura 3.3 - Mapa estrutural do Embasamento da Bacia de Santos, mostrando a localização dos principais baixos e altos deposicionais, assim como a toponímia das principais feições e estruturas regionais da Bacia de Santos. ACF – Alto de Cabo Frio, ZTRJ – Zona de Transferência Rio de Janeiro; ZTACF – Zona de Transferência do Alto de Cabo Frio; ZTH – Zona de Transferência *Helmut*; ZTL – Zona de Transferência de Libra; ZTI – Zona de Transferência de Iara-Iracema; ZTCo – Zona de Transferência Corcovado; ZTCa – Zona de Transferência Capricórnio; ZTm – Zona de Transferência de Merluza CZS – Cruzeiro do Sul. Sombreado: Alto Externo de Santos – AES. Alto da *Moho* próximo à charneira cretácea simplificado (em amarelo – ver Miesling *et al.*, 2001). Domínios tectonossedimentares da bacia: Domínio Sul (DSS), Central (DCS), Norte (DNS) e Externo de Santos (DES).

Na porção leste do *Graben* de Merluza, já na região atribuída ao DCS ou mesmo compartimentando este domínio, como no caso da Zona de Transferência de Merluza (Demercian & Szatmari, 1999), têm sido descritos diversos lineamentos NW-SE que segmentam as anomalias geofísicas, classicamente interpretadas como zonas ou falhas de transferência do rifte por Meisling *et al.* (2001) e Souza (2008). No DCS, destaca-se o Lineamento de Corcovado (Magnavita *et al.*, 2010a), aqui referido como Zona de Transferência de Corcovado (ZTCo), formado por um alinhamento NW-SE muito bem-marcado por

anomalias nos mapas magnetométricos, tendo sido constatado basaltos de idade equivalentes ao Pré-sal nos poços situados nesta área (Figura 3.2). Esta feição estende-se desde a região próxima à charneira até o Alto Externo de Santos, na inflexão deste alto para NW, devido à Zona de Transferência de Iara-Iracema (ZTI) (Magnavita *et al.*, 2010a). Já no limite com o Domínio Norte de Santos, estão localizados a Zona de Transferência de Libra (ZTL) (Dehler & Yamato, 2015) e o Baixo de Ilha Grande (Vasconcelos *et al.*, 2009) (Figuras 3.2 e 3.3).

Na porção central do DCS, encontra-se o Alto Externo de Santos (AES) (Carminatti *et al.*, 2008; Gomes *et al.*, 2009), onde ocorrem importantes acumulações de petróleo do Pré-sal (Figura 3.3). Este *trend* de altos estruturais orientados NE-SW se estende na direção SW até o denominado Alto de Pão de Açúcar (Gonzaga, 2008), aqui chamado Alto de Tupinambá - o mais pronunciado da bacia, e para NE até a Zona de Transferência de Iracema (Magnavita *et al.*, 2010a). Nesta posição, o AES é segmentado e tem sua extensão para NE interrompida por esta estrutura, que configura o limite entre os domínios DCS e DNS. O Campo de Tupi, a primeira descoberta supergigante no Pré-sal, e o Campo de Sapinhoá ocorrem nesta região do AES. Altos estruturais secundários, como o Alto de Tupi e o Alto de Tupinambá, que ocorrem ao longo deste alto externo, constituem importantes áreas deposicionais sobre grandes altos estruturais, em direção aos quais observa-se o afinamento de todas as sequências do Pré-sal. O Alto Externo de Santos e seus compartimentos são claramente observados nos mapas magnéticos e anomalia gravimétrica *ar livre*.

Como mencionado, o DCS é limitado a norte pela Zona de Transferência de Iracema, definida por Magnavita *et al.* (2010a), aqui denominada Iara-Iracema. Esta feição constitui-se em um dos mais espetaculares elementos tectônicos e geofísicos da Bacia de Santos e representa uma faixa com largura de dezenas de quilômetros. Nesta, as falhas do rifte infletem-se para NW a N-NW, retornando à direção regional N-NE, tanto a norte quanto a sul, formando uma feição regional denominada por Magnavita *et al.* (2010a) como 'S' de Santos (Figuras 3.2C e 3.3). Em mapas magnéticos e gravimétricos residuais, esta feição é muito bem caracterizada por anomalias alinhadas NW-SE, com aproximadamente 70 km de largura, desde o Alto de Tupi até proximidades do Alto de Mero (Figuras 3.2 e 3.3).

Na direção norte, as falhas do rifte ao longo da ZTI assumem a orientação N-NE regional do rifte, limitando os baixos de Ilha Grande e de Araruama na porção proximal (Vasconcelos *et al.*, 2009). Estes baixos estruturais, juntamente com outras feições semelhantes, como por exemplo o Baixo de Paranaguá, representam baixos gravimétricos expressivos na bacia. Desde a extremidade leste do Baixo de Paranaguá e ao longo de toda a costa fluminense, o alinhamento da costa e da charneira ocorre segundo uma direção geral próxima a EW, que persiste até a região do Alto de Cabo Frio. Essa mudança também é percebida no arcabouço magnético, que se reflete também, grosso modo, sobre a linha de charneira. As anomalias de direção EW sofrem uma mudança brusca ao se aproximarem da longitude da Baia de Guanabara, onde as anomalias magnéticas assumem abruptamente uma direção NE (Figura 3.2).

Na Bacia de Santos, ocorrem também zonas de transferência regionais com orientação geral EW a E-NE (Magnavita *et al.*, 2010a; Dehler *et al.*, 2016b). Como exemplo destas feições internas à bacia (Figuras 3.2 e 3.3), podem ser citadas as zonas de transferência do Rio de Janeiro, Curitiba e Alto de Cabo Frio (Pereira *et al.*, 1986; Macedo, 1990). Estas feições são especialmente desenvolvidas no DNS e no limite do DES com todos os domínios da bacia, desde a Bacia de Pelotas até a Bacia de Campos. Esse limite é dado por uma anomalia magnética regional linear, localmente com geometria escalonada, que foi interpretada por Magnavita *et al.* (2010a) e Dehler *et al.* (2016b) como uma zona de transferência regional, com cinemática transtrativa sinistral ativa durante o Albo-aptiano e denominada Zona de Transferência *Helmut* (ZTH) (Figuras 3.2 e 3.3). Araújo *et al.* (2018) interpretam as estruturas regionais transversais ao rifte como zonas de transferência ou acomodação com movimentação normal.

Diversos trabalhos abordando modelagem e inversão gravimétrica, desenvolvidos separadamente ou como apoio à interpretação de dados sísmicos de reflexão profunda e de refração, propõem um zoneamento do afinamento crustal de modo simplificado, incrementando-se da região proximal em águas rasas até águas ultra profundas, segundo o proposto pelos modelos recentes de evolução de Margens Continentais (e.g. Manatschal, 2004; Péron-Pinvidic *et al.*, 2013). Nestes modelos, assim como de forma geral, o afinamento aumenta do domínio proximal para o distal da bacia, em regiões hiperestiradas próximas ao sítio de eventual exumação do manto, seguido pelo limite continente-oceano (Mohn *et al.*, 2010; Chenin *et al.*, 2017). No domínio proximal, os modelos sugerem crosta continental pouco afinada, com espessura original de aproximadamente 40-35 km (Magnavita *et al.*, 2010b; Rigoti, 2015), sendo o limite com o domínio distal e afinado da bacia marcado por uma zona de estrangulamento paralela à costa, associada à Charneira Cretácea. O afinamento resulta em uma diminuição de espessura crustal da ordem de 50%, atingindo valores próximos a 20-15 km na maior parte da bacia, e que representaria o domínio distal caracterizado por crosta hiperestirada e afinada (Magnavita *et al.*, 2010b; Evain *et al.*, 2015; Rigoti 2015).

No domínio estirado e hiperestirado da Bacia de Santos é que se desenvolve a maior parte do registro sedimentar do Pré-sal. Esta região abarca praticamente todos os domínios tectonossedimentares da bacia, se estendendo em direção à região de águas profundas até a ZTH, na zona de transição para as regiões de crosta oceânica a leste do Platô de São Paulo (PSP) (Magnavita *et al.*, 2010b). Dentro deste domínio estirado a hiperestirado, regiões como o Baixo de Araruama e o Alto de Cabo Frio mostram-se relativamente mais afinadas e estiradas (Zalán *et al.*, 2011).

Na porção centro-sul da bacia, a região do Baixo de Abimael onde ocorre a feição denominada de Propagador Abimael (Mohriak *et al.* 2000 apud Demercian 1996) (Figuras 3.2 e 3.3), é caracterizada por expressiva anomalia gravimétrica positiva, associada a baixos estruturais que tem sido interpretada ora como uma região de manto exumado (Zalán *et al.*, 2011), ou como um centro de espalhamento oceânico abortado (Mohriak *et al.*, 2000;

Modica & Brush, 2004), a exemplo do que ocorre nas regiões mais a norte no PSP (Miesling *et al.*, 2001; Scotchman *et al.*, 2010; Evain *et al.*, 2015), e que estão separadas da região mais proximal da Bacia de Santos pela ZTH (Dehler *et al.*, 2016b). As seções geossísmicas regionais mostradas nas Figuras 3.4 A e B ilustram algumas das características e limites importantes dos domínios tectonossedimentares da Bacia de Santos. Regionalmente, como pode ser observado em ambas as seções desde a região distal até o proximal (Figuras 3.4 A e B), fica evidente o truncamento da geometria original das sequências do Pré-sal por reativações tardias, controladas por estruturas regionais, como a ZTI e ZTH, ou de caráter distribuído na bacia, como observado a oeste do Alto de Tupi por exemplo.

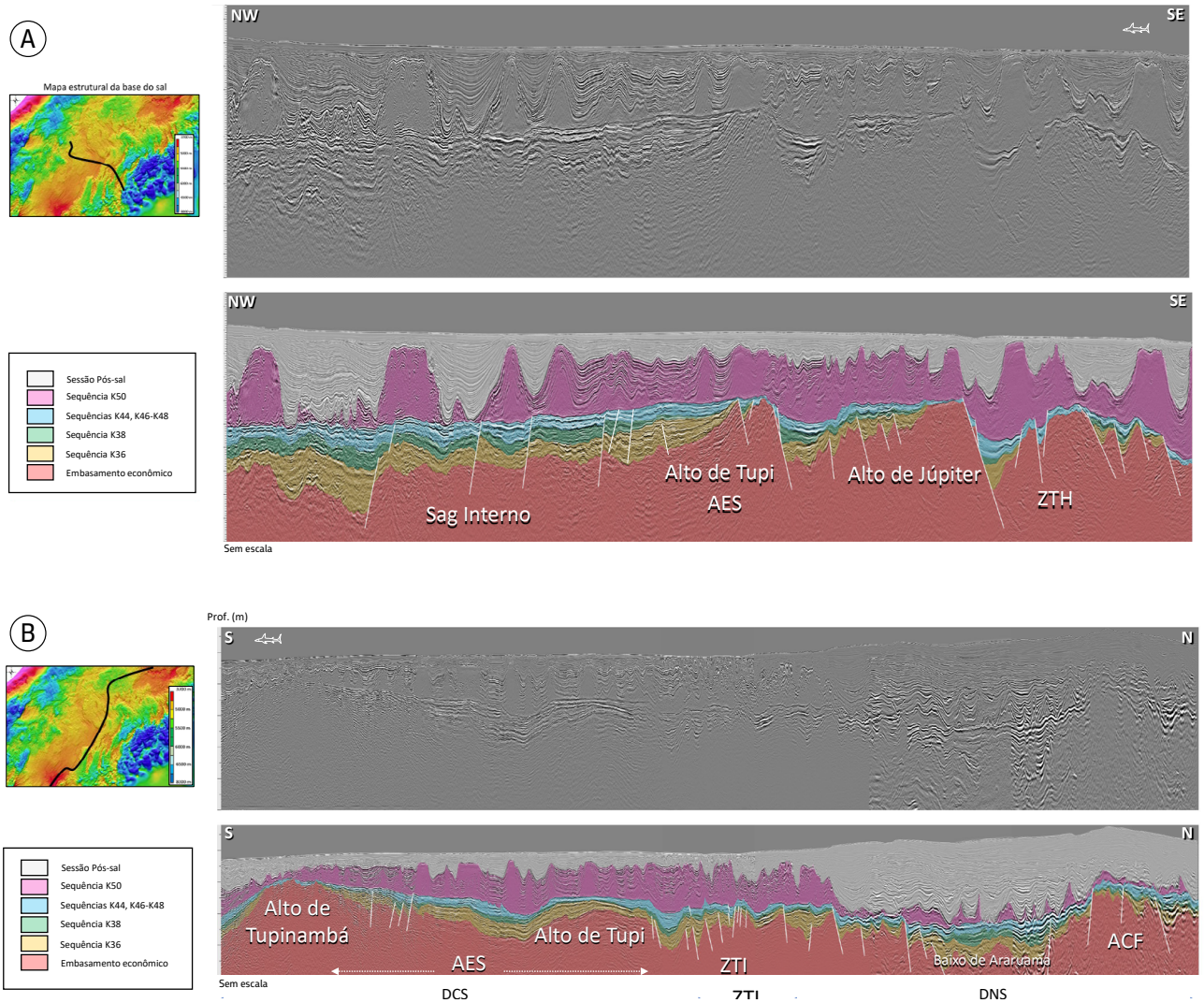


Figura 3.4 - Seções sísmicas e geossísmicas arbitrárias regionais em profundidade, amarradas aos resultados dos principais poços, passando por importantes feições morfoestruturais da Bacia de Santos. (A) Seção *dip* na porção central da bacia (DCS), transversal ao AES. A seção corta o Alto de Tupi e mostra a oeste a bacia *SAG* depositada discordantemente sobre os *grabens* assimétricos do rifte ativo durante a deposição da Sequência K36, reativado na base da Sequência K50. Observar a mudança de polaridade das falhas normais a oeste e a leste do Alto de Tupi, mergulhando respectivamente para o continente e para a bacia profunda (*down-to-basin*); (B) Seção *strike* passando pelo Alto de Tupinambá e Tupi a Sul, transversal à ZTI, entre o DCS e o DNS. Observar na região o Baixo de Araruama e o Alto de Cabo Frio (ACF), já no limite com a Bacia de Campos. Falhas parcialmente interpretadas para manter a clareza das seções. Exagero vertical aproximado de 6x. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG.

Um exame mais detalhado das seções geossísmicas mostradas na Figura 3.4 A e B, revela algumas relações tectonossedimentares importantes que serão apresentadas em mais detalhe ao longo do texto, na descrição dos domínios tectonossedimentares da bacia. Como exemplo, pode-se assinalar o caráter tardio da estruturação em *horst* do Alto de Tupi (Figura 3.4 A), onde falhamentos normais, predominantemente antitéticos em relação ao mergulho regional da bacia e observados a noroeste do alto principal, são reativados tardiamente, estruturando o pacote sedimentar do *SAG* e afetando a base da Sequência K50 (Gamboa *et al.*, 2009). Adicionalmente, a sudeste do Alto de Tupi, as falhas de grande rejeito estão associadas a intensa rotação de blocos e omissão eventual das sequências do Pré-sal no *footwall* da estrutura. Frequentemente, observa-se uma discordância erosiva na base da Sequência K50, a exemplo do constatado na região do Alto de Júpiter. Nas seções da figura 3.4 B, é importante destacar a Zona de Transferência Iara-Iracema (ZTI), caracterizada por falhamentos mais localizados que delimitam uma área relativamente soerguida entre o Alto de Tupi e o Baixo de Araruama, na região do Campo de Búzios. Observa-se também uma geometria em plataforma com bordas norte e sul bem definidas e topo marcado pela base da Sequência K50 na região do Alto de Tupi.

3.1. Domínio Sul de Santos – DSS

A evolução da seção Pré-sal no sul de Santos e seus controles tectonossedimentares são relativamente pouco conhecidos, principalmente devido à quantidade limitada de poços exploratórios e de dados sísmicos que foram obtidos apenas com foco no intervalo da seção Pós-sal. Os registros sedimentares do Pré-sal neste domínio estão compreendidos entre a Charneira Cretácea a oeste e a norte, o *Graben* de Merluza a leste e o Alto de Florianópolis e Itajaí mais para sul, em direção à Bacia de Pelotas, separada do DSS pela ZTH (Figura 3.3). Regionalmente, a Charneira Cretácea na região sul da bacia segue na direção N de forma linear, desde o Alto de Florianópolis até sofrer um deslocamento para oeste. Este deslocamento é condicionado pela zona de influência dos alinhamentos Rio Piquiri e Rio Ivaí até o *cluster* de lineamentos NW-SE, dado pelo enxame de diques do Arco de Ponta Grossa e Guapiara (Portela Filho & Ferreira, 2003) (vide Figura 3.1). Nesta região formada pelo deslocamento para noroeste da charneira, ocorre o Baixo de Cananéia, limitado a norte pela charneira com orientação EW, na mesma região onde ocorre o Arco de Guapiara e o Lineamento Capricórnio (Figuras 3.1 e 3.3).

A esse trecho de variação na orientação da charneira - aproximadamente NS a N-NE a sul para E-NE a norte - correspondem também às orientações, respectivamente, do enxame de diques de Florianópolis, orientado preferencialmente N-NE (Raposo *et al.,* 1998; Almeida *et al.*, 2013; Florisbal *et al.*, 2014) a sul, e dos enxames de diques NE-SW a NW-SE do Cretáceo Inferior da Serra do Mar (Guedes *et al.*, 2005; Valente *et al.*, 2007), mais a norte. Em conjunto com os enxames de diques de Ponta Grossa e Guapiara, orientados NW-SE (Piccirillo *et al.*, 1990; Strugale *et al.*, 2007), formam um sistema de intrusões radiais relacionadas à LIP Paraná-Etendeka (134-132 Ma), cuja interseção se daria sob a forma de

uma junção tríplice no sul da Bacia de Santos (Coutinho, 2008) (Figura 3.1.1), denotando também a afinidade magmática do rifteamento neste domínio da bacia.

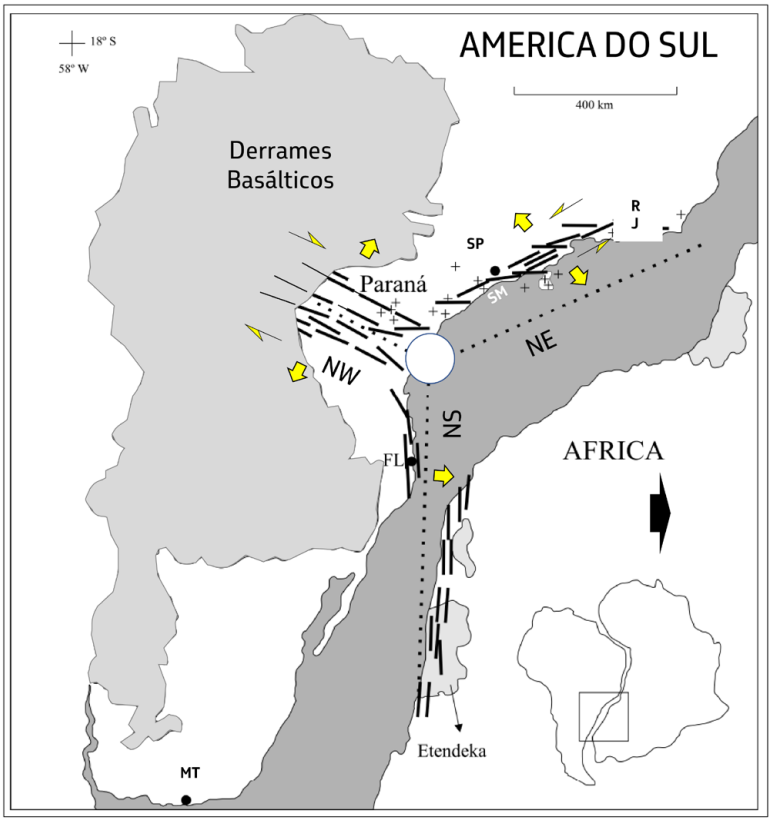


Figura 3.1.1 - Junção tríplice no sul da Bacia de Santos no Eocretáceo (133-130 Ma), conforme interpretada por Coutinho (2008). Os ramos da feição são constituídos pelos enxames de diques que ocorrem nesta porção do *Gondwana*. O ramo NW é constituído pelos enxames de diques de Ponta Grossa e Guapiara, o ramo NS pelo enxame de Florianópolis e o ramo NE-SW pelo enxame de diques da Serra do Mar. A cinemática de abertura nesta idade é consistente com abertura geral EW, conforme deduzida da análise estrutural dos enxames de diques em que também é assinalada (segundo Strugale *et al.*,2007; Almeida *et al.*, 2013). RJ – Rio de Janeiro; SP – São Paulo; FL – Florianópolis; MT – Montevidéu.

Segundo Almeida *et al.* (2013), a tectônica de colocação destes enxames de diques é consistente com estiramento regional E-SE ocorrido entre 133-131 Ma, concomitantes ao início do preenchimento da bacia, com o magmatismo das sequências K20-K34, cujo topo é proposto a 130 Ma (Moreira *et al.*, 2007). O processo de afinamento crustal torna-se mais jovem para leste, como consequência do rifteamento ocorrido no Barremiano e Aptiano desde a Bacia de Campos até a Bacia de Pelotas (Misuzaki *et al.*, 1992; Stica *et al.*, 2014). No DSS, o rifte é estruturado por falhas normais preferencialmente orientadas N-NE, segmentadas por zonas de acomodação e transferência NW-SE, paralelas aos enxames de diques e falhas que cortam a trama milonítica do embasamento emerso na região. Como exemplo desta estruturação do rifte na região, destaca-se o *Graben* de Merluza (Mohriak *et al.*, 2000; Carminatti *et al.*, 2008). Com geometria levemente curvada para NE nas proximidades da charneira e para SW nas proximidades do 'Propagador' Abimael e da Zona de Transferência *Helmut* em direção ao sul (Figura 3.1.2), este

graben corresponde a uma calha profunda com aproximadamente 170 km de extensão, segmentada por zonas de transferência e de acomodação com direção NW-SE (Demercian & Szatmari, 1999), destacando-se na porção centro-ocidental da bacia (Carvalho, 2013).

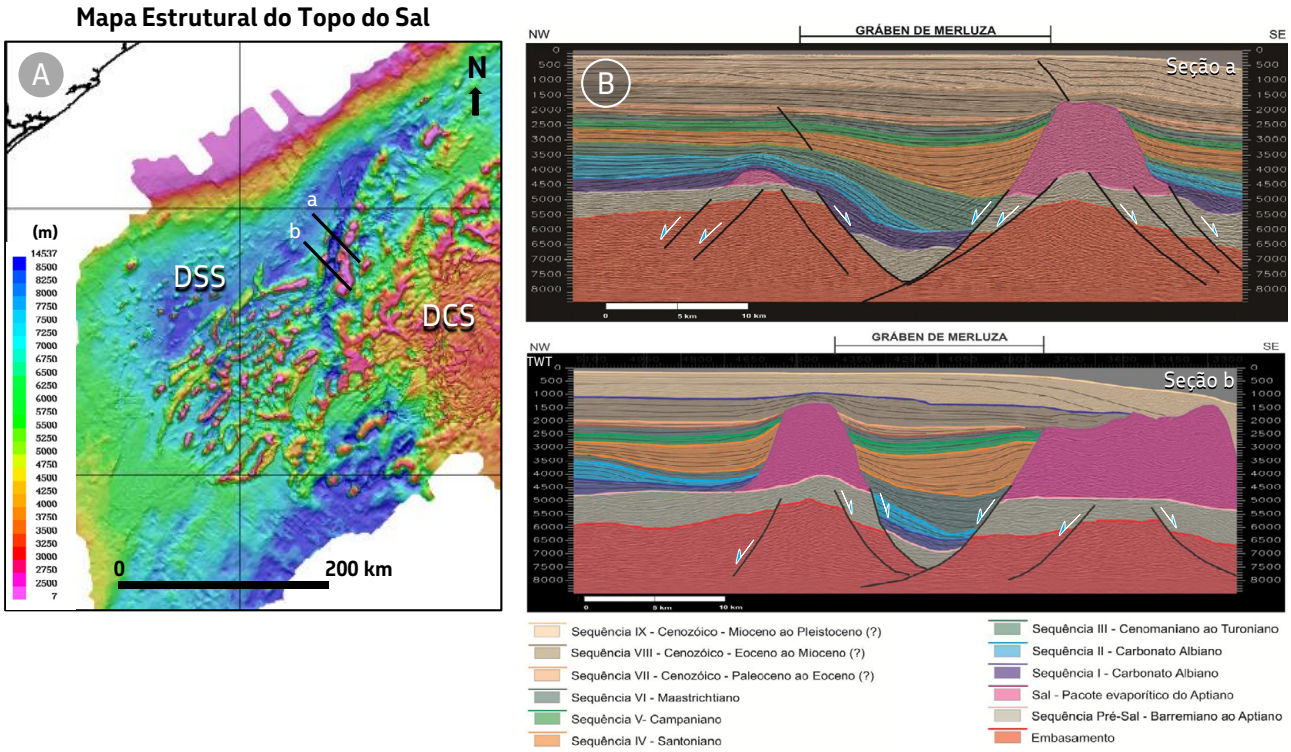


Figura 3.1.2 - A - Mapa estrutural do topo do sal no DSS, mostrando a expressão do *Graben* de Merluza neste horizonte, assim como a localização das duas seções geossísmicas mostradas em B; B - *Graben* de Merluza no Domínio Sul de Santos, conforme interpretado por Carvalho (2013). Seção a: espessamento discreto da seção Pré-sal, sugerindo uma atividade precoce da estrutura; Seções a e b: espessamento significativo do intervalo do Cretáceo Superior associado à ascensão e acúmulo de sal no bloco alto da falha principal. Esta ascensão poderia ou não estar vinculada a uma reativação tectônica mais jovem da estrutura no nível do embasamento. Observar que o sal está ausente nas porções mais profundas da calha em ambas as seções e que o crescimento do pacote do Santoniano e parte do Cenomaniano ocorre contra as paredes do domo salino. DSS e DCS – Domínio Sul e Central de Santos respectivamente.

A geometria da calha é levemente assimétrica, delimitada por falhas que ora são mais ora menos desenvolvidas, com mergulhos preferencialmente para o continente. Rejeitos da ordem de 3000 m são observados na base da Sequência K50 (sequência salífera), na porção norte do *graben* (Carvalho, 2013). Carvalho, *op. cit;* propõe o Aptiano como idade mínima para atividade desta estrutura, com importantes reativações no Cretáceo Superior. O imageamento sísmico deste *graben* possui baixa qualidade, devido à expressiva seção pós-sal com espessuras acima de 12 km, o que dificulta as interpretações sísmicas da seção Pré-sal ao longo desta feição.

Para oeste do *Graben* de Merluza, a morfoestrutura do embasamento vulcânico é caracterizada por altos e baixos alinhados N-NE, arranjados em *grabens* assimétricos (Figura 3.1.3) cujo *timing* de atividade, como sugerido pelos espessamentos junto às falhas, indica um controle tectônico sobre a deposição tanto da Sequências K50 como da base

da Sequência K60, já de idade pós-sal (Albiano Inferior) (Figura 3.1.3). As seções geossísmicas sugerem também o espessamento contra as falhas normais de sequências mais antigas do Pré-sal, embora de idade incerta, uma vez que as informações provenientes de poços são relativamente escassas nesta região da bacia. Nesse contexto, observa-se também que, em seções orientadas N-NE, *strike* com relação à estrutura geral do rifte, refletores também mostram feições discretas de espessamento contra falhas orientadas NW-SE (Figura 3.1.3, seção c). Assim, estas estruturas aparentemente também controlaram a deposição de uma seção vulcanossedimentar de idade Pré-sal, que então marcaria a atividade das falhas e estruturas transversais W-NW no DSS. Estas feições, juntamente com as falhas normais orientadas N-NE, são interpretadas como sendo um dos principais controles tectônicos no preenchimento das sequências K20-K34 e, eventualmente, da Sequência K36 na Bacia de Santos.

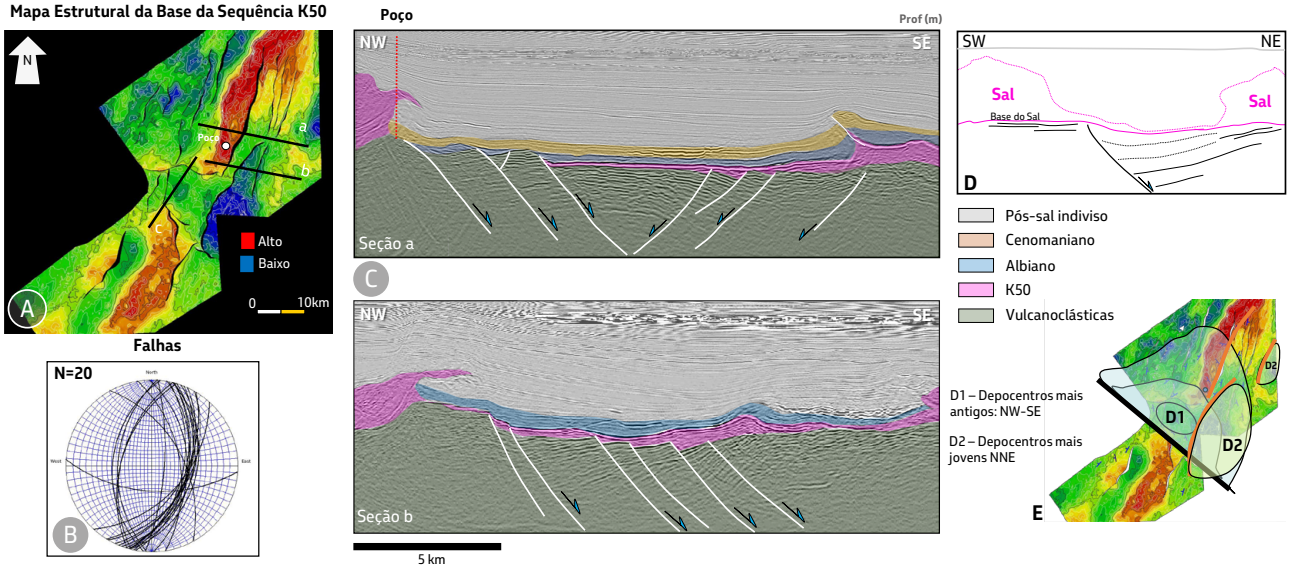


Figura 3.1.3 - Estrutura e *timing* do rifte no DSS. (A) – Mapa estrutural do horizonte da Base do Sal, mostrando uma estruturação N-NE bem-marcada pela orientação das falhas normais que controlam os altos e baixos deste horizonte, como pode ser interpretado da projeção ciclográfica dos planos de falha do rifte mostrada em (B). Observar a presença subordinada de estruturas orientadas NW, regionalmente atribuídas à estruturação mais antiga relacionada aos enxames de diques (ver discussão no texto e *line drawing* mostrado em D); (C) - Seções geossísmicas sem exagero vertical em posição *dip*, consistentes com atividade tectônica desde a idade da sequência salífera até o Albiano, denotando uma atividade mais jovem do rifte. Notar que as características sísmicas do embasamento nas seções permitem interpretá-lo como de natureza vulcânica, associada aos estágios iniciais do rifteamento no DSS. É mostrada também a projeção do poço na seção a; D – *Line drawing* da linha sísmica c. Observar o leve espessamento contra a falha dos refletores no Pré-sal, sugerindo um controle deposicional das sequências mais antigas por estruturas NW-SE; E – Depocentros superpostos no espaço e no tempo, controlados por estruturas com orientação NW e N-NE. estas últimas ativas ao final do processo de rifteamento.

Os registros sísmicos e de poços das sequências K36 e K38 neste domínio são escassos. Da mesma maneira, apenas três poços identificaram um intervalo de rochas carbonáticas na seção Pré-sal. As descobertas limitadas neste domínio não alavancaram a perfuração de novos poços ou a obtenção de novos dados sísmicos abrangendo toda região a oeste do *Graben* de Merluza. Em toda esta região, ocorrem sismofácies de rochas vulcânicas por vezes testadas em poços. Os poços 1-SCS-15 e 1-SPS-90 identificaram grandes espessuras

de basalto subaquoso, abaixo do intervalo de sal. Na região proximal, o poço 1-SCS-1, situado no Alto de Florianópolis (Figura 3.1.4), onde não há registro da deposição de sal (K50), perfurou um edifício vulcânico com rochas de composição alcalina, datadas em 113,2 ± 0,1 Ma (pelo método $^{40}Ar/^{39}Ar$), subjacente aos carbonatos albianos. Essa idade foi interpretada como idade máxima para a deposição do sal por Dias *et al.* (1994). Portanto, esse vulcanismo ocorreria em posição estratigráfica equivalente à deposição do sal. Na seção da figura 3.1.4, observa-se o espessamento de carbonatos do pós-sal no *graben* mais a SE, interpretados como de idade albiana segundo os dados geocronológicos absolutos disponíveis para a área, à despeito das sugestões de idades mais antigas feitas por Tedeschi (2017). A ausência de sal e de típicas feições de riftes nessa região, indicam que a sedimentação dos carbonatos albianos se dá diretamente sobre o embasamento vulcânico nesta seção. A oeste do *Graben* de Merluza, encontra-se o Baixo de Paranaguá, que se apresenta como um *graben* assimétrico identificado na seção Pré-sal deste mesmo domínio. O *Graben* de Merluza e o Baixo de Paranaguá são duas feições marcantes que se juntam em um grande rifte no formato de um *graben* assimétrico único na parte norte deste domínio (vide Figura 3.3).

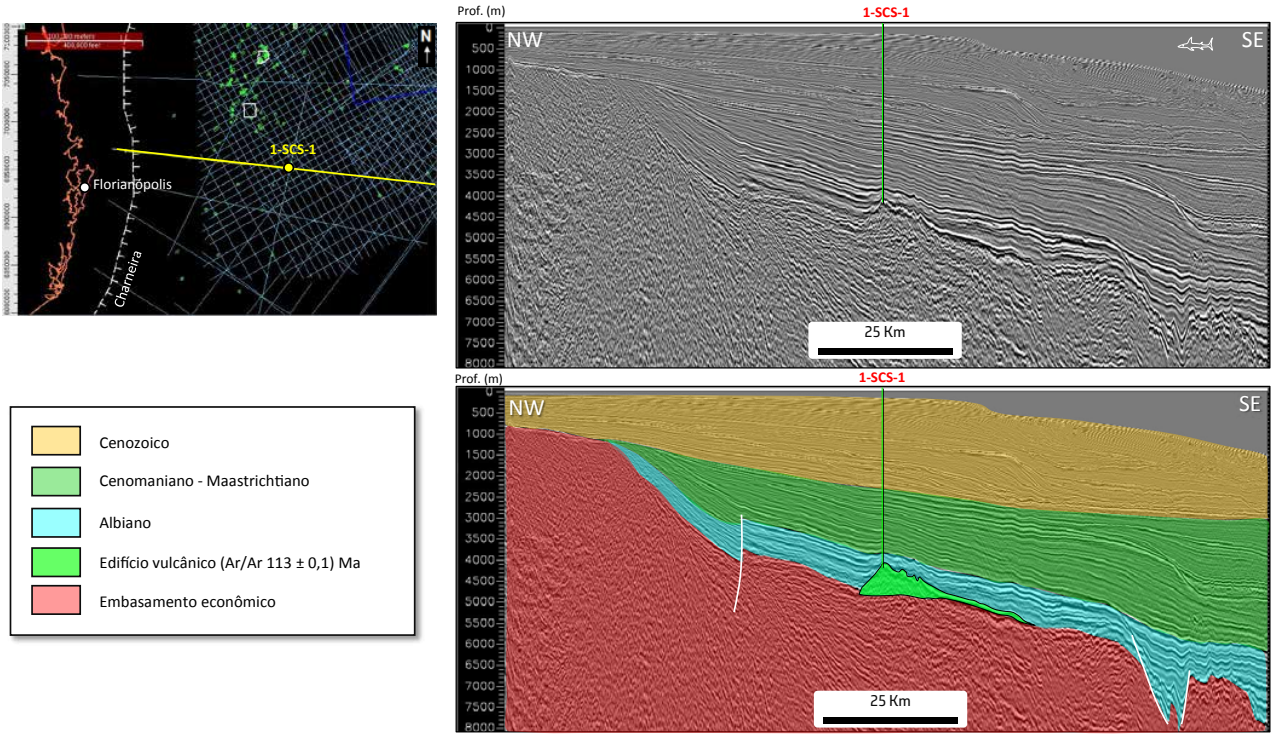


Figura 3.1.4 - Seção sísmica em profundidade (com e sem interpretação), sobre o poço 1-SCS-1 situado no Alto de Florianópolis, na porção proximal e Domínio Sul da Bacia de Santos. Nessa região não há registro da presença de sal da Sequência K50, Formação Ariri. Também não são comuns feições de riftes com sequências pré-sal, diferentemente de outros domínios da Bacia de Santos. O poço constatou um edifício vulcânico subjacente aos carbonatos do Albiano, que revelou traqui-andesito com tendência alcalina. A rocha foi datada por $^{40}Ar/^{39}Ar$ e indicou idade de 113 ± 0,1 Ma. Esse vulcanismo ocorre na posição estratigráfica que representaria tempo equivalente à deposição do sal. Notar espessamento de carbonatos do Albiano em baixo deposicional distal e ausência de sal.

3.2. O Domínio Central de Santos - DCS

Este domínio, conforme aqui subdividido, ocorre desde o *Graben* de Merluza (GM), a oeste, até a Zona de Transferência de Iracema (ZTI), a leste (Figuras 3.2 e 3.3). Transversal ao GM e com orientação NW-SE, ocorre a Zona de Transferência de Capricórnio (ZTCa), observada também por todo o DCS, ao longo de sua extremidade ocidental. A norte, o DCS é limitado pela Charneira Cretácea e a sul, pela ZTH (Figuras 3.2 e 3.3). Na porção central desta região, ocorre uma estrutura conhecida como o Alto Externo de Santos (AES), que se caracteriza por ser uma feição elevada do embasamento e da base da Sequência K50, orientada NE-SW por todo o Domínio Central. Além disso, controla as principais acumulações de hidrocarbonetos na bacia (Carminatti *et al.*, 2008; Gomes *et al.*, 2009). Os resultados dos primeiros poços exploratórios nesta região marcaram a guinada exploratória da Petrobras para o Pré-sal nos anos 2000, após a comprovação do potencial para acumulações gigantes de hidrocarbonetos com a descoberta do Campo de Tupi, localizado em um alto estrutural homônimo. Analogamente à Bacia de Campos, esta grande feição regional na Bacia de Santos foi denominada de Alto Externo e encontra-se segmentada por zonas de transferência NW-SE, originando diversos altos estruturais secundários, a exemplo dos altos de Tupinambá, na porção sul, e de Tupi, situado mais a norte (Figura 3.2.1).

O alinhamento de altos estruturais ao longo do AES se estende desde S-SW, na região do Alto de Tupinambá, até o Alto de Tupi, no seu limite NE, onde é segmentado pela Zona de Transferência de Iracema, orientada NW-SE (Figura 3.2.1). A grande feição do AES com altos secundários, como o Alto de Tupi e o Alto de Tupinambá, constitui importante área para deposição dos carbonatos, sendo onde se observa o afinamento de todas as sequências do Pré-sal. Tupi é um alto mais estreito e alongado, enquanto o Alto de Tupinambá é mais amplo e apresenta uma mudança de direção no seu limite a sul, com orientações para NW a partir da ZTH (Figura 3.2.1 a). Outro aspecto importante é a provável ausência das sequências K38, K44 e K46-K48 nas regiões apicais do Alto de Tupinambá. Diferente do que se observa no Alto de Tupi, pois apesar de eventuais ausências das sequências K38 e K44, nota-se que as sequências K46-K48 estão presentes ao longo de toda a estrutura, ainda que adelgaçada.

Em direção a W-NW neste domínio, a partir do AES, o mergulho regional do embasamento é para NW, em direção à charneira e a uma falha antitética regional do Pós-sal, conhecida como Falha de Cabo Frio (Szatmari *et al.*, 1996). A atividade desta falha controlou o acúmulo de milhares de metros de sedimentos no Cretáceo Superior e Paleógeno. Denominada de progradação Jureia por Moreira *et al.* (2007), o efeito da sobrecarga causada por este expressivo pacote sedimentar poderia ser compensado, flexuralmente, pelo soerguimento do AES, segundo interpretação de Davison (2007). Esta relação pode ser vista na seção regional da Figura 3.2.1 c. O AES está limitado à NW pela Zona de Transferência de Iracema, na região dos campos de Búzios, Atapu, Sururu e Berbigão.

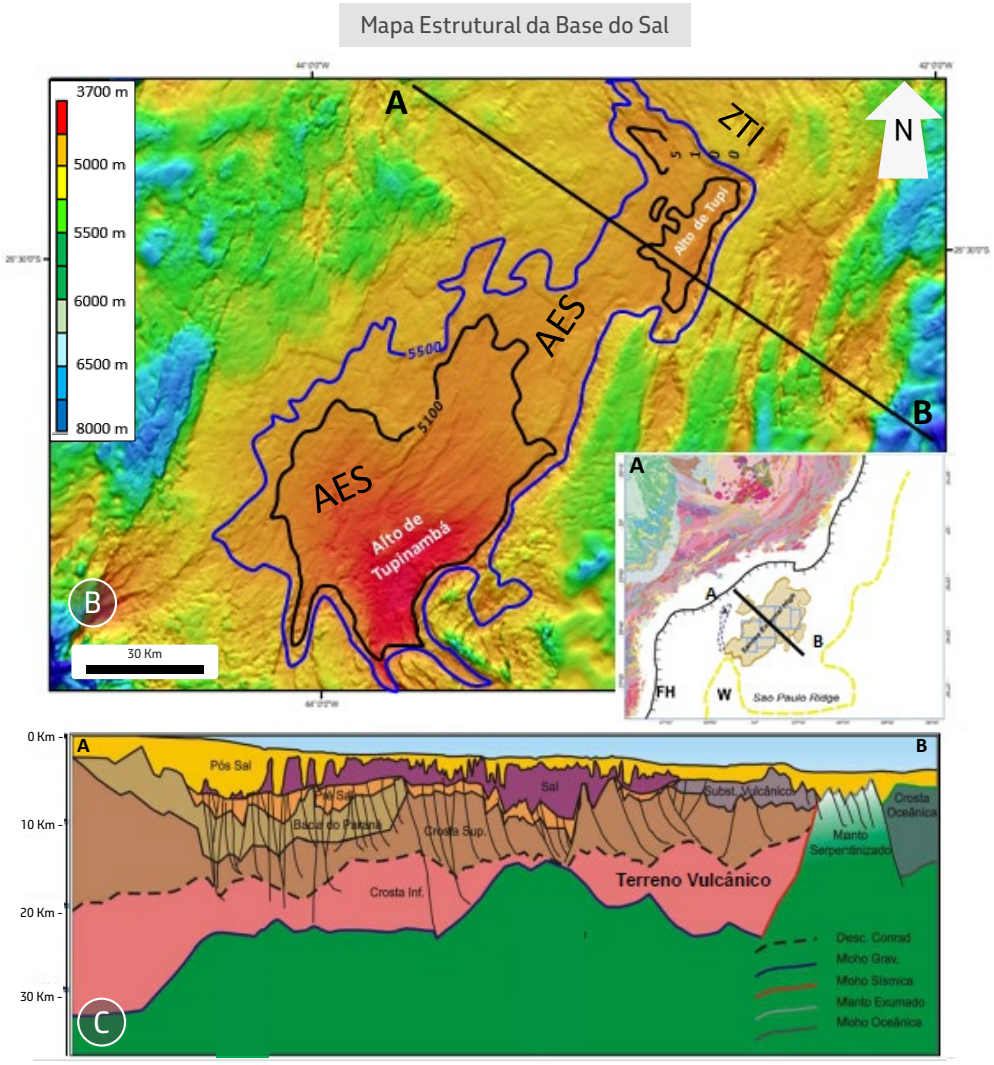


Figura 3.2.1: A e B - O Alto Externo de Santos (AES) na concepção de Carminatti *et al.* (2008) e Gomes *et al.* (2009); B - O AES no mapa estrutural da Base do Sal. Esta feição morfoestrutural contém alguns dos principais campos de petróleo do Pré-sal, como os campos de Tupi e Sapinhoá; (C) Seção Regional extraída de Magnavita *et al.* (2010b) com a localização do Alto de Tupi, situado sobre um domínio do rifte com crosta continental mais espessa. Observar a geometria em rampa mergulhando para NW do horizonte da Base do Sal, tanto em (B) quanto em (C).

A abrangência, compartimentação e evolução do AES dependem fundamentalmente da interpretação de cada autor. Carminatti *et al.* (2008) e Magnavita *et al.* (2010b) interpretam o AES como uma região menos afinada do rifte, que se estende na direção NE-SW desde seu limite sul, na região sob influência do propagador Abimael, até a região do Alto de Cabo Frio, já no limite com a Bacia de Campos. Gomes *et al.* (2002 e 2009) propõem que a estruturação do AES seria controlada por falhas e cadeias vulcânicas abortadas, orientadas NE-SW, e segmentadas por zonas de transferência NW-SE (Meisling *et al.*, 2001), limitando sua área de ocorrência à porção central da Bacia de Santos.

A sudoeste do AES, ocorrem expressivos baixos estruturais da região do Propagador Abimael e da Cadeia Avedis (Demercian, 1996; Mohriak *et al.*, 2000; Modica & Brush, 2004) e a Zona de Transferência *Helmut*, que limita

tectonicamente estes baixos a norte (Dehler *et al.*, 2016b). Nesta região podem ocorrer falhas distensionais oblíquas, orientadas E-NE com rejeitos na base da Sequência K50 da ordem de milhares de metros, e em cujo *footwall* (lapa) encontra-se o denominado Alto de Pão de Açúcar (Gonzaga, 2008; Gomes *et al.*, 2009) (Figura 3.2.2), correspondente ao Alto de Tupinambá. A evolução desta feição é complexa, abarcando fenômenos tectonotermais relacionados tanto à história do Pré-sal quanto a reativações ao longo das fases evolutivas da bacia (Gomes *et al.*, 2009).

3.2.1. Padrão de Preenchimento e Deformação das Tectonossequências

Na Bacia de Santos, os diferentes controles geométricos e cinemáticos regionais, assim como o *timing* do rifteamento do Eocretáceo, configuraram dois compartimentos principais durante a sedimentação da seção Pré-sal, separados pelo Alto Externo de Santos (AES). Esta feição marca um importante limite entre diferentes sistemas de falhas do rifte da bacia, que são distintos tanto em sua geometria como nos *timings* de evolução e, consequentemente, nos controles sobre a

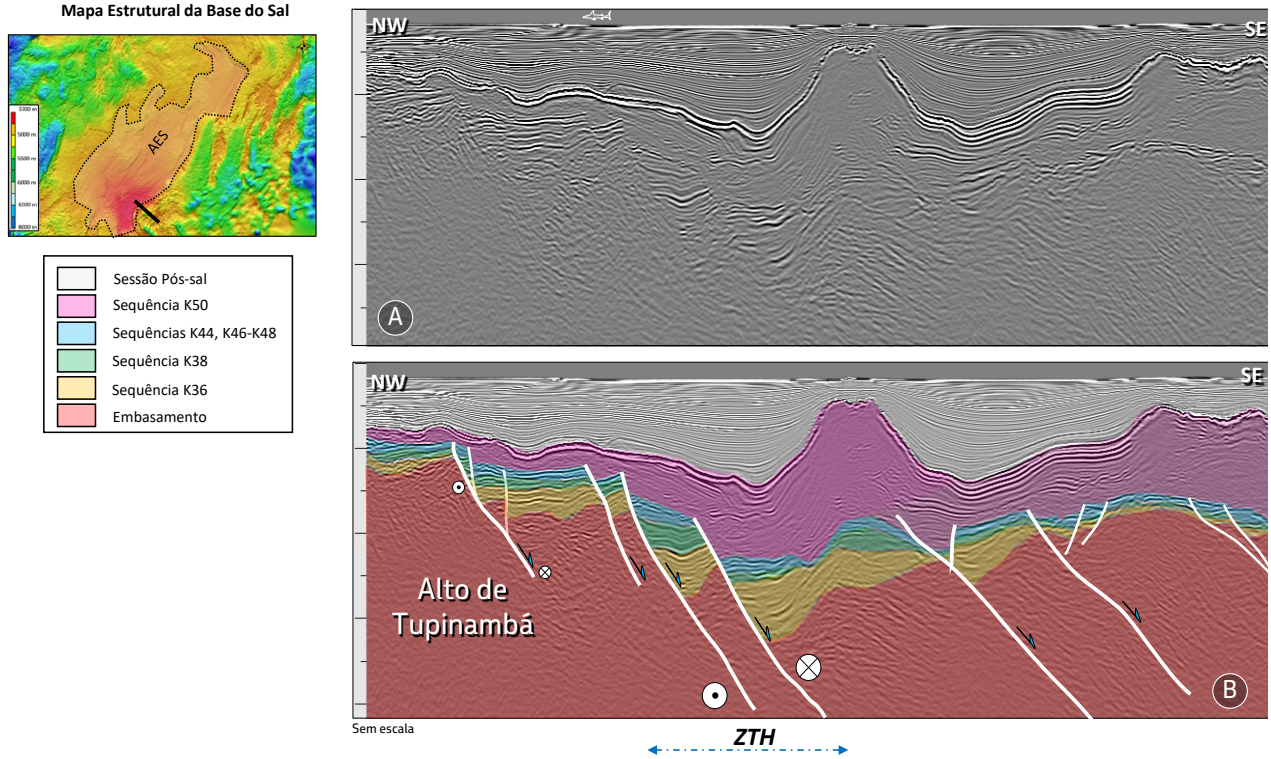


Figura 3.2.2 - Limite sul do AES, na região do Alto de Tupinambá e da ZTH. A seção geossísmica é transversal à ZTH, que representa o limite entre o DCS e o DES nesta região da Bacia de Santos. Observar a deformação pós-deposicional que afeta toda as sequências do Pré-sal, notadamente o seu topo, que corresponde à base da Sequência K50. Notar também as variações abruptas nas espessuras dos pacotes sedimentares, sugestivas de componente lateral de movimento, e que as sequências do pós-sal não são aparentemente envolvidas na deformação. Observar também a aparente inversão das sequências na parte central das seções, sob o diápiro de sal na posição central da figura. Exagero vertical: 1.3 x. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG.

sedimentação das sequências deposicionais (Figura 3.2.1.1). Desse modo, considerando o AES como referência morfoestrutural para esta subdivisão, propõem-se a seguinte compartimentação para o Domínio Central de Santos (DCS): (a) Domínio Oeste do AES, até a região do Centro de Santos, na região do *Graben* de Merluza; (b) Domínio Leste do AES, para a região que se estende do Alto de Tupi, que marca o AES em sua porção norte, passando pela região do Alto de Júpiter e alcançando até o Domínio Externo de Santos (DES) e o Domínio Norte de Santos (DNS). A oeste, as falhas normais do rifte mergulham preferencialmente para o continente apresentando direção geral N-NE, tendo sua movimentação distensiva mais intensa durante a deposição das sequências K36 e K38, particularmente da primeira. Assim, é anterior ao desenvolvimento de espessos pacotes com geometria tipo *sag basin* na área e ao magmatismo basáltico. A movimentação distensiva controla, então, blocos basculados para leste neste domínio.

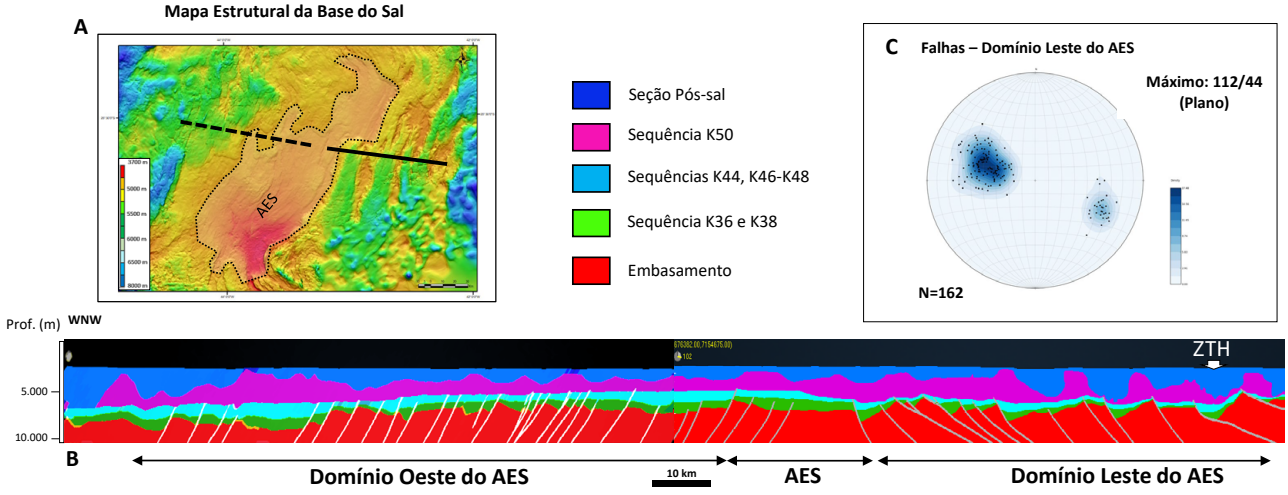


Figura 3.2.1.1 - Geometria regional do DCS, conforme a articulação em posição aproximada, de duas seções geossísmicas regionais transversais, localizadas em domínios distintos do AES: (A) – Mapa estrutural da Base do Sal, com a posição aproximada da seção geossísmica regional. Traçado da seção geológica composta formada pelos segmentos a oeste (tracejado) e a leste (contínuo), transversal ao AES; (B) – Seção geossísmica regional composta. Observar os diferentes domínios a leste e oeste do AES, expressos pela polaridade distinta das falhas normais em cada domínio, e o AES como um *horst* neste esquema regional; e (C), projeção estereográfica das falhas do rifte no domínio a leste do AES (hemisfério inferior). notar a estrutura geral das falhas normais com mergulho moderado abaixo para E-SE e a posição da ZTH, onde as falhas assumem a posição sub-horizontal, na extremidade SE da seção.

No domínio a leste, as falhas do rifte formam um sistema em dominó rotacionado, com falhas mergulhantes para E-SE e ausência do desenvolvimento de geometria tipo *sag basin* significativa. Todas as sequências são controladas por este sistema de falhas, frequentemente exibindo espessamento contra as estruturas.

3.2.1.1. Domínio Oeste do Alto Externo de Santos (AES)

Os estágios iniciais do rifteamento neste domínio são evidenciados por intensa atividade magmática, marcada por derrames basálticos intercalados com sedimentos da Sequência K36. Este material vulcanossedimentar preenche *grabens* assimétricos, com

crescimentos de seção associada às bordas falhadas (Figura 3.2.1.1.1). Na direção mais a oeste do AES, predominam *grabens* controlados, em geral, por falhas de borda mergulhando para oeste, ativas durante a deposição da Sequência K36 e, localmente, durante a deposição da Sequência K38. A evolução do rifteamento causou o basculamento dos horizontes sísmicos para leste, formando um padrão em dominó rotacionado. Na área do Alto de Tupi, no seu limite NW nas vizinhanças do alto principal, as sequências deposicionais apresentam preenchimento com geometria em rampa muito bem desenvolvida, com extensão de 20-25 km e mergulho sistemático das camadas para oeste, e com poucas falhas ativas durante o final do rifteamento (vide Figura 3.4A). A atividade tectônica nesta região é denunciada pela própria rotação diferencial das camadas, associada à atividade da falha mestra que delimita o Alto de Tupi a SE, cuja movimentação relaciona-se à configuração do domínio, localizado a leste do AES. Na porção norte do Campo de Tupi, as sequências K46-K48 transpassam o alto, não sendo afetada significativamente pela rotação do *footwall*. Neste se encontra o mencionado alto, devido à atividade da falha mestra localizada a leste (ver também Figura 3.2.1.2.2).

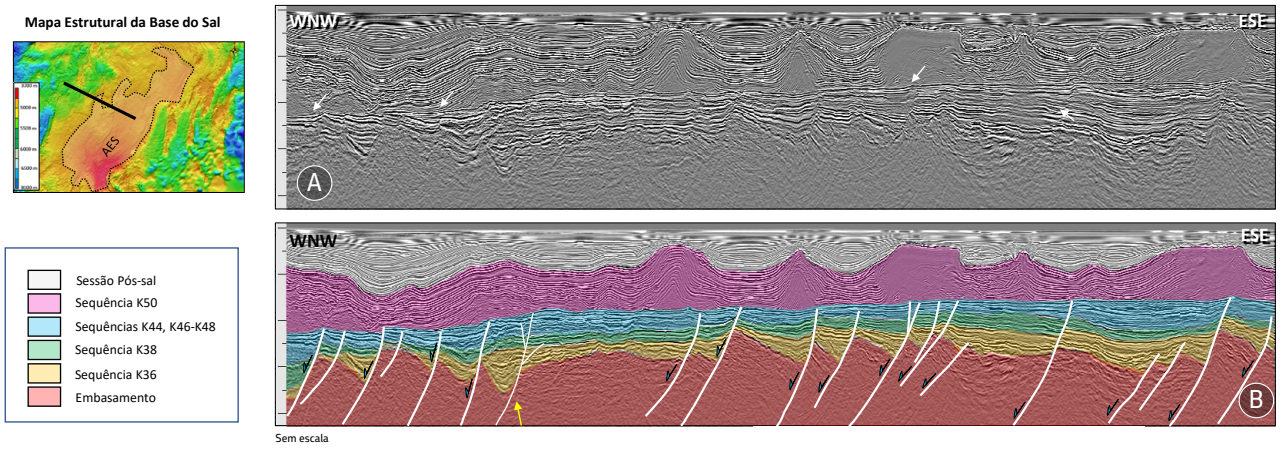


Figura 3.2.1.1.1: Estrutura do DCS a oeste do AES – Seção sísmica (A) e geossísmica (B), mostrando a estruturação do rifte nesta porção da bacia, dada predominantemente por falhas normais com mergulho para SE, formando *grabens* assimétricos rotacionados, basculados em um estilo dominó para oeste. Observar a presença de *buildups* associados a espessamento das sequências K44, K46-K48 (setas), relacionados a falhamentos profundos, e os rejeitos na base da Sequência K50, notadamente no Alto de Júpiter. Exagero vertical de 1.5x. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG.

Neste domínio, as sequências apresentam padrão subparalelo ou divergente nas áreas mais baixas e padrão progradacional em sigmoides nos altos e nos flancos dos altos a partir da deposição da Sequência K38. A passagem entre as sequências anteriores e a K38 se dá por uma discordância angular, típicas da fase sin-rifte, onde as sequências mais antigas são controladas por falhas de mergulho moderado para oeste. Essas falhas tornam-se sub-horizontais em profundidade, sendo ativas durante a deposição da Sequência K36 e, mais restritamente, durante a deposição da Sequência K38. No geral, constata-se uma diminuição na atividade das falhas controlando esta sedimentação, embora localmente possam ser importantes. A Sequência K38 se apresenta em preenchimento tipo *sag basin*, uma vez que apenas em

algumas falhas ativas durante a deposição podemos observar crescimento de seção. Contudo, comumente, apresentam característica de deposição em *onlap* em relação aos grandes altos deposicionais citados. Em alguns altos, houve desenvolvimento de depósitos de coquinas retrabalhadas (*rudstones* e *grainstones* intraclásticos), por vezes com feições progradacionais. No entanto, durante a deposição das sequências K44 e K46-K48, a atividade tectônica foi ainda mais restrita, predominando amplamente a geometria de preenchimento inicialmente paralela a subparalela com terminação em *onlap* em uma extensa rampa em direção ao AES. Eventualmente os refletores paralelos têm terminações contra as falhas, ou as colmatam, sem feições de crescimento aparentes (ver a Figura 3.2.1.2.2), passando em direção ao topo para um padrão progradacional, em formas sigmoides principalmente nos flancos das estruturas mais altas.

Para oeste, em direção às porções centrais da bacia, desenvolveu-se um grande lago, ainda compartimentado ao final da deposição da Sequência K38. Entretanto, esse lago atingiu sua máxima extensão durante a deposição das sequências K44 e K46-K48, precedendo a deposição da Sequência K50 já em ambiente marinho. Esta feição foi sugerida por Fetter *et al.* (2018) a NW do AES e pode ser interpretada pela observação da geometria do preenchimento deposicional das sequências, com geometria de bacias *SAG*, observadas a oeste do AES nas seções das Figuras 3.2.1.1, 3.2.1.1.1 e 3.2.1.1.2.

Neste domínio, juntamente com o espesso preenchimento tipo *sag basin* das sequências K44, K46-K48 e K50 (Gamboa *et al.*, 2009), ocorrem extensos e espessos derrames de lavas basálticas, extravasadas a 115 Ma (Destro *et al.*, 2009). Esse evento magmático foi denominado de Basalto Parati (Gomes *et al.*, 2015) e constituiu o embasamento da deposição das sequências K46-K48 na área (Figura 3.2.1.1.2). Uma característica deposicional desta idade foi a ampla ocorrência de derrames basálticos que ocorrem nos limites da morfologia de rampa do Alto de Tupi e que se estendem até a região do *Graben* de Merluza. Esses derrames, denominados Parati, ocorrem entre as sequências K44 e K46-K48 e, quando observados em seções sísmicas, mostram espessuras que podem atingir até 1.000 metros em alguns depocentros. O Alto Externo de Santos limita a leste esta região estruturalmente mais baixa, que se estabelece a partir do AES em direção oeste durante o rifteamento, segundo o mergulho regional das falhas normais nesta região. Desta maneira, acumularam-se espessuras consideráveis de vulcânicas e sedimentos do Pré-sal nesta área.

O AES representa a região mais elevada e menos afinada deste sistema distensivo. Desta forma, o padrão tectonossedimentar do preenchimento das sequências K44, K46-K48 e K50 na região central de Santos, do Alto Externo até o *Graben* de Merluza a oeste, sugere a presença de grandes lagos, provavelmente contínuos por grandes áreas e interconectados lateralmente entre os altos desenvolvidos pela compartimentação tardia do embasamento. Estes compartimentos foram gerados pela reativação das falhas do rifte, eventualmente controlados também por zonas de transferências com orientações NW e E-NE.

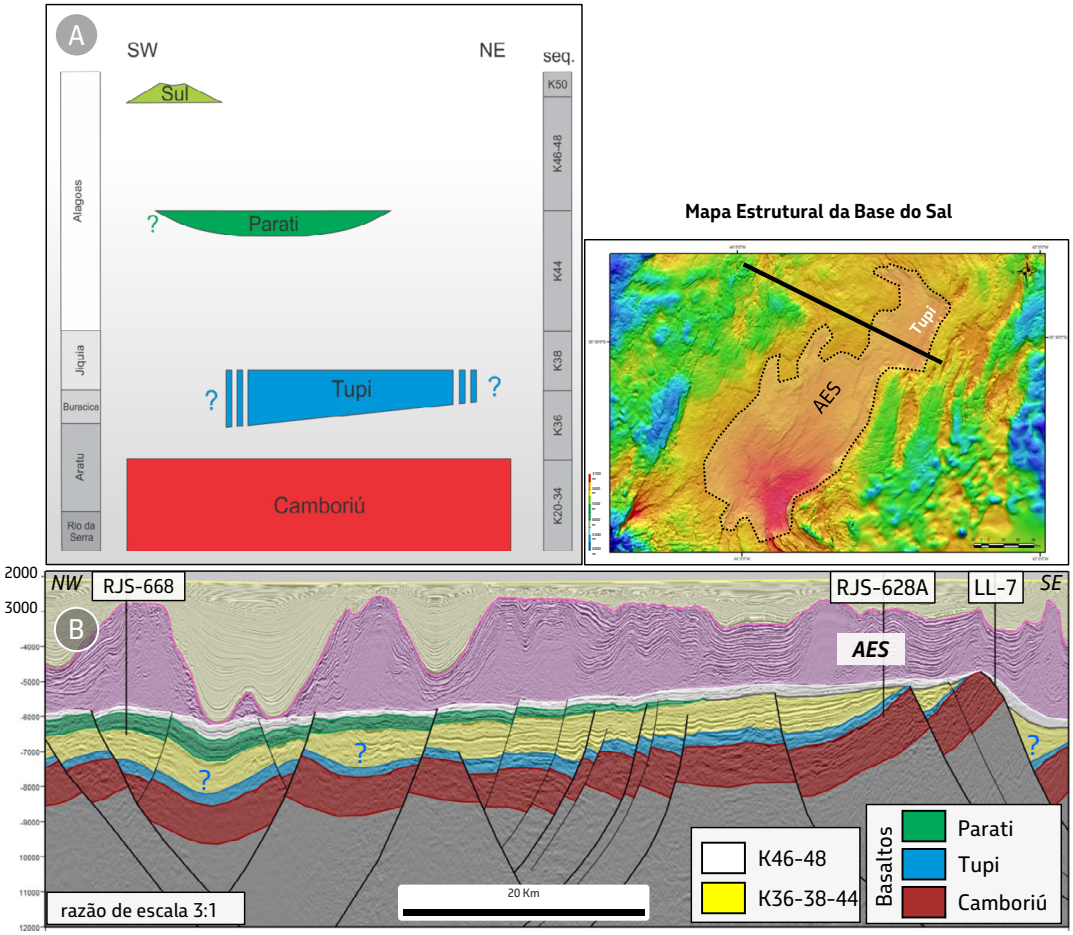


Figura 3.2.1.1.2 - Distribuição dos principais pulsos magmáticos na Bacia de Santos: A - Posicionamento cronoestratigráfico dos eventos Camboriú (K20-34), Tupi (K36- 38), Parati (K44) e Sul de Santos (K46- 48); B - Distribuição em seção dos eventos Camboriú, Tupi e Parati na região central da bacia. O basalto Camboriú apresenta sismofáceis plano-paralelas e tem espessura constante em grande parte da bacia. o basalto Tupi recobre o Alto Externo e apresenta tendência de espessamento em direção ao Domínio Central. já o basalto Parati tem geometria de *Sag* com depocentro no Domínio Central da bacia. Os poços da figura mostraram seções representativas dos eventos Parati (RJS-668), Tupi (RJS-628A) e Camboriú (LL-7).

No Domínio Oeste do AES, pode-se inferir, a partir das relações sismoestratigráficas observadas, a ocorrência de um evento de reativação de falhas do rifte e geração de novas falhas, posterior ou imediatamente após o extravasamento dos basaltos datados de 115 Ma (Basalto Parati). Este evento é aparentemente sintectônico à deposição das sequências K46-K48 e, no mínimo, ainda ativo no início da deposição da Sequência K50, afetando o horizonte da base do sal. Esta reativação provavelmente teve início com a efusão de extensos derrames basálticos na área e pode ser vista na seção sísmica que ilustra o Campo de Bacalhau (Figura 3.2.1.1.3). Assim, para a deposição das sequências K46-K48 e K50 naquela região, sugere-se que a subsidência que resultou na formação da geometria tipo *sag basin* teria sido síncrona aos processos de distensão litosférica, conforme proposto por Karner & Gamboa (2007), e associada a falhamentos em regime transtrativo generalizado e distribuído. A evolução mais antiga, relacionada aos *grabens* que controlam o empilhamento das sequências K36 e K38, parece relacionar-se com o intenso magmatismo que caracteriza o Domínio Sul de Santos.

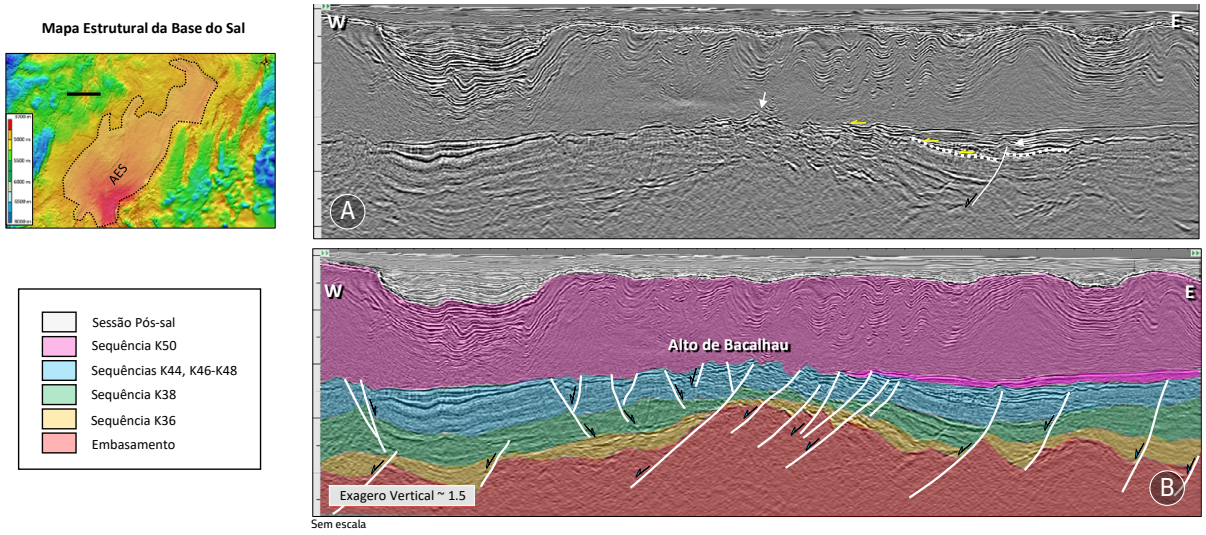


Figura 3.2.1.1.3 - Seções sísmica (A) e geossísmica (B) mostrando a estrutura do Campo de Bacalhau, a oeste do AES. Observar as terminações em *onlap* a leste do alto principal do campo dos refletores, representando a halita mais antiga (rosa escuro - Gamboa *et al.* 2009), interpretada aqui como o início da deposição da Sequência K50 nesta área. As setas amarelas mostram as terminações em *onlap* tanto do topo da halita quanto das sequências pouco mais antigas, depositadas no intervalo compreendido entre a base da halita e o topo dos basaltos datados em 115 Ma (pontilhado branco). Posto que o topo dos derrames basálticos seria originalmente plano, sugere-se que a formação do alto pela atividade das falhas, tem a idade destes pacotes depositados entre os derrames e a halita basal. Observar que a atividade das falhas normais rotaciona o horizonte do topo dos basaltos e rompe posteriormente a base da Sequência K50. *Buildups* relacionados à atividade das falhas podem ser observados tanto no alto principal quanto no baixo a leste (seta branca). Exagero vertical ~1.5. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG,

3.2.1.2. Domínio Leste do Alto Externo de Santos (AES)

O AES está limitado a leste por um importante sistema de falhas normais e *grabens* assimétricos rotacionados, relacionado à evolução da falha mestra a leste do Alto de Tupi. Estas falhas têm arranjo assimétrico e mergulham para E-SE, sendo associadas à atividade e evolução de descolamentos (*detachments*) sub-horizontais que mergulham nesta direção até o Alto de Júpiter (Figuras 3.2.1.2.1). A movimentação neste sistema de falhas controla a deposição das sequências K36 e K38 ao longo de riftes orientados N-NE. A movimentação e intensa rotação imposta por estas falhas, o controle na deposição das sequências K44 e K46-K48 e a deformação na base da Sequência K50 aumentam para leste e para sul, em direção ao domínio distal da bacia, tanto transversalmente quanto ao longo do *strike* das principais falhas nesta região. Assim, o AES apresenta uma geometria original consistente com uma área menos afinada do rifte, conforme proposto por Magnavita *et al.* (2010b), constituindo-se em alto persistente e de evolução complexa na história deposicional da bacia. Formou, aparentemente, a região de *footwall*, e, portanto, a mais elevada de dois sistemas distensionais distintos e com desenvolvimento penecontemporâneo. No entanto, com diferenças significativas na evolução entre os domínios, os controles e as geometrias das sequências do Pré-sal.

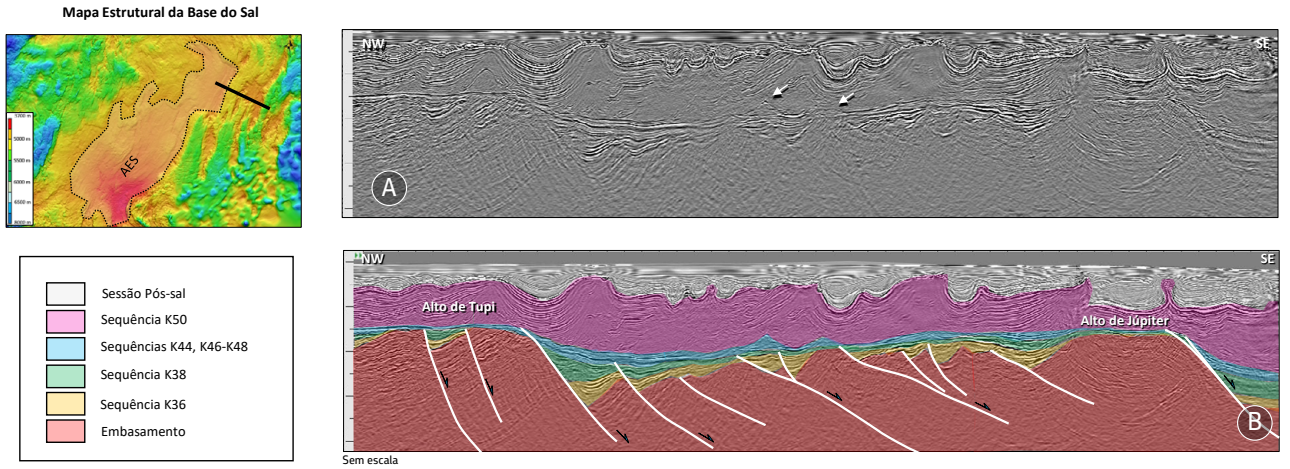


Figura 3.2.1.2.1 - Estrutura do DCS a leste do AES – Seção sísmica (A) e geossísmica (B), mostrando a estruturação do rifte nesta porção da bacia, dada predominantemente por falhas normais com mergulho para SE, formando *grabens* assimétricos rotacionados, basculados em um estilo dominó para oeste. Observar a presença de *buildups* associados a espessamento das sequências K44, K46-K48 (setas), relacionados a falhamentos profundos, e os rejeitos na base da Sequência K50, notadamente no Alto de Júpiter. Exagero vertical de 1.5x. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG.

Os altos secundários do AES (Alto de Tupi e o Alto de Tupinambá) comportam-se como altos deposicionais, onde são observados os afinamentos de todas as sequências do Pré-sal em diversas direções e proporções para as diferentes sequências. O Alto de Tupi é mais estreito e alongado, enquanto o Alto de Tupinambá é mais amplo e marca mudança de direção, ocorrendo orientações noroeste nas regiões distais a sul a partir da ZTH. Outro aspecto importante é que se nota a provável ausência das sequências K38, K44 e K46-K48 nas regiões apicais do Alto de Tupinambá (vide Figura 3.4 b). No Alto de Tupi, as sequências K36, K38 e K44 são rotacionadas por falhas e sobrepostas por forte discordância angular (DIA), sobre a qual depositou-se as sequências K46-K48, configurando um padrão de preenchimento tipo *sag basin* (Figura 3.2.1.2.2). Localmente, esta sequência ocorre em *onlap* sobre unidades de embasamento, evidenciando que parte deste alto, assim como o Alto de Tupinambá, permaneceu como área de não deposição durante todo Pré-sal.

As sequências K44 e K46-K48, de idade Alagoas, apresentam comportamento de preenchimento deposicional distinto da região a oeste do AES, mostrando tênue espessamento junto às falhas que limitam os *grabens* assimétricos, com adelgaçamento e rotação para a borda flexural (Figura 3.2.1.2.2). Esta observação sugere que, pelo menos localmente, havia um controle pela atividade de falhas semelhante ao descrito para a Sequência K38, onde também são observadas falhas ativas com crescimento de seção. Comumente, a atividade destas falhas está associada aos estágios iniciais do rifteamento. No entanto, pode mostrar evidências de reativação no final da deposição das sequências K46-K48 e, por vezes, inclusive reativando e afetando a Sequência K50, como a falha mestra no Alto de Júpiter (Figura 3.2.1.2.1).

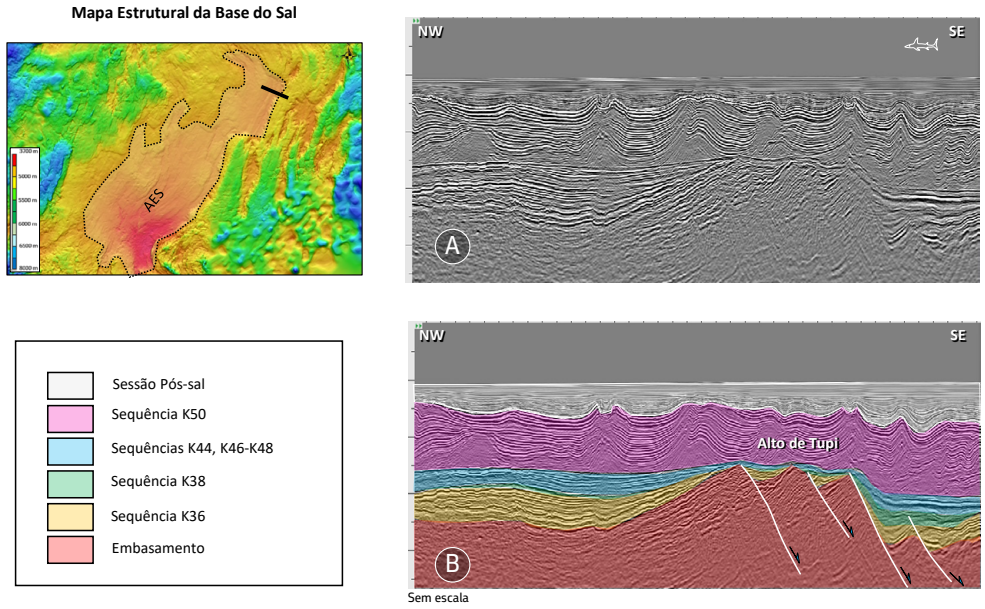


Figura 3.2.1.2.2: Seção sísmica (A) e geossísmica (B), transversal ao Campo de Tupi. A seção mostra o sistema de falhas de borda do campo, posicionando-o na porção flexural (*footwall*) do degrau mais a oeste, controlando espessamentos da Sequência K38 a sudeste, terminações em *onlap* e rotação da mesma sequência a noroeste. No alto a Sequência K36, é preservada no interior de *grabens* soerguidos. Observar também que as sequências K46-K48 colmatam o alto nesta seção. Exagero vertical: 1.8 x.

3.3. Domínio Norte de Santos (DNS)

Este domínio abrange uma área, ao norte da Bacia de Santos, que inclui a Zona de Transferência de Iara-Iracema, estendendo-se até o limite com a Bacia de Campos, definido pelo Alto de Cabo Frio.

3.3.1. Zona de Transferência de Iara-Iracema (ZTI)

A Zona de Transferência de Iara-Iracema (ZTI) limita o DCS e o DNS, além de corresponder a uma região onde as falhas do rifte são orientadas N-NW-SSE a NS, fortemente segmentadas por zonas de transferência NW-SE e reativadas continuamente durante a evolução do rifte. Esta feição caracteriza a estrutura do embasamento da bacia entre os campos de Tupi e Mero. Observa-se na ZTI uma inflexão da fábrica estrutural do embasamento para N-NW, distinta da orientação N-NE típica do rifte, tanto a sul quanto a norte desta zona, e do alinhamento NE-SW do embasamento Pré-Cambriano típico da Faixa Ribeira. Como citado anteriormente, esta inflexão define, no limite entre o Domínio Norte e Central da bacia, a estrutura regional conhecida informalmente como "o S da Bacia de Santos" (Figura 3.3.1.1).

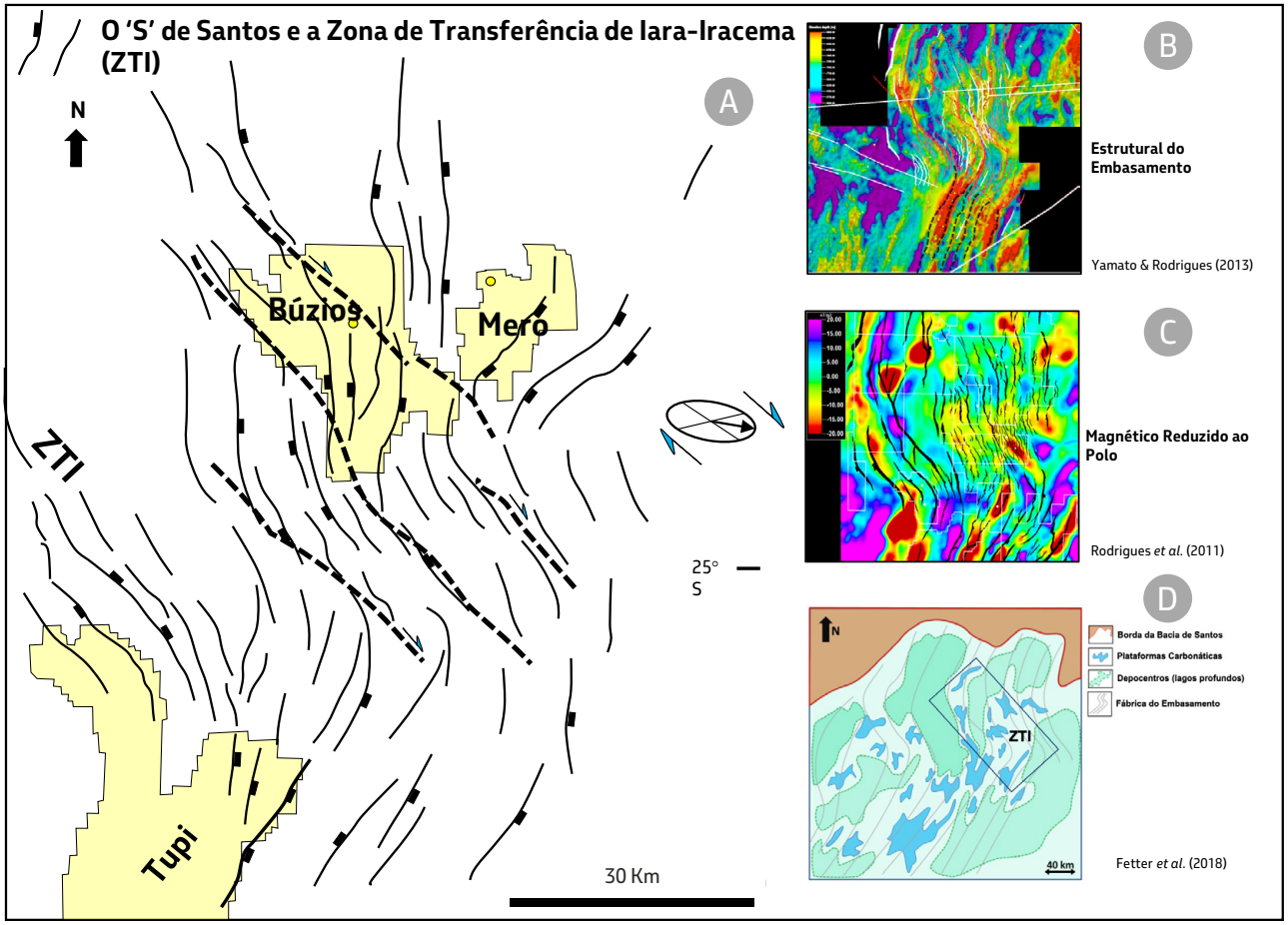


Figura 3.3.1.1 - O 'S' de Santos entre o DCS e o DNS. Observar a marcante orientação N-NW das falhas do rifte nesta porção da Bacia de Santos, distinta da orientação regional N-NE destes mesmos elementos, que caracteriza a estruturação geral da bacia (A). A ZTI é subparalela a outras zonas de transferência NW-SE, características desta feição regional. Observar a expressão da feição no mapa estrutural do embasamento (B) (Yamato & Rodrigues, 2013), no mapa magnético Reduzido ao Polo (C) (Rodrigues *et al.*, 2014) e de forma esquemática ao final do rifteamento (D) (Fetter *et al.*, 2018), onde a relação da trama do embasamento na feição é mostrada juntamente com os altos e baixos deposicionais do Pré-sal na região. Os *ring fences* dos Campos de Tupi, Búzios e Mero são também assinalados.

Além da franca orientação NW-SE a N-S das falhas do rifte, a ZTI também é caracterizada por uma variação do estilo estrutural quando comparada a outros domínios da bacia. Esta zona é marcada por verticalização e reativação das falhas e por inversões estruturais, escalonamentos das estruturas e estruturas *pull-apart*, que são evidências cinemáticas típicas de deformação com importante componente direcional segundo a direção NW-SE (Figura 3.3.1.2). Esta característica contrasta com o padrão em dominó dos *grabens* assimétricos com orientação regional NE-SW, observados mais a sul no DCS, na região dos campos de Tupi e Júpiter. Mais do que uma zona secundária de acomodação com papel cinemático típico de ambientes puramente distensivos (Morley, 1990; Rosendahl, 1987; entre outros), a estruturação da ZTI reflete a obliquidade do rifteamento nesta área da Bacia de Santos. Os altos estruturais de Iracema, Atapu (Iara) e Búzios exemplificam bem esta orientação N-NW-SSE e a maior complexidade estrutural que caracterizam a ZTI. Além disso, evidenciam a hierarquia de primeira ordem da ZTI no processo de deformação

distensional nesta porção da bacia (Figuras 3.3.1.1 e 3.3.1.2). A relação de obliquidades entre as falhas, associada ao *timing* de atividade e ao estilo deformacional, permite interpretar um componente destral de movimento segundo planos de cisalhamento NW-SE, pelo menos durante o intervalo cronoestratigráfico referente à deposição tipo *sag basin* e da bacia evaporítica, com provável início durante a deposição da Sequência K38 (Figura 3.3.1.2).

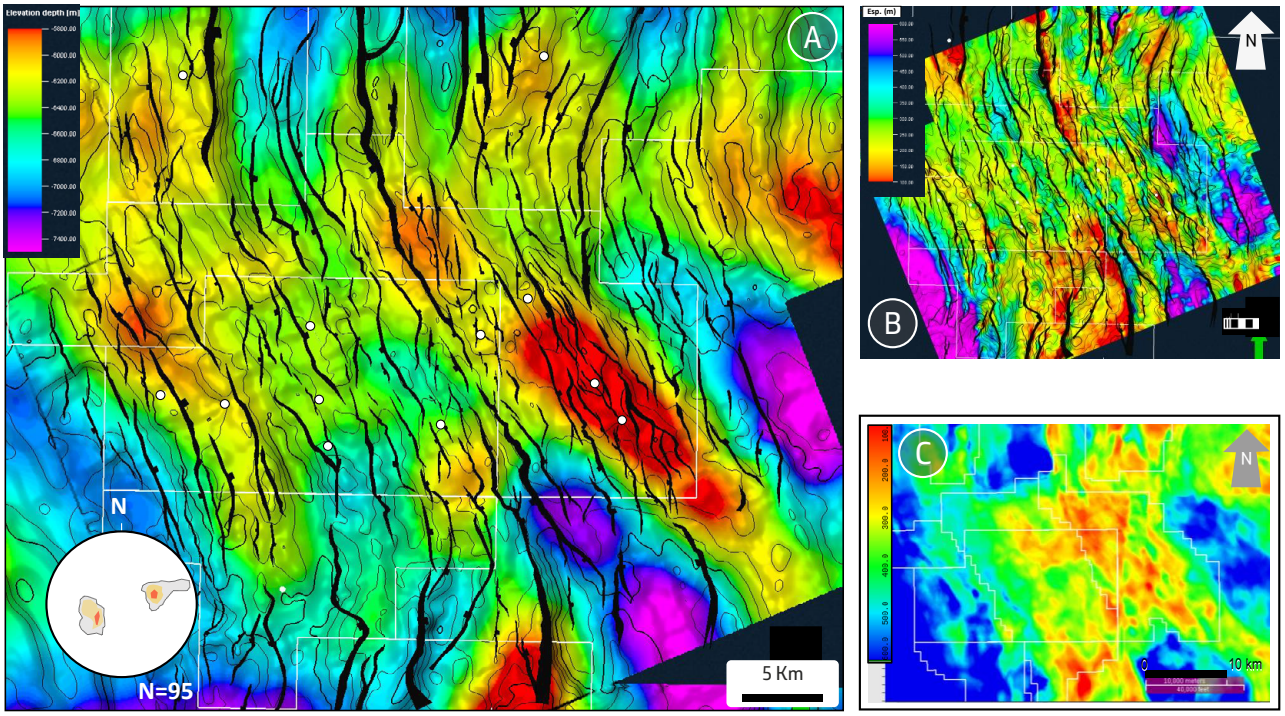


Figura 3.3.1.2 - Estilo estrutural e *timing* das falhas do rifte na região do 'S' de Santos (ZTI). (A) – Mapa estrutural do horizonte da base do Sal. Observar a geometria das falhas que rompem este horizonte, sugerindo atividade mais jovem e um padrão assimétrico sugestivo de componente destral nestas estruturas; (B) mapa de isópacas da Sequência K38, superposto ao mapa de falhas da base do sal, com espessamentos e afinamentos controlados pela atividade das falhas N-NW na região; (C) mapa de isópacas das sequências K44 e K46-K48, com feições de espessamento e adelgaçamento das sequências, também controladas pela atividade das falhas N-NW. Observar a geometria losangular de alguns espessamentos e altos, dada pela atividade contemporânea de falhas NS e NW-SE. notar que a atividade das falhas, controlando o padrão deposicional desde as sequências mais antigas e afetando inclusive a base do sal, sugere também o caráter sintectônico da deposição da sequência salífera.

O preenchimento sedimentar na ZTI é igualmente mais complexo em relação ao padrão típico de *grabens* assimétricos e *graben-horst* observados a sul, resultando em *grabens* romboédricas (Figura 3.3.1.2). As sequências K36 e K38 são controladas por *grabens* orientados NW-SE a N-S, segmentados por zonas de transferência NW-SE, que são elementos importantes na estruturação de alguns campos do Pré-sal, como, por exemplo, o Campo de Búzios (Moliterno, 2014). Nesta área, as feições transversais controlam padrões de deposição da Sequência K38, onde, juntamente com a atividade do sistema de falhas N-S, condicionam o padrão progradacional de coquinas na ordem de centenas de metros (Figura 3.3.1.3). Além disso, a atividade nestas estruturas transversais e das falhas N-S promove um controle efetivo na sedimentação das sequências K38 e K46-K48, como ilustrado, respectivamente, pelo mapa de isópacas das Figuras 3.3.1.2B e

C e na seção sísmica da Figura 3.3.1.4. Nesta seção observam-se também os incrementos mais jovens da deformação, controlando progradações das sequências K46-K48, rompendo e deslocando a base da sequência salífera K50.

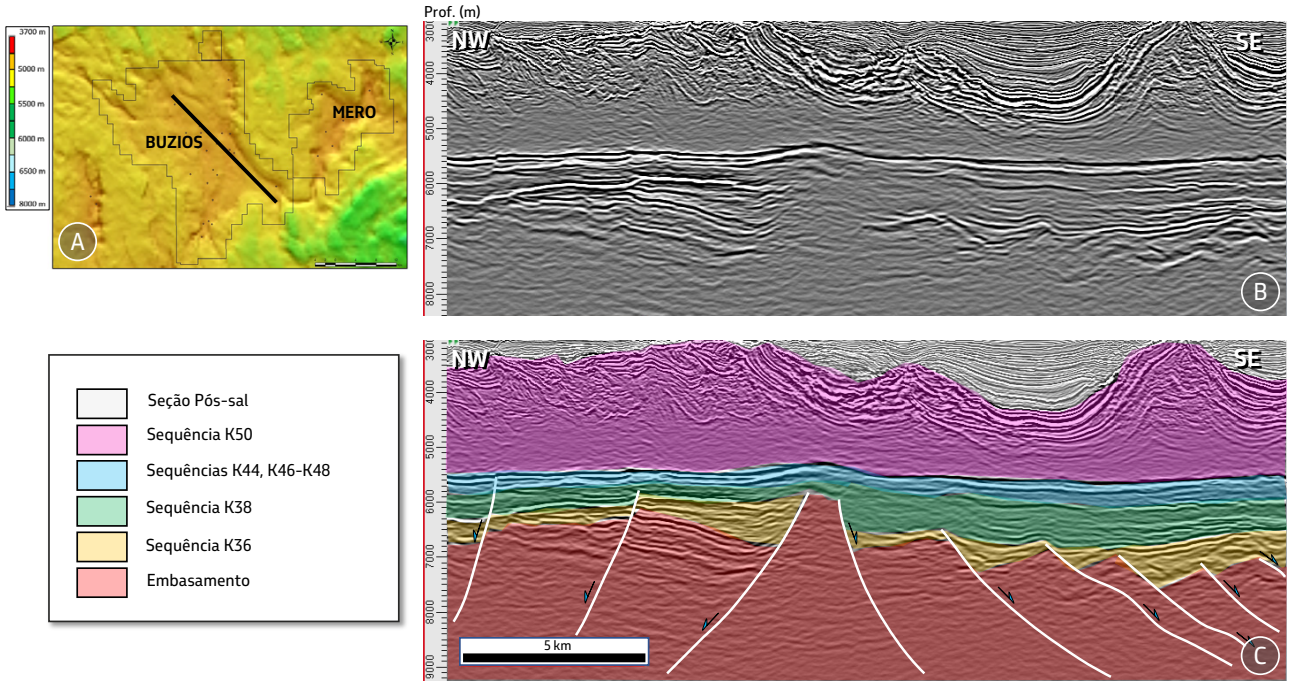


Figura 3.3.1.3 - Estilo estrutural das falhas e *timing* de atividade do rifte na ZTI. (A) Posição da seção sísmica no mapa estrutural do horizonte da base do Sal, englobando as áreas dos Campos de Búzios e Mero. A interpretação da seção sísmica (B), mostrada na seção geossísmica (C), cuja interpretação é amarrada pelos poços perfurados na região, sugere uma estrutura em *horst* na área do Alto de Búzios, controlado aqui por falhas com direção N-NE. Observa-se espessamento contra falha com mergulho para SE da Sequência K38, e espessamento da Sequência K36 no ramo com mergulho para NW, sugerindo um controle na deposição destas sequências relacionado a uma movimentação diacrônica das falhas na estrutura; (C) – Posição da seção sísmica no mapa estrutural do horizonte da base do Sal, englobando as áreas dos Campos de Búzios e Mero. Seções sem exagero vertical.

A norte do Alto de Tupi, observa-se uma extensa rampa mergulhando para N-NE (Figura 3.3.1.5). O estilo monoclinal é bem evidente, com um padrão fortemente transgressivo de preenchimento marcado por *onlaps*, com alguns truncamentos na porção superior. O afinamento a SSW contra o Alto de Tupi e a rotação dos *onlaps* na terminação dos estratos contra este alto, onde toda a seção sedimentar do Pré-sal se adelgaça, indicam que o Alto de Tupi foi uma estrutura ativa desde a deposição da Sequência K36 até o final do Aptiano. Além disso, o padrão em *onlap* contra o flanco monoclinal, junto à base do sal no centro da seção, evidencia a elevação relativa do embasamento até o final do Aptiano.

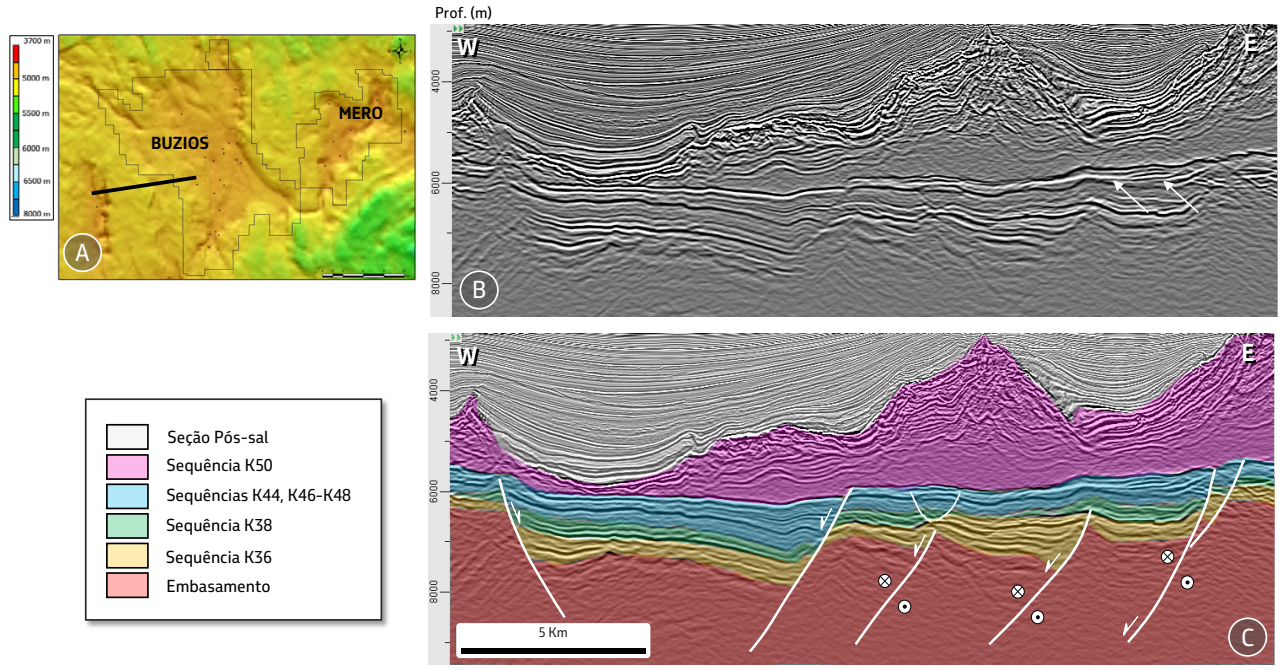


Figura 3.3.1.4 - Estilo estrutural das falhas e *timing* de atividade do rifte na ZTI. (A) Posição da seção sísmica no mapa estrutural do horizonte da base do Sal, englobando as áreas dos Campos de Búzios e Mero. A interpretação da seção sísmica (B, seção geossísmica em C), amarrada pelos poços perfurados, sugere o espessamento contra falha N-NW das sequências K44 e K46-K48, compatível com o controle deposicional destas sequências pela atividade das falhas. Observar que algumas falhas também rompem a base do Sal e a geometria em *down lap* das sucessões mais jovens de idade Alagoas (sequências K46-K48, assinalada pelas setas). Ver texto para discussão adicional. Exagero vertical ~ 1.5.

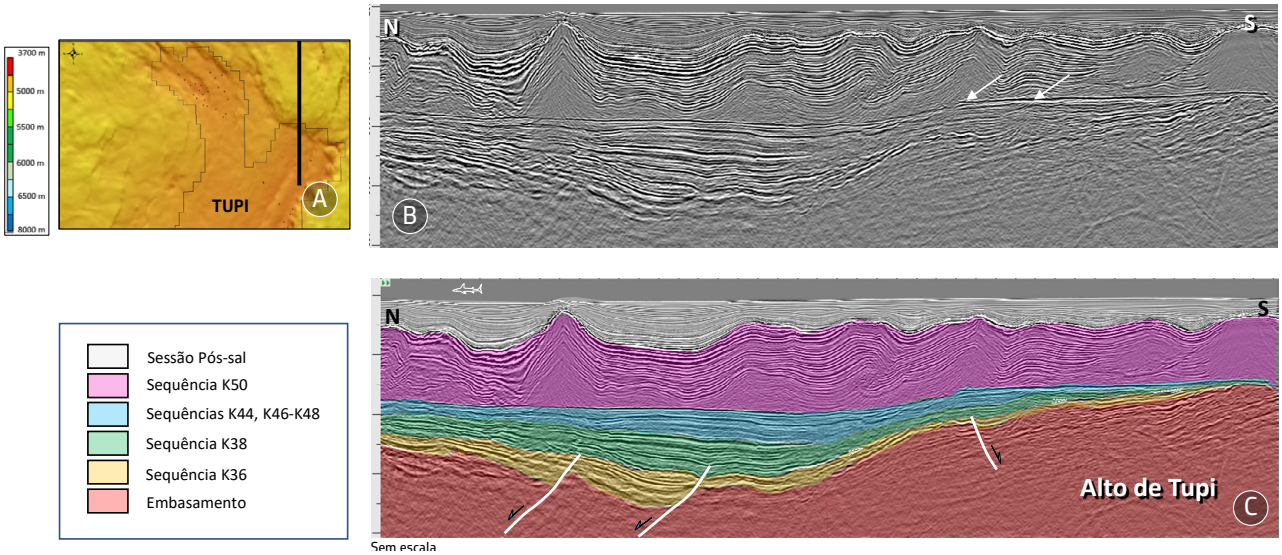


Figura 3.3.1.5 - *Timing* de atividade do rifte na ZTI. (A) Posição da seção sísmica no mapa estrutural do horizonte da base do Sal, englobando a área do Campo de Tupi. A interpretação da seção sísmica (A, seção geossísmica em B), amarrada pelos poços perfurados na região, são consistentes com a terminação em *onlap* das sequências que afinam contra o Alto de Tupi mais a sul. Além disso, pode-se observar também o espessamento para norte, notadamente na porção estruturalmente mais baixa das sequências K38, K44 e K46-K48. Observar a progressiva rotação dos *onlaps* pela atividade da falha de borda do Alto de Tupi, localizada fora da seção, pouco mais a sul, e a geometria em plataforma das sequências K44 e K46-K48 neste alto (setas); (C) – Posição da seção sísmica no mapa estrutural do horizonte da base do Sal. Escala vertical igual a horizontal. Ver discussão adicional no texto. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG.

Na porção central da ZTI, observam-se meios-*grabens* extensos, com depocentros alinhados segundo NNW-SSE. Na Figura 3.3.1.6, nota-se que o padrão de preenchimento transgressivo em *onlap*, com afinamento da seção sedimentar nos altos estruturais, ocorre tanto na borda principal do meio-*graben* (W na Figura 3.3.1.6) quanto na sua borda flexural na direção oposta. Nestas situações, são percebidas feições que indicam inversão estrutural com encurtamento local e soerguimento dos depocentros, provavelmente devido a transpressão decorrente de movimentação destral ao longo das falhas (porção central da Figura 3.3.1.6). O afinamento de seção nos altos invertidos indica que a inversão ocorreu no final do Aptiano.

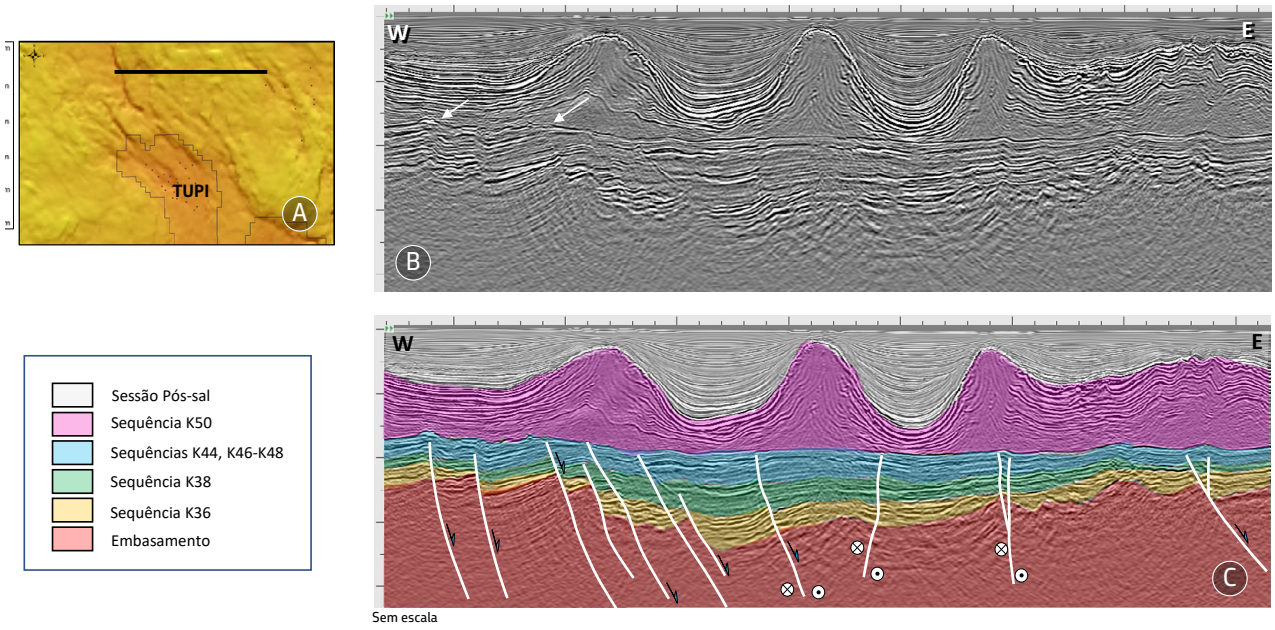


Figura 3.3.1.6 - *Timing* da atividade do rifte, reativações e geometria das sequências na ZTI. (A) Posição da seção sísmica no mapa estrutural do horizonte da base do Sal; A interpretação da seção sísmica (B) e geossísmica (C), amarrada com os poços perfurados na região, mostram a geometria geral do preenchimento das sequências do Pré-sal, aqui controladas por amplos *grabens* assimétricos. Pode-se observar também a discordância erosiva na base da Sequência K50, no bloco alto das principais falhas que controlam o *graben* a oeste (setas), além de um arqueamento envolvendo o embasamento em sua porção central relacionado à inversões e movimentações destrais tardias das falhas do rifte. Notar o caráter subvertical destas falhas, assim como variações em espessura através da estrutura. Escala vertical igual à horizontal. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG

As sucessões transgressivas do final do rifte, representadas principalmente pelas sequências K44 e K46-K48, recobrem os altos estruturais orientados segundo NNW-SSE na porção centro-leste da ZTI, formando extensas plataformas carbonáticas com geometria plano-paralela/sub-horizontal das sismofácies no topo. Além disso, comumente, exibem margens bem definidas, onde observa-se padrão progradacional em direção ao talude (Figura 3.3.1.7). Junto aos principais altos estruturais, que continuaram ativos durante todo o processo de rifteamento, observam-se *grabens* assimétricos secundários e afinamentos da seção sedimentar carbonática durante a deposição das sequências K44, K46-K48.

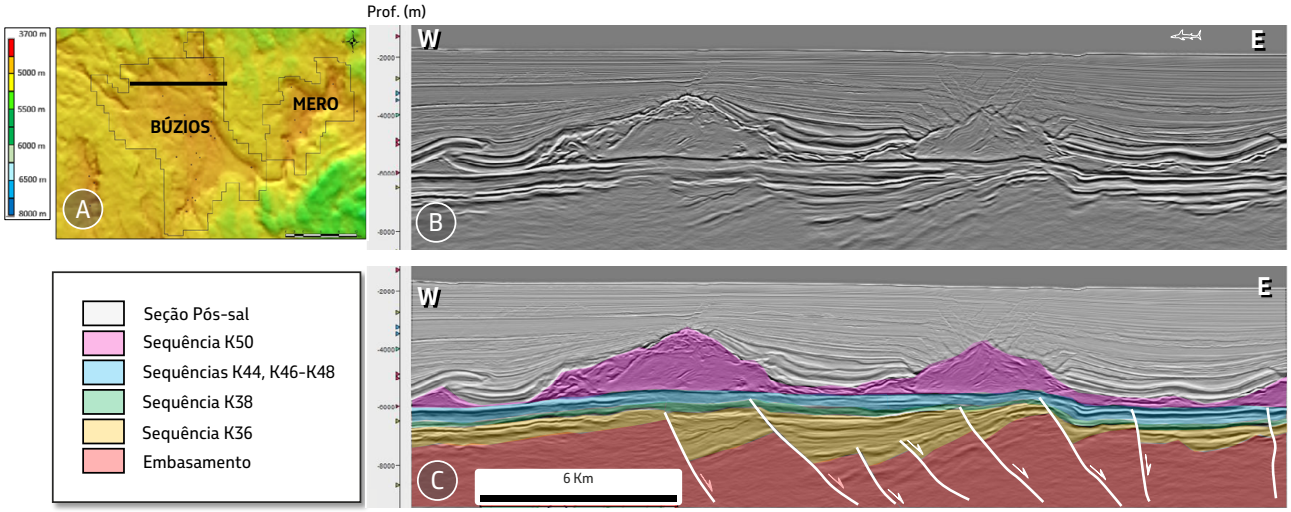


Figura 3.3.1.7 - Geometria das sequências e atividade das falhas na ZTI, área de Búzios. (A) mapa estrutural do horizonte da base do Sal com a seção sísmica mostrada em (b); a interpretação da seção amarrada aos poços, é mostrada na seção geossísmica (c). ambas as seções mostram a geometria geral do preenchimento das sequências. As sequências K38, K44 e K46-K48 mostram padrão de preenchimento agradacional, em nítida discordância angular sobre os *grabens* assimétricos que controlam a deposição da Sequência K36. Observar o caráter subvertical da falha a leste da seção geológica. Escala vertical igual à horizontal.

Contemporaneamente à deposição destas sequências em padrão agradacional (equivalente à geometria tipo *sag basin* de Moreira *et al.*, 2007), ocorrem inversões na ZTI, relacionadas a componente de movimentação lateral destral (Figura 3.3.1.8). As estruturas são representadas por dobras, estruturas em arpão e estruturas-em-flor, observáveis em seções de direção N-NE, consistentes com a interpretação de componente contracional orientado nesta direção, relacionado à movimentação lateral e oblíqua em falhas orientadas NW-SE e, localmente, orientadas N-S. As relações de terminações e variações de espessura das sequências K44 e K46-K48 e a frequente deformação da base da Sequência K50 permitem interpretar estas estruturas como ativas após a deposição da Sequência K44, além de contemporâneas à deposição das sequências K46-K48 e K50 (Figuras 3.3.1.8 a). Geneticamente relacionados ao regime oblíquo, meios-*grabens* orientados NE com espessamento das sequências K44 e K46-K48, afetando a base da K50, também ocorrem na ZTI (Figura 3.3.1.8 a). Estas observações apontam para um regime destral na ZTI após a deposição das sequências K36 e K38, com um período com atividade de falhamentos menos intensa (K44), e retomada da atividade durante a deposição das sequências K46-K48 e K50. O limite inferior dessa movimentação é interpretado como da idade da Sequência K38, devido às expressivas espessuras de coquinas localmente preservadas (Figura 3.3.1.3), e que tem sido relacionada à atividade de estruturas NW-SE. O limite superior é também discutível, já que a atividade tectônica é vista com segurança até a base da Sequência K50. Entretanto, o envolvimento da Sequência K60 neste processo é possível, embora ainda não caracterizado.

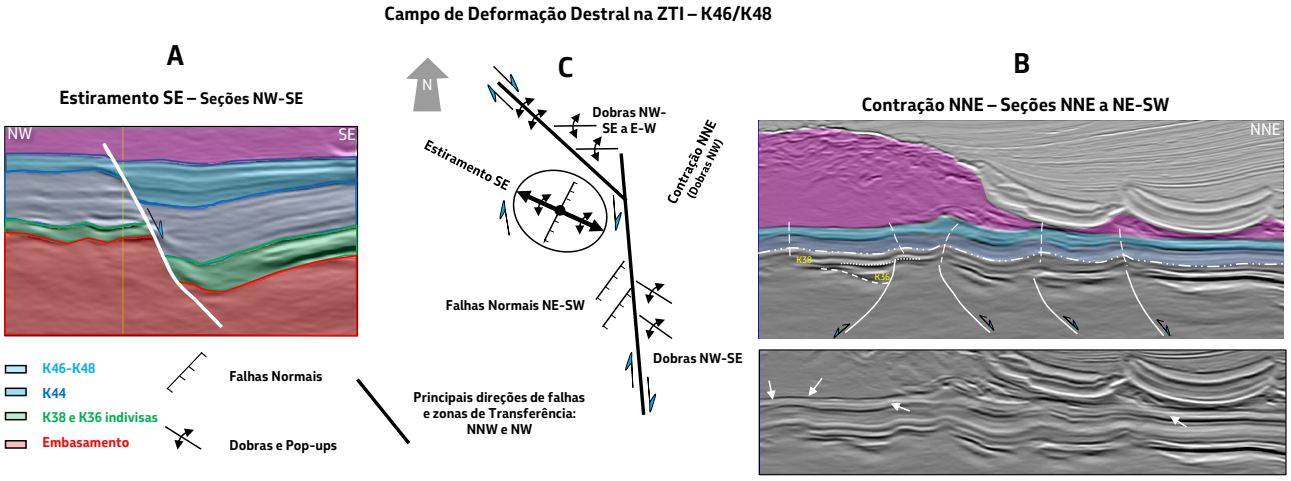


Figura 3.3.1.8 - Interpretação cinemática do rifte na ZTI. Em (A) – seção NW-SE mostrando feições típicas de riftes, com espessamento das sequências K46-K48 contra a falha com movimentação distensional. Observar que a falha desloca também a base da Sequência K50; (B) – dobras de crescimento sintectônico à deposição das sequências K46-K48, observadas em seções N-NE (aproximadamente ortogonais à seção em (A). Observar as terminações em *onlap* e o adelgaçamento das sequências sintectônicas, contra a charneira das dobras, assim como a espessura praticamente constante da Sequência K44, afetada por estas dobras. Esta geometria é consistente com um componente lateral-direito da deformação na ZTI durante os estágios finais do rifte na Bacia de Santos, observados em planos de cisalhamento N-NW e NW-SE (C). Ver discussão adicional no texto. Seções sísmicas esquemáticas com escala vertical igual à horizontal.

3.3.2. O Baixo de Araruama e a Transição Santos-Campos

No Domínio Norte de Santos, em sua porção proximal, o imageamento sísmico da seção Pré-sal é muito pobre, não permitindo detalhamento geométrico e subdivisão das sequências deposicionais. Somente a partir das regiões dos Baixos de Araruama e de Ilha Grande, os dados sísmicos existentes permitem a interpretação e subdivisão das sequências do Pré-sal. O entendimento deste padrão é importante para definição do limite do Pré-sal carbonático em relação ao Pré-sal siliciclástico, naquela região. A análise dos mapas obtidos com levantamentos a partir de métodos potenciais permite interpretar um padrão de rifteamento *en échelon*, controlado pela orientação aproximada da charneira cretácea. Estrella *et al.* (2009) fazem a primeira tentativa em definir um limite de ocorrência dos carbonatos, da seção Pré-sal, na qual ocorre um menor conteúdo de siliciclásticos, principalmente nas sequências K38, K44 e K46-K48.

A leste e nordeste da ZTI, tanto o estilo do rifte quanto seu padrão de preenchimento variam de norte (proximal) para sul (distal), segundo a direção geral das falhas distensionais neste segmento. Na porção proximal, o rifte é marcado por *grabens* assimétricos que controlam os depocentros da Sequência K36, cuja atividade precede a implantação de grandes baixos deposicionais das sequências K38, K44 e K46-K48, como os baixos de Ilha Grande e de Araruama (Figura 3.3.2.1). Nesta região, e de modo geral, as maiores falhas mergulham para leste e têm direção geral N-NE, desde a charneira até a região do Alto de Cabo Frio. Na parte sul da região do Alto de Cabo Frio, as falhas do rifte mudam para a orientação de

N-S a N-NW. Eventualmente, com geometria lístrica, assumem mergulhos muito baixos em profundidade, onde podem se conectar a expressivos *detachments*. As falhas normais associadas a este sistema controlaram a deposição das sequências K36 e K38. Além disso, podem também deformar a base da Sequência K50 (Figura 3.3.2.2).

No intervalo de idade Buracica, correspondente à Sequência K36, nos poucos poços que atingiram esta seção, constata-se a escassa presença de siliciclásticos, que são caracterizados pelo domínio de depósitos finos (siltitos), provenientes de altos locais. As maiores ocorrências de siliciclásticos são relacionadas à Sequência K36, pouco amostrada pelos poços. Interpretando os dados sísmicos disponíveis para as regiões dos baixos de Araruama e Ilha Grande, observa-se que esta seção pode apresentar espessuras que atingem mais de 2.000 metros, em grande parte podendo ser correspondentes a derrames basálticos do Neocretáceo, bem como diques e soleiras de eventos mais jovens (provavelmente Santoniano). Toda esta compartimentação demonstra o caráter complexo do rifteamento neste domínio, já que a variação da geometria e da idade da deformação do rifte é complexa, ocorrendo frequentemente ao longo da direção das próprias falhas. Percebe-se, portanto, que não ocorre na direção ortogonal a elas, como previsto por muitos modelos de evolução correntes. De forma geral, os registros sedimentares das sequências são descontínuos e fortemente controlados pela deformação mais intensa do rifte durante a deposição das sequências do Aptiano (K38, K44, K46-K48 e K50), falhamento este por vezes controlados por importantes superfícies de *detachments,* ou por vezes superpostos a estes (Figura 3.3.2.2).

Zonas de acomodação com direção NW, e zonas de transferência interbacinais, orientadas E-NE, na região do Alto de Cabo Frio e mais a sul, conectam as bacias de Campos e Santos (Magnavita *et al.*, 2010a e Dehler *et al.*, 2016b). Essas estruturas são, em parte, responsáveis pela complexidade tectonossedimentar no Domínio Norte de Santos. Nesta região observa-se um padrão de evolução estrutural complexo, com atividade tectônica afetando as sequências deposicionais do Barremiano ao Aptiano, caracterizando o desenvolvimento do rifte neste domínio, conduzindo provavelmente a diferenças importantes nos controles da deformação e das geometrias deposicionais nesta região. Na porção mais proximal, além do importante controle tectônico sobre os lagos Buracica, Jiquiá e Alagoas pelo rifteamento, destacam-se grandes espessuras de sedimentos nos baixos de Araruama e de Ilha Grande, onde a arquitetura deposicional interpretada a partir de dados sísmicos é consistente com padrão de deposição semelhante ao tipo *sag basin* (Karner & Gamboa, 2007; Moreira *et al.*, 2007). Isso ocorre principalmente para as sequências deposicionais relacionadas às formações Itapema (K38) e Barra Velha (K44, K46-K48), caracterizadas por adelgaçamento de estratos para os altos adjacentes e espessamento no depocentro, resultando em camadas plano-paralelas (vide Figura 3.3.2.1 e 3.3.2.2).

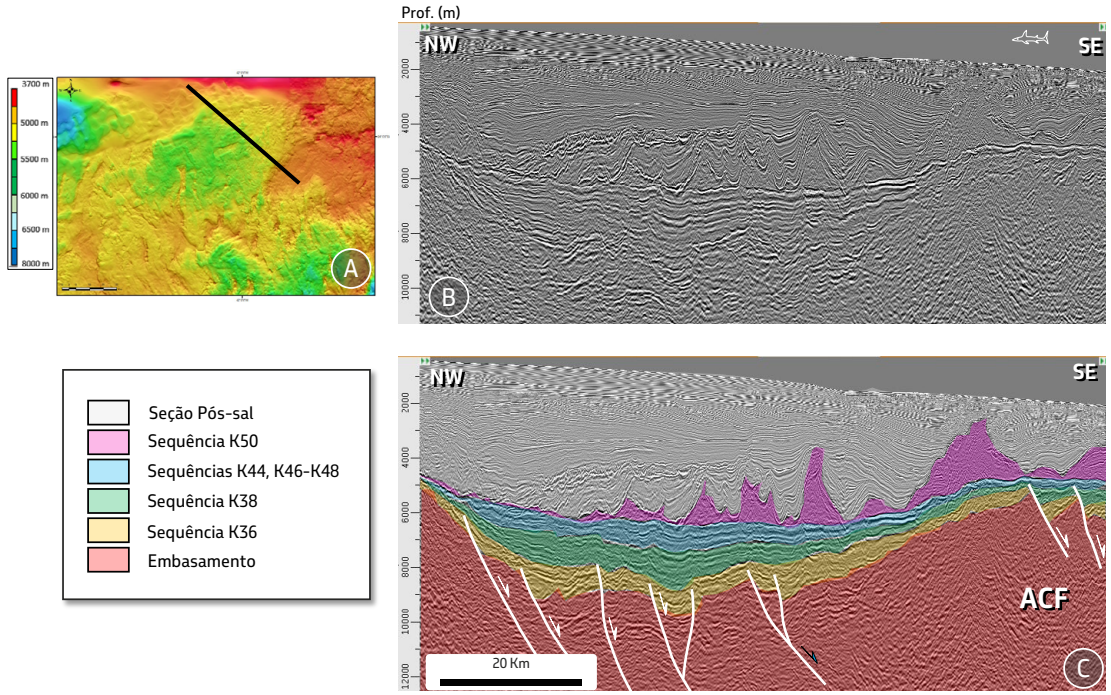


Figura 3.3.2.1 - O Baixo de Araruama no DNS. (A) Posição da seção sísmica no mapa estrutural do horizonte da base do Sal; (B) Seção sísmica e geossísmica (C), mostrando a típica geometria em *SAG* do preenchimento das sequências K38, K44 e K46-K48 em algumas áreas da Bacia de Santos. A espessura destas sequências pode alcançar 2.000 m em algumas regiões, com afinamento progressivo para as bordas com a típica geometria em ´prato' do preenchimento. Observar os falhamentos mais profundos que controlam a Sequência K36 e uma deformação mais discreta, que reativa as estruturas no baixo e crenula a base da Sequência K50. Exagero vertical aproximado de 4x.

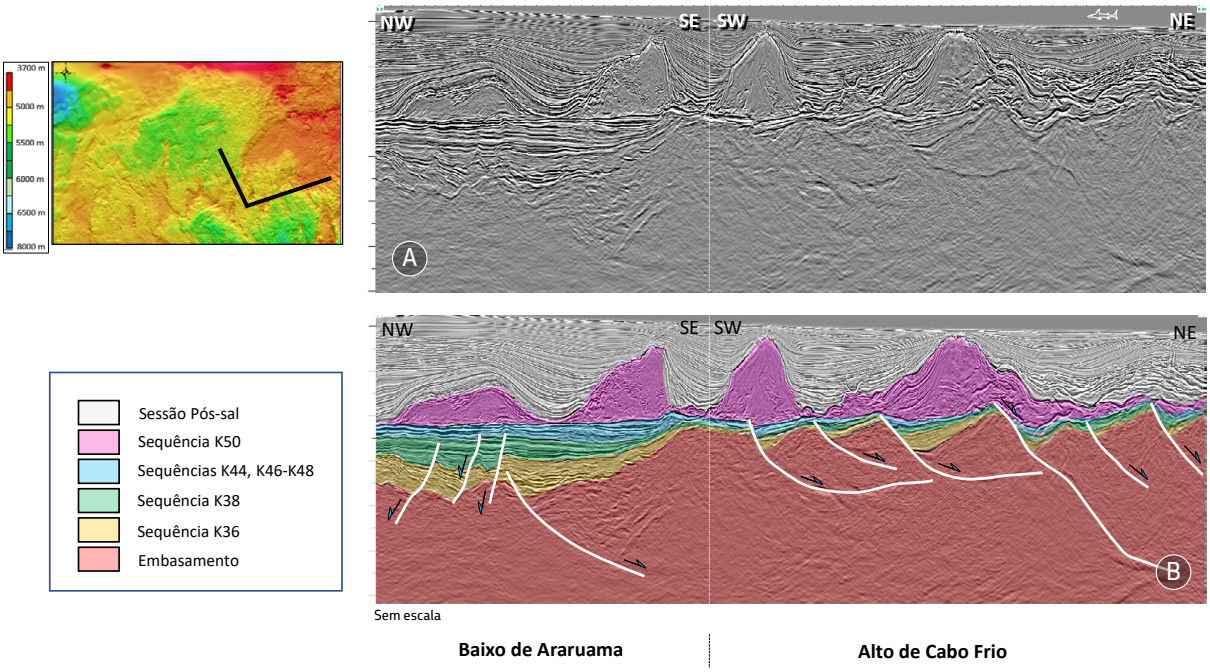


Figura 3.3.2.2 - Seção em cerca com painéis NW-SE e SW-NE, mostrando a relação entre o Baixo de Araruama e o limite oeste do Alto de Cabo Frio (ACF) no DNS. O Baixo de Araruama mostra típica geometria em *sag* para as sequências K38, K44 e K46-K48. O ACF mostra estruturação controlada por falhas normais com mergulho para leste, fortemente rotacionadas, e *detachments*, típicos de domínios com afinamento crustal relativamente elevado. Observar as terminações das sequências do *sag* em *onlap* contra o alto mais a sul, assim como a rotação dessas terminações, consistente com deformação mais jovem do preenchimento pelas estruturas no ACF. Notar também a deformação consistente da base da Sequência K50 pelas falhas normais do rifte. Exagero vertical aproximado de 2x. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG.

Na porção distal deste domínio, na faixa que compreende o sul do Alto de Cabo Frio, entre a ZT do Alto de Cabo Frio e a ZT *Helmut*, o padrão de rifteamento é caracterizado por falhas distensionais com orientações que variam entre N-NE, E-NE a N-NW, dispostas frequentemente *en échelon* em relação às zonas de transferência regionais. Falhas do rifte relacionadas ao desenvolvimento de *grabens* assimétricos fortemente rotacionados, associados ao soerguimento do *hangingwall* e à movimentação de descolamentos (*detachments*), controlaram os preenchimentos e a preservação dos lagos das idades Buracica, Jiquiá e Alagoas nestas áreas (Figura 3.3.2.2).

3.3.3. Padrões de Preenchimento e Deformação das Tectonossequências no Domínio Norte de Santos (DNS)

A SSW da região do Alto de Cabo Frio e do Baixo de Araruama, já no domínio da ZTI, ocorrem grandes baixos deposicionais controlados pela estrutura do rifte com orientação geral NNW-SSE, onde se tem algumas das grandes acumulações do Pré-sal de Santos, como os campos de Atapu, Búzios e Mero. Notadamente há uma mudança de característica de tectonossedimentação em relação aos baixos deposicionais descritos anteriormente.

A ocorrência de zonas de transferências oblíquas em relação às direções de rifteamento são marcantes nesta região, controlando lagos com forte segmentação pela estrutura NW e dificultando o aporte sedimentar proveniente da Faixa Ribeira. Aliada às supostas condições climáticas de clima quente e de maior aridez (Pietzsch *et al.*, 2018), a forte segmentação dos riftes propiciou o desenvolvimento de lagos durante as idades das sequências K38, K44 e K46-K48, com aporte de siliciclásticos muito restrito. Neste contexto, ocorreu o amplo desenvolvimento de carbonatos com excelente qualidade permoporosa em altos deposicionais (barras de coquinas, *buildups*, *mounds*, recifes estromatolíticos etc.) e retrabalhamento destes carbonatos para as bordas.

Na porção a SSE do Campo de Mero e sul da região do Alto de Cabo Frio, verifica-se um sistema de rifteamento oblíquo, associado às zonas de transferências com orientações E-NE, que difere da faixa anteriormente descrita com relação ao estilo de falhas e ao padrão de preenchimento associados aos *grabens* assimétricos. As falhas desta região apresentam, em geral, mergulhos médios a baixos para E-SE e, em profundidade, conectam-se a falhas de baixo ângulo sub-horizontais (*detachments* intracrustais). Este estilo pode ser observado no painel orientado ortogonal às estruturas da Figura 3.3.2.2. Nesta região, a leste do Campo de Mero, Dehler & Yamato (2015 e 2016a) descreveram estruturas dômicas, interpretadas como do tipo Core *Complexes* (Lister & Davis, 1989; Whitney *et al.*, 2013; Platt *et al.*, 2015), relacionadas à exumação da crosta inferior e eventualmente do manto, assim como inversões de segmentos da bacia e do embasamento. Essas estruturas podem ser visualizadas também em seções sísmicas *strike*, como na Figura 3.3.3.1. Combinadas com a seção da Figura 3.3.2.2, localizada pouco mais a norte no mesmo domínio, compõem um quadro mais completo do estilo estrutural da região.

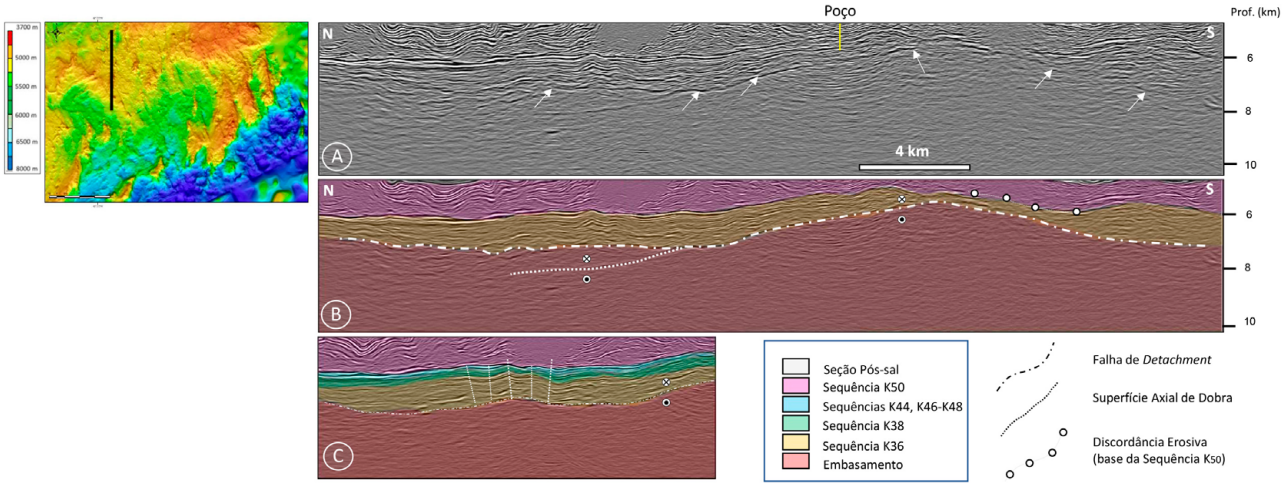


Figura 3.3.3.1 - Seção sísmica e geossísmica *strike* às estruturas (A) e (B), a leste do Campo de Mero, mostrando um marcante refletor sub-horizontal e limitando toda a seção que corresponde ao Pré-sal (B). Este horizonte mostra uma geometria arqueada relacionada à inversão da bacia na culminação estrutural, testada por poço exploratório. Observar a discordância erosiva na base da Sequência K50 nesta região. Observar também o desenvolvimento de dobras (C), evidentes nos refletores contínuos representativos estruturalmente, das porções mais baixas da bacia, o que não se nota no forte refletor sotoposto, sugerindo que a bacia sobreposta está descolada de seu embasamento, sismicamente mais homogêneo. Ver discussão adicional no texto. Escala horizontal igual à escala vertical.

Assim, nesta área do DNS, ocorrem regiões mais afinadas, caracterizadas por *detachments* de grande rejeito associados a soerguimentos e inversões, devido aos ajustes flexurais resultantes da denudação tectônica e do afinamento crustal característicos das estruturas como os *core complexes* (Dehler & Yamato, 2015 e 2016a). Este estilo estrutural é comumente relacionado também à intensa rotação de blocos na placa superior, assim como soerguimento por alívio de carga das zonas de cisalhamento de baixo ângulo (Wernicke, 1981; Davis, 1983; Spencer, 1984), sendo similares aos sistemas deformacionais nos domínios distais hiperestirados das margens continentais. As espessuras das sequências do Pré-sal desta faixa são consideravelmente menores, com possível ausência de carbonatos de idade Jiquiá e Alagoas nos altos deposicionais, associados ao espessamento das sequências relacionadas ao *hangingwall*, com forte rotação, levando à exumação do *footwall* até a base da Sequência K50. Assim, nestes altos, pode haver frequentemente a omissão por erosão das sequências do Alagoas, com a implantação de discordância erosiva na base da Sequência K50, como ilustrado na Figura 3.3.3.1. Estas feições erosivas, vistas nesta época da história deposicional da bacia, podem ser observadas em vários pontos da Bacia de Santos e são contemporâneas a falhamentos mais jovens. Estes, por sua vez, são contemporâneos à deposição do Sal, por exemplo, relacionados ao final da história deformacional do rifte e com caráter distribuído pela Bacia de Santos. Portanto, o padrão regional simplificado mostra preenchimento do tipo *sag basins* nos baixos como o de Araruama, em *onlap* sobre os altos mais a sul, nas vizinhanças do Alto de Cabo Frio, caracterizado por descolamentos rasos e espessuras de Pré-sal relativamente mais delgadas (Figura 3.3.2.2).

3.4. O Domínio Externo de Santos (DES)

O Domínio Externo de Santos (DES) compreende a porção do rifte a SE da Zona de Transferência *Helmut* (ZTH), a partir da qual há um incremento do afinamento litosférico e da atividade das falhas que afetam a base da Sequência K50 para E-SE, em direção à crosta oceânica (Magnavita *et al.*, 2010b; Dehler *et al.*, 2016b). A interpretação de dados sísmicos neste domínio tectonossedimentar tem demonstrado a presença de *detachments* associados ao desenvolvimento de blocos intensamente rotacionados no *hangingwall*, que controlam depocentros cujo preenchimento pode mostrar evidências de espessamento contra a falha (Figura 3.4.1). A presença de falhas de baixo ângulo convexas para cima, associadas à exumação do *footwall*, é feição típica dos domínios hiperestirados distais das margens rifteadas pobres em magma (Péron-Pinvidic *et al.*, 2013; Péron-Pinvidic & Manatschal, 2009; Mohn *et al.*, 2010). Regionalmente, este domínio do rifte está inserido no contexto da feição morfoestrutural clássica, conhecida como Platô de São Paulo (Kumar & Gamboa, 1979), onde têm sido descritas estruturas como a Cadeia Abimael, interpretada como feição característica de um 'propagador' do espalhamento oceânico abortado a partir do sul (Mohriak *et al.*, 2000), caracterizado por espessuras crustais inferiores a 10 km, como sugerido por sísmica de refração (Evain *et al.*, 2015). A interpretação das velocidades sísmicas neste domínio da bacia, também pode ser associada à presença de material básico injetado na crosta continental afinada, durante a transição para a implantação de crosta oceânica atípica e exumação de crosta inferior (Evain *et al.*, 2015), ou do próprio manto litosférico serpentinizado (Zalán *et al.*, 2011).

O DES articula-se, de diferentes formas, com as porções mais proximais da Bacia de Santos, ao longo da Zona de Transferência *Helmut* (ZTH). Na porção norte de Santos, este limite caracteriza-se pela presença de falhas normais a oblíquas escalonadas de direção E-NE e mergulhos moderados a elevados para SSE, oblíquas ao *trend* N-NW das falhas do rifte no DNS mais a norte (Figura 3.4.1). Assim, limitando um proeminente baixo estrutural na base da Sequência K50 mais a sul, cuja idade de deposição marcaria a idade máxima para esta deformação regional nesta posição da bacia. Nesta mesma área, observam-se as falhas de mais alto ângulo deslocando as feições do tipo *detachments* anteriores. No centro de Santos, o sistema de falhas e blocos rotacionados do rifte na direção N-NE, que limitam a leste o AES direção do Campo de Tupi, muda para a direção NW no Domínio Externo de Santos (DES), a partir da ZTH, caracterizada na região por uma zona de deformação distribuída. Falhas normais a oblíquas tardias com direção E-NE e que limitam a sul o Alto de Tupinambá, contínuas por aproximadamente 70 km, apresentam mergulhos altos a moderados para SE e deslocam a base da Sequência K50 (vide também a Figura 3.2.2). No sul de Santos, onde ocorre o 'propagador' Abimael, a ZTH desloca-se aproximadamente 70 km para o interior da bacia, separando então a ZTH em dois grandes segmentos (vide Figura 3.2).

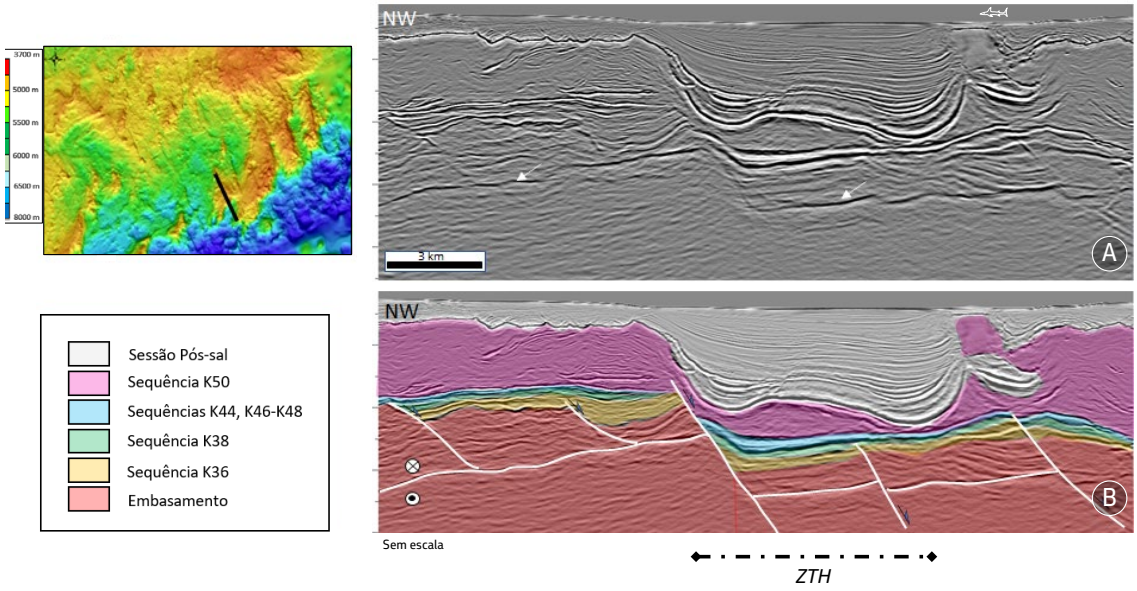


Figura 3.4.1 - O Domínio Externo na porção distal da Bacia de Santos e relação de superposição de estruturas. Observar a forte reflexão intra-embasamento (setas), que representa uma importante zona de descolamento no domínio (A); notar também que esta feição está associada a falhas que tangenciam este horizonte, quando se relacionam a feições de espessamento (porção NW da seção geossísmica – B); Note que a superfície de descolamento é localmente rompida por falhas que também afetam o horizonte da base da Sequência K50, sugerindo sua atividade após o pico de afinamento crustal neste domínio. A posição aproximada da ZTH na seção é assinalada. Escala vertical igual à horizontal. Dados sísmicos cedidos para publicação como cortesia da CGG.

3.4.1. Padrões de Preenchimento e Deformação das Tectonossequências

O Domínio Externo de Santos é caracterizado por um incremento na atividade das falhas que deformam a base da Sequência K50, representando o domínio com atividade tectônica mais jovem na evolução do rifte (Magnavita *et al.*, 2010 b; Zalán *et al.*, 2011). Esta atividade resulta em variações no relevo da base do sal que podem localmente alcançar mais de 5.000 m e, como consequência, obliterar a geometria deposicional original. Além disso, os altos valores de afinamento litosférico, associados a evidências na sísmica da atividade de sistemas de *detachments* de grande rejeito, sugerem que ajustes isostáticos/termais decorrentes de processos de denudação tectônica sejam também responsáveis por importantes movimentações verticais nestas áreas (Whitney *et al.*, 2013; Platt *et al.*, 2015).

A interpretação estrutural dos dados sísmicos é consistente com evolução polifásica do rifte. Os *grabens* assimétricos preenchidos pelos sedimentos e vulcânicas, interpretados como registros da Sequência K36, são subordinados e podem ocorrer sobre falhas de descolamento como feições fortemente rotacionadas e soerguidas, com borda flexural mais elevada que a borda falhada, que se encontra sub-horizontal em algumas seções devido à forte rotação (Figura 3.3.2.2). Este estilo estrutural é comumente descrito no DES e seu desenvolvimento controlou depocentros e altos intrabacinais das sequências K38, K44 e K46-K48 em diversas áreas no Domínio Externo. As falhas que deformaram a base da Sequência K50 podem ser as mesmas que controlaram a deposição das sequências mais antigas, relacionadas ao desenvolvimento dos *grabens* e que são assintóticas às zonas de cisalhamento de

baixo ângulo em profundidade. Localmente, entretanto, as falhas tardias deformam estas superfícies de descolamento, como falhas de alto-ângulo (Figura 3.4.1).

3.5. Hidrotermalismo e Seus Efeitos na Formação e Alteração dos Reservatórios do Pré-Sal

Processos hidrotermais têm íntima associação com a evolução tectônica dos riftes marginais, notadamente em seus domínios mais distais. Nestes, os processos vulcânicos são comumente atuantes e a atividade de zonas de *detachments* de grande rejeito pode conectar diferentes níveis estruturais do rifte, sendo relacionados a processos de hiper estiramento, consequente afinamento crustal e exumação do manto litosférico (Whitmarsh *et al.*, 2001; Manatschal, 2004; Sibuet *et al.*, 2007). Esse contexto tectônico, quando acompanhado de falhamento tardio, é muito favorável à circulação hidrotermal e, consequentemente, à troca química promovida entre a bacia e as diferentes camadas da litosfera afinada, promovendo serpentinização no manto litosférico (Pérez-Gussinyé & Reston, 2001; Bayrakci *et al.*, 2016) e o influxo, para a bacia, de diversos elementos e compostos voláteis. Alguns exemplos destes são: CO_2, CH_4, Ni, Cr, V, Fe e Mn (Szatmari *et al.*, 2011; Pinto *et al.*, 2015; Gamboa *et al.*, 2019).

Nos reservatórios do Pré-sal da margem leste brasileira e nos reservatórios análogos do continente africano, há evidências de hidrotermalismo. Seus efeitos e controles têm sido intensamente discutidos (Szatmari & Milani, 2016; Alvarenga *et al.*, 2016; Herlinger *et al.*, 2017; Teboul *et al.*, 2017; Poros *et al.*, 2017; De Luca *et al.*, 2017; Souza *et al.*, 2018; Tritlla *et al.*, 2018; Lima & De Ros, 2019; Mercedes-Martín *et al.*, 2019; Farias *et al.*, 2019; Lima *et al.*, 2020; Rochelle-Bates *et al.*, 2020; Wright, 2019, Wright & Barnett, 2020; Szatmari *et al.*, 2021). Na última década, em alguns desses trabalhos, a documentação das ocorrências hidrotermais no Pré-sal das bacias de Campos e de Kwanza (Angola) foi ampla, em virtude do registro frequente de processos de silicificação (Lima *et al.*, 2020; Lima & De Ros, 2019; Tritlla *et al.*, 2018; Herlinger *et al.*, 2017; Alvarenga *et al.*, 2016; De Luca *et al.*, 2017, Teboul *et al.*, 2017; Poros *et al.*, 2017). A Bacia de Santos, entretanto, recebeu menor atenção com relação a esses processos. Destacam-se os trabalhos de Souza *et al.* (2018), Wright (2019) e Farias *et al.* (2019), que enfatizaram a importância do hidrotermalismo, não apenas como modificadores das fácies originais, mas também como responsáveis, em parte, pela sua formação. Nesse sentido, dois fenômenos têm sido correntemente discutidos na literatura, o influxo de CO_2 de origem profunda (Santos Neto *et al.*, 2012; Gamboa *et al.*, 2019) e a serpentinização do manto (Figura 3.5.1) e seus efeitos na composição das águas do lago e na formação do Pré-sal, ou na alteração das águas de formação dos reservatórios, levando à modificação das características de permoporosidade.

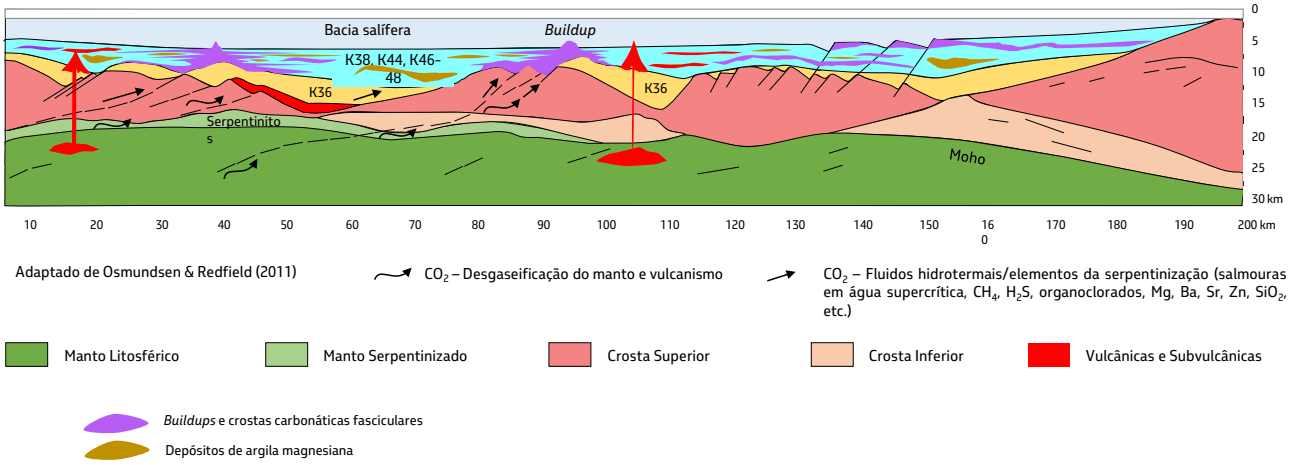


Figura 3.5.1 - Esquema evolutivo conceitual do final do rifteamento na Bacia de Santos, em que é interpretado um ambiente hiperestirado, com magmatismo associado e tectonicamente ativo, durante a deposição das sequências K38, K44, K46-K48 e K50. A atividade de *detachments* profundos, conectados a falhamentos ativos na crosta continental, permitiria tanto o fluxo de fluidos ascendentes provenientes da atividade magmática e degaseificação do manto, como o influxo de água da bacia para níveis mais profundos, promovendo serpentinização do manto em regiões hiper estiradas e/ou exumadas. A ascensão de fluidos hidrotermais pelas falhas ativas pode fornecer o suprimento iônico para o crescimento de *buildups* e *mounds* carbonáticos (singênese), eventualmente modificando a química do lago, assim como modificando as características permoporosas dos reservatórios, influenciando na diagênese deles. Ver discussão no texto.

A contribuição de CO_2 mantélico é aventada em diferentes trabalhos (Wright, 2019; Lima *et al.*, 2020; Wright & Barnett, 2020), para explicar a alta alcalinidade e, adicionalmente, a liberação de íons necessária para acumulação dos carbonatos. Entretanto, as razões isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ nos carbonatos de idade Alagoas da Bacia de Santos apresentam valores muito mais radiogênicos do que os esperados para uma proveniência mantélica (Pietzsch *et al.*, 2018). Por isso, esses autores sugerem que um componente félsico, como rochas siliciclásticas da fase rifte, e o embasamento cristalino granítico-gnáissico do Pré-Cambriano tenham sido originados de aquíferos destas rochas e, portanto, como fonte significativa de água e de íons para o sistema lacustre. A contribuição de rochas félsicas do embasamento já havia sido sugerida por Tedeschi (2017) como fonte iônica para a composição das águas de subsuperfície e do lago Pré-sal.

A serpentinização tem sido aventada como um processo atuante, tanto na modificação da composição do ambiente deposicional do Pré-sal como na promoção de alterações diagenéticas nos reservatórios, como por exemplo a silicificação. Segundo Portella (2020), faltam dados experimentais que comprovem a depleção em sílica durante a serpentinização e a capacidade de transporte dos fluidos derivados, embora tais fluidos sejam hiperalcalinos (pH>10) e, portanto, potenciais agentes lixiviadores e transportadores de silício. Apesar de existir uma tendência em associar efeitos hidrotermais a eventos magmáticos, essa relação nem sempre é direta ou possível de ser estabelecida. As ocorrências de silicificação hidrotermal em poços na Bacia de Campos registradas por Lima *et al.* (2020), por exemplo, não tem associação com magmatismo. Na Bacia de Santos, a alteração hidrotermal pode ainda ser polifásica, desde o

Aptiano até, pelo menos, o final do Cretáceo, associada aos eventos magmáticos e reativações tardias do Pós-sal.

A relação entre a migração de fluidos através da crosta continental e a atividade das falhas na crosta sismogênica é estreita (Sibson, 1975, 2000; Talwani *et al.*, 2007; Kampman *et al.*, 2012). Isso acontece no caso da migração de gases de origem profunda, como por exemplo o CO_2, relacionada à atividade sísmica (Padrón *et al.*, 2008; Cappa *et al.*, 2009; Fischer *et al.*, 2017), ou mesmo na alteração e mineralização hidrotermal associadas a processos de brechação tectônica e hidráulica, além de dissolução/cimentação das rochas encaixantes pela ascensão de fluidos quentes, controlados pela atividade das falhas (Zampetti *et al*. 2010; Micklethwaite *et al.*, 2010; Smeraglia *et al.*, 2016; Menezes *et al.*, 2019). Alguns autores propõem que a atividade das falhas pode controlar o crescimento de *build ups* carbonáticos alinhados ou depósitos de travertinos (Capezzuoli *et al.*, 2014; Della Porta, 2015), ou até fornecer nutrientes para o desenvolvimento de comunidades microbianas no ambiente deposicional (Hovland,1990; Svensen *et al.*, 2003; Oppo & Hovland, 2019). Para o Pré-sal, foram propícias à atividade hidrotermal as regiões de crosta afinada onde a atividade tectônica de falhas tardias foi contemporânea à época da deposição das sequências K46-K48 e, eventualmente, persistiu para deformar a base das sequências K50 ou, até mesmo, K60.

Assim, é provável que movimentações de falhas tardias à evolução do rifte envolvendo a Sequência K50, como descrito por Magnavita *et al.* (2010 b) e Dehler *et al.* (2016 b), também estivessem ativas durante a formação das rochas carbonáticas do Pré-sal. Isso poderia explicar, em parte, por que essas rochas, sobretudo as carbonáticas de estruturas arborescente (*shrub-like*), têm texturas cristalinas e fasciculares tipicamente quimiogênicas (Wright, 2012; Wright & Barnett, 2020; De Ros, 2021; Falcão, 2015; Gomes *et al.*, 2020; Herlinger *et al.*, 2017; Lima & *De Ros*, 2019 e Lima *et al*. 2020). Estas feições podem ocorrer também associadas a regiões de confluência de sistemas de falhas e de fraturas, zonas transtrativas, ou em zonas de acomodação e transferência (Figura 3.5.2). Estas falhas e fraturas são, em sua maioria, profundas e com complexa história de reativações, muitas delas registrando movimentações na base do sal. Estas estruturas constituíram importantes rotas dos fluidos ascendentes sobreaquecidos, comumente denominados hidrotermais, causando impactos e alterações tanto no ambiente sedimentar quanto no caminho percorrido por ele (Souza *et al.*, 2018). Lima *et al.* (2020) também abordaram como os processos hidrotermais tardios afetaram os reservatórios carbonáticos.

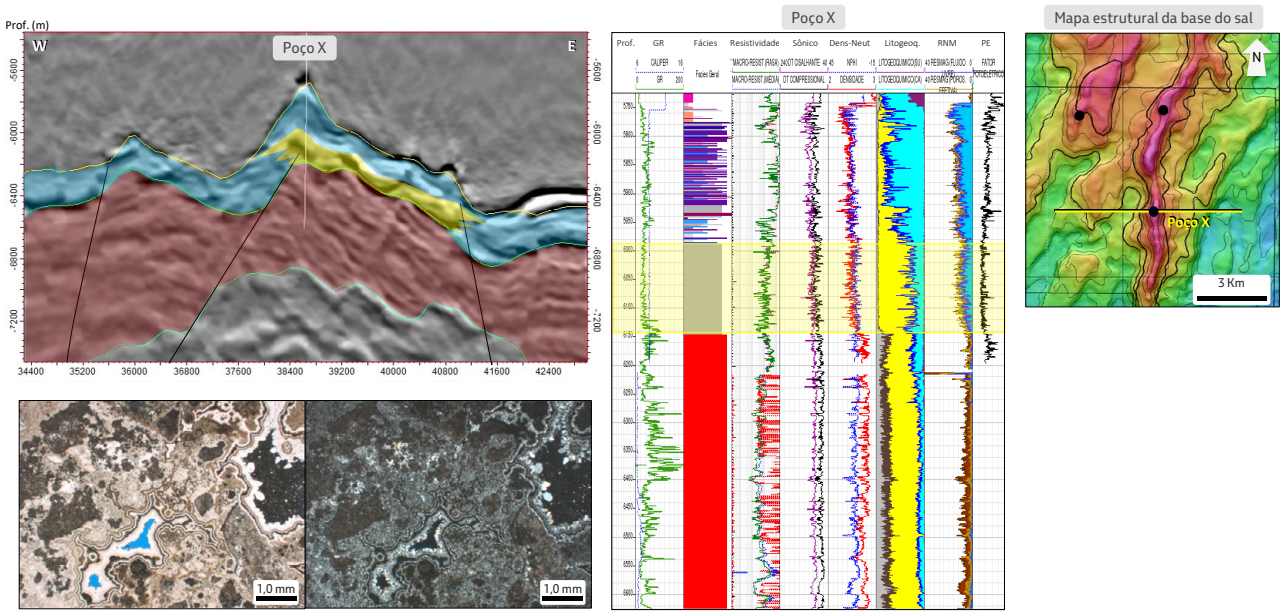


Figura 3.5.2 - À esquerda, acima, seção sísmica interpretada, evidenciando o condicionamento do crescimento de *buildups* carbonáticos pela atuação das falhas. o mesmo controle é observado no intervalo silicificado (em amarelo) e o intervalo em vermelho corresponde a rochas ígneas basálticas de idade Alagoas. À esquerda, na porção inferior, imagens de microscopia ótica representativas do intervalo silicificado, adquiridas sob polarizadores descruzados (à esquerda) e cruzados (à direita). No centro, perfis elétricos do poço (o intervalo em vermelho corresponde a rochas ígneas; em cinza, à silicificação intensa e, em lilás e azul, aos carbonatos da Fm. Barra Velha. Observar altos valores de silício do perfil litogeoquímico (amarelo, antepenúltima trilha), na porção silicificada. À direita, acima, mapa estrutural da base do sal com a localização do poço e o posicionamento da seção.

A presença desses fluidos pode ter favorecido localmente a formação dos carbonatos autóctones com estruturas arborescentes e crostiformes, de texturas cristalinas e fasciculares (*ray-crystal shrubs*, cf. Chafetz & Guidry, 1999), além da formação, em superfície, de sistemas do tipo travertinos (Falcão, 2015). O principal fator de formação destes elementos seria a perda de CO_2 pela evaporação e pela degaseificação dos fluidos ao chegar em superfície. Outros fatores como salinidade, alcalinidade, temperatura e atividade iônica também influenciariam a precipitação dos carbonatos.

Em subsuperfície, os principais impactos gerados pelos fluidos hidrotermais nos reservatórios do Pré-sal estão associados aos processos de dolomitização, silicificação (Figuras 3.5.3 A, B, C, D e E) e dissolução. Minerais acessórios, como barita (Figura 3.5.3 F), celestita, dawsonita (Figura 3.5.3 G), tunisita, calcita blocosa, Sr-barita, galena, esfalerita, marcassita, pirita, svambergita, goyazita, celestita, fluorita (Figura 3.6.3 H), dickita, entre outros, também têm sido observados nas bacias de Santos e de Campos. Este tipo de mineralização possui analogias com os depósitos do Tipo Mississippi Valley (MVT) e do Tipo Irish (Lima *et al.*, 2020). Localmente, a presença de betume sólido foi identificada nestes depósitos (Figura 3.5.3 I).

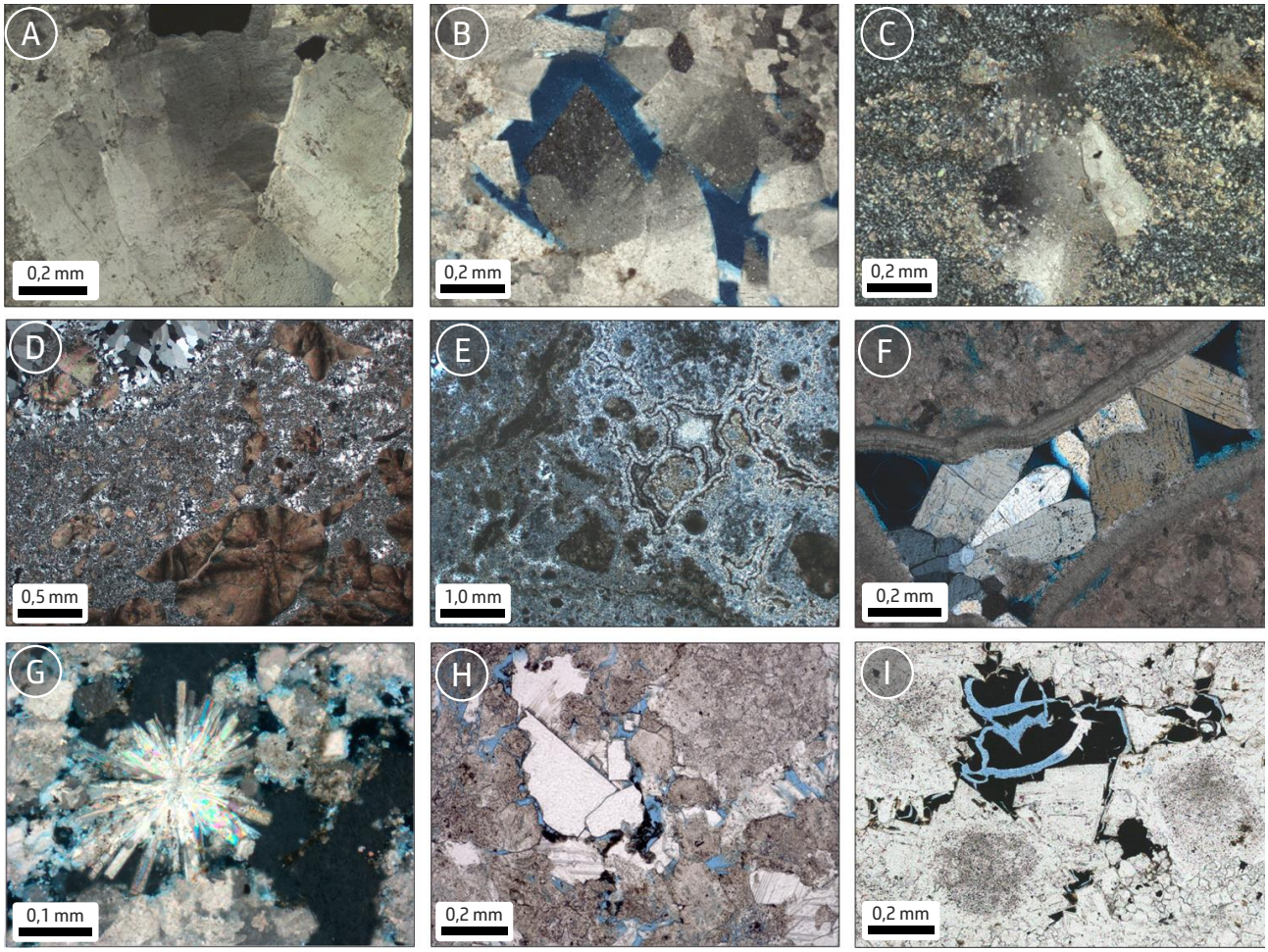


Figura 3.5.3 - Fotomicrografias de ocorrências mineralógicas hidrotermais na Bacia de Santos. A, B: Detalhe de cristais de dolomita em sela, sob polarizadores cruzados (PX); C: dolomita em sela associada a quartzo microcristalino (PX); D: estruturas calcíticas fasciculares e esferulíticas brechadas, com intensa substituição e cimentação por quartzo (PX); E: amostra intensamente silicificada e brechada, com quartzo microcristalino, calcedônia e feições de preenchimento de poro em bandas isópacas (PX); F: Cimento barita prismática em poro interpartícula (PX); G: agregado radial de cristais tabulares de dawsonita, engolfado por fluorita poiquilotópica, isotrópica (PX); H: cristais blocosos de fluorita (límpidos, incolores), betume e calcita poiquilotópica, preenchendo poro; imagem sob polarizadores descruzados (PP); I: betume sólido, fraturado, em poro interpartícula e cobrindo cristais de dolomita em sela (PP).

Análises de isótopos de carbono e de oxigênio, de microtermometria de inclusões fluidas e de catodoluminescência, realizadas em cristais de dolomita em sela, atestam sua origem hidrotermal. Nas inclusões fluidas, foram registradas temperaturas de homogeneização entre 90 e 265 °C (Souza *et al.*, 2018; Lima *et al.*, 2020). Ressalta-se que, se considerarmos somente a história térmica associada ao soterramento dos principais reservatórios em que estas amostras se encontram, as temperaturas nunca seriam superiores a 110°C.

A silicificação comumente ocorre como um processo polifásico, associado tanto à precipitação singenética quanto a efeitos diagenéticos de cimentação e substituição dos elementos primários (Pelosi *et al.*, 2013). Os polimorfos de sílica predominantes são quartzo macro e microcristalino, calcedônia e opala. Os reservatórios intensamente silicificados

geralmente apresentam grandes volumes de porosidade vugular e microporosidade (intercristalina). Além disso, devido às suas características reológicas, encontram-se bem mais fraturados que os carbonatos adjacentes. Este fraturamento, em geral, melhorou a permeabilidade e a conexão entre as zonas porosas. As características permoporosas dos reservatórios com fraturas e dominados por sílica são, portanto, muito boas, embora a porosidade primária em fácies com qualidade de reservatório sensivelmente degradada pelo processo de silicificação também seja registrada.

Os sistemas de carbonatos associados à ascensão de fluidos hidrotermais podem, teoricamente, apresentar grande variabilidade de fácies, devido ao caráter eminentemente heterogêneo destes sistemas. No Pré-sal, em geral, constituem bons reservatórios, exibindo porosidade elevada devido a alguns fatores, como: a) alta reatividade das rochas carbonáticas; b) percolação tendo ocorrido preferencialmente em rochas com altas porosidades primárias; c) processos secundários como brechação e dissolução causados pela passagem de fluidos hidrotermais; e d) processos relacionados ao falhamento, como, por exemplo, o fraturamento mais intenso. Adicionalmente, por formarem frequentemente feições positivas, tornam-se mais suscetíveis à diagênese e à dissolução meteórica. A dissolução da rocha hospedeira é associada a uma mistura de fluidos hidrotermais com os fluidos bacinais (Lima *et al.*, 2020). Esta dissolução impactou de forma significativa o sistema poroso e promoveu, em alguns campos, intervalos de altíssima produtividade, contribuindo de forma considerável para a excelente performance dos reservatórios do Pré-sal.

Uma singularidade na história da formação de todo o Atlântico Sul e, por conseguinte, da história deposicional da bacia, é a deposição da sequência salífera, ao final do processo de rifteamento e abertura do oceano (Davison, 2007; Mohriak *et al.*, 2009). Esta sucessão registraria uma espessura eventualmente maior que 2.000 m de sais estratificados, em um intervalo de tempo geologicamente curto, não maior que 1 Ma (Mohriak *et al.*, 2009). As acumulações de sal na Terra são tradicionalmente denominadas de "evaporitos", o que significaria que estes se formariam como consequência da evaporação solar de grandes massas de água do mar em ambientes rasos. Esse fato levanta algumas questões importantes sobre a gênese desses depósitos, como natureza e taxas de subsidência, circulação oceânica no Albo-aptiano, o clima no Eocretáceo etc. Como interpretação alternativa e com uma visão não-uniformitarista para a formação do sal em algumas bacias salíferas, há o modelo do Sal Hidrotermal (Hovland *et al.*, 2006 a, b). Nesse modelo, a ascensão dos fluidos hidrotermais endógenos, que conduzem as salmouras em água supercrítica, principalmente através de falhas profundas, poderia causar processos de dissolução nos carbonatos preexistentes durante o evento e, consequentemente, o desenvolvimento de porosidade nos mesmos. Desse modo, a atividade hidrotermal ocorreria concomitante com o processo de reativação tectônica regional, e as salmouras disponibilizadas em superfície possivelmente através de *salt springs*, contribuiriam para formação de uma

ampla bacia salífera em extensos lagos ou mares restritos, independente da profundidade d'água, onde a crosta continental tenderá cada vez mais a ser estirada até a eventual criação de crosta oceânica.

4. EVOLUÇÃO TECTONOSSEDIMENTAR DO PRÉ-SAL DA BACIA DE SANTOS: AS SEQUÊNCIAS E OS EVENTOS

O rifteamento Eocretáceo do Atlântico Sul, responsável pela abertura deste oceano e pela formação do Pré-sal da Bacia de Santos, é aqui subdividido em dois estágios principais – Rifte I e Rifte II - relacionados à maior atividade das falhas e separados por um período de relativa quiescência tectônica em que esta atividade foi mais restrita. Estes três períodos distintos constituem o intervalo tectonoestratigráfico que compõe o rifteamento, ativo durante a evolução do Pré-sal da Bacia de Santos. A evolução e a repercussão da atividade deste sistema de riftes na bacia foram controladas por condições de contorno, como a orientação da trama e a natureza do embasamento, a geometria e a evolução dos sistemas distensivos regionais, a cinemática do rifteamento, a estrutura termal da litosfera, e as taxas de deformação envolvidas, tudo conduzindo para a progressiva definição do arcabouço tectônico da bacia.

Fase Rifte I (Sequências K20-K34, K36 e base da K38)

O preenchimento vulcanossedimentar da seção Pré-sal inicia-se com o vulcanismo basáltico das sequências K20-K34, correlato à atividade da *LIP* Paraná-Etendeka (Moreira *et al.*, 2007). Este magmatismo, concentrado no intervalo entre 134-132 Ma, marcaria o início da distensão litosférica nesta região do *Gondwana* Ocidental (Peate, 1997; Almeida *et al.*, 2013; Szatmari & Milani, 2016; Salomon *et al.*, 2017), com deformação distribuída mais regionalmente, não havendo ainda a definição da posição dos grandes falhamentos. Na área emersa contígua ao Domínio Sul de Santos (DSS), a oeste da charneira cretácea, falhas distensionais oblíquas NW-SE e próximas a NS são contemporâneas à colocação dos enxames de diques de Ponta Grossa/Guapiara e Florianópolis (Strugale *et al.*, 2007; Almeida *et al.*, 2013). No Domínio Norte de Santos (DNS), os diques do embasamento emerso têm direções E-NE a W-SW e localmente N-NW e N-NE (Guedes *et al.*, 2005, Giro *et al.*, 2021). No Domínio Sul de Santos (DSS), o enxame de dique de Florianópolis apresenta orientação N-S. Assim, compondo todos, na grande escala, os ramos de uma junção tríplice, conforme interpretado por Coutinho (2008) para o DSS. Durante a evolução da margem, o ramo NW foi abortado. Almeida *et al.* (2013) sugerem estiramento dirigido próximo a EW durante este estágio evolutivo, associado a transtração destral NW e sinistral E-NE durante a

colocação destes diques. Os diques são cronocorrelatos ou pouco mais antigos que as sequências K20-K34 reconhecidas no interior das bacias. Estruturas segundo as mesmas direções dos enxames de diques observados *onshore*, como meio *grabens* orientados NW-SE, E-NE e NS, são descritas também a *offshore*, onde, conjuntamente com direções próximas a N-NE, controlam a deposição da Sequência K36 durante o Barremiano (Andar Buracica), e o início da deposição da Sequência K38 (Andar Jiquiá). As mesmas direções alimentam o volumoso magmatismo da Fase Rifte I do preenchimento vulcanossedimentar da bacia, que englobaria também as sequências K20-K34 (Figura 4.1).

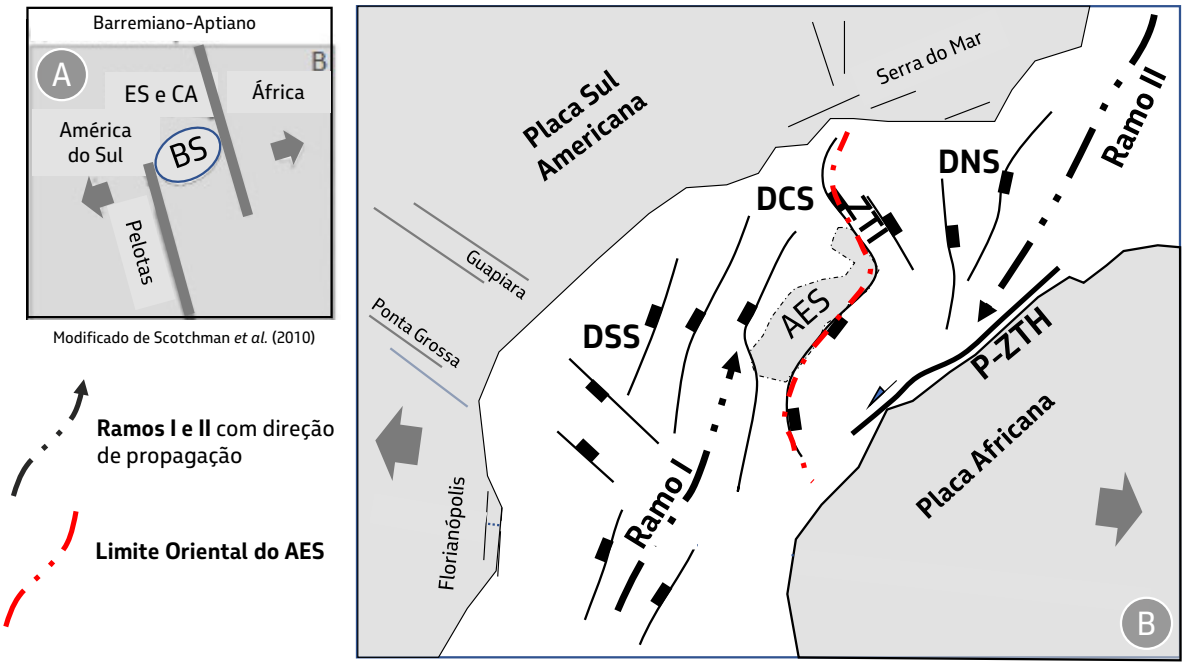


Figura 4.1 - *Cartoon* adaptado da reconstrução de Heine *et al.* (2013) a 125 Ma, com a interpretação cinemática (direção de transporte tectônico ~ W-NW), e a proposta de compartimentação da Bacia de Santos à época do início do registro de seu preenchimento vulcanossedimentar - Rifte I: Barremiano – andar local Aratu e Buracica (Sequências K20-K34, K36 e a base da K38). (A) Adaptação da concepção de Scotchman *et al.* (2010) para o Aptiano, para a zona de interação entre os ramos do rifte. BS – Bacia de Santos interpretado aqui como Barremiano-Aptiano. (B) A Bacia de Santos compartimentada em dois segmentos distintos do rifte: Ramo I a oeste, relacionado à evolução da Bacia de Pelotas e às bacias do domínio Austral (Moulin *et al.* 2010); Ramo II a leste, relacionado à evolução de Campos/Espírito Santo e à margem leste Brasileira ou segmento Central de Moulin *op. cit*. A feição denominada Alto Externo de Santos (AES), localizada no DCS, representa um domínio menos afinado do rifte e a zona limítrofe entre estes dois ramos. Observar que o Ramo I, com propagação para norte, controlaria a evolução do DSS e da porção ocidental do DCS; e Ramo II, com propagação para sul, controlando a evolução do DNS. O DCS ocuparia então uma posição intermediária entre estes domínios. notar os *grabens* NW-SE observados no DSS (fig.09) e na ZTI no norte da bacia. O DES ainda não se encontrava desenvolvido nesta época (limite oblíquo a *offshore* da Bacia de Namibe: Proto-ZTH). Direção de divergência segundo Almeida *et al.* (2013).

Na Fase Rifte I, teria início a evolução do Alto Externo de Santos (AES) como uma zona preservada e menos afinada, permanecendo, portanto, mais elevada, entre dois sistemas distensivos com polaridades preferencialmente para W-NW e E-SE (Figura 4.1). Estes caracterizariam dois sistemas distribuídos de deformação dentro da bacia. O sistema a oeste, ligado à evolução da Bacia de Pelotas e mais para sul, na porção norte do Atlântico Austral,

e um sistema a leste, ligado à evolução da Bacia de Campos e mais a norte, de todo o Atlântico Central (Moulin *et al.,* 2010; Scotchman *et al.,* 2010; Magnavita *et al.,* 2010a). Um componente de estiramento subsidiário NE-SW é sugerido também pela disposição dos enxames de diques e das bacias transversais à margem Atlântica Austral, como proposto por Salomon *et al.* (2017, 2015a), subparalelo à direção das falhas normais NE do rifte, em um padrão de deformação regional não plana. Este momento evolutivo está relacionado também às falhas e calhas profundas, associadas a *grabens* e lagos alinhados e encaixados, relacionados frequentemente a rejeitos da ordem de 3.000 a 4.000 m, tipicamente relacionado à fase de estiramento inicial da margem, com o desenvolvimento de falhas profundas, acopladas na crosta inferior. Estas falhas são relacionadas ao desenvolvimento de lagos encaixados e profundos de água doce, que registrariam as fases iniciais e pouco evoluídas do rifte, com importância no condicionamento de fácies geradora de hidrocarbonetos na seção Pré-sal. A maior parte do estiramento medido em seções restauradas para Bacia de Santos estaria nesta fase.

Fase Rifte II (Sequências K38, K44, K46-K48 e K50)

À época da deposição das sequências que registram os andares locais Jiquiá e Alagoas, houve uma mudança significativa no padrão de preenchimento e tectonismo da bacia. O padrão de preenchimento é predominantemente agradacional e transgressivo, na base das sequências K38 e K44. Ambos os intervalos são sucedidos por ciclos regressivos, nos quais se observam feições progradacionais nas margens das plataformas. No Aptiano, a Sequência K44 é caracterizada por uma deposição em ampla região, que se adelgaça e termina em *onlap* contra os altos principais, podendo colmatar os altos e *grabens* assimétricos secundários do rifte por vastas áreas. Adicionalmente, a atividade localizada das falhas, localmente relacionadas a espessamento, mas com raras feições típicas de crescimento sedimentar e fortes rotações, marca o início da deposição das grandes bacias com geometria do tipo *sag basin* no Pré-sal de Santos.

Estes sítios deposicionais, em suas porções centrais, podem acumular mais de 1.500 m de espessura de sedimentos das sequências K38, K44, K46-K48 e de rochas vulcânicas basálticas, com típica geometria em prato, quando observada em seções transversais ou segundo a direção geral das estruturas, terminando em *onlap* contra regiões soerguidas e fortemente rotacionadas, ou mesmo bordas flexurais de sistemas de falhas do rifte. Se considerarmos a deposição da Sequência K50 em um ambiente tectônico semelhante (Karner & Gamboa, 2007; Rowan, 2014), a espessura total do preenchimento nestas bacias pode superar 4.000 m. Os baixos de Araruama e de Ilha Grande no Domínio Norte de Santos, assim como a região central da bacia a oeste do Alto Externo de Santos até o *Graben* de Merluza, constituem as geometrias tipo *sag basin* mais representativas do Pré-sal da bacia. A gênese e o posicionamento tectonoestratigráfico desse preenchimento tipo *sag basin,* na evolução do rifte do Atlântico Sul, são ainda controversos. Moreira *et al.* (2007) interpretam como pós-rifte o ambiente tectônico durante a deposição das sequências K44, K46-K48 e K50,

representando, portanto, sítios de subsidência termal. Segundo Karner & Driscoll (1999) e Karner & Gamboa (2007), o espaço disponível criado para a deposição da sequência evaporítica K50 não pode ser explicado apenas por subsidência termal pós-rifte. Por esta razão, esses autores sugerem que o afinamento dúctil da crosta inferior e do manto litosférico (*depth dependent thinning*), com contribuição subsidiária ou ausente por falhamento na crosta superior, seria o mecanismo de subsidência mais plausível para a formação dessas bacias evaporíticas da margem. Este cenário sugere como *sin-rifte* a deposição das sequências tipo *sag basin*, ainda, portanto, sob regime de distensão e afinamento litosférico à época da quebra continental. Na porção distal da bacia, esta etapa é concomitante com a atividade de cadeias vulcânicas subaéreas (Davison, 2007; Norton *et al.*, 2016). Rowan (2014) e Fetter *et al.* (2018), aplicando os conceitos de evolução polifásica e rejuvenescimento do rifte para *offshore* (Péron-Pinvidic *et al.*, 2013), consideraram as bacias com geometria tipo *sag basin*, aqui incluindo também a Sequência K50, como depositadas na fase de afinamento ou exumação do rifte.

Detachments, estruturas do tipo *core complexes* e domos reconhecidos na área de Libra e do Alto de Cabo Frio (Dehler & Yamato, 2015 e 2016a) estão relacionadas tanto ao controle deposicional das sequências K44 e K46-K48, no Alto de Cabo Frio, quanto à deformação da base da Sequência K50. Estas relações são consistentes com os modelos reológicos propostos para a evolução destas feições em um contexto tectônico divergente, onde é aventada a existência de uma crosta inferior quente e dúctil, que flui durante o afinamento litosférico, desacoplada da crosta superior e do manto. São consistentes também com a interpretação de uma crosta continental quente e fluida, ainda sob o efeito do estiramento e do afinamento litosférico, durante a formação das bacias do tipo *SAG* aqui discutidas. Estes sistemas associam-se a importantes manifestações tectonotermais, como magmatismo e soerguimento de regiões associadas ao alívio de carga pela exumação tectônica, e à formação dos domos e *core complexes* crustais (Block & Royden, 1990; Rey, 2009 a e b; Whitney *et al.*, 2013).

Em todos os domínios da Bacia de Santos, desde o proximal até o distal, é reconhecida uma fase de movimentação das estruturas associadas a reativações generalizadas de falhas do embasamento, afetando até a base da Sequência K50 (Magnavita *et al.*, 2010 a; Dehler *et al.*, 2016 b). Estas estruturas são capazes de deslocar este horizonte por milhares de metros, podendo, em parte, representar reativações tardias do pós-rifte do Cretáceo Superior (Gamboa *et al.*, 2009; Carvalho, 2013). Entretanto, em todos os domínios da bacia, as falhas tardias que deslocam a base da Sequência K50 frequentemente também controlam a deposição das sequências K46-K48. Além disso, essas falhas mostram evidências de reativações pervasivas em várias orientações, e por regiões relativamente amplas das próprias direções ativas durante a atividade do rifte, conferindo um caráter distribuído para esta deformação na escala regional. Estas falhas geralmente reativam falhas anteriores da trama do rifte. Nos domínios Sul e Central de Santos, as falhas controlam também a deposição da sequência salífera K50, sugerindo não só a existência de um evento síncrono à deposição das sequências K46-K48 e K50 na bacia,

mas também atestando o caráter distribuído, no tempo e no espaço, deste evento de deformação regional (Figura 4.2). Este evento estaria associado à reativação distensional oblíqua pervasiva do *trend* N-NE e NS do rifte, podendo criar relevo e compartimentar bacias com geometria do tipo *sag basin* no Domínio Central de Santos. Esta reativação de idade Albo-Aptiana está relacionada também à atividade de zonas de transferência interbacinais transtrativas sinistrais orientadas E-NE, conectando Santos e Campos no DNS, no DCS e no DES, como definido para a Zona de Transferência *Helmut* (Magnavita *et al.*, 2010 a; Dehler *et al.*, 2016 b). Nesta época ocorrem também expressivas movimentações destrais N-NW na ZTI, com formação de estruturas do tipo *pull-apart*, dobras e inversões. Os *grabens* precoces orientados NW-SE da fase Rifte I podem ser invertidos e encurtados, segundo a direção NNE-SSW, consistente com a direção de abertura oblíqua sinistral E-SE do final do rifte na Bacia de Santos (Figura 4.2).

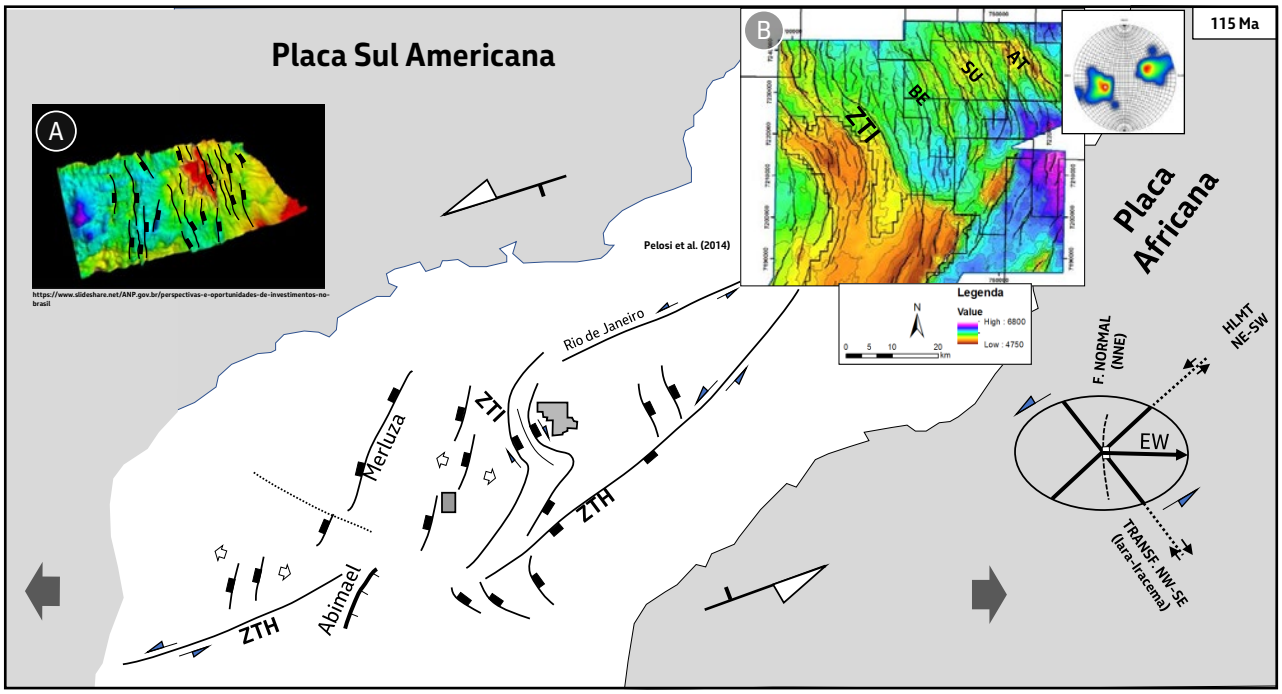


Figura 4.2 - Esquema cinemático à época da deposição das sequências K38, K44, K46-K48 e K50, com as principais feições regionais e direções ativas na fase Rifte II, persistente até o *breakup*. Observar: Falhas normais N-NE são reativadas segundo estiramento E-SE; falhas NW reativadas em regime obliquo destral ('S' de Santos e ZTI); ZTH com direção E-NE com cinemática transtrativa sinistral. Área dos campos de Búzios (polígono irregular) e Bacalhau (retângulo) assinaladas. Feições: Cadeia de Abimael e *Graben* de Merluza (Mohriak *et al.*, 2000); ZTI – Zona de transferência de Iara-Iracema e o 'S' de Santos (Magnavita *et al.*, 2010a); ZTH – Zona de Transferência *Helmut* (Dehler *et al.*, 2016b). Observar que a direção de movimentação das falhas normais em Santos (NW-SE) é oblíqua à direção de abertura da bacia (EW). Detalhes em mapas estruturais do horizonte da Base do Sal (A) – Campo de Bacalhau e sua estrutura N-NE; e (B) a região da ZTI e os Campos de Atapu (AT), Sururu (SU) e Berbigão (BE), com sua marcante estrutura NW e NS (Pelosi *et al.*, 2014); Direção de transporte tectônico EW (direção de abertura das bacias), segundo Almeida *et al.* (2013) e Heine *et al.* (2013). América do Sul fixa com relação à África.

Assim, o final do rifteamento em Santos, associado a uma reativação regional e distribuída da trama do rifte, é penecontemporâneo à deposição de geometrias do tipo *sag basin* na bacia (*sensu* Moreira *et al.*, 2007). O último evento tectônico do Pré-sal envolve reativação generalizada da trama do rifte por toda a bacia, relacionada à transferência de movimento

desde o Domínio Externo de Santos, distal, até o proximal pelas zonas de transferência E-NE regionais, resultando em um padrão distribuído de deformação, que caracteriza a fase Rifte II. Há alguma incerteza também quanto ao limite superior deste evento. Isso porque observadas as altas taxas de deposição preditas pelos modelos deposicionais propostos para a sequência salífera (Mohriak *et al.*, 2009), a deformação que afeta a base do Sal, como progressão de um evento iniciado anteriormente, provavelmente também vai deformar o topo da sequência, caracterizando então uma deformação de idade pós-sal. Desta maneira, restaria alguma dúvida se a deformação pós-sal representa uma fase posterior (de idade síncrona ao início da deposição da Sequência K60, por exemplo), mais jovem, ou ainda se representaria, em sua grande parte, o final de uma deformação iniciada durante a deposição da K46-K48. A Figura 4.3 mostra um quadro evolutivo sintético do Pré-sal da Bacia de Santos, onde as sequências deposicionais e as principais discordâncias regionais são relacionadas às principais fases e estilos tectônicos do rifte do Atlântico Sul na região, geometria do preenchimento sedimentar e eventos magmáticos.

5. CONCLUSÕES

A evolução tectonossedimentar da seção Pré-sal da Bacia de Santos resultou do desenvolvimento diacrônico e heterogêneo do rifteamento intracontinental, que culminou com a quebra do *Gondwana* no Cretáceo Inferior. A estruturação NE-SW do embasamento Proterozoico da Faixa Ribeira, associada à direção de estiramento regional E-SE do rifte, desempenhou um papel preponderante no estilo do rifteamento oblíquo sinistral que caracteriza a Bacia de Santos e que se desenvolveu conectando, regionalmente, dois ramos do rifte orientados N-NE: o ramo que originou o Atlântico Sul, Segmento Austral, vinculado à evolução do domínio sul da bacia (DSS) e da Bacia de Pelotas; e o ramo que originou o Atlântico Sul, Segmento Central, vinculado à evolução do Domínio Norte (DNS) e da Bacia de Campos. O Domínio Central da bacia (DCS) constitui-se no domínio heterogeneamente estirado e afinado, desenvolvido entre estes ramos principais. Este controle geométrico regional propiciou o desenvolvimento de falhamento normal distribuído por toda a bacia, desde o início de sua implantação. Este, conjuntamente com a reativação da estruturação do embasamento, controlou as principais rotas para ascensão do magma basáltico das sequências K20-K34, assim como a formação dos *grabens* que controlaram a deposição da Sequência K36. *Grabens* orientados NW-SE também se formaram nesta etapa, denotando um componente de estiramento subparalelo à direção das falhas normais regionais. Este momento da evolução do rifte constitui a fase Rifte I, limitada estratigraficamente pela Discordância Pré-Jiquiá (DPJ).

O progresso do afinamento litosférico relacionado ao fluxo dúctil de uma crosta inferior quente, associado à subsidência termal contemporânea à atividade de falhas do rifte desenvolvida de forma mais localizada, embora heterogeneamente distribuída pela bacia, caracteriza a transição para a fase Rifte

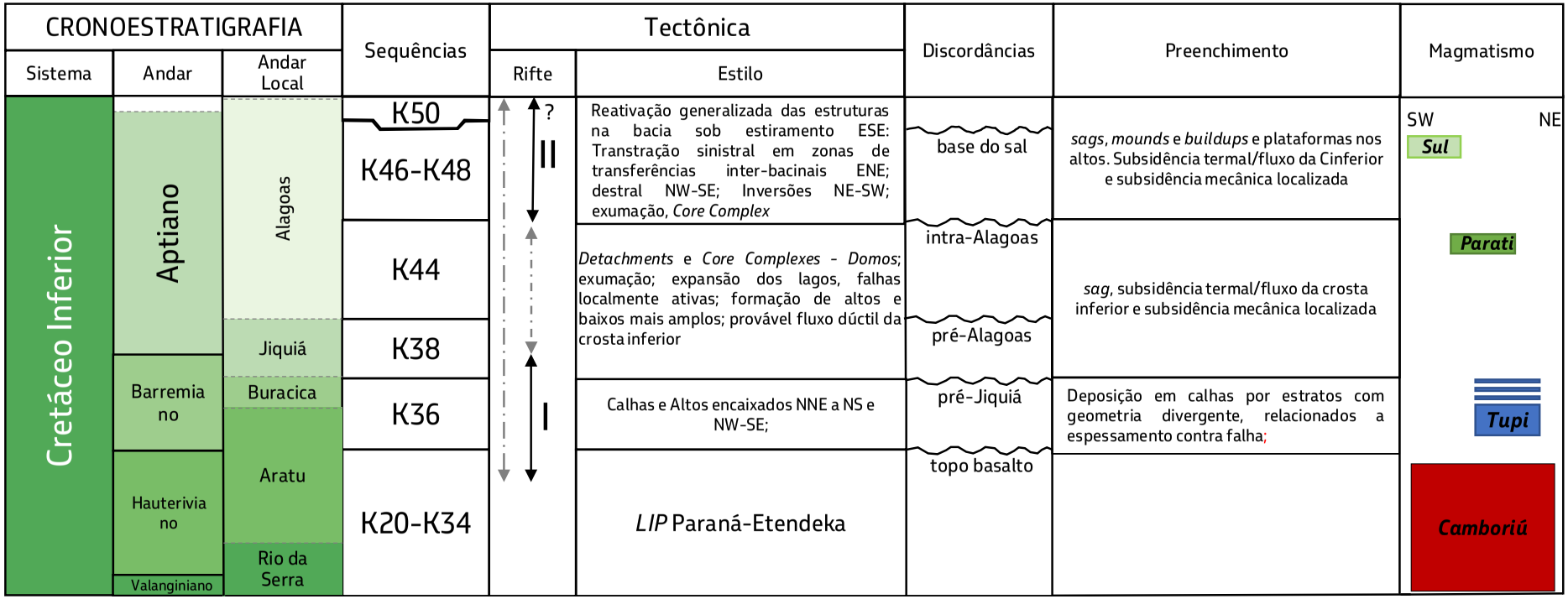


Figura 4.3 - Carta sintética de eventos tectônicos e seu estilo deformacional, eventos magmáticos e geometria do preenchimento sedimentar do intervalo Pré-sal na Bacia de Santos. Diferenças entre os diversos domínios tectonossedimentares da bacia são desconsideradas nesta síntese. Observar que: os estágios tectônicos aqui apresentados (Rifte I e II) são geneticamente relacionados à evolução de um único evento de rifteamento continental, que culminou com a abertura do Oceano Atlântico Sul no Eocretáceo; os limites entre diferentes estilos do rifte são interpretados como transicionais; o limite superior do evento de reativação Rifte II é de idade pós-sal (Eoalbiano); o preenchimento com geometria *sag* seria associado não somente à subsidência termal, mas também ao provável fluxo dúctil da crosta inferior e formação de estruturas como *detachments* e *core complexes*.

II e constitui o ambiente tectônico ativo durante a deposição das sequências K38 e K44. Nesta fase ocorre a maior expansão dos lagos do Pré-sal. A deposição das sequências K46-K48 e K50 ocorre ainda sob um regime tectonotermal semelhante, relacionado a um rejuvenescimento generalizado da atividade das falhas em todos os domínios da bacia, controlado por um regime tectônico regional transtrativo sinistral. Neste estágio evolutivo, a deformação concentrada do DES, sítio da futura quebra continental, é transferida para o interior da Bacia de Santos pela atividade de zonas de transferência sinistrais interbacinais, como a ZTH. O caráter distribuído da deformação também é favorecido pelo regime transtrativo sinistral vigente. Este processo seria o análogo regional ao observado no processo de coalescência dos segmentos das falhas normais com o progresso da deformação (*relay ramp breaching*), consistente com o caráter distribuído da deformação na bacia e relacionado ao *break-up* e a formação do Atlântico Sul.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos aos geólogos e geofísicos da Petrobras, que há anos vêm se dedicando ao estudo da evolução do Pré-sal da Bacia de Santos e cujas ideias e entusiasmo constituíram os alicerces para o conteúdo apresentado neste trabalho. Agradecemos também aos geólogos Luciano Portugal Magnavita, Roberto Salvador Francisco D'Ávila, Marco Antônio Carlotto e à geóloga Ana Paula de Meireles Reis Pelosi, pela leitura minuciosa e sugestões que tanto contribuíram para clarear as ideias apresentadas neste trabalho.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. *In*: NAIRN, A. E. M.; STHELI, F. G. (ed.). **The ocean basins and margins**. New York: Springer, 1973. v. 1, p. 411-446.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. O embasamento da plataforma Sul Americana. *In*: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (ed.). **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. p. 1-5.

ALMEIDA, J.; DIOS, F.; MOHRIAK, W.U.; VALERIANO, C.M.; HEILBRON, M.; EIRADO, L.G.; TOMAZZOLI, E. Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil-SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms. **Geological Society of London Special Publication**, London, n. 369, p.11-40, 2013.

ALVARENGA, R.S.; IACOPINI, D.; KUCHLE, J.; SCHERER, C.M.S. AND GOLDBERG, K. Seismic characteristics and distribution of hydrothermal vent complexes in the Cretaceous offshore rift section of the Campos Basin, offshore Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 74, p. 12-25, 2016.

ARAÚJO, M. N. C.; ROMEIRO, M. A. T.; SAVASTANO, V. L. M. **Mapa estrutural das margens rifteadas do Espírito Santo, Campos e Santos.**

Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEP. GEOTEC, 2018. Relatório interno. RT GEOTEC 006/18.

BASEI, M. A.; SIGA JR, O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 22, n. 2, p. 216-221, 1992.

BAYRAKCI, G.; MINSHULL, T.A.; SAWYER, D.S.; RESTON, T.J.; KLAESCHEN, D.; PAPENBERG, C.; RANERO, C.; BULL, J.M.; DAVY, R.G.; SHILLINGTON, D.J.; PÉREZ-GUSSINYÉ, M. Fault-controlled hydration of the upper mantle during continental rifting. **Nature Geoscience**, London, v. 9, n. 5, p. 384-388, 2016.

BIZZI, L. A.; SCHOBBENHAUS, C.; BAARS, F. J.; GONÇALVES, J. H.; DELGADO, I. D. M.; ABRAM, M. B. (eds.) **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas–SIG e mapas na escala 1: 2.500. 000**. Brasília, CRPM, v. 4, 2001.

BLOCK, L.; ROYDEN, L. H. Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. **Tectonics**, Washington, v. 9, n. 4, p. 557-567, 1990.

BUENO, G. V.; MACHADO JR, D. L.; OLIVEIRA, J. A. B.; MARQUES, E. J. J. A influência do lineamento Capricórnio na evolução tectonossedimentar da Bacia de Santos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004. Araxá. **Anais** [...]. Araxá: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004. v. 1. p. T773.

CABRITA, D.; SALAMUNI, E.; LAGOEIRO, L. Fabric evolution of polydeformed orthogneisses and quartzites along the Curitiba Shear Zone, Curitiba Domain, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 77, p. 206-217, 2017.

CAMPANHA, G. A. C. **O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira.** Tese (Livre Docência - Geologia Estrutural e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

CAMPANHA, G. D. C.; SADOWSKI, G. R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 98, n. 1-2, p. 31-51,1999.

CAPEZZUOLI, E.; GANDIN, A.; PEDLEY, H. M. Decoding tufa and travertine (freshwater carbonates) in the sedimentary record: the state of the art. **Sedimentology**, Oxford, v. 61, n. 1, p. 1-21, 2014.

CAPPA, F.; RUTQVIST, J.; YAMAMOTO, K. Modeling crustal deformation and rupture processes related to upwelling of deep CO2-rich fluids during the 1965-1967 Matsushiro earthquake swarm in Japan. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 114, n. B10, 2009.

CARMINATTI, M.; WOLF, B.; GAMBOA, L. New exploratory frontiers in Brazil. *In*: WORLD PETROLEUM CONGRESS, 19., 2008, Madrid, Spain. **Abstract book** [...]. London: Energy Institute, 2008.

CARVALHO, E. B. A. **Geometria e evolução tectônica da porção norte do Graben de Merluza, Bacia de Santos**. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias, Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013, 95p.

CHAFETZ, H. S.; GUIDRY, S. A. Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. abiotic precipitation. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 126, n. 1/4, p. 57-74, 1999.

CHENIN, P.; MANATSCHAL, G.; PICAZO, S.; MÜNTENER, O.; KARNER, G.; JOHNSON, C.; ULRICH, M. Influence of the architecture of magma-poor hyperextended rifted margins on orogens produced by the closure of narrow versus wide oceans. **Geosphere**, Washington, v. 13, n. 2, p. 559-576, 2017.

CONCEIÇÃO, J. C. J; ZALÁN, P. V.; WOLFF, S. Mechanism, evolution and chronology of South Atlantic rifting. **Boletim de Geociências da Petrobras**, *Rio de Janeiro, v. 2, n. 2/4, p. 255-265, 1988.*

CONTE, T.; CAVALCANTE, C.; LAGOEIRO, L. E.; FOSSEN, H.; SILVEIRA, C. S. Quartz textural analysis from an anastomosing shear zone system: Implications for the tectonic Evolution of the Ribeira belt, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 103, 2020.

COUTINHO, J. M. V. Dyke swarms of the Parana Triple Junction, southern Brazil. **Geologia USP**: Série Científica, São Paulo, v. 8, n. 2, p. 29-52, 2008.

DAVIS, G.H. Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes. **Geology**, Boulder, v. 11, n. 6, p. 342-347, 1983.

DAVISON, I. Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basins. *In*: RIES, A. C.; BUTLER, R. W. H.; GRAHAM, R. H. (ed.). **Deformation of the continental crust**: the legacy of Mike Coward. London: Geological Society, 2007. p. 345-359. (Geological Society of London. Special publications, v. 272).

DE LUCA, P. H. V.; MATIAS, H.; CARBALLO, J.; SINEVA, D.; PIMENTEL, G. A.; TRITLLA, J.; VEGA, V. Breaking barriers and paradigms in Pre-Salt exploration: the Pão de Açúcar discovery, (offshore Brazil). *In*: MERRILL, R. K.; STERNBACH, C. A. (ed.). **Giant fields of the decade 2000-2010**. *Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2017. p. 177-194. (AAPG Memoir, 113).*

DE ROS, L. F. Syngenetic, diagenetic and hydrothermal processes in the pre-salt sag section of Santos and Campos Basins. *In*: EAGE CONFERENCE ON PRE-SALT RESERVOIR, 2., 2021, online. [**Proceedings**]. Houten: European Association of Geoscientists and Engineers, 2021.

DEHLER, N. M.; YAMATO, A. (coord.). **Análise geométrica e cinemática das estruturas**: inversão, exumação e erosão da área de Libra: relatório interno. [S. l.: s. n.], 2015. 66 p.

DEHLER, N. M.; YAMATO, A. Estruturas do tipo 'core complex' e inversões na área de Libra: implicações exploratórias e exemplos na Bacia

de Santos. In: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 10., 2016a, Rio de Janeiro. **Resumos** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEXP-SSE, 2016a.

DEHLER, N. M.; MAGNAVITA, L. P.; GOMES, L. C.; RIGOTI, C. A.; DE OLIVEIRA, J. A. B.; SANT'ANNA, M. V.; DA COSTA, F. G. D. The 'Helmut' geophysical anomaly: a regional left-lateral transtensional shear zone system connecting Santos and Campos basins, southeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 72, p. 412-422, 2016b.

DEHLER, N. M.; MACHADO, R.; FASSBINDER, E. Shear structures in the Serra do Azeite shear zone, southeastern Brazil: transtensional deformation during regional transpression in the central Mantiqueira province (Ribeira belt). **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 23, n. 2/3, p. 176-192, 2007.

DELLA PORTA, G. Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal and fluvial settings: comparing depositional geometry, fabric types and geochemical signature. **Geological Society of London, Special Publications**, v. 418, n. 1, p. 17-68, 2015.

DEMERCIAN, L. S. **A halocinese na evolução do Sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo Superior**. Dissertação (Mestre) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996, 201p.

DEMERCIAN, L. S.; SZATMARI, P. Thin-skinned gravitational transfer zone in the Southern Part of Santos Basin. *In*: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 6., 1999. **Proceedings** [...]. Houten: European Association of Geoscientists & Engineers, 1999. p. cp-215-00212.

DESTRO, N.; NUNES, M. C. V.; SZATMARI, P.; LOBO, J. T. **Magmatismo na sequência pré-sal da Bacia de Santos**: sismofácies, geocronologia, correlação estratigráfica e petrogênese. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. GEOTEC, 2009. Relatório Interno. 650-38186 R.

DIAS, J. L.; SAD, A. R.; FONTANA, R. L.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Pelotas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 235-245, 1994.

EBERT, H. D.; HASUI, Y. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the precambrian of southeast Brazil. *In*: HOLDSWORTH, R. E.; STRACHAN, R. A.; DEWEY, J. F. (ed.). **Continental transpressional and transtensional tectonics**. London: Geological Society, 1998. p. 231-252. (Geological Society of London. Special Publication, 135).

ESTRELLA, G. O.; AZEVEDO, R. L. M; FORMIGLI FILHO, J. M. Pré-sal: conhecimento, estratégia e oportunidades. *In*: VELOSO, J. P. R. (coord.). **Teatro mágico da cultura, crise global e oportunidades do Brasil**. Rio de Janeiro: J. Olympio, 2009. p. 67-78.

EVAIN, M.; AFILHADO, A.; RIGOTI, C.; A. LOUREIRO, A.; ALVES, D.; KLINGELHOEFER, F.; SCHNURLE, P.; FELD, A.; FUCK, R.; SOARES J.; VINICIUS DE LIMA, M.; CORELA, C.; MATIAS, L.;

BENABDELLOUAHED, M.; BALTZER, A.; RABINEAU, M.; VIANA, A.; MOULIN, M.; ASLANIAN, D. Deep structure of the Santos Basin: São Paulo plateau system, SE Brazil. **Journal of Geophysical Research***:* Solid Earth, Hoboken, v. 120, n. 8, p. 5401-5431, 2015.

FALCÃO, L. C. **Estudo faciológico de um intervalo aptiano do poço SB-1 (Bacia de Santos) e sua comparação com travertinos quaternários de San Juan, Argentina**. Dissertação (Mestrado em Geologia Física Marinha) – Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2015, 118 p.

FARIAS, F.; SZATMARI, P.; BAHNIUK, A.B.; FRANÇA, A.B. Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin: genesis and tectonic implications. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 105, p. 251-272, 2019.

FETTER, M.; PENTEADO, H.; MADRUCCI, V.; SPADINI, A. The paleogeography of the lacustrine rift system of the Pre-Salt in Santos basin, offshore Brazil. In: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2018, Salt Lake City, Utah. **Proceedings** [...]. Salt Lake City, Utah: AAPG, 2018.

FISCHER, T.; MATYSKA, C.; HEINICKE, J. Earthquake-enhanced permeability – evidence from carbon dioxide release following the ML 3.5 earthquake in West Bohemia. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 460, p. 60-67, 2017.

FLORISBAL, L. M.; HEAMAN, L. M.; DE ASSIS JANASI, V.; DE FATIMA BITENCOURT, M. Tectonic significance of the Florianópolis dyke Swarm, Paraná–Etendeka Magmatic Province: a reappraisal based on precise U–Pb dating. **Journal of Volcanology and Geothermal Research***, Amsterdam, v. 289, p. 140-150, 2014.*

FRAGOSO CESAR, A. R. S. **Tectônica de placas no ciclo brasiliano**: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. 1991. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

GAMBOA, L. A. P.; MACHADO, M. P.; DA SILVEIRA, D. P.; DE FREITAS, J. T. R.; DA SILVA, S. P.; MOHRIAK, W.; ANJOS, S. Evaporitos estratificados no Atlântico Sul: interpretação sísmica e controle tectonoestratigráfico na Bacia de Santos. *In*: MOHRIAK, W.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. (org.). **Sal**: geologia e tectônica: exemplos nas bacias brasileiras. 2. ed. São Paulo: Beca, 2009. p. 343-361.

GAMBOA, L. A. P.; RABINOWITZ, P. D. The Rio Grande fracture zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 52, n. 2, p. 410-418, 1981.

GAMBOA, L.; FERRAZ, A.; BAPTISTA, R.; NETO, E.V.S. Geotectonic controls on CO2 formation and distribution processes in the Brazilian pre-salt basins. **Geosciences**, Switzerland, v. 9, n. 6, 2019.

GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; DAY, J. A. Timescales and mechanisms of plume–lithosphere interactions: 40Ar/39Ar geochronology

and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Paraná–Etendeka large igneous province. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 251, n. 1/2, p. 1-17, 2006.

GIRO, J. P.; ALMEIDA, J.; GUEDES, E.; BRUNO, H. Tectonic inheritances in rifts: the meaning of N-NE lineaments in the continental rift of SE-Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 108, 103225, 2021.

GOMES, J.P.; BUNEVICH, R.B.; TEDESCHI, L.R.; TUCKER, M.E.; WHITAKER, F.F. Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian pre-salt. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 113, 104176, 2020.

GOMES, L. C.; LIMA, F. M.; VIEIRA, I.; LOBO, J.T.; THOMAZ, L. T.; SOUSA, J. B.; BEVILAQUA, L. A.; DESTRO, N. DANTAS, R. N. G. **Magmatismo Jiquiá e Alagoas na Bacia de Santos**: análise integrada das ocorrências e perspectivas exploratórias. Relatório interno, PETROBRAS, Rio de Janeiro. E&P-EXP. GEO, 2015.

GOMES, P.O.; KILSDONK, B.; MINKEN, J.; GROW, T.; BARRAGAN, R. The outer high of the Santos Basin, Southern São Paulo Plateau, Brazil: pre-salt exploration outbreak, paleogeographic setting, and evolution of the syn-rift structures. **AAPG Search and Discovery**, Tulsa, #10193, 2009.

GOMES, P. O.; PARRY, J.; MARTINS, W. The outer high of the Santos Basin, Southern São Paulo Plateau, Brazil: tectonic setting, relation to volcanic events and some comments on hydrocarbon potential. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS HEDBERG CONFERENCE, 2002, Stavanger, Norway. **Proceedings** [...]. Stavanger, Norway: AAPG, 2002.

GONZAGA, F. G. **Proposta de arcabouço estrutural da Bacia de Santos**. Santos: Relatório Interno PETROBRAS. Rio de Janeiro, 2008, UN-BS. EXP. ABIG, 21 p.

GUEDES, E.; HEILBRON, M.; VASCONCELOS, P. M.; DE MORISSON VALERIANO, C.; DE ALMEIDA, J. C. H.; TEIXEIRA, W.; THOMAZ FILHO, A. K–Ar and 40Ar/39Ar ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the South Atlantic opening and tertiary reactivation. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 18, n. 3/4, p. 371-382, 2005.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.D.C.; SILVA, L.D.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.D.A. Província Mantiqueira. *In*: MONTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Eds.). **Geologia do continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 203-235.

HEINE, C.; ZOETHOUT, J.; MÜLLER, R. D. Kinematics of the South Atlantic rift. **Solid Earth**, Germany, v. 4, n. 2, p. 215-253, 2013.

HERLINGER JUNIOR, R. J.; ZAMBONATO, E. E.; DE ROS, L. F. Influence of diagenesis on the quality of lower cretaceous pre-salt lacustrine carbonate reservoirs from Northern Campos

Basin, offshore Brazil. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 87, n. 12, p. 1285-1313, 2017.

HOVLAND, M. Do carbonate reefs form due to fluid seepage? **Terra Nova**, Oxford, v. 2, n. 1, p. 8-18, 1990.

HOVLAND, M.; RUESLÅTTEN, H.; JOHNSEN H. K.; KVAMME, B.; KUTZNETSOVA, T. Salt formation associated with sub-surface boiling and supercritical water. **Marine and Petroleum Geology**, *Guildford, v. 23, n. 8, p. 855-869, 2006a.*

HOVLAND, M.; KUZNETSOVA, T.; RUESLÅTTEN, H.; KVAMME, B.; JOHNSEN, H.K.; FLADMARK, G.E.; HEBACH, A. Sub-surface precipitation of salts in supercritical seawater. **Basin Research**, Oxford, v. 18, n. 2, p. 221-230, 2006b.

KAMPMAN, N.; BURNSIDE, N.M.; SHIPTON, Z.K.; CHAPMAN, H.J.; NICHOLL, J.A.; ELLAM, R.M.; BICKLE, M.J. Pulses of carbon dioxide emissions from intracrustal faults following climatic warming. **Nature Geoscience**, London, v. 5, n. 5, p. 352-358, 2012.

KARNER, G. D.; DRISCOLL, N. W. Tectonic and stratigraphic development of the West African and Eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. *In*: CAMERON, N. R.; BATE, R. H.; CLURE, V. S. (ed.). **The oil and gas habitats of the South Atlantic**. London: Geological Society, 1999. p. 11-40. (Geological Society of London. Special publication,153).

KARNER, G. D.; GAMBÔA, L. A. P. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. *In*: SCHREIBER, B. C.; LUGLI, S.; BABEL, M. (eds.). **Evaporites through space and time**. London: Geological Society, 2007. p. 15-35. (Geological Society of London. Special publication, 285).

KARNIOL, T. R. **Tectônica da conexão do Cinturão Ribeira com a Faixa Araçuaí-Divisa Rio de Janeiro/Espírito Santo**. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

KUMAR, N.; GAMBOA, L.A.P.; SCHREIBER, B.C.; MASCLE, J. Geologic history and origin of Sao Paulo Plateau (southeastern Brazilian Margin): comparison with the Angolan margin, and the early evolution of the northern South Atlantic. **Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project**, Texas, v. 39, p. 927-945, 1977.

KUMAR, N.; GAMBOA, L. A. P. Evolution of the São Paulo Plateau southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 90, n. 3, p. 281-293, 1979.

LEANDRO, C.G.; SAVIAN, J.F.; KOCHHANN, M. V.L.; FRANCO, D.; COCCIONI, R.; FRONTALINI, F.; GARDIN, S.; JOVANE, L.; FIGUEIREDO, M.; TEDESCHI, L.R.; JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; TRINDADE, R. I. F. Astronomical tuning of the Aptian stage and its implications for age recalibrations and paleoclimatic events. **Nature Communications**, v. 13, n. 1, p. 1-12, 2022.

LIMA, B.E.M.; TEDESCHI, L.R.; PESTILHO, A.L.S.; SANTOS, R.V.; VAZQUEZ, J.C.; GUZZO, J.V.P.; DE ROS, L.F. Deep-burial hydrothermal alteration of the Pre-Salt carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil: evidence from petrography, fluid inclusions, Sr, C and O isotopes. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 113, 104143, 2020.

LIMA, B. E. M.; DE ROS, L. F. Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian pre-salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 383, p. 55-81, 2019.

LISTER, G. S.; DAVIS, G. A. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. **Journal of Structural Geology**, New York, v. 11, n. 1/2, p. 65-94, 1989.

MACEDO, J. M. Evolução tectônica da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *In:* PEDERNEIRAS, G; GABAGLIA, R.; MILANI, E. J. (ed.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1990. p. 361-376.

MAGNAVITA, L. P. (coord.). **Arcabouço tectônico e cinemática do pré-sal do sudeste brasileiro**. Relatório interno, PETROBRAS, E&P-EXP, Rio de Janeiro, 2010a, 161 p.

MAGNAVITA, L. P. (coord.). **Evolução tectônica da margem Atlântica brasileira.** Relatório Interno, PETROBRAS, Rio de Janeiro, 2010b. 244 p.

MANATSCHAL, G. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. **International Journal of Earth Sciences**, New York, v. 93, p. 432-466, 2004.

MANTOVANI, M. S.; SHUKOWSKY, W.; BASEI, M. A. S.; VASCONCELLOS, A. C. B. Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-cambrianos dos estados do Paraná e de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 19, n. 3, p. 367-374, 1989.

MEISLING, K. E.; COBBOLD, P. R.; MOUNT, V. S. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG *Bulletin***, Tulsa, v. 85, n. 11, p. 1903-1924, 2001.

MENEZES, C.P.; BEZERRA, F.H.; BALSAMO, F.; MOZAFARI, M.; VIEIRA, M.M.; SRIVASTAVA, N.K.; DE CASTRO, D.L. Hydrothermal silicification along faults affecting carbonate-sandstone units and its impact on reservoir quality, Potiguar Basin, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 110, p.198-217, 2019.

MERCEDES-MARTÍN, R.; AYORA, C.; TRITLLA, J.; SÁNCHEZ-ROMÁN, M. The hydrochemical evolution of alkaline volcanic lakes: a model to understand the South Atlantic Pre-salt mineral assemblages. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 198, 102938, 2019.

MICKLETHWAITE, S.; SHELDON, H. A.; BAKER, T. Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation

and discovery. **Journal of Structural Geology**, New York, v. 32, n. 2, p.151-165, 2010.

MILANI, E. J. **Evolução tectonoestratigráfico da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-oriental**. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997, 255p.

MILANI, E. J. *et al*. Bacias sedimentares brasileiras – cartas estratigráficas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 183-205, maio/nov. 2007.

MILANI, E.J.; OLIVEIRA, J.A.B.; DIAS, J.L.; SZATMARI, P.; CUPERTINO, J.A. Basement control on structural styles and sediment pathways of Southeast Brazil Atlantic margin basins (Brazil Deep Deds – deep-water sedimentation in the southeast Brazilian margin project). *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 2005, Paris, France. **Proceedings** [...]. Paris, France: AAPG, 2005.

MIZUSAKI, A.M.P.; PETRINI, R.; BELLIENI, G.; COMIN E CHIARAMONTI, P.; DIAS, J.L.; MIN, A.; PICCIRILLO, E.M. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, 111, p. 143-160, 1992.

MODICA, C. J.; BRUSH, E. R. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 88, n. 7, p. 923-945, 2004.

MOHN, G.; MANATSCHAL, G.; MÜNTENER, O.; BELTRANDO, M.; MASINI, E. Unravelling the interaction between tectonic and sedimentary processes during lithospheric thinning in the Alpine Tethys margins. **International Journal of Earth Sciences**, New York, v. 99, n. 1, p. 75-101, 2010.

MOHRIAK, W. U.; NEMCOK, M.; ENCISO, G. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. **Geological Society of London Special Publication**, 2008. p. 365-398. (Geological Society of London. Special publications, 294).

MOHRIAK, W. W.; GOMES, P. O.; OLIVEIRA, J. A. B. **Análise regional da arquitetura do rifte na Bacia de Santos**. Relatório interno, PETROBRAS, Rio de Janeiro, E&P-EXP, GEREX, 2000.

MOHRIAK, W.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. (org.). **Sal***:* geologia e tectônica: exemplos nas bacias brasileiras. 2. ed. São Paulo: Beca, 2009.

MOLITERNO, A. M. C. O rombo graben que se tornou um campo de petróleo: interpretação estrutural do campo de Búzios, cessão onerosa de Franco, Bacia de Santos. In: SEMINÁRIO DE TECTÔNICA, GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOMECÂNICA, 2., 2014, Rio de Janeiro. **SETEG** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2014. Evento interno.

MOREIRA, J.L.P.; MADEIRA, C.V.; GIL, J.A.; PINHEIRO MACHADO, M.A. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-550, 2007.

MORLEY, C. K.; NELSON, R. A.; PATTON, T. L.; MUNN, S. G. Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 74, n. 8, p.1234-1253, 1990.

MOULIN, M.; ASLANIAN, D.; UNTERNEHR, P. A new starting point for the south and equatorial Atlantic Ocean. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 98, n. 1/2, p. 1-37, 2010.

NORTON, I. O.; CARRUTHERS, D. T.; HUDEC, M. R. Rift to drift transition in the South Atlantic salt basins: A new flavor of oceanic crust. **Geology**, Boulder, v. 44, n. 1, p. 55-58, 2016.

O'CONNOR, J. M.; DUNCAN, R. A. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise hot spot system: implications for African and South American plate motions over plumes. **Journal of Geophysical Research**: Solid Earth, Hoboken, v. 95, n. B11, p. 17475-17502, 1990.

OJEDA Y OJEDA, H. A.; ARANHA, L. G. F. **Bacia de Santos**: integração geológica regional. Relatório interno, PETROBRAS, Rio de Janeiro, SUPEX. DICEX, 1980.

OJEDA Y OJEDA, H. A.; CESERO, P. **Bacia de Santos e Pelotas**: geologia e perspectivas petrolíferas. Comunicação interna, PETROBRAS, Rio de Janeiro, DEXPRO. DIVEX, 1973.

OJEDA Y OJEDA, H. A.; SILVA, A. B. **Bacias de Santos e de Pelotas**: relatório de progresso. Relatório Interno, PETROBRAS, Rio de Janeiro, DEXPRO. DIVEX, 1975.

OPPO, D.; HOVLAND, M. Role of deep-sourced fluids on the initiation and growth of isolated carbonate build-ups. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 105, p.141-157, 2019.

OREIRO, S. G.; CUPERTINO, J. A.; SZATMARI, P.; THOMAZ FILHO, A. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: an example of non-plume-related magmatism. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 25, n. 1, p. 116-131, 2008.

PADRÓN, E.; MELIÁN, G.; MARRERO, R.; NOLASCO, D.; BARRANCOS, J.; PADILLA, G., HERNÁNDEZ, P.A.; PÉREZ, N.M. Changes in the diffuse CO2 emission and relation to seismic activity in and around El Hierro, Canary Islands. **Pure and Applied Geophysics**, Basel, v. 165, n. 1, p. 95-114, 2008.

PEATE, D. W. The Parana-Etendeka province. **Geophysical Monograph-American Geophysical Union**, v. 100, p. 217-246, 1997.

PELOSI, A. P. M. R. (coord.) **Grupo de trabalho***:* silicificação nos reservatórios do Pré-sal. Relatório Interno, PETROBRAS, Rio de Janeiro, E&P-EXP.GEO, 2013.

PEQUENO, M. A. **Albian/Maastrichtian tectono-stratigraphic evolution of central Santos Basin, offshore Brazil**. Tese (Doctor of Philosophy) – University of Texas at Austin, Texas, 2009.

PEREIRA, M.J.; ARANHA, L.G.F.; FIGUEIREDO, A.M.F.; GOMES, J.B.; STAMATO, M.; BARBOSA

FILHO, C.M.; RAMOS, M.A.; BAGNI, O.; SAITO, M.; ALENCAR, C.H.; SA, O.A.R.; RAMOS, E.M.; VIVIERS, M.C.; UESUGUI, N.; RICHTER, A.; HASHIMOTO, A.T.; HERTER, G.G.; PRACA, U.M.; CARVALHO, M.D.; AGRA, J.M.; ARAI, M.; CHANG, H.K.; KOWMAN, R.; RAMOS, A.N.; **Projeto análise da Bacia de Santos**. Relatório interno, PETROBRAS, Rio de Janeiro, DEPEX. CENPES, 1986.

PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 219-234, 1994.

PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; RESTON, T. J. Rheological evolution during extension at nonvolcanic rifted margins: onset of serpentinization and development of detachments leading to continental breakup. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, Hoboken, v. 106, n. B3, p. 3961-3975, 2001.

PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. **International Journal of Earth Sciences**, New York, v. 98, n. 7, p. 1581-1597, 2009.

PERON-PINVIDIC, G.; MANASTSCHAL, G.; OSMUNDSEN, P. T. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: a review of observations and concepts. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 43, p. 21-47, 2013.

PICCIRILLO, E. M.; BELLIENI, G.; CAVAZZINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; PETRINI, R.; MELFI, A. J.; DE MIN, A. Lower cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa arch (southeast Brazil): petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 89, n. 1/2, p. 19-48, 1990.

PIETZSCH, R.; OLIVEIRA, D.M.; TEDESCHI, L.R.; NETO, J.V.Q.; FIGUEIREDO, M.F.; VAZQUEZ, J.C.; DE SOUZA, R.S. Palaeohydrology of the Lower Cretaceous pre-salt lacustrine system, from rift to post-rift phase, Santos Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 507, p. 60-80, 2018.

PINTO, V.H.G.; MANATSCHAL, G.; KARPOFF, A.M.; VIANA, A., Tracing mantle-reacted fluids in magma-poor rifted margins: the example of Alpine Tethyan rifted margins. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, New Jersey, v.16, n. 9, p. 3271-3308, 2015.

PLATT, J. P.; BEHR, W. M.; COOPER, F. J. Metamorphic core complexes: windows into the mechanics and rheology of the crust. **Journal of the Geological Society**, v. 172, n. 1, p. 9-27, 2015.

POROS, Z.; JAGNIECKI, E.; LUCZAJ, J.; KENTER, J.; GAL, B.; CORREA, T.S.; FERREIRA, E.; MCFADDEN, K.A.; ELIFRITZ, A.; HEUMANN, M.; JOHNSTON, M.; MATT, V. Origin of silica in pre-salt carbonates, Kwanza Basin, Angola. In: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2017, Houston, Texas. **Proceedings** [...]. Houston, Texas: AAPG, 2017.

PORTELA FILHO, C. V.; FERREIRA, F. J. F. Estimativas das taxas de extensão crustal da região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná) com base em modelagens aeromagnéticas. *In*: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 8., 2003, Rio de Janeiro. **Proceedings** [...]. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2003. p. cp-168-00189.

PORTELLA, Y. M. **O elo entre a serpentinização, transporte de sílica, carbonatos e sedimentação rift**. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2020.

RAPOSO, M. I. B.; ERNESTO, M.; RENNE, P. R. Paleomagnetism and 40Ar/39Ar dating of the early cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), southern Brazil. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, Amsterdam, v. 108, n. 4, p. 275-290, 1998.

Renne, P.R.; Deckart, K.; Ernesto, M.; Feraud, G.; Piccirillo, E.M.; Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Parana flood volcanism. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 144, n. 1/2, p. 199-211, 1996.

REY, P. F.; TEYSSIER, C.; WHITNEY, D. L. The role of partial melting and extensional strain rates in the development of metamorphic core complexes. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 477, n. 3/4, p. 135-144, 2009a.

REY, P. F.; TEYSSIER, C.; WHITNEY, D. L. Extension rates, crustal melting, and core complex dynamics. **Geology**, Boulder, v. 37, n. 5, p. 391-394, 2009b.

RIGOTI, C. A. **Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal**: interpretação integrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias; Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015, 135 p.

ROCHELLE-BATES, N.; ROBERTS, N.M.W.; SHARP, I.; FREITAG, U.; VERWER, K.; HALTON, A.; FIORDALISI, E.; VAN DONGEN, B.E.; SWART, R.; FERREIRA, C.H.; DIXON, R. Geochronology of volcanically associated hydrocarbon charge in the pre-salt carbonates of the Namibe Basin, Angola. **Geology**, Boulder, v. 49, n. 3, p. 335-340, 2020.

RODRIGUES, L. F.; OLIVEIRA, J.A.B.; COSTA, F.O.; CARLOTTO, M.A. Modelagem geofísica integrada como suporte na previsão de carbonatos Pré-sal – cessão onerosa do entorno de Iara – Bacia de Santos. *In*: SIMPÓSIO DE GEOFÍSICA DA PETROBRAS, 14., 2014, Vitória. [**Anais**]. Vitória: PETROBRAS, 2014.

ROSENDAHL, B. R. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, California, v. 15, n. 1, p. 445-503, 1987.

ROWAN, M. G. Passive-margin salt basins: Hyperextension, evaporite deposition, and salt tectonics. **Basin Research**, Oxford, v. 26, n. 1, p. 154-182, 2014.

SALOMON, E.; KOEHN, D.; PASSCHIER, C.; HACKSPACHER, P. C.; GLASMACHER, U. A. Contrasting stress fields on correlating margins of the South Atlantic. **Gondwana Research**, Osaka, v. 28, n. 3, p. 1152-1167, 2015a.

SALOMON, E.; KOEHN, D.; PASSCHIER, C. Brittle reactivation of ductile shear zones in NW Namibia in relation to South Atlantic rifting. **Tectonics**, Washington, v. 34, n. 1, p. 70-85, 2015b.

SALOMON, E.; PASSCHIER, C.; KOEHN, D. Asymmetric continental deformation during South Atlantic rifting along southern Brazil and Namibia. **Gondwana Research**, Osaka, v. 51, p. 170-176, 2017.

SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; PRINZHOFER, A. Origin of CO2 in Brazilian Basins. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. CONVENTION & EXHIBITION, 2012, Long Beach. **Proceedings** [...]. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2012.

SCHMITT, R.S.; TROUW, R. A.; VAN SCHMUS, W. R.; PIMENTEL, M. M. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 133, n. 1/2, p. 29-61, 2004.

SCHOBBENHAUS, C. (coord.) **Geologia do Brasil**: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósito minerais, escala 1: 2 5000 000. Brasília, DF: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984.

SCOTCHMAN, I.C.; GILCHRIST, G.; KUSZNIR, N.J.; ROBERTS, A.M.; FLETCHER, R. The breakup of the South Atlantic Ocean: formation of failed spreading axes and blocks of thinned continental crust in the Santos Basin, Brazil and its consequences for petroleum system development. *In*: VINING, B. A.; PICKERING, S. C. (eds.). **Petroleum geology**: from mature basins to new frontiers: proceedings 7th Petroleum Geology Conference. London: Geological Society, 2010. p. 855-866. (Petroleum geology conference series, 7).

SIBSON, R. H. Fluid involvement in normal faulting. **Journal of Geodynamics**, Oxford, v. 29, n. 3/5, p. 469-499, 2000.

SIBSON, R. H.; MOORE, J. M. M.; RANKIN, A. H. Seismic pumping: a hydrothermal fluid transport mechanism. **Journal of the Geological Society**, London, v. 131, n. 6, p. 653-659, 1975.

SIBUET, J. C.; SRIVASTAVA, S.; MANATSCHAL, G. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. **Journal of Geophysical Research**: Solid Earth, Hoboken, v. 112, n, B6, p. 84-106, 2007.

SIGA JUNIOR, O. **Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina**: geocronologia e evolução crustal. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SMERAGLIA, L.; BERRA, F.; BILLI, A.; BOSCHI, C.; CARMINATI, E.; DOGLIONI, C., Origin and role of fluids involved in the seismic cycle of extensional faults in carbonate rocks. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 450, p. 292-305, 2016.

SOUZA, A.I.; EBERT, H.D.; CASTRO, J.C.; SOARES JR. A.V.; SILVA, G.H.T.; BENVENUTTI, C.F. Caracterização das falhas de transferência na porção norte da Bacia de Santos a partir da integração de dados geológicos e geofísicos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 17, n. 1, p. 109-132, 2008.

SOUZA, R.S.; ARIENTI, L.M.; VIANA, S.M.; FALCÃO, L.C.; CUGLIERI, M.A.; SILVA FILHO, R.P.; LEITE, C.O.; OLIVEIRA, V.C.; OLIVEIRA, D.M.; ANJOS, C.; AMORA, R. Petrology of the hydrothermal and evaporitic continental cretaceous (Aptian) pre-salt carbonates and associated rocks, South Atlantic Santos Basin, offshore Brazil. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2018, Salt Lake City, Utah. **Proceedings** [...]. Salt Lake City, Utah: AAPG, 2018.

SPENCER, J. E. Role of tectonic denudation in warping and uplift of low-angle normal faults. **Geology**, Boulder, v. 12, n. 2, p. 95-98, 1984.

STICA, J. M.; ZALÁN, P. V.; FERRARI, A. L. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná-Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 50, p. 1-21, 2014.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C. V.; FERREIRA, F. J. F.; DE FREITAS, R. C. Structural framework and Mesozoic–Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 24, n. 2/4, p. 203-227, 2007.

SVENSEN, H.; PLANKE, S.; JAMTVEIT, B.; PEDERSEN, T. Seep carbonate formation controlled by hydrothermal vent complexes: a case study from the Vøring volcanic basin, the Norwegian Sea. **Geo-Marine Letters**, New York, v. 23, n. 3/4, p. 351-358, 2003.

SZATMARI, P. Habitat of petroleum along the South Atlantic margins. *In*: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (eds.). **Petroleum systems of South Atlantic margins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2000. p. 69-75. (AAPG Memoir, 73).

SZATMARI, P.; MILANI, E.; LANA, M.; CONCEICAO, J.; LOBO, A. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. **Oil & Gas Journal**, Tulsa, v. 83, n. 2, p. 107-113, 1985.

SZATMARI, P.; DE LIMA, C. M.; FONTANETA, G.; DE MELO LIMA, N.; ZAMBONATO, E.; MENEZES, M. R.; BAHNIUK, J.; FIGUEIREDO, M.; COELHO, S.A.A.L.; FLORÊNCIO, C.P.; GONTIJO, R. Petrography, geochemistry and origin of South Atlantic evaporites: the Brazilian side.

Marine and Petroleum Geology, Guildford, v. 127, 104805, 2021.

SZATMARI, P.; FONSECA, T. C. O.; MIELEKEY, N. F. Mantle-like trace element composition of petroleum: contributions from serpentinizing peridotites. *In*: CLOSSON, D. (ed.) **Tectonics**. London: Intech Open, 2011. p. 331-358.

SZATMARI, P.; GUERRA, M. C. M.; PEQUENO, M. A. Genesis of large counter-regional normal fault by flow of Cretaceous salt in the South Atlantic Santos Basin, Brazil. *In:* ALSOP, G. I.; BLUNDELL, D. J.; DAVISON, I. (eds.). **Salt tectonics**. London: Geological Society, 1996. p. 259-264. (Geological Society of London. Special publications, 100).

SZATMARI, P.; MILANI, E. J. Tectonic control of the oil-rich large igneous-carbonate-salt province of the South Atlantic rift. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 77, p. 567-596, 2016.

TALWANI, P.; CHEN, L.; GAHALAUT, K. Seismogenic permeability, ks. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, Hoboken, v. 112, n. B7, 2007.

TEBOUL, P.-A.; KLUSKA, J.M.; MARTY, N.C.M.; DEBURE, M.; DURLET, C.; VIRGONE, A.; GAUCHER, E.C. Volcanic rock alterations of the Kwanza Basin, offshore Angola: insights from an integrated petrological, geochemical and numerical approach. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 80, p. 394-411, 2017.

TEDESCHI, L. R.; JENKYNS, H. C.; ROBINSON, S. A.; SANJINÉS, A. E.; VIVIERS, M. C.; QUINTAES, C. M.; VAZQUEZ, J. C. New age constraints on Aptian evaporites and carbonates from the South Atlantic: Implications for Oceanic Anoxic Event 1a. **Geology**, v. 45, n. 6, p. 543-546, 2017.

THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new 40Ar/39Ar results. **Geology**, Boulder, v. 38, n. 8, p. 747-750, 2010.

TORSVIK, T.H.; ROUSSE, S.; LABAILS, C.; SMETHURST, M.A. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. **Geophysical Journal International**, Oxford, v. 177, n. 3, p. 1315-1333, 2009.

TRITLLA, J.; ESTEBAN, M.; LOMA, R.; MATTOS, A.; SANCHEZ, V. Carbonates that are no more: silicified pre-salt oil reservoirs in Campos Basin (Brazil). **AAPG Search and Discovery**, Tulsa, #90323, 2018.

TUGEND, J.; GILLARD, M.; MANATSCHAL, G.; NIRRENGARTEN, M.; HARKIN, C.; EPIN, M. E.; SAUTER, D.; AUTIN, J.; KUSZNIR, N.; MCDERMOTT, K. Reappraisal of the magma-rich versus magma-poor rifted margin archetypes. *In*: MCCLAY, K. R.; HAMMERSTEIN, J. A. (*eds.*). **Passive margins**: tectonics, sedimentation, and magmatism. London: Geological Society, 2020. p. 23-47. (Geological Society of London. Special publications, 476).

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40Ar-39Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 121, n. 3/4, p. 333-348, 1994.

VALENTE, S.; CORVAL, A.; DUARTE, B. P.; ELLAM, R. M.; FALLICK, A. E.; MEIGHAN, I. G.; DUTRA, T. Tectonic boundaries, crustal weakness zones and plume-subcontinental lithospheric mantle interactions in the Serra do Mar dyke swarm, SE Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 37, n. 1, p. 194-201, 2007.

VASCONCELOS, C. S.; YAMATO, A.A; MOREIRA, J.L.P. Principais feições morfoestruturais do embasamento da Bacia de Santos e aspectos da geologia da área emersa adjacente. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO EMBASAMENTO, 1., 2009, Rio de Janeiro. **Simpósio** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2009. Evento Interno.

WERNICKE, B. Low angle normal faults in the basin and range province: nappe tectonics in an extending orogen. **Nature**, London, v. 291, p. 645-648, 1981.

WHITMARSH, R. B.; MANATSCHAL, G.; MINSHULL, T. A. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreadING. **NATURE**, LONDON, V. 413, N. 6852, P. 150-154, 2001.

WHITNEY, D. *et al.* Continental and oceanic core complexes. **GSA Bulletin**, Boulder, v. 125, n. 3/4, p. 273-298, 2013.

WRIGHT, P. The pre-salt reservoirs of the South Atlantic. **GEO ExPRO**, United Kingdom, p. 28, 2019.

WRIGHT, V. P. Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition. *In*: GARLAND, J. (ed.) *et al.* **Advances in carbonate exploration and reservoir analysis.** London: Geological Society, 2012. p. 39-47. (Geological Society of London. Special publications, 370).

WRIGHT, V. P. The mantle, CO2 and the giant Aptian chemogenic lacustrine carbonate factory of the South Atlantic: some carbonates are made, not born. **Sedimentology**, Oxford, v. 69, n. 1, p. 47-73, 2022.

WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. The textural evolution and ghost matrices of the Cretaceous Barra Velha formation carbonates from the Santos Basin, offshore Brazil. **Facies**, Germany, v. 66, 2020.

YAMATO, A. A.; RODRIGUES, L. F. Compartimentação tectonossedimentar da porção centro-norte da Bacia de Santos: implicações nas acumulações do Pré-Sal. *In*: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 9., 2013, Vitória. **Resumos** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P EXP. IABCS, 2013.

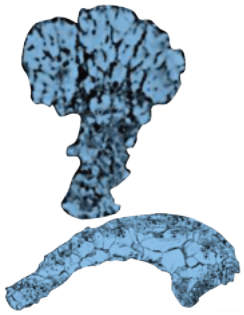
ZALÁN, P. V. Five kilometers of Paleozoic sediments beneath the pre-salt of Santos basin. *In*: SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS. INTERNATIONAL CONFERENCE AND

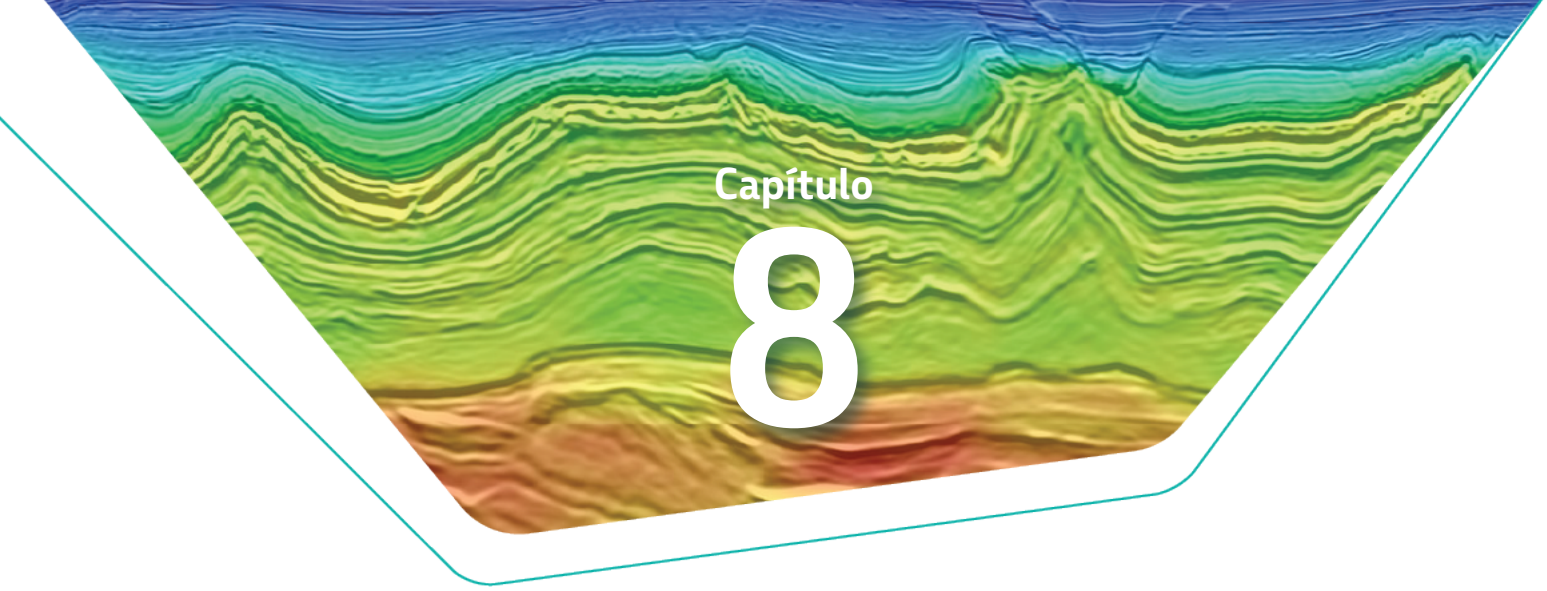
EXHIBITION, 2016, Barcelona. [**Proceedings**]. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2016. p. 29-29.

ZALÁN, P.V.; SEVERINO, M.C.G.; RIGOTI, C.A.; MAGNAVITA, L.P.; OLIVEIRA, J.A.; VIANNA, A.R. An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic passive margin e Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2011, Houston, Texas. **Proceedings** [...]. Houston: AAPG, 2011.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozoicos do sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.

ZAMPETTI, V.; MORGAN, W. A.; GEORGE, A. D.; HARRIS, P. M.; KUPECZ, J. A.; SARG, J. F. Controlling factors of a Miocene Carbonate Platform: implications for platform architecture and off-platform reservoirs (Luconia Province, Malaysia). **Cenozoic carbonate systems of Australasia**. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 2010. p. 129-145. (Society for Sedimentary Geology. Special Publication, 95).





Capítulo

8

Estratigrafia e modelos deposicionais carbonáticos do Pré-sal da Bacia de Santos

AUTORES

Carlos César de Araújo[1] (*ccaraujo@petrobras.com.br*), Vanessa Madrucci[1], Paulo Augusto Moretti Júnior[1], Reynaldo Pires da Silva Filho[1], Adali Ricardo Spadini, Peter Homewood[2], Monique Mettraux[2], Camila Wense Ramnani[1]

[1] Petrobras

[2] GeosolutionsTRD

Palavras-chave: Andar Alagoas, Jiquiá, Aptiano, Rochas Carbonáticas, Plataformas Carbonáticas

RESUMO

Campos gigantes e supergigantes de alta produtividade na seção Pré-sal da Bacia de Santos são constituídos predominantemente por fácies carbonáticas lacustres e selados por espessa camada de evaporitos. Estas fácies são aqui descritas e interpretadas com base em dados de subsuperfície, adquiridos a partir da perfuração de centenas de poços e imageamento sísmico em mais de uma década de exploração e produção. Depósitos bioclásticos de moluscos bivalves do Barremiano/Aptiano, denominados coquinas do andar local Jiquiá, ocorrem sobre blocos altos falhados, formados durante a tectônica rifte, em morfologias herdadas do embasamento, intercalados com fácies ricas em matéria orgânica em camadas conformantes contínuas nos baixos adjacentes, em ambiente de água doce a salobra. As rochas carbonáticas

do Aptiano, andar local Alagoas, são depósitos autóctones bioquímicos representados por laminitos e arbustos fasciculares (estromatolitos) que se depositaram em condições alcalinas, sobre altos herdados do embasamento e em contexto de subsidência térmica flexural com menor influência de falhas. Sua gênese está relacionada à influência microbiana e aos processos abióticos responsáveis pela deposição de camadas de carbonatos com centenas de metros de espessura. As morfologias carbonáticas clássicas de plataformas de topo plano, plataformas anelares com bordas proeminentes, plataformas em rampa e construções isoladas são reconhecidas nos andares Jiquiá e Alagoas. Neste contexto, processos físicos controlaram a sedimentação das conchas de moluscos, gerando os reservatórios do Jiquiá, enquanto processos ecológicos/organoquímicos controlaram a sedimentação Alagoas. Em termos de preenchimento deposicional, os padrões de empilhamento de fácies variam de acordo com as arquiteturas deposicionais, assim as acumulações bioclásticas Jiquiá apresentam padrões progradacionais em direção as áreas com espaço de acomodação remanescente, enquanto as construções isoladas (*buildups*) do Alagoas apresentam empilhamentos espessos transgressivos, assim como ocorre nas rampas íngremes. As rampas suaves e plataformas internas apresentam espessos pacotes de fácies autóctones acumuladas em padrão agradacional e regressivo. Conclui-se que estas características permitem o uso do clássico conceito de fábrica carbonática em zonas fóticas e rasas, conceito aplicado a ambiente marinho, para explicar a sedimentação em ambiente continental lacustre, e cujas principais evidências são as dimensões e as formas das plataformas, seu padrão de evolução e sua relação com as fábricas carbonáticas dos andares Jiquiá e Alagoas.

1. INTRODUÇÃO

Reservatórios carbonáticos contêm mais de 50% das reservas mundiais de hidrocarbonetos no mundo, a maior parte delas concentradas no Oriente Médio, onde situam-se os maiores campos petrolíferos conhecidos, como Ghawar na Arábia Saudita, Campo de Gachsaran no Irã e os supergigantes Tengiz e Kachagan no Cazaquistão (Mar Cáspio). Em todos os campos citados, as rochas carbonáticas, que constituem os reservatórios, foram depositadas especialmente em plataformas de ambiente marinho. Já nas grandes descobertas do Pré-sal, da costa sudeste do Brasil, os reservatórios carbonáticos foram também depositados em grandes plataformas carbonáticas, mas em ambiente lacustre. Na província petrolífera do Pré-sal, que abrange as bacias de Santos e de Campos, foram descobertos vários campos gigantes e supergigantes, merecendo destaque entre as várias acumulações os campos de Tupi, Mero e Búzios, na Bacia de Santos, com reservas superiores a 5 bilhões de barris. Nesses campos têm se obtido elevadas produções, com vários poços atingindo a notável marca de 60.000 barris de óleo equivalente por dia (Abelha e Petersohn, 2019), números excepcionais que os colocam ao nível dos maiores poços produtores ao longo da história da indústria do petróleo.

Devido à importância econômica das descobertas de petróleo em reservatórios de idades Jiquiá (Barremiano/Aptiano) e Alagoas (Aptiano) na Bacia de Santos (Carminatti *et al.*, 2008; Formigli *et al.*, 2009; Haddad e Giuberti, 2010), ocorreu uma contínua e rápida evolução no entendimento do contexto deposicional e estratigráfico. Inúmeros estudos foram e têm sido realizados pela Petrobras, que incluem análises químicas e sedimentológicas de detalhe, análises petrográficas, empilhamento de fácies, associação de fácies, correlações estratigráficas de alta resolução, análises sismoestratigráficas e análise da evolução das fábricas carbonáticas no tempo (Spadini *et al.*, 2009; Terra *et al.*, 2010; Araújo *et al.*, 2013, Muniz e Bosence, 2015; Santos, 2015; Madrucci, 2017; Farias *et al.*, 2019; Madrucci *et al.*, 2019; Gomes *et al.*, 2020; Leite *et al.*, 2020; Lima *et al.*, 2020 , Araújo *et al.*, 2022).

As primeiras amostras do Pré-sal de Idade Alagoas da Bacia de Santos foram obtidas em 1978 do poço 1-RJS-99 (Pereira e Feijó 1994; Dias, 1998). Já em meados dos anos 2000, Formigli *et al.* (2008) indicaram a ocorrência de carbonatos *in situ* e retrabalhados semelhantes aos amostrados no Andar Alagoas na Bacia de Campos (Dias, 1998), porém com melhores características permo-porosas e intervalos mais espessos, da ordem de centenas de metros. Estes carbonatos também apresentavam similaridades com carbonatos microbianos recentes de lagunas, como a Lagoa Salgada e Lagoa Vermelha na costa do Rio de Janeiro (Vasconcelos *et al.*, 1995). Isto levou a interpretação de uma origem microbiana para estas fácies reservatório, conforme anteriormente interpretado na Bacia de Campos por Dias (1998). Neste sentido, para compor uma visão ampla em termos de modelo deposicional, evidências sobre a gênese dos carbonatos como sendo biótica (organomineralização induzida e influenciada) e/ou abiótica são apresentadas neste capítulo. Por outro lado, as amostras de Idade Jiquiá identificadas na Bacia de Santos são predominantemente

coquinas, compostas por conchas de moluscos bivalves, como já reconhecido na Bacia de Campos em poços perfurados desde a década de 1970 (Bertani e Carozzi, 1985a, Bertani e Carozzi, 1985b; Dias, 1991; Dias *et al.*, 1998; Carvalho *et al*., 2000; Muniz e Bosence, 2015; Oliveira *et al*., 2019). Historicamente este tem sido um importante objetivo exploratório e o *play* demonstrou sua importância em Santos, com os excelentes resultados obtidos nos poços 2-ANP-01-RJS e 2-ANP-02A-RJS (Franco-Búzios e Libra-Mero).

Este capítulo tem por objetivo apresentar os principais modelos deposicionais das seções Jiquiá e Alagoas da Bacia de Santos, e a evolução das morfologias das plataformas carbonáticas, além de discutir a origem das fácies reservatório. Os modelos deposicionais foram baseados nas principais fácies e seus processos sedimentares, nos elementos deposicionais e/ou arquiteturais (termos aqui considerados equivalentes), nas correlações estratigráficas, na análise do espaço de acomodação e morfologias sísmicas. Neste sentido, pretende-se sumarizar o entendimento do arcabouço estratigráfico e sedimentológico, apresentar uma comparação entre os aspectos petrológicos e petrofísicos das fácies do Pré-sal e associá-los às permo-porosidades dos reservatórios Jiquiá e Alagoas que dão suporte aos modelos deposicionais. Por fim, busca-se demonstrar a evolução de distintas morfologias das fábricas carbonáticas como reflexo de diferentes modelos deposicionais.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A despeito da ampla distribuição das rochas sedimentares no Pré-sal da Bacia de Santos, atualmente a área de ocorrência dos principais depósitos localiza-se a aproximadamente 250 km ao sul-sudeste da cidade do Rio de Janeiro, região nordeste da bacia, Platô de São Paulo (Figura 2.1). Nesta região, ocorrem importantes reservatórios carbonáticos de idade Alagoas e Jiquiá (andares locais) saturados por hidrocarbonetos.

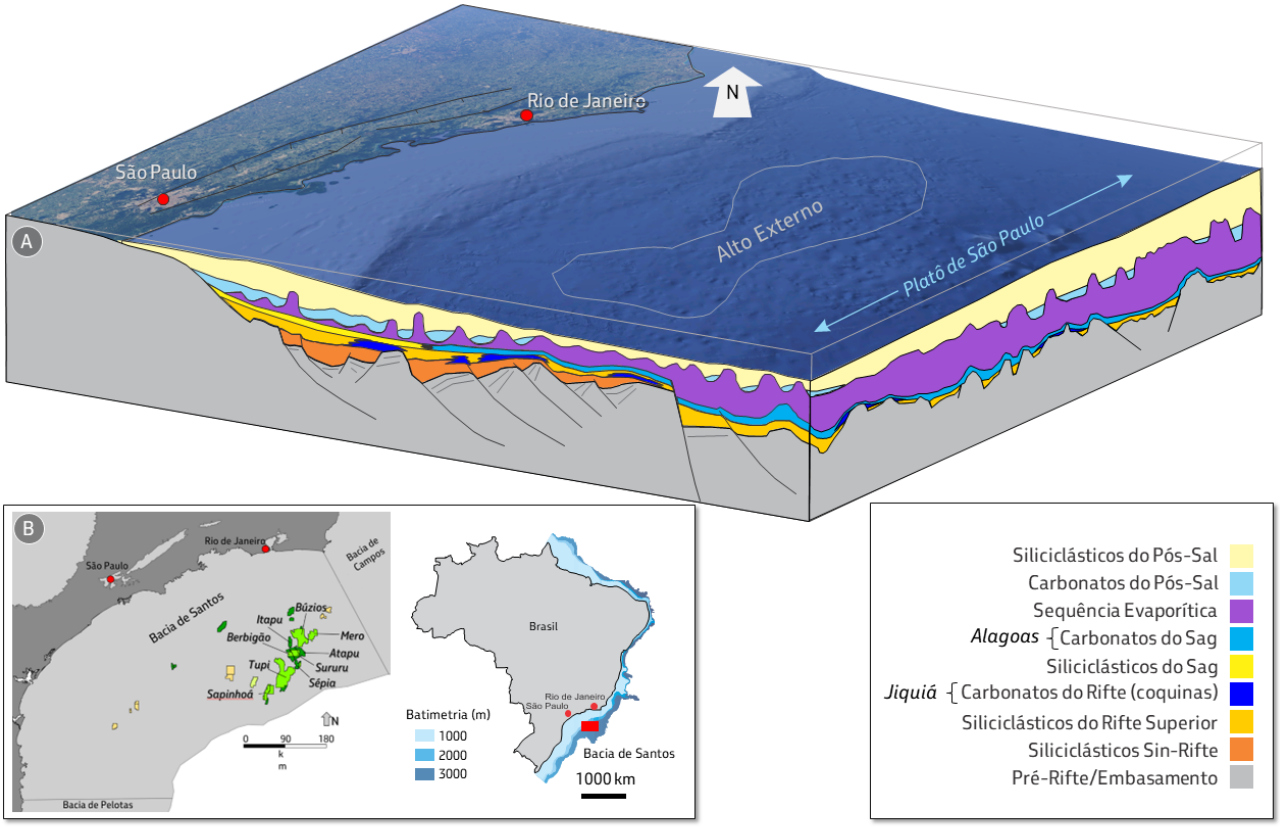


Figura 2.1: Bloco diagrama com as principais feições geológicas em seções esquemáticas (A, modificado de Araújo *et al.* 2022); e mapa de localização da Bacia de Santos com principais campos de produção de petróleo no Pré-sal (B).

As plataformas carbonáticas lacustres descritas neste capítulo são exemplos interpretados com base em fácies do Aptiano sobre altos do embasamento, na região do Alto Externo da Bacia de Santos (Figura 2.1). O embasamento cristalino nesta área é formado por rochas metamórficas e ígneas pré-cambrianas da Faixa Ribeira. Acima podem ocorrer sequências mesozoicas da Bacia do Paraná e sobre estas os basaltos da Fm. Camboriú, os quais têm idade absoluta de 130 Ma e são interpretados como embasamento econômico segundo Moreira *et al.* (2007).

Em termos litoestratigráficos, os andares Jiquiá e Alagoas contêm as Formações Itapema, Barra Velha e Ariri, pertencentes ao Grupo Guaratiba (Figura 2.2).

A Formação Itapema é sobreposta à Formação Piçarras e sotoposta à Formação Barra Velha. É composta por rochas carbonáticas esqueletais de moluscos bivalves ("coquinas") que variam lateralmente para lamitos e margas ricos em matéria orgânica. Estas sucessões sedimentares ocorrem localmente intercaladas com fácies de rochas ígneas e frequentemente apresentam intraclastos de rochas basálticas. A Formação Itapema ocorre somente em subsuperfície e sua seção tipo foi definida no poço 1-RJS-625 (Moreira *et al.*, 2007), no qual, a partir de amostras de calha, foi registrada a ocorrência da biozona NRT-010 (ostracodes não-marinhos), além de litologias como folhelhos, margas, calcilutitos, arenitos e calcarenitos. No entanto, sem a ocorrência das fácies mais conspícuas desta formação, as "coquinas".

A Formação Barra Velha é composta por calcários autóctones calcíticos e dolomíticos, organoquímicos, como estromatolitos, esferulititos e laminitos, e fácies alóctones intraclásticas (*rudstones, grainstones e packstones*) que variam lateralmente para fácies carbonáticas de baixa energia, como esferulititos e estromatolitos com argilas magnesianas, bem como fácies finas como *mudstones*, margas e lamitos. A Fm. Barra Velha também ocorre somente em subsuperfície e foi definida por Moreira *et al*. (2007) no poço 1-RJS-625, com a identificação da biozona de ostracodes não marinhos NRT-011 em amostras de calha.

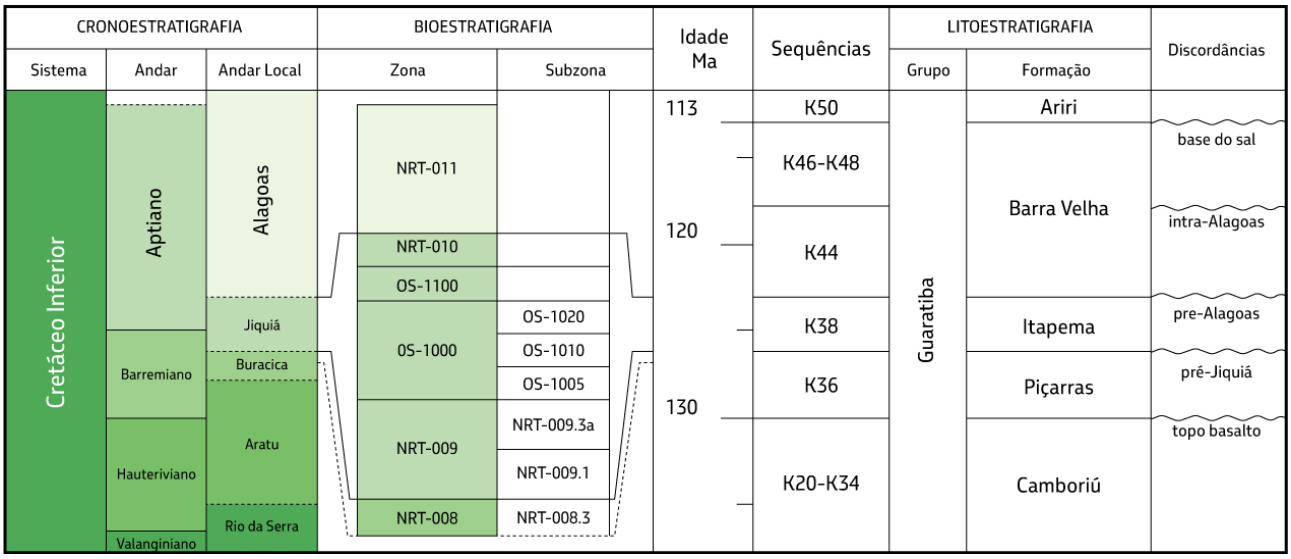


Figura 2.2: Carta estratigráfica com ênfase no Cretáceo Inferior, Bacia de Santos (adaptado de Moreira *et al*., 2007; Beurlen *et al*., 2007).

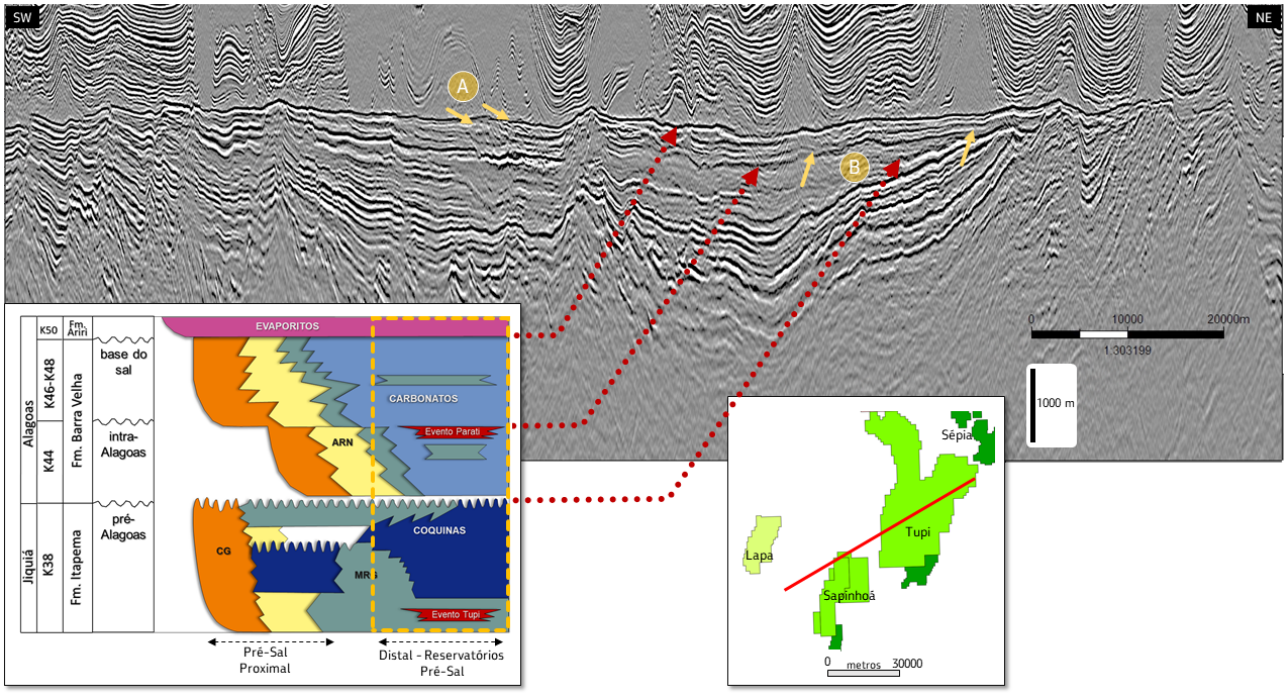


Figura 2.3: Seção sísmica correlacionada à carta estratigráfica esquemática (modificada de Moreira *et al.*, 2007) com andares locais e sequências (profundidade em metros, amplitude, migração em profundidade pré-empilhamento). O retângulo pontilhado amarelo na carta estratigráfica (regiões mais distais) destaca a posição aproximada da estratigrafia observada na sísmica. As Sequências K46-K48 são observadas como refletores paralelos a subparalelos e sigmoidais (A) enquanto nas Sequências K38 e K44 são observadas terminações em *onlap* e truncamentos (B) contra geometrias de blocos falhados rotacionados e, a depender da área, geometrias sigmoidais. As feições em vermelho na carta estratigráfica assinalam os eventos vulcânicos Parati e Tupi.

As formações Itapema e Barra Velha correspondem às sequências deposicionais K38 e K44 a K46-K48, respectivamente, (Moreira *et al.*, 2007, Figuras 2.2 e 2.3). A Sequência K38, que corresponde ao Andar Jiquiá, possui espessura média da ordem de 315 m (podendo atingir até 1.000 m de espessura) e é limitada na base pela discordância pré-Jiquiá (DPJ) e no topo pela discordância pré-Alagoas (DPA). Os depósitos sedimentares da Sequência K38 são compostos por fácies de *rudstones* e *grainstones* bioclásticos ("coquinas") nos altos deposicionais e estas fácies variam lateralmente, em direção aos baixos deposicionais, para fácies finas ricas em matéria orgânica e argilominerais. Os depósitos de coquinas apresentam padrões deposicionais com caráter sigmoidal observados em sigmóides e telhas (*shingled*) na sísmica e em estratificações observadas em testemunhos. Os intervalos com margas e folhelhos, ricos em matéria orgânica com valores anômalos de COT, são observados nos baixos estruturais e interpretados como depositados em áreas de maior batimetria, enquanto as coquinas são interpretadas como depositadas em águas mais rasas e agitadas, com alta produtividade de bivalves. Toda esta alta bioprodutividade, especialmente registrada nas fácies finas, é interpretada como relacionada a um clima quente e úmido, possivelmente associada ao evento anóxico global OAE1a correlacionável a OS-1010 (Beurlen *et al.*, 2007; Dias, 2005 e Bralower *et al.*, 1994). A Sequência K44, correlata a porção basal da Fm. Barra Velha, apresenta seu limite superior marcado pela discordância intra-Alagoas - DIA (Figura 2.3) composta por depósitos

carbonáticos com predomínio de *grainstones* e estromatolitos nos altos estruturais, que variam lateralmente para fácies finas frequentemente híbridas ou para laminitos microbianos. De modo geral, os refletores sísmicos na K44 têm sismofácies com padrão interno plano-paralelo com terminações em *onlap* (Figura 2.3 B). Nesta sequência, eventualmente ocorrem fácies conglomeráticas híbridas junto à DPA, principalmente na região dos *onlaps*. A DPA é reconhecível com base em perfis de poços e refletor sísmico rastreável, além de reconhecível na quebra da curva nos isótopos de oxigênio e especialmente carbono (Tedeschi *et al.*, 2017). Para Moreira *et al.* (2007), as sequências superiores K46-K48 são indivisas e seu limite superior é marcado pela passagem da sequência carbonática para a evaporítica (Figura 2.3), precisamente na base da anidrita basal. Postula-se aqui uma possível divisão das Sequências K46-K48, com base nas seguintes características estratigráficas: (a) a sequência inferior (K46) apresenta caráter agradacional com o desenvolvimento de espessas plataformas carbonáticas com bordas e crescimentos isolados (*buildups*) de carbonatos da ordem de 300 m, (b) a sequência superior (K48) é caracterizada pela diminuição da taxa de acomodação com feições de progradação (Figura 2.3 A), espalhamento em área das plataformas e alta frequência de exposições subaéreas culminando com a ocorrência nos altos estruturais de uma peculiar sequência deposicional, denominada informalmente de Marco Lula (Souto, 2010), junto a base do sal, geralmente caracterizada pela isópaca homogênea da ordem de 30 m, padrão serrilhado de raios gama e alternância de fácies de laminitos e fácies de *grainstones* compostos por fragmentos de laminitos e brechas. Estas duas sequências (K46-K48) podem ser distinguidas por seu padrão de empilhamento em perfis, embora muitas vezes não sejam individualmente rastreáveis na escala sísmica.

Em termos de evolução do ambiente deposicional, comparativamente, interpreta-se a tendência de aumento de alcalinidade e aridez a partir da Sequência K38 (Jiquiá) para as Sequências K44 e K46-K48 (Alagoas). Tal tendência é interpretada com base na observação da diminuição dramática da abundância fossilífera da base para o topo (da K38 para a K48), culminando com a deposição da sequência evaporítica. Além disso, a rara ocorrência de miósporos e domínio de matéria orgânica amorfa, para as Sequências K44 a K48, é interpretada devido a cobertura vegetal terrestre escassa (Lana *et al.*, 2010) em um clima quente e seco. Neste sentido, a deposição de fácies carbonáticas organoquímicas, eventualmente associadas com argilas magnesianas (Madrucci *et al.*, 2013, Ramnani *et al.*, 2021, Netto *et al.*, 2022), evidencia, para estas últimas sequências, condições deposicionais em águas com aumento de alcalinidade com balanço hídrico negativo, em ambiente estressante e restritivo à vida.

A cronoestratigrafia dos andares locais Jiquiá e Alagoas é definida a partir da bioestratigrafia de ostracodes não marinhos da série Recôncavo (Schaller *et al.*, 1969; Viana *et al.*, 1971; Moura, 1987; Silva-Telles, 1992). O Andar Jiquiá é definido, na base, pela biozona NRT-009 (Beurlen *et al.*, 2007) e subdividido pelas biozonas OS-1000, OS-1100 e, no topo, limitado pela biozona NRT-010 (Figura 2.2), enquanto o Andar Alagoas é definido apenas pela biozona NRT-011.

A calibração cronoestratigráfica da série Recôncavo com a escala internacional do tempo geológico, na margem equatorial e nordeste, foi feita a partir de biozoneamento palinológico (Beurlen *et al.*, 2007). Entretanto, na margem leste, devido à falta de resolução, provavelmente relacionada a questões climáticas (Lana *et al.*, 2010), a quantidade limitada de bioeventos (Maizatto e Ferreira, 2017) não permitiu esta calibração.

A partir do avanço dos estudos na área do Pré-sal da Bacia de Santos, datações absolutas em rochas básicas têm permitido melhor caracterizar idades para os depósitos Jiquiá e Alagoas (Destro *et al.*, 2009; Gomes *et al.*, 2015; Antunes *et al.*, 2015; Carmo e Vasconcelos, 2017). Neste sentido, foram caracterizadas idades que variam de 122,5±1,4 a 119,9±1,1 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$) em fácies extrusivas associadas a coquinas Jiquiá, denominado de evento Tupi (Figura 2.3; Destro *et al.*, 2009; Gomes *et al.*, 2015; Antunes *et al.*, 2015), e idades que variam de 125,5 ±0,7 a 122,8±0,5 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$) com datações também em fácies basálticas subaquosas (extrusivas e intrusivas rasas, com composição química muito similares), associadas a coquinas de idade Jiquiá no campo de Libra (Carmo e Vasconcelos, 2017). No andar Alagoas, há ocorrências de derrames basálticos datados em 116 a 114 Ma (Carmo *et al.*, 2018), caracterizado na sísmica no topo da discordância intra-Alagoas (Moreira *et al.*, 2007) e denominado evento Parati (Figura 2.3; Destro *et al.*, 2009; Gomes *et al.*, 2015). Finalmente, o topo do andar Alagoas, apesar da incerteza quanto ao seu posicionamento ainda em discussão (Dias-Brito *et al.*, 1987; Koutsoukos, 1989; Arai *et al.*, 1989; Dias, 2005 e Antunes *et al.*, 2015), é, aqui, interpretado a partir da presença da biozona NRT-011 e limitado pela ocorrência da primeira anidrita basal da sequência evaporítica correlata ao evento Ibura, composto pelos evaporitos do Membro Ibura da Formação Muribeca na Bacia de Sergipe-Alagoas (Schaller *et al.*, 1969; Pereira e Feijó, 1994; Dias, 1998 e 2005). Neste sentido, em relação a base do sal, Dias (1998, 2005) apresenta a datação $^{40}Ar/^{39}Ar$ de 113,2±0,1 Ma, a partir do trabalho de Misusaki (1995), em traqui-andesitos na região do Alto de Florianópolis e que seria correlato às vulcânicas da Dorsal de São Paulo que precedem a base desses evaporitos.

3. FÁCIES E ESTRATIGRAFIA

3.1. Fácies e Estratigrafia - Andar Jiquiá

3.1.1. Aspectos Sedimentológicos e Estratigráficos

A classificação litológica das rochas da Fm. Itapema foi feita seguindo os critérios texturais de Dunham (1962) e Embry e Klovan (1971), além da nomenclatura observada em Terra *et al.* (2010) para rochas carbonáticas, sendo que para a classificação das litofácies apresentadas aqui foram ainda incorporadas complementações referentes aos constituintes do arcabouço e estruturas sedimentares primárias. Por se tratar de depósitos fossilíferos, algumas litofácies foram classificadas unicamente por seu conteúdo paleontológico (e.g. *grainstone* de ostracodes e *grainstones* de bivalves), além de incorporar características tafonômicas para sua interpretação genética e ambiental (Fursich e Oschmann, 1993). A Tabela 3.1.1.1 sumariza as principais características das litofácies do Andar Jiquiá na Bacia de Santos.

Tabela 3.1.1.1 – Litofácies sedimentares

Nome	Descrição	Processos sedimentares	Composição Mineral Principal
Rudstone e *Floatstone* com matriz grainstone de bivalves	*Rudstone* de bivalves desarticulados com variados graus de fragmentação e abrasão. Ocorrem em camadas horizontais a inclinadas, com estratificações plano-paralelas e cruzadas planares.	Tração e decantação por fluxos hidrodinâmicos unidirecionais.	Bioclastos de bivalves originalmente de composição aragonítica. Atualmente os bioclastos são de composição calcítica.
Grainstone de bivalves	*Grainstone* de bivalves desarticulados com alto grau de fragmentação e abrasão. Ocorrem em camadas horizontais com estratificações plano-paralelas e de baixo ângulo.	Tração por fluxos hidrodinâmicos unidirecionais e bidirecionais.	Bioclastos de bivalves originalmente de composição aragonítica. Atualmente os bioclastos são de composição calcítica. Demais intraclastos de composição calcítica.
Floatstone com matriz de *packstone* de bivalves	É composto por bioclastos de bivalves desarticulados com alto a baixo grau de fragmentação e abrasão, com matriz lamosa carbonática microcristalina e terrígena deposicional. Pode apresentar estratificação plano-paralela.	Tração e decantação por fluxos hidrodinâmicos unidirecionais. Fluxos gravitacionais do tipo fluxo de detritos.	Bioclastos de bivalves originalmente de composição aragonítica. Atualmente os bioclastos são de composição calcítica. Demais intraclastos de composição calcítica.
Wackestone e *packstone* de ostracodes com bivalves	É composto por matriz de carbonato microcristalino e matéria orgânica, e bioclastos de ostracodes articulados e desarticulados com bioclastos de bivalves desarticulados e articulados. Possui estratificação plano-paralela. Localmente pode ocorrer *grainstone* de ostracodes.	Decantação. Nos *grainstones* tração e decantação.	Atualmente os bioclastos são de composição calcítica. Demais intraclastos de composição calcítica.
Estromatolito colunar laminado	*Boundstone* microcolunar ramificado com laminações internas apresentando biogenicidade. Comumente associado com oncoides .	Mineralização biogênica de crostas carbonáticas.	Composição calcítica.
Lamito rico em matéria orgânica	Lamito castanho escuro composto por matriz lamosa terrígena e carbonática, com laminações plano-paralelas muito delgadas, rico em matéria orgânica amorfa.	Decantação.	Grãos siliciclásticos tamanho silte de quartzo, feldspato potássico , plagioclásio e mica. Lama carbonática constituída por calcita.

A litofácies *rudstone* e *floatstone* com matriz de *grainstone* de bivalves (Figura 3.1.1.1) possui arcabouço composto por fragmentos de bivalves fração areia muito grossa e bioclastos (carapaças) maiores que 2 mm. Esta litofácies é predominantemente mal selecionada, com esfericidade e arredondamento altamente variável. Ocorre em camadas delgadas a espessas (0,15 m até 1,5 m), comumente amalgamadas, limitadas por superfícies sub-horizontais irregulares a planares. Apresenta estratificação cruzada de alto ângulo (35 a 40°; Figura 3.1.1.1A), estratificação cruzada de baixo ângulo, estratificação plano-paralela e estrutura aparente maciça. As estratificações cruzadas apresentam biotrama com organização oblíqua (Figura 3.1.1.1B) e as estratificações de baixo ângulo e plano-paralelas apresentam biotrama com organização oblíqua a concordante, sendo mais frequentemente em todos os casos com a concavidade voltada para a base das

camadas (Figura 3.1.1.5A). Os bioclastos de bivalves ocorrem predominantemente desarticulados, sendo encontrados articulados em intervalos delgados. Tais bioclastos podem ocorrer com baixo a alto grau de fragmentação e abrasão, comumente com feições de micritização nas bordas das partículas (bioerosão). Além dos bioclastos de bivalves, esta litofácies pode apresentar outros tipos de partículas carbonáticas e grãos terrígenos, incluindo oncoides (Figura 3.1.1.2A), intraclastos carbonáticos microcristalinos (Figura 3.1.1.3B), ooides argilosos (Figura 3.1.1.2C), litoclastos de rochas vulcânicas basálticas (Figura 3.1.1.2D), litoclastos de rochas sedimentares (Figura 3.1.1.3E) e grãos de areia siliciclástica (Figura 3.1.1.2F). Assim, a composição varia de *rudstones* constituídos exclusivamente por conchas de bivalves até *rudstones* bioclásticos com grande mistura composicional. Localmente ocorrem *rudstones* compostos predominantemente por oncoides com núcleo de conchas de bivalves (Figura 3.1.1.6C).

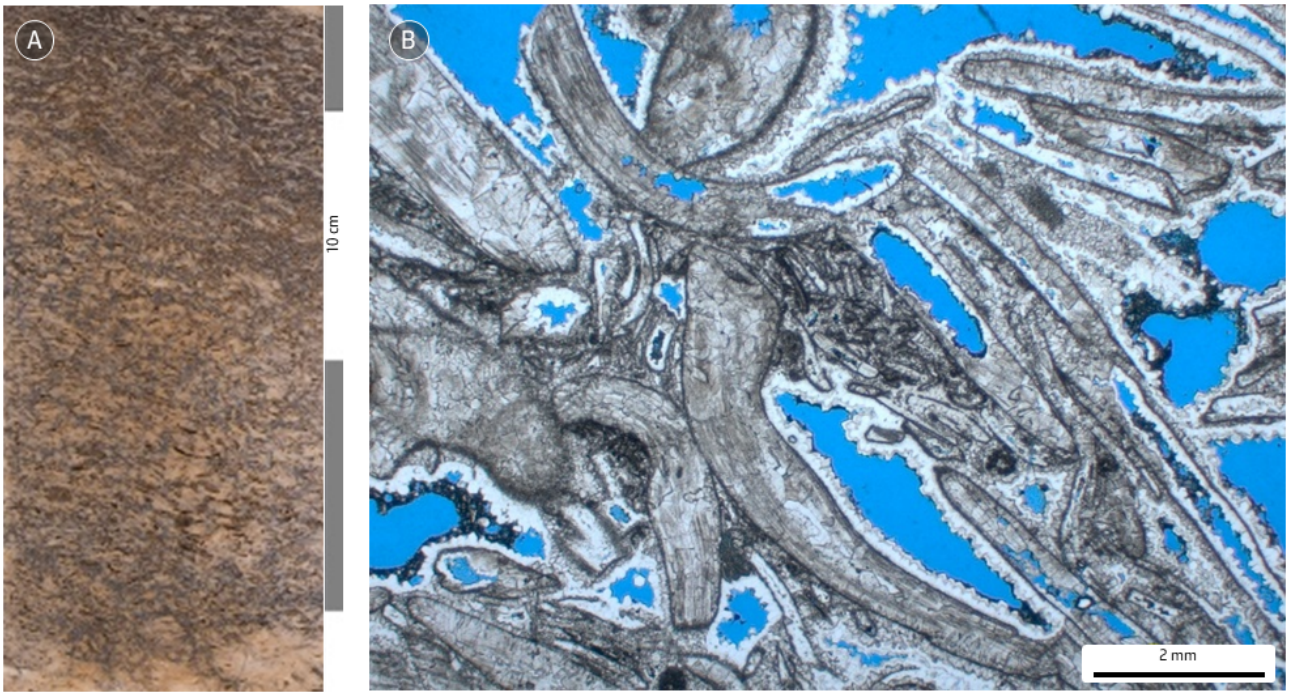


Figura 3.1.1.1: Foto de amostra e fotomicrografia: A) *Rudstone* de bivalves com estratificação cruzada em testemunho; B) Fotomicrografia de *rudstone* de bivalves composto exclusivamente por bioclastos de bivalves desarticulados, fragmentados e com baixa esfericidade, luz polarizada plana (LPP). Ocorrem com biotrama obliqua acompanhando a estratificação cruzada observada na imagem A.

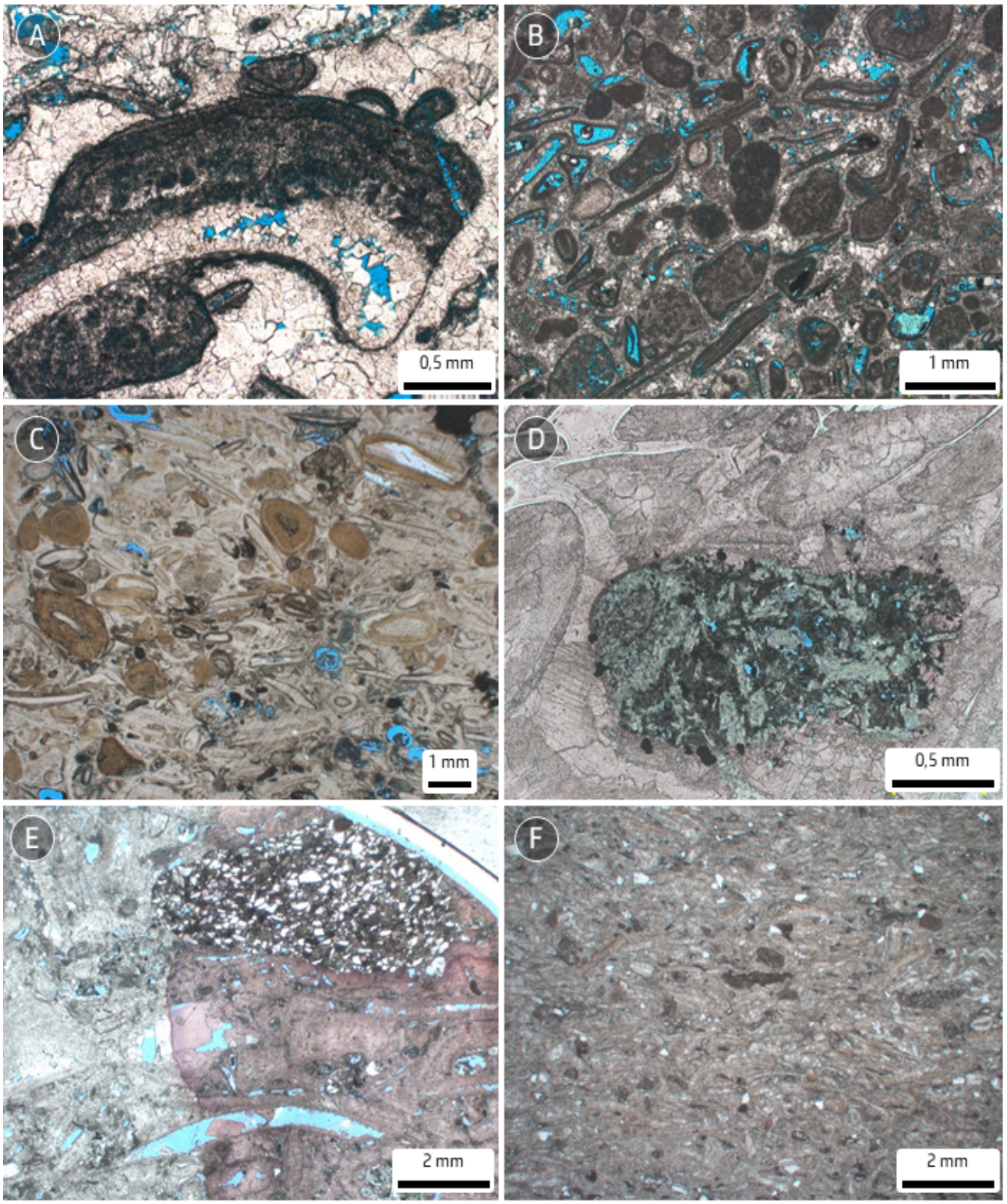


Figura 3.1.1.2: Fotomicrografias com feições de variação composicional carbonática e híbrida observada nos *rudstones*, *grainstones* e *floatstones* de bivalves. A) Oncoide microcristalino; B) Intraclastos microcristalinos e oncoides; C) Ooides de argila magnesiana (parcialmente substituídos por quartzo na imagem); D) Litoclasto de rocha ígnea de composição basáltica; E) Litoclasto de arenito siliciclástico; F) Grãos de areia de quartzo e feldspatos. Imagens em luz polarizada plana (LPP).

O *grainstone* de bivalves (Figura 3.1.1.3) é composto por fragmentos de conchas de moluscos formando um arcabouço de bioclastos de bivalves até a fração areia muito grossa, podendo localmente apresentar bioclastos de bivalves e intraclastos até tamanho seixo dispersos ou concentrados em níveis delgados. Este é moderadamente a bem selecionado, predominantemente com alta esfericidade e arredondamento. Ocorrem em camadas delgadas (até 30 cm) limitadas por superfícies planas sub-horizontais, comumente com caráter erosivo. Internamente pode apresentar estratificação plano-paralela e de baixo ângulo (Figura 3.1.1.3A). A biotrama comumente é concordante e apresenta concavidade para a base da camada. Os bioclastos de bivalves ocorrem predominantemente desarticulados e com alto grau de fragmentação e abrasão (Figura 3.1.1.3B). Assim como nos *rudstones*, além dos bioclastos de bivalves, esta fácies também pode apresentar grande variação composicional, ou seja, pode ser composta exclusivamente por bivalves ou pode ter proporções variadas de bivalves, ostracodes, peloides e outros intraclastos, ou até mesmo apresentar composição híbrida de litoclastos vulcânicos e bivalves.

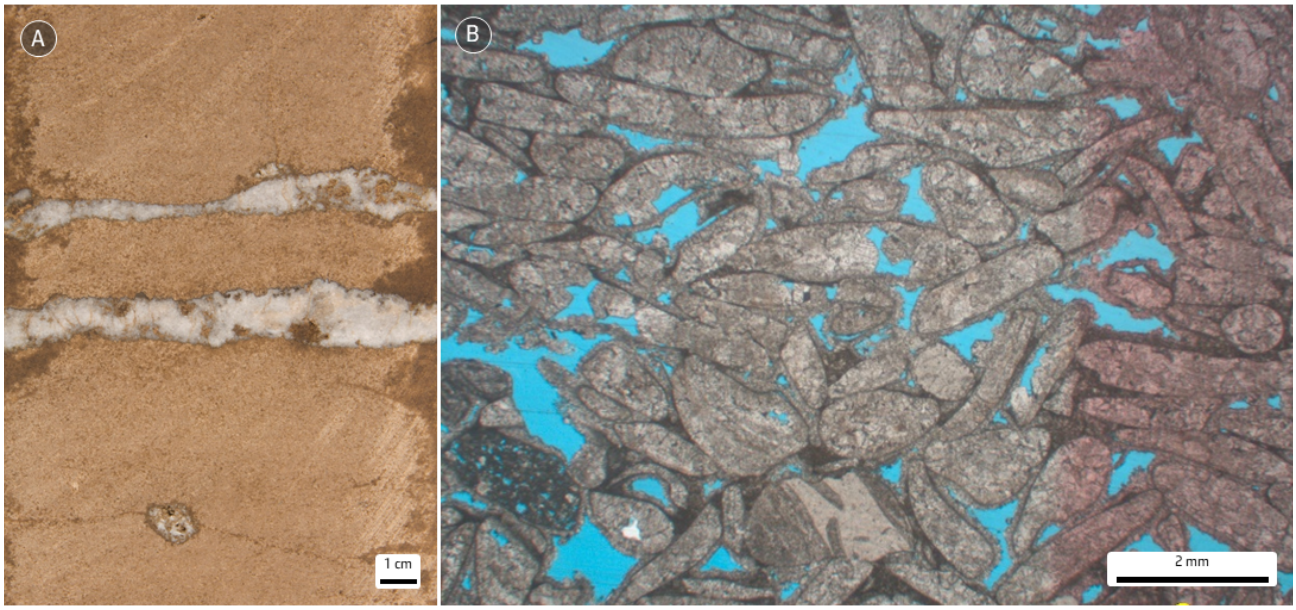


Figura 3.1.1.3: Imagens de amostra em testemunho e lâmina delgada: A) *grainstone* de bivalves com estratificações plano-paralelas de baixo ângulo; B) fotomicrografia com bioclastos de bivalves com alto grau de arredondamento, observar alta porosidade interpartículas, luz polarizada plana (LPP).

O *floatstone* de bivalves com matriz de *packstone* (Figura 3.1.1.4A) é composto por matriz lamosa híbrida de carbonato microcristalino, grãos siliciclásticos tamanho lama e matéria orgânica, e partículas que variam desde as frações areia até seixo (Figura 3.1.1.4B). São muito mal selecionados, comumente com baixa esfericidade e baixo arredondamento. Esta fácies ocorre com estratificações plano-paralelas pobremente desenvolvidas, onde frequentemente as lâminas são individualizadas devido a variação composicional e proporção de matriz lamosa (Figura 3.1.1.4A). A biotrama dos bioclastos de bivalves desta fácies é predominantemente concordante, com a concavidade preferencialmente voltada para o topo

das camadas, no entanto biotramas perpendiculares compostas por bioclastos articulados também ocorrem (Figura 3.1.1.5B). Esta fácies é composta predominantemente por bioclastos de bivalves, porém oncoides e intraclastos microcristalinos podem ocorrer.

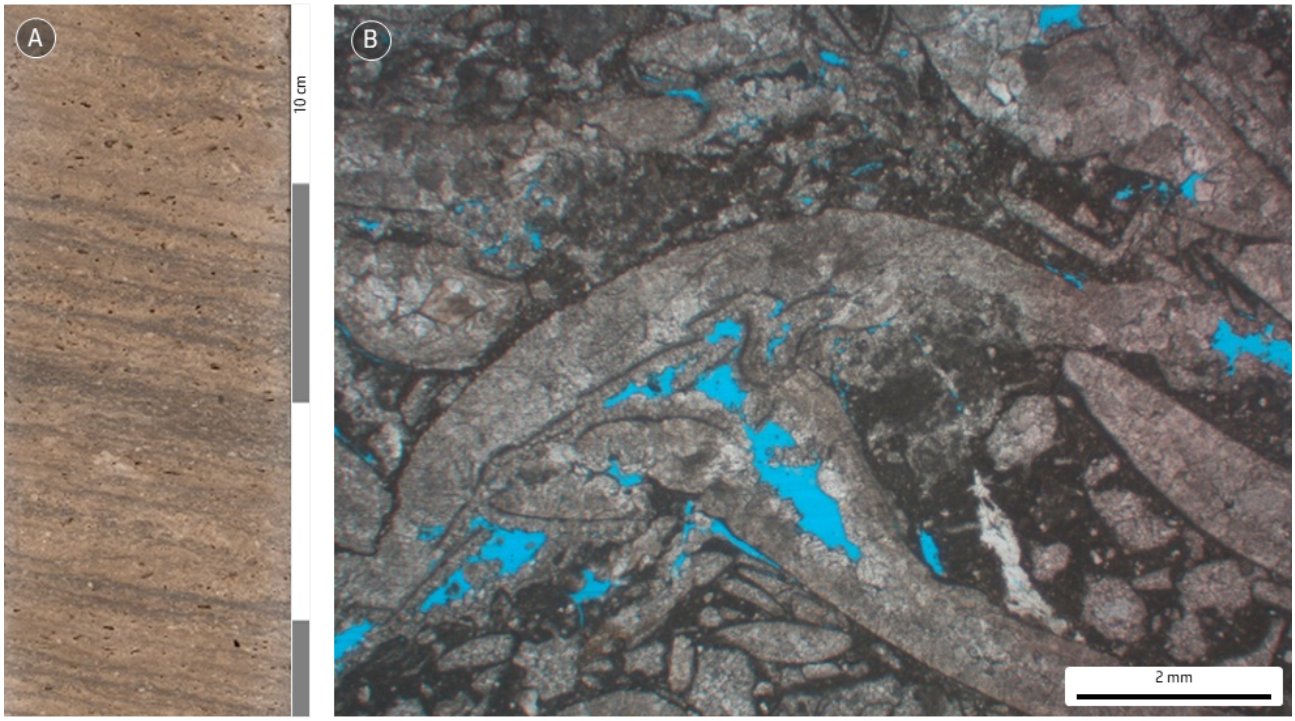


Figura 3.1.1.4: Imagens de amostra em testemunho e lâmina delgada: A) *floatstone* de bivalves com matriz de *packstone* com estratificação plano-paralela; B) fotomicrografia de *floatstone* com matriz *packstone*, observar bioclastos de bivalves com biotrama sem organização e presença de matriz carbonática microcristalina castanho escura entre os bioclastos de bivalves desarticulados, luz polarizada plana (LPP).

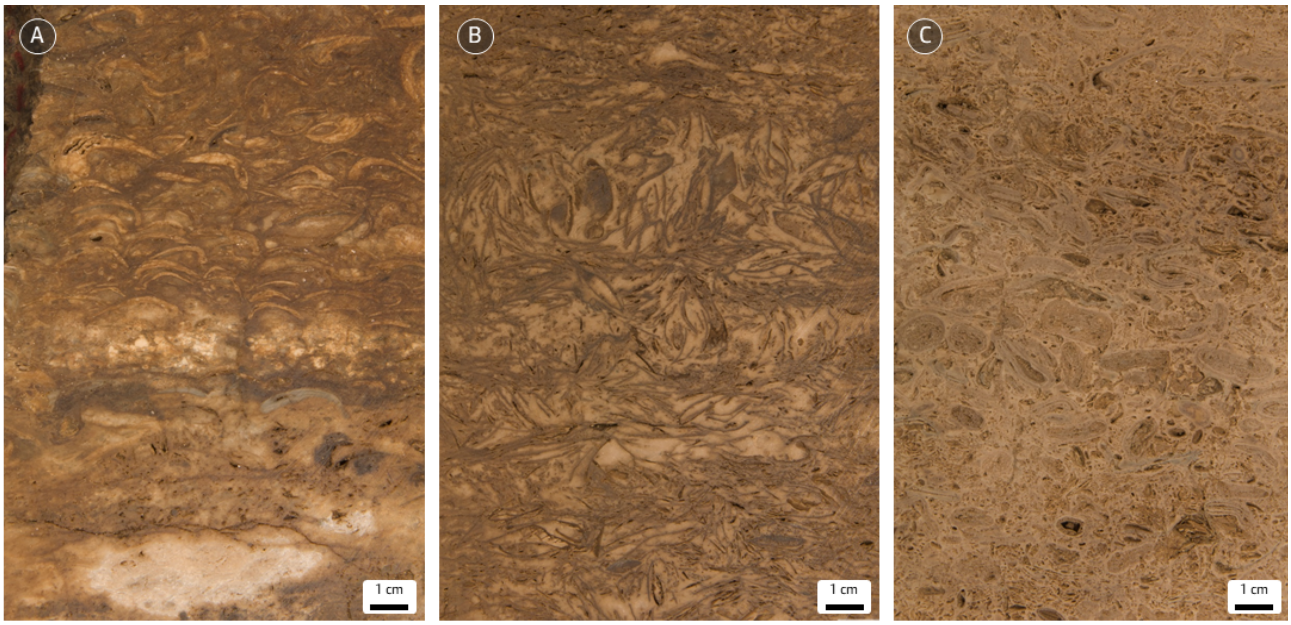


Figura 3.1.1.5: Imagens de amostra em testemunho: A) *rudstone* de bivalves com biotrama concordante com concavidade para a base da camada; B) *floatstone* com matriz *packstone* de bivalves composto por bioclastos de bivalves em parte articulados e baixo grau de fragmentação com intercalação de biotramas concordantes e perpendiculares; C) *rudstone* bioclástico rico em oncoides com núcleo de conchas de bivalves.

A litofácies *wackestone* a *packstone* de ostracodes com bivalves (Figura 3.1.1.6A) é composta por matriz lamosa carbonática microcristalina (micrita recristalizada), bioclastos de ostracodes articulados e desarticulados, bioclastos de bivalves desarticulados a articulados, lama siliciclástica e matéria orgânica amorfa. Localmente também ocorrem fragmentos fosfáticos de restos fósseis de peixes.

Tal fácies apresenta estratificação plano-paralela comumente definida devido à variação composição e abundância de matriz lamosa misturada aos bioclastos (Figura 3.1.1.6B e C). Esta fácies pode apresentar microporosidade na matriz microcristalina e porosidade móldica relacionada a dissolução de bioclastos de ostracodes (Figura 3.1.1.6D).

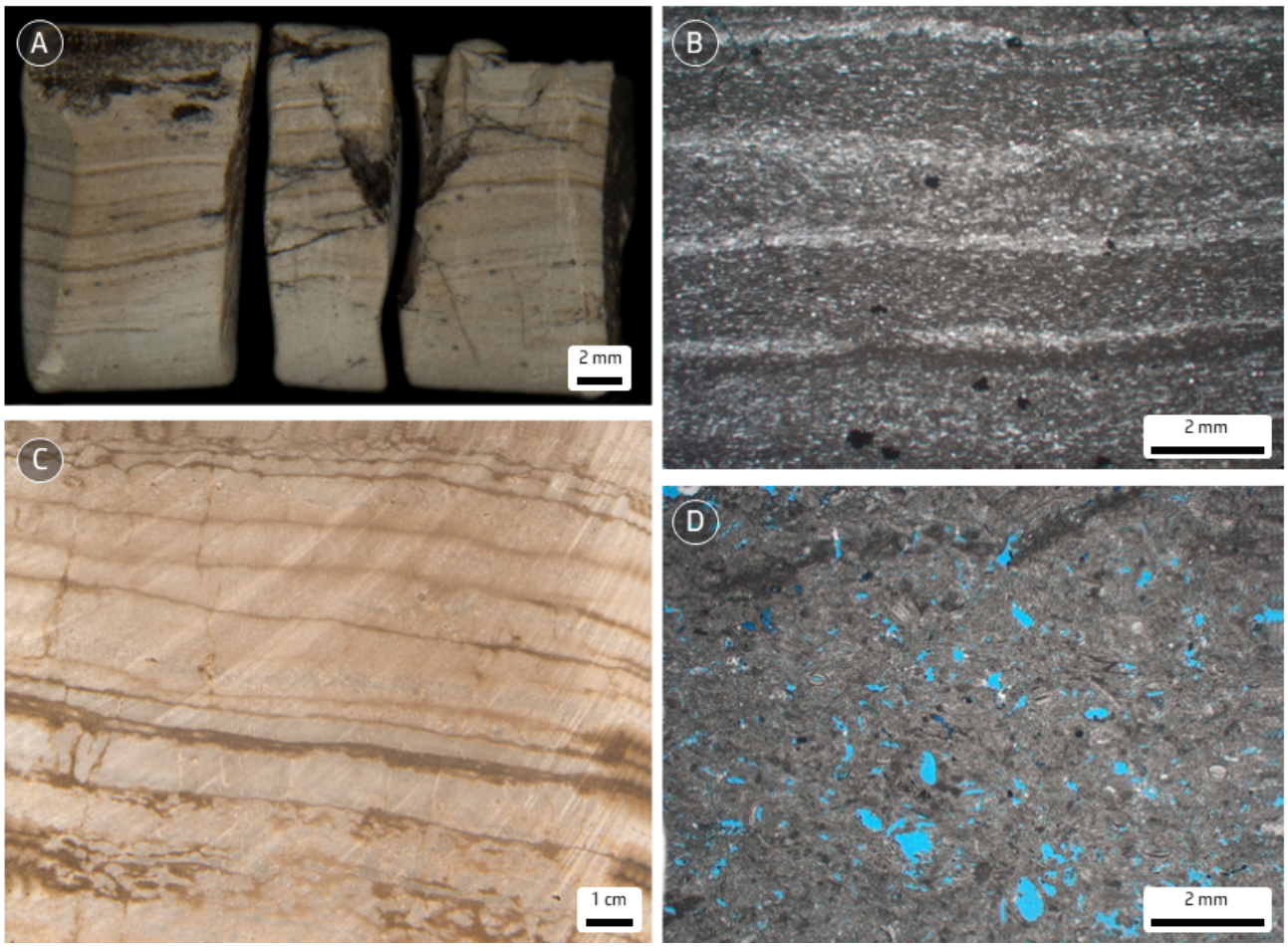


Figura 3.1.1.6: A) e C) Visão macroscópica da litofácies *wackestone* a *packstone* de ostracodes com estratificação plano-paralela (amostra lateral); B) fotomicrografica com estratificação plano-paralela com as lâminas definidas pelas diferentes concentrações de bioclasos de ostracodes e matriz carbonática microcristalina; C) *wackestone* de ostracodes com estratificação plano-paralela e (D) fotomicrografia com bioclastos de ostracodes articulados e desarticulados com porosidade móldica e microporosidade na matriz microcristalina, luz polarizada plana (LPP).

O estromatolito (*boundstone*) é composto por construções micro colunares ramificadas laminadas (Figura 3.1.1.7A) com até 10 cm de altura (por ramificação) e textura microcristalina. O espaço intercolunar ocorre preenchido por *rudstones* e *grainstones* de bivalves, no entanto não foram observados bioclastos de bivalves agregados internamente a

estrutura. É comum a ocorrência de oncoides associados. As lâminas em geral apresentam características expressivas de biogenicidade, como espessamento das lâminas para o topo das estruturas, irregularidade e textura microcristalina (Figura 3.1.1.7B), porém lâminas castanho claras compostas por cristais fibrosos cristalinos isópacos também ocorrem.

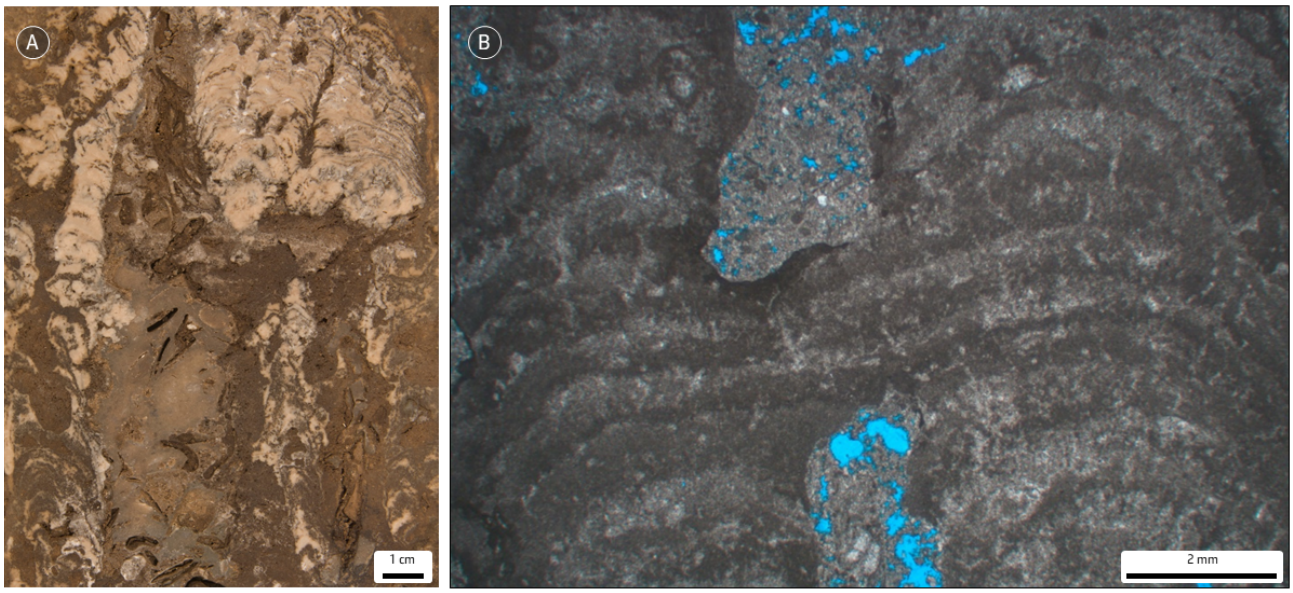


Figura 3.1.1.7: A) visão macroscópica do estromatolito com elementos verticais colunares ramificados e laminações sub-horizontais arqueadas; B) fotomicrografia de estromatolito mostrando laminações castanho claras e escuras compostas por calcita microcristalina, luz polarizada plana (LPP).

O lamito rico em matéria orgânica (Figura 3.1.1.8A) é composto predominantemente por lama siliciclástica (quartzo, feldspato, micas e argilominerais), matéria orgânica amorfa, carbonato microcristalino e fragmentos fosfáticos de restos fósseis de peixes. Esta fácies apresenta laminação plano-paralela sub-milimétrica, localmente com fissilidade entre os planos de acamamento, onde ocorre grande quantidade de matéria orgânica (Figura 3.1.1.8B) de cor castanho-alaranjada. Agregados de cristais de pirita são comuns nesta litofácies.

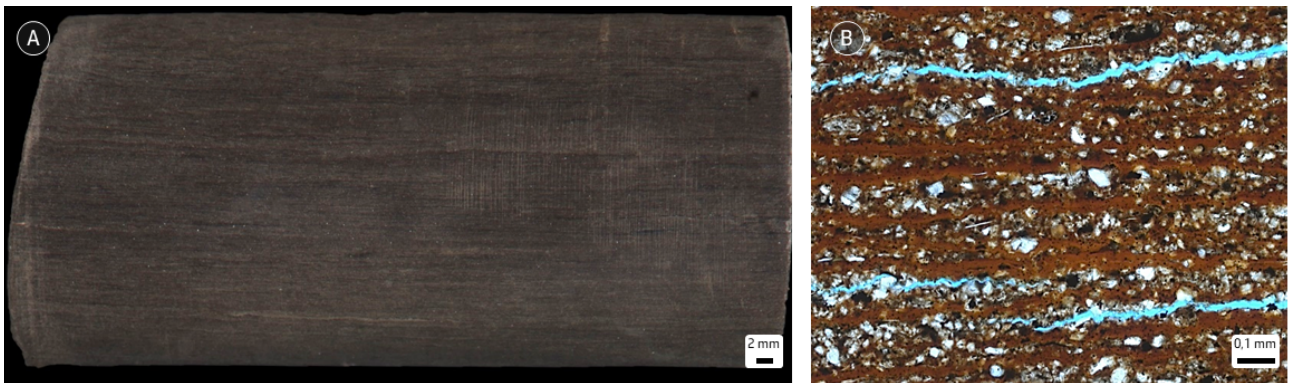


Figura 3.1.1.8 - A) visão geral macroscópica do lamito rico em matéria orgânica, com cor castanho escuro a preto e laminação plano-paralela sub-milimétrica; B) visão microscópica em detalhe da matriz composta por lâminas de matéria orgânica amorfa, silte siliciclástico e carapaças de ostracodes, luz polarizada plana (LPP).

A identificação do grau tafonômico (Brandt, 1989) tem se mostrado importante instrumento em análises estratigráficas e paleoambientais, além de estabelecer a relação comparativa do grau de preservação dos bioclastos de cada gênero. Quanto maior o grau tafonômico, menor a preservação das características originais dos bioclastos, incluindo sua morfologia, posição de vida, grau de fragmentação, arredondamento e micritização.

Nas amostras do Pré-sal, a assinatura tafonômica observada nos *rudstones*, *grainstones* e *floatstones* de bivalves, tais como o alto grau de desarticulação, elevada fragmentação, abrasão e micritização, associada com as estruturas físicas, indicam transporte por correntes trativas. Deste modo, interpreta-se que a maior parte do registro amostrado até então possui caráter alóctone. As diferenças de grau tafonômico de preservação dos bioclastos de bivalves observados (moderado a alto) ocorrem muito provavelmente em função das variações de aporte de sedimento bioclástico e disponibilidade de espaço de acomodação durante a sua acumulação (tempo de exposição). Raramente são observados depósitos de caráter autóctone ou para-autoctone, que são caracterizados pela ocorrência de bioclastos articulados associados predominantemente na litofácies *floatstone* com matriz de *packstone*. Estes depósitos frequentemente apresentam bioclastos com carapaças mais delgadas.

Feições de exposição são interpretadas nos *rudstones* e *grainstones* de bivalves a partir da observação de feições de erosão, calcretização, cominuição de grãos e feições diagenéticas. Feições típicas de carstificação meteórica também são reconhecidas (Barnett *et al.*, 2020).

As principais alterações diagenéticas encontradas nas amostras de *rudstones* e *floatstones* de bivalves são dissolução dos bivalves gerando porosidade móldica, cimentação e recristalização por calcita (aragonita para calcita) e cimentação por quartzo. A abundância de porosidade móldica e processos de dissolução associada levam à interpretação de que originalmente os bioclastos eram constituídos de aragonita.

3.1.2. Empilhamento de Fácies Jiquiá

Nos poços estudados na Bacia de Santos, foram identificadas sucessões decimétricas a métricas de litofácies caracterizadas por padrões de empilhamento grânulo-decrescente e grânulo-crescente, interpretados como ciclos deposicionais resultantes da sedimentação, ocorrendo concomitantemente ao aumento do espaço de acomodação (afogamento) e diminuição do espaço de acomodação (rasamento) respectivamente. Tais ciclos podem ocorrer completos ou incompletos, intercalando-se ao longo do empilhamento ou de maneira repetitiva. Em testemunhos de sondagem, são comumente interpretados ciclos de maior frequência que possuem de 5 a 15 m, sendo que em perfis elétricos estes padrões de empilhamento também podem ser observados em ciclos de menor frequência de 15 a 60 m.

Os ciclos grânulo-crescentes regressivos são caracterizados pela transição vertical das fácies *wackestones* e *packstones* de ostracodes

e bivalves, *floatstones* com matriz de *packstone* de bivalves, e *rudstones* e *grainstones* de bivalves no topo, sempre indicando aumento da energia do ambiente deposicional e diminuição do espaço de acomodação. No topo destes ciclos comumente ocorrem superfícies de exposição, onde é possível observar feições erosivas, carstificação meteórica, formação de calcrete e cominuição de grãos associados a feições diagenéticas. Além disso, da base para o topo destes ciclos é comum observar a diminuição do grau tafonômico dos bioclastos de bivalves, com menor preservação das características morfológicas originais dos bioclastos de bivalves, devido a maior fragmentação, abrasão e micritização, além da mistura com outras partículas carbonáticas (descritas nas litofácies).

Os ciclos grânulo-decrescentes transgressivos são caracterizados pela transição vertical das fácies *rudstones* e *grainstones* de bivalves, *floatstones* e *packstones* de bivalves, e *wackestones* e *packstones* de ostracodes com bivalves, sempre indicando diminuição da energia do ambiente deposicional e aumento do espaço de acomodação. Tais condições permitem a maior acumulação de grãos siliciclásticos (quartzo, feldspato, mica) na fração silte (associado com um incremento nos valores do perfil de raios gama, no canal de Potássio) nos *wackestones* e *packstones*. Além disso, tal sucessão tende a apresentar maior grau de preservação dos bioclastos de bivalves (menor grau tafonômico), ocorrendo com menor grau de fragmentação, abrasão e micritização.

A depender da posição do poço na plataforma carbonática, os ciclos podem ocorrer com maior ou menor espessura, de maneira completa ou incompleta, e com variações nas proporções de cada litofácies, bem como a proporção de diferentes bioclastos e intraclastos, como já mencionado, existindo uma relação direta da paleogeomorfologia do ambiente deposicional e o desenvolvimento destes padrões de empilhamento de litofácies. A Figura 3.1.2.1 apresenta cinco exemplos de padrões de empilhamento: em A e B são representados padrões associados aos depósitos de alta energia, enquanto em C representa-se um padrão associado aos depósitos de moderada energia. Em D e E são representados padrões de empilhamento transgressivos de baixa energia na base, sucedidos por hemiciclos regressivos com aumento de energia para o topo. Destaca-se que em E intepreta-se um padrão de empilhamento em região relativamente mais funda. Neste caso, a fácies lamito rico em matéria orgânica ocorre predominantemente nos baixos estruturais, onde intercalam-se raramente com os *rudstones* de bivalves e mais comumente com *grainstones* de composição variada (Figura 3.1.2.1 E). Por outro lado, nos altos estruturais ocorrem associados a superfícies estratigráficas que representam inundações máximas.

Os estromatolitos ocorrem em porções localizadas da bacia e em momentos de baixo aporte de sedimento bioclástico no sítio de acumulação desta fácies, e, por isso, não foram incluídos nos padrões de empilhamento.

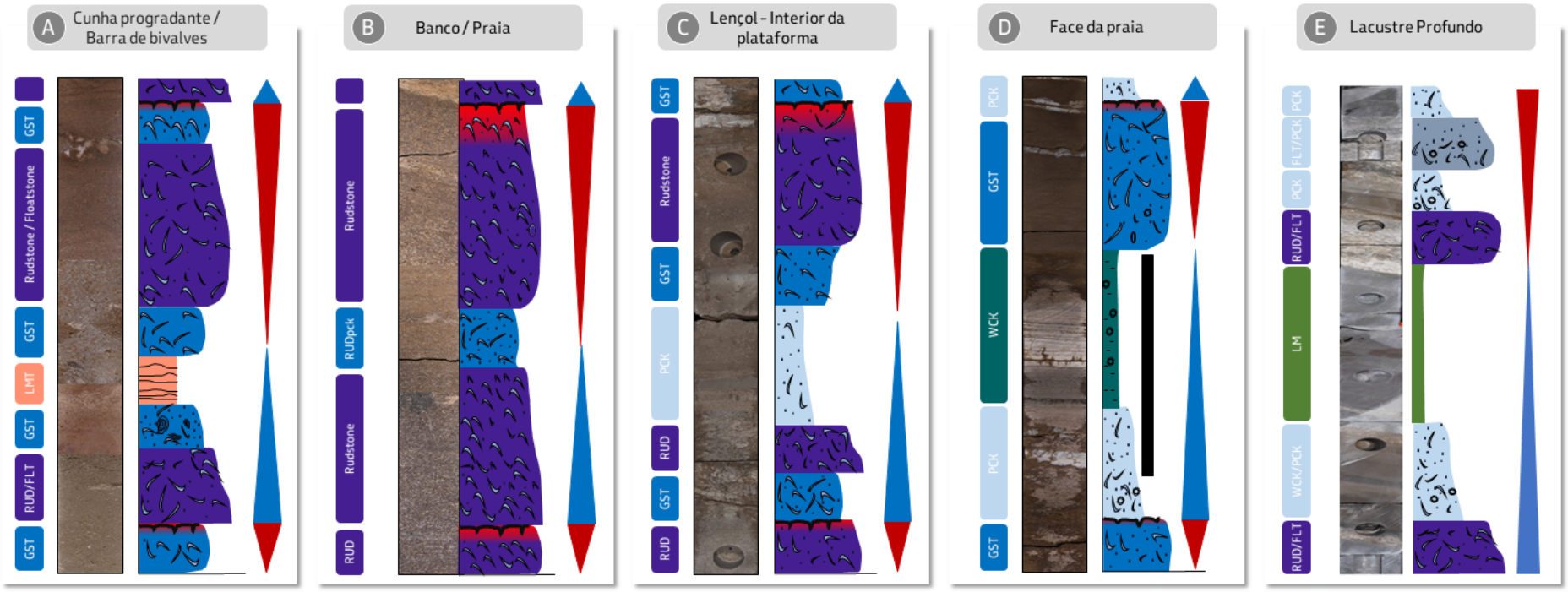


Figura 3.1.2.1 – Exemplos dos padrões de empilhamento em escala métrica em dois contextos distintos dentro do sistema de plataforma: A) padrão transgressivo seguido de padrão regressivo em paleoambiente de cunha progradante/barras de bivalves, onde ocorre predomínio de rudstones de bivalves; B) padrão transgressivo seguido de padrão regressivo em paleoambiente de banco/praia, onde ocorre predomínio de *grainstones* e *rudstones* de bivalves organizados, com baixo grau tafonômico; C) padrão transgressivo seguido de padrão regressivo em contexto paleoambiental de lençol/interior de plataforma, de moderada a baixa energia, com ocorrência de bioclastos diversos, onde predominam depósitos de *floatstones* e *packstones* de bivalves com ostracodes bivalves e peloides, com o rasamento representado pelo *rudstone* de bivalves; D) padrão transgressivo em contexto de baixa energia seguido de padrão regressivo com aumento da energia em ambiente de face-de-praia e E) padrão transgressivo relativamente mais fundo (com ocorrência de fácies ricas em matéria orgânica) em contexto de baixa energia seguido de padrão regressivo com aumento da energia. GST : *grainstone*, FLT: *floatstone*, LM: lamito, LMT: laminito, PCK: *packstone*, RUD: *rudstone*, WCK: *wackestone*.

3.1.3. Estratigrafia e Modelo Deposicional Jiquiá

Na Bacia de Santos, a Fm. Itapema foi confirmada como sucesso exploratório a partir das descobertas em 2010 dos campos de Mero e Búzios, onde grandes volumes de hidrocarbonetos ocorrem hospedados em coquinas (Carlotto *et al.*, 2017), à semelhança da Fm. Coqueiros na Bacia de Campos (Guardado *et al*. 1989; Carvalho *et al.*, 2000; Thompson *et al.*, 2015; Oliveira *et al.*, 2019). Além disso, tal importância é reforçada pela presença de folhelhos, margas e lamitos ricos em matéria orgânica que ocorrem intercalados aos carbonatos e que são as principais rochas geradoras de hidrocarbonetos na bacia. Esta seção tem como objetivo apresentar as correlações estratigráficas semi-regionais (entre os campos) de importantes superfícies estratigráficas e o padrão de empilhamento na escala do andar local Jiquiá, ou seja, esta escala em menor detalhe contextualiza, de modo coerente, a escala de maior detalhe apresentada na seção **3.1.2 Empilhamento de Fácies Jiquiá**. Também são apresentadas as principais geometrias sísmicas e seu significado deposicional.

Os conceitos descritos a seguir são baseados em dados e interpretações no campo de Mero e Búzios, que são os principais campos produtores e excelentes representantes da estratigrafia e sedimentologia de coquinas na Bacia de Santos. Também são utilizados poços em áreas adjacentes para o melhor entendimento de diferentes contextos deposicionais e estratigráficos presentes no Andar Jiquiá. A estratigrafia do Andar Jiquiá está sumarizada e exemplificada com base em seções de correlação estratigráfica semi-regionais e seções sísmicas apresentadas nas Figuras 3.1.3.1 a 3.1.3.6. Os poços selecionados demonstram a sucessão de depósitos carbonáticos lacustres com variadas proporções de fácies e morfologias.

Os depósitos carbonáticos do andar Jiquiá (coquinas, seção **3.1 Fácies e Estratigrafia - Andar Jiquiá**) na área do Alto Externo da Bacia de Santos são interpretados como acumulação de sedimentos segundo processos de acomodação física, ou seja, estes depósitos ocorrem preenchendo o espaço de acomodação condicionados pela paleomorfologia do embasamento herdada principalmente da tectônica da fase rifte que controlou a dinâmica da energia do ambiente lacustre.

Os dados de biozoneamento auxiliam na correlação estratigráfica dentro da Sequência K38 na Bacia de Santos, cronocorrelata ao andar local Jiquiá. Assim, o andar local Jiquiá é subdividido em 4 biozonas da base para o topo: NRT-009, OS-1000, OS-1100 e NRT-010 e 5 subzonas da base para o topo: NRT-009.1, NRT-009.3a, OS-1005, OS-1010 e OS-1020 (Figura 2.2), baseado em ostracodes não-marinhos da série Recôncavo (Schaller *et al.*, 1969; Viana *et al.*, 1971 e Buerlen *et al.*, 2007. O biozoneamento de poços apresentado neste trabalho é oriundo de diversos relatórios internos da Petrobras (Grillo e Ferreira, 2009;

Grillo e Ferreira, 2010; Brandão, 2014; Sousa *et al*., 2014; Sousa, 2016a; Sousa, 2016b; Grillo, 2017; Sousa 2017a; Sousa, 2017b; Brandão, 2019 e Sousa, 2021).

A integração dos estudos de rocha-perfil-sísmica permitiu dividir a Sequência K38 da base para o topo em duas sequências com padrão de deposição transgressivo-regressivo (Figura 3.1.3.1). O intervalo basal (hemiciclo transgressivo, triângulo azul) é limitado na base pela DPJ e no topo por uma superfície de inundação máxima (SIM), que corresponde a biozona OS-1010. Essa superfície é bem identificada nas rochas a partir da presença de grãos siliciclásticos de quartzo, feldspato e mica na fração silte. Além disso, observa-se um aumento nos valores do perfil de raios-gama total, especialmente no perfil de raios-gama espectral, canal do potássio (RG-K). Nos poços localizados nas áreas mais rasas e de alta energia, a entrada de siliciclásticos não foi observada. Por outro lado, em poços localizados em porções relativamente mais profundas, com mais baixa energia, a decantação de siliciclásticos é mais expressiva e bem-marcada em perfis e rochas (Figura 3.1.3.1). Além disso, nestas áreas (poço A, Sururu, Figura 3.1.3.1), essa superfície é representada pela ocorrência de lamitos e margas ricas em conteúdo orgânico (COT da ordem de 4 a 20%), depositados em contexto anóxico e de baixa energia, relativamente profundos. Apresenta espessuras da ordem de 70 m, são marcados em perfil por altos valores de RG-K, baixos valores de densidade e velocidade.

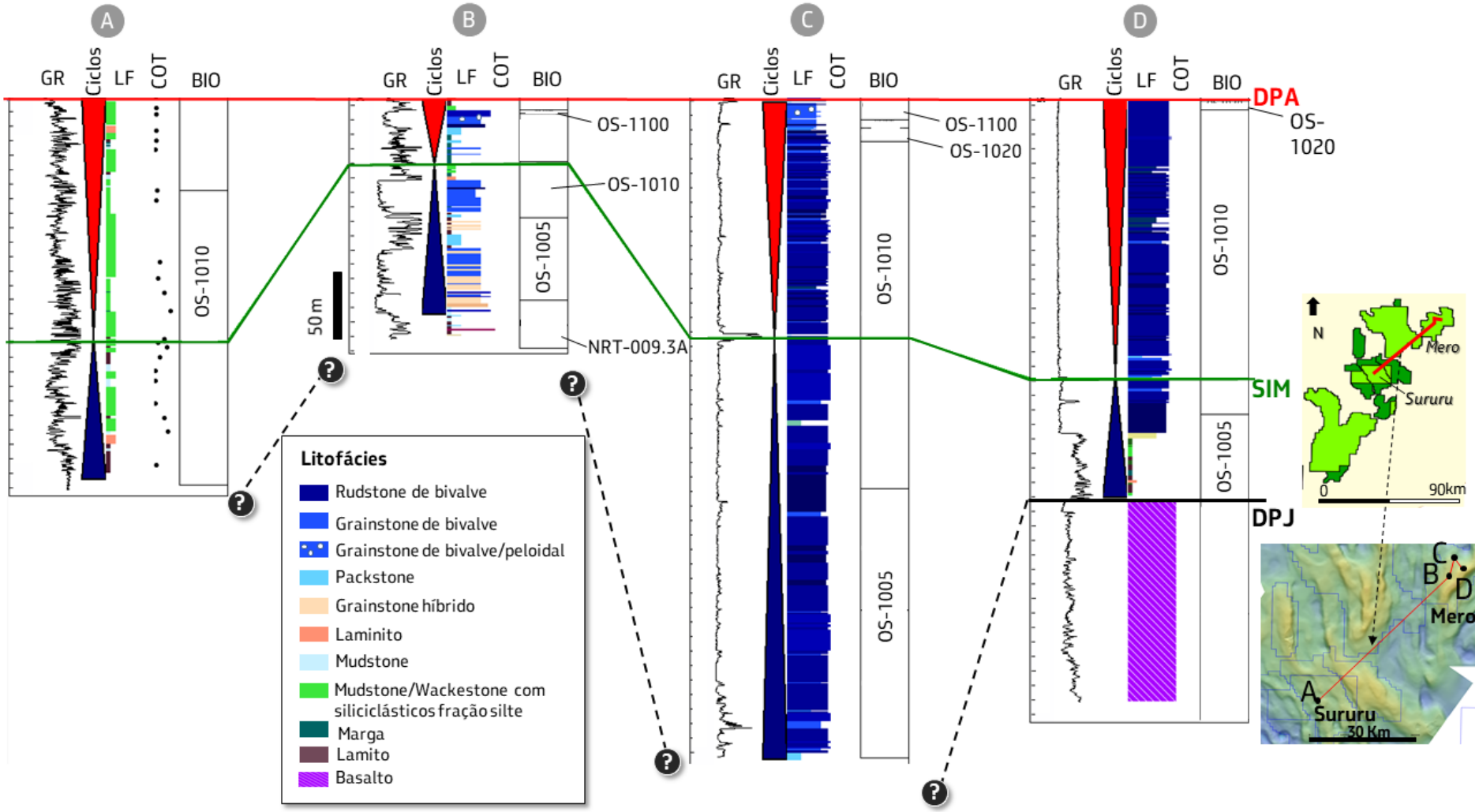


Figura 3.1.3.1 – Seção estratigráfica horizontalizada na DPA, com a correlação entre os poços da área de Sururu (poço A) e Mero (poços B, C e D). Marcadores: DPA (topo da K38), SIM – superfície de inundação máxima que ocorre na biozona OS-1010; DPJ (atravessada somente pelo D). No poço A ocorrem fácies siliciclásticas finas, ricas em MO e perfil de RG com altos valores, os outros poços mostram padrão de gama limpo em caixa relacionados às coquinas (*grainstones e rudstones bioclásticos*). Os ciclos na baixa frequência indicam o caráter transgressivo-regressivo (triângulos azuis-vermelhos) da Sequência K38. Legenda das trilhas: RG: raios gama 0 a 150 API; Ciclos: ciclos deposicionais de baixa frequência, LF: litofácies; COT: conteúdo orgânico (0 a 20) e BIO: biozonas de ostracodes não-marinhos

O intervalo superior da Sequência K38 é limitado na base pela SIM e no topo pela discordância pré-alagoas (DPA). Este intervalo possui padrão de empilhamento regressivo, sendo constituído por ciclos de mais alta frequência com padrões de empilhamento regressivo e transgressivo-regressivo. É representada por sismofácies de cunhas progradantes compostas pelas associações de fácies de barras bioclásticas e intraclásticas e fácies de bancos bioclásticos. Ocorrem nos flancos dos altos estruturais, favorecidas pelo maior espaço de acomodação, que em direção à bacia passam a depósitos sublitorâneos lamosos. A Figura 3.1.3.2 apresenta uma seção sísmica, passando por dois poços, com os ciclos de baixa frequência, indicando o padrão transgressivo-regressivo da K-38, com geometrias de clinoformas tangenciais acima e abaixo da SIM (superfície de *downlap*). As clinoformas tangenciais são indicativas de alto influxo de sedimentos, com taxa de acomodação moderada. O topo deste intervalo apresenta refletores sísmicos com tendência isópaca e sismofácies paralelas (setas pretas) que é interpretado como decorrente do preenchimento do espaço de acomodação do rifte.

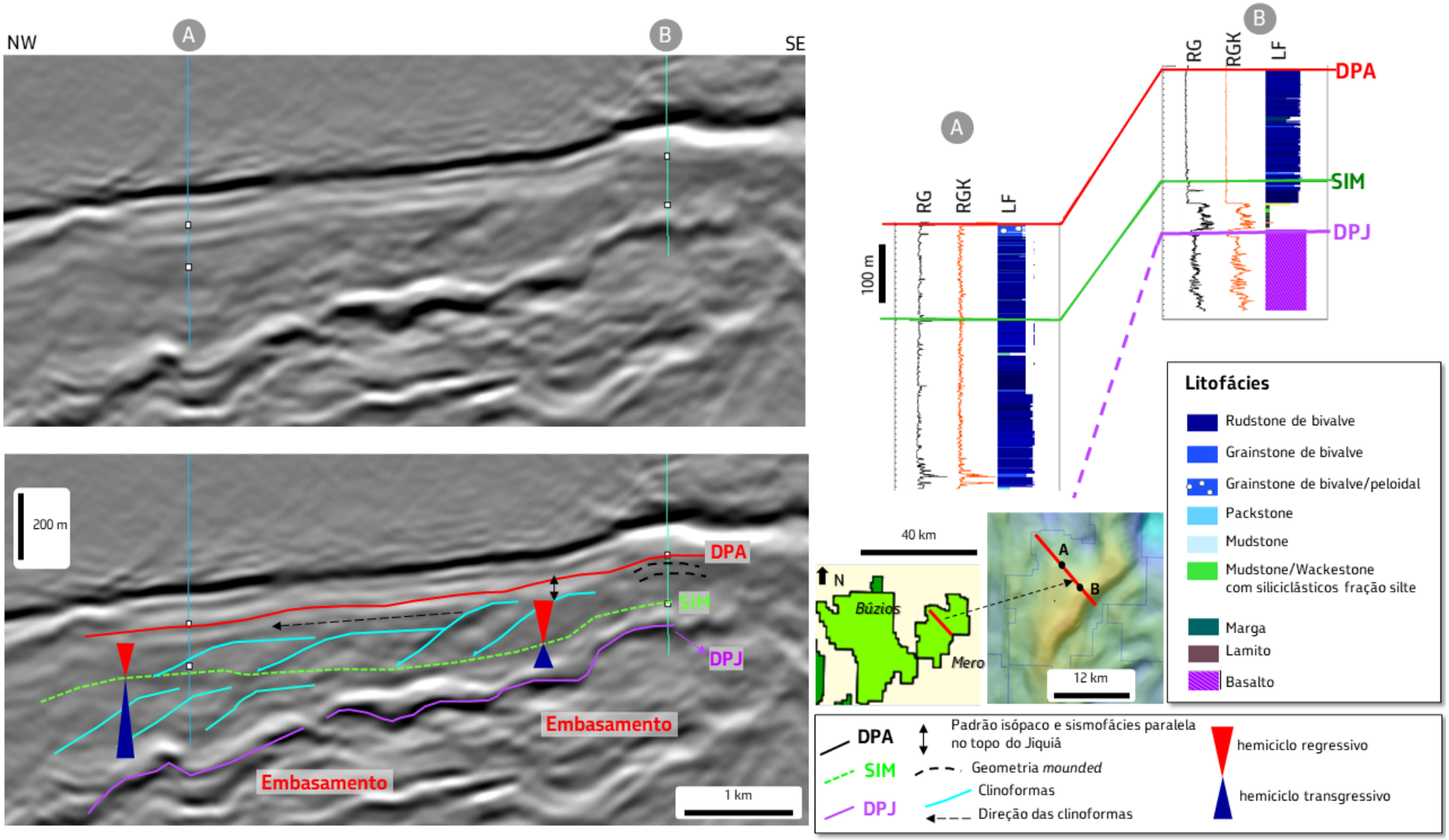


Figura 3.1.3.2 - Seção sísmica de direção NW-SE, passando pelos poços A e B, com a interpretação da superfície topo da camada vulcânica (DPJ), SIM e DPA e a indicação do padrão transgressivo-regressivo de baixa frequência (triângulos azuis e vermelhos respectivamente). Observam-se clinoformas tangenciais na base da K-38, indicando alto influxo de sedimentos e, acima da SIM, também são observadas clinoformas tangenciais limitadas na base pela SIM (superfície de *downlap*) e cujo topo está representado por uma superfície plana, indicando provável erosão. A seta preta pontilhada indica a direção da progradação (NW).

No Andar Jiquiá também é interpretada uma superfície de inundação máxima, mais jovem, relacionada a OS-1100. Conforme apresenta a Figura 3.1.3.3, a SIM OS-1100 é registrada nos poços A, B e F. Em uma mesma área (no exemplo em Búzios), existem poços que amostraram a OS-1010 (como o poço B), mas não amostraram a OS-1100 (C, D e E), devido a erosão ou não deposição. Frequentemente a SIM OS-1100 foi registrada em poços localizados em baixos relativos, como nos poços A, B e F da Figura 3.1.3.3, o que representa um importante elemento de correlação estratigráfica especialmente para o topo da seção Jiquiá.

A passagem Jiquiá-Alagoas em alguns poços é caracterizada por logfácies com valores altos de raios gama, especialmente no canal do potássio, formando um padrão em escada (informalmente cadeirinha, topo do poço D, Figura 3.1.3.3 e Figura 3.1.3.4). Este padrão caracteriza-se pela ocorrência de fácies finas em discordância litológica com as coquinas abaixo. Desse modo, no caso do poço D (Figura 3.1.3.3), observa-se o hiato deposicional do topo do Jiquiá (ausência/não deposição da OS-1100) e ocorrência da OS-1010 em posição estruturalmente elevada como destacado pela linha verde, SIM OS-1010. Logo, interpreta-se, para o caso do poço D, a feição de gama alto em escada como importante evidência de reativação e estruturação no tempo Jiquiá sin a pós OS-1010. Finalmente enfatiza-se que um padrão de logfácies (neste caso em escada/cadeirinha) reconhecido em diferentes poços abaixo da discordância Pré-Alagoas, Figura 3.1.3.4, representa litofácies e não linha de tempo, conforme mostra o biozoneamento. Assim, este padrão em escada é interpretado como produto de reativação e estruturação que ocorreram em momentos diferentes e também demonstra, no caso do andar Jiquiá, a importância dos dados bioestratigráficos.

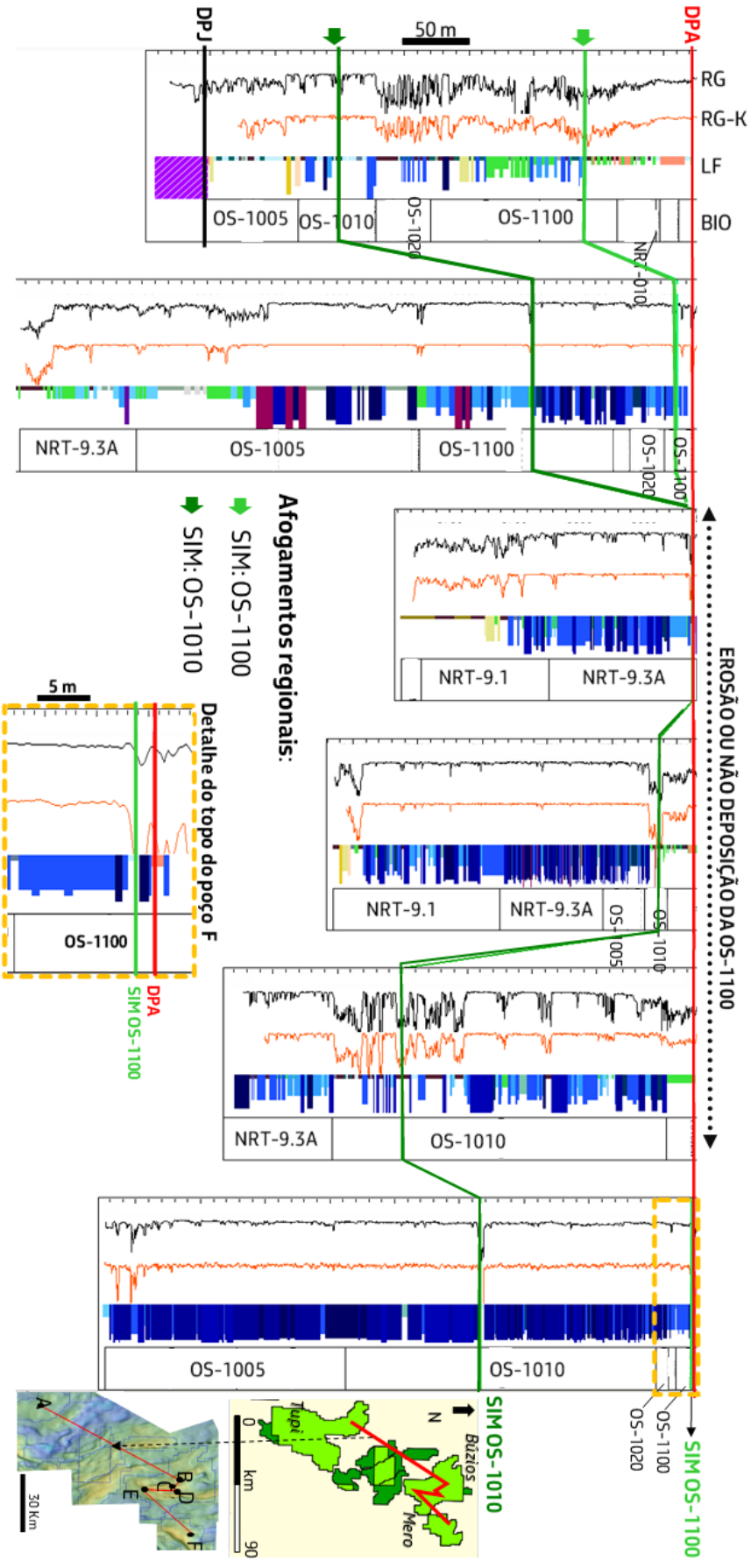


Figura 3.1.3.3: Correlação estratigráfica de poços (horizontalizada na DPA) na área de Tupi (A), Búzios (B, C, D e E) e Mero (F). A seta verde-escuro indica a SIM que ocorre na biozona OS-1010 e a seta verde claro indica a SIM que ocorre na biozona OS-1100. Em alguns poços na área de Búzios (B, C, D e E) não ocorre a biozona OS-1100 (por erosão ou não deposição) por isso a SIM-OS-1100 não é identificada. Já no poço F, em Mero, a SIM OS-1100 fica logo abaixo da DPA (detalhe na Figura), mesmo delgada é possível reconhecer o marcador da SIM-OS-1100, com base em perfil e litofácies. RG: raios gama 1 a 150 API; RGK: raios gama canal do potássio; LF: litofácies; AL e T: amostras laterais e testemunhos, DEN: densidade e BIO: biozonas.

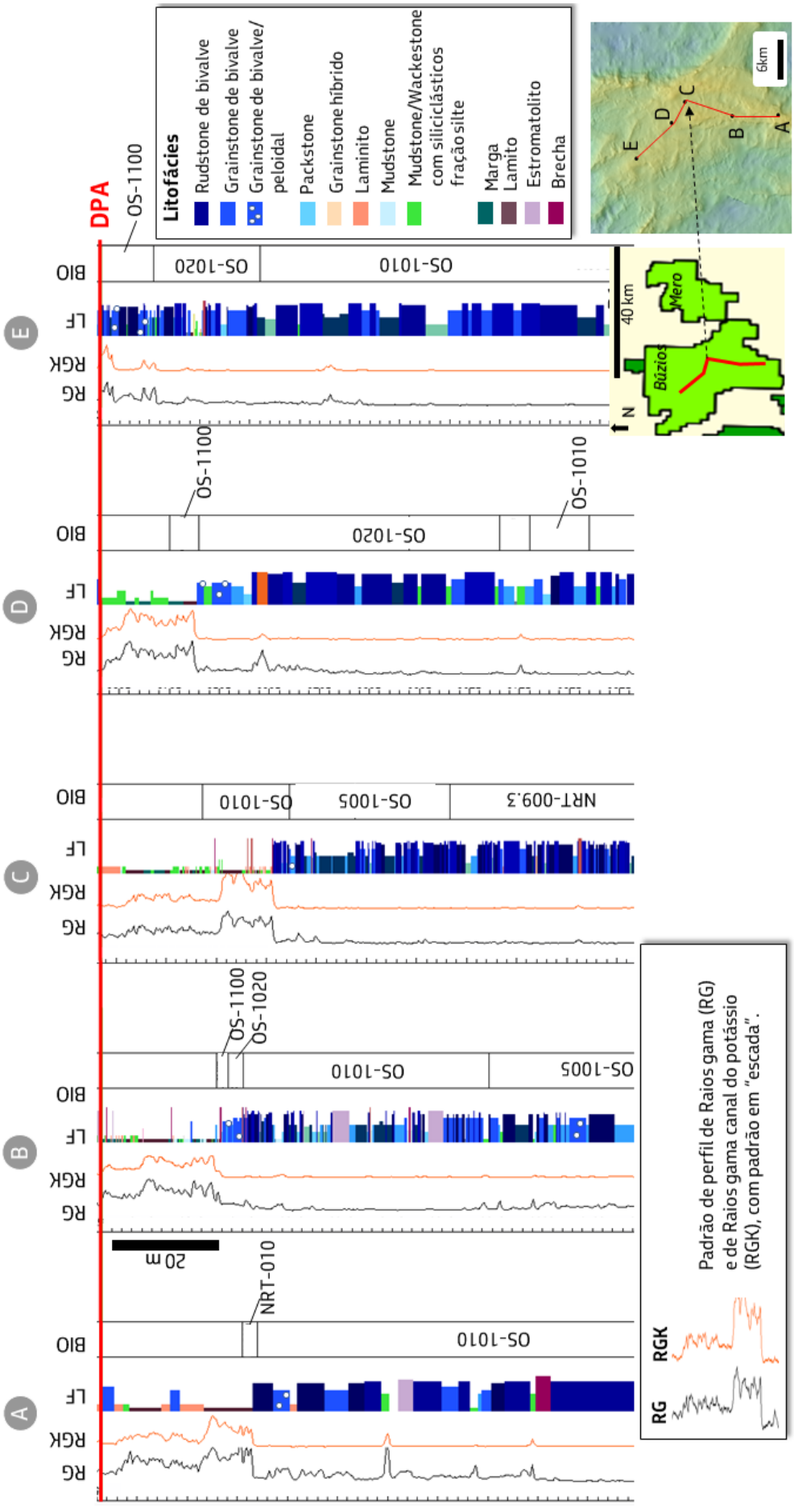


Figura 3.1.3.4: Correlação estratigráfica de poços (horizontalizada na DPA) na área Búzios. A feição de alto RG para o topo dos poços (escada/cadeirinha), ocorre logo abaixo da DPA, e está relacionada à presença de litofácies de lamitos e carbonatos finos com siliciclásticos na fração silte. As biozonas indicam que essas feições ocorrem em diferentes momentos estratigráficos.

A partir das sucessões estratigráficas interpretadas nos poços e sua amarração nos dados sísmicos, foi possível delinear as geometrias das arquiteturas deposicionais e suas variações laterais. Os depósitos de coquina tiveram um forte controle estrutural da geometria do rifte em sua sedimentação. Estas fácies foram depositadas e melhor preservadas em regiões de flancos dos altos estruturais, herdados do embasamento, e em áreas propícias a geração de espaço de acomodação. As condições ambientais necessárias para a produção da biomassa dos moluscos na Bacia de Santos (estudo da paleoecologia) ainda estão sendo estudadas. De uma maneira geral, tal compreensão é inferida com base na comparação direta com os depósitos da Fm. Coqueiros da Bacia de Campos, que é composta por gêneros endêmicos ao sistema de bacias ligadas à abertura do Atlântico Sul, e que são predominantemente infaunais a semi-infaunais, vivendo como suspensívoros, ou seja, animais que obtêm seu alimento por meio de processo de filtração em ambientes de alta a baixa energia, incluindo espaços abaixo da ação de ondas de tempo bom (Carvalho *et al.*, 2000). Contudo, depósitos autóctones de coquinas relacionadas a depósitos lamosos ainda não foram identificados na Fm. Itapema, sendo, portanto, a maior parte dos depósitos na bacia de Santos associados a palaoambientes de águas rasas com alta energia.

Como a Fm. Itapema não aflora, a analogia acerca das geometrias deposicionais e variação lateral de fácies em escala de afloramento foram obtidas, em grande parte, através de estudos dos afloramentos da Formação Morro do Chaves da Bacia de Sergipe-Alagoas (Kinoshita, 2007; Kinoshita, 2010) de idade Jiquiá e depósitos recentes, como os estudos realizados em *Shark Bay*, Austrália, (Jahnert *et al.*, 2012, Baptista da Silva, 2014). Finalmente, os depósitos carbonáticos do Golfo Pérsico (Kaczmarek *et al.*, 2010) também foram utilizados como base para a compreensão da distribuição das litofácies bioclásticas geradas por processos de alta e baixa energia em altos estruturais internos à bacia.

Os depósitos de coquinas na Bacia de Santos podem ter diferentes geometrias:

geometria tabular a *mounded* (Figura 3.1.3.2, poço B), correspondendo a depósitos de bancos bioclásticos, caracterizados por sucessões de *rudstones* e *grainstones* bioclásticos com elevado grau de seleção composicional, constituídos exclusivamente por conchas de bivalves, sem nenhuma intercalação de litologias lamosas, com moderado grau tafonômico e organização dos bioclastos, depositados em contexto de alta energia;

geometria de clinoformas, com refletores oblíquos com alto ângulo de caimento (Figura 3.1.3.2, poço A). Compõem essa geometria os depósitos de cunhas progradantes, que são compostos por barras bioclásticas de bivalves constituídas por sucessões de *rudstones*, *grainstones* e *floatstones* bioclásticos com baixo grau de seleção composicional, sendo constituídos por bioclastos de bivalves que podem estar associados a oncoides e litoclastos, com moderado a elevado grau tafonômico. Tal associação de litofácies ocorre devido à alta produção de conchas e moderado espaço de acomodação.

É importante ressaltar que a geometria de clinoforma, num corte transversal à direção principal de deposição, apresenta feição sísmica de *mound* (Carlotto *et al.*, 2017). As clinoformas possuem dimensões variadas de espessura e largura, a depender do espaço de acomodação e influxo de sedimentos, e podem ser do tipo oblíqua, em telha (*shingled*) e sigmoidal, com dimensões verticais variando de 50 m a 250 m e dimensões laterais da ordem de 200 m (Figura 3.1.3.2 e 3.1.3.5). O conjunto de clinoformas progradantes (cunha bioclástica) pode ter até 4 Km de largura (Figura 3.1.3.2).

As clinoformas localizadas nas áreas dos altos estruturais progradam em direção às regiões com espaço de acomodação remanescente. Portanto, numa mesma área, essas progradações podem ter direções distintas de acordo com a paleomorfologia, espaço de acomodação e direção de correntes. Por exemplo, na área de Mero o sentido de caimento das clinoformas varia entre NE e NW. Na Figura 3.1.3.5, observam-se progradações na direção SW-NE, enquanto a Figura 3.1.3.2 apresenta progradações na direção SE-NW. Além disso, também ocorre erosão em clinoformas de idades mais antigas e deposição de clinoformas mais jovens, como pode ser observado na Figura 3.1.3.5, com uma feição de sísmica que indica erosão ou migração por espaço de acomodação.

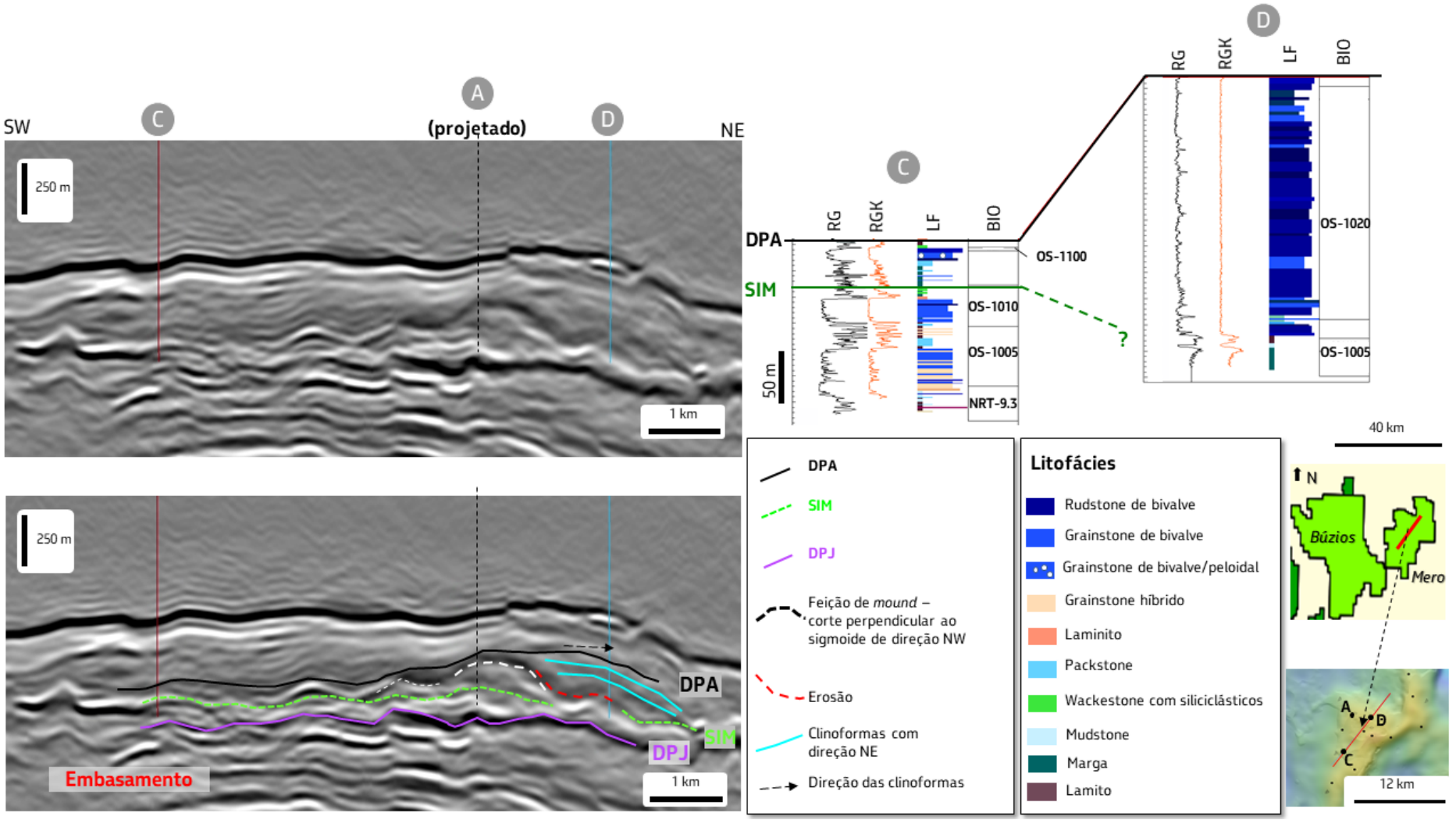


Figura 3.1.3.5 Seção sísmica de direção SW-NE, passando pelos poços C e D e poço A (projetado). Observam-se feições de progradação no sentido NE (Poço D). O poço A (projetado) está sobre uma feição de *mound* que é oriunda de um corte transversal a uma progradação com sentido NW (progradação mostrada na Figura 3.1.3.2, poço A). A SIM é interpretada nos poços C e A. Na região do poço D interpreta-se feição erosiva e as clinoformas progradantes e a SIM como uma superfície de *downlap*. De acordo com os dados de biozonas, a sedimentação do poço D é mais jovem (OS-1020) do que a sedimentação em C e A (OS-1010).

A Figura 3.1.3.6 apresenta uma seção de correlação na área de Mero, onde observa-se, entre a SIM e a DPA, que o poço C apresenta um espesso pacote de coquinas mais jovens (OS-1020) em relação aos pacotes mais expressivos de coquinas nos poços A, B e D, as quais correspondem a biozona anterior (OS-1010). Ou seja, interpreta-se que a região onde se localiza o poço C possuía mais espaço de acomodação no tempo da OS-1020, enquanto as outras regiões dos poços A, B e D já estavam colmatadas. Isso demonstra a existência do controle da geometria herdada do embasamento/rifte, assim como também evidencia as variações locais do espaço de acomodação.

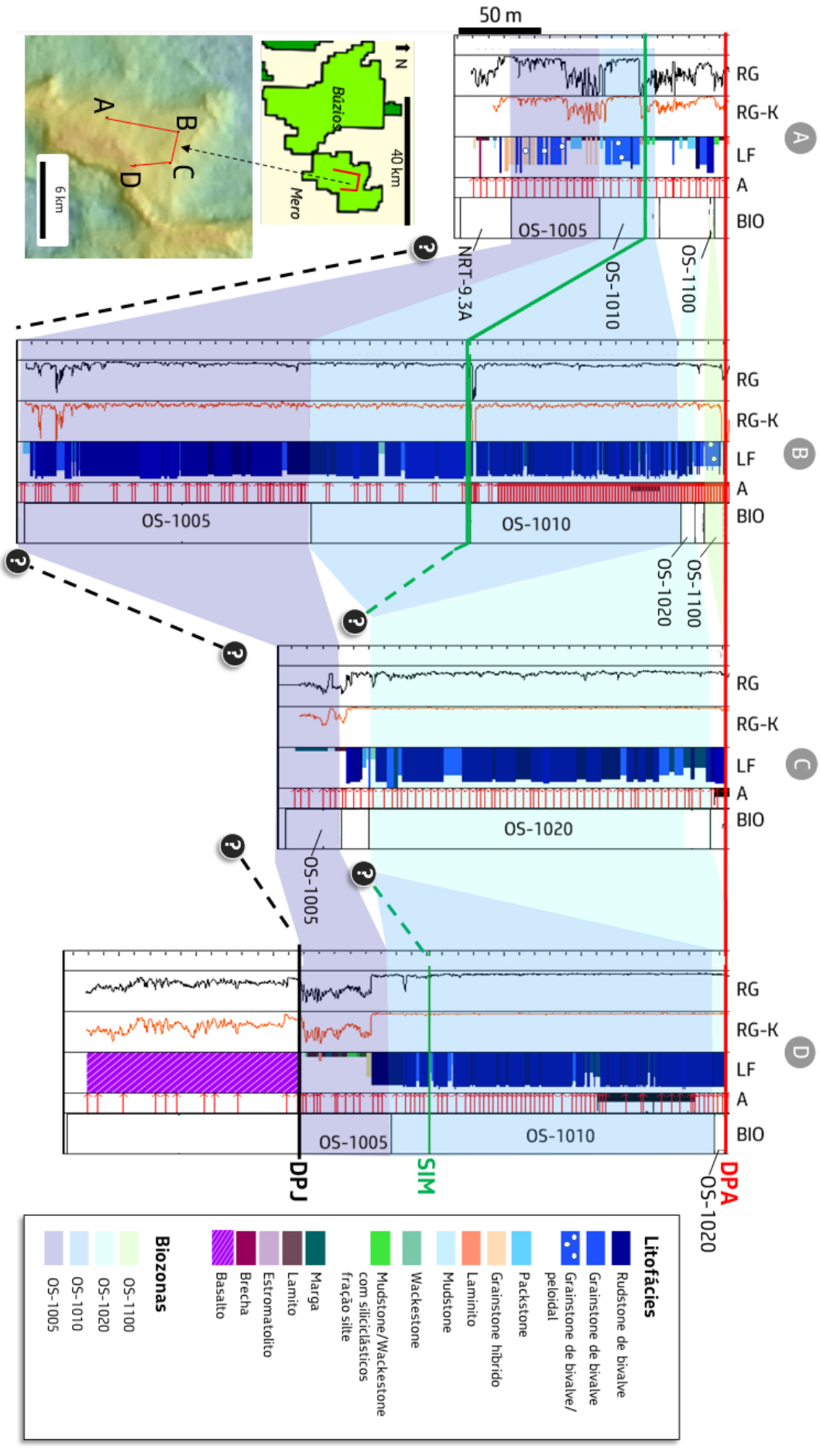


Figura 3.1.3.6: Seção de correlação horizontalizada na DPA, com as marcações da DPJ e SIM – OS-1010. Notar que no poço C ocorrem depósitos bioclásticos correspondente a biozona mais jovem (OS-1020) quando comparado com os poços adjacentes, A, B e D, que apresentam espessos depósitos bioclásticos correspondente a biozona OS-1010. RG: raios gama 0 a 150 api; RGK: raios gama canal do potássio; LF: litofácies; A: amostras laterais e testemunhos e BIO: biozonas.

Nos topos das clinoformas, é comum a ocorrência de associação de fácies interpretada como depósitos de praia (escala subsísmica), constituídas por *grainstones* bioclásticos arredondados e organizados, com estratificações plano-paralelas e de baixo ângulo, *rudstones* bioclásticos maciços, *floatstones* e *packstones* bioclásticos com laminações plano-paralelas, com baixo grau de seleção composicional.

Em um contexto deposicional de moderada energia, em áreas relativamente mais protegidas ou relativamente mais profundas, são interpretados depósitos de lençol bioclástico arenoso constituídos por camadas relativamente delgadas de *grainstones*, *floatstones* e *packstones* com baixa seleção composicional. Estas camadas são constituídas predominantemente por oncoides, peloides e fragmentos de conchas de bivalves com alto grau tafonômico. Sismicamente a associação de lençol bioclástico arenoso é representada por refletores sísmicos paralelos a subparalelos. Também pode ocorrer entre as clinoformas das barras e, neste caso, são feições subsísmicas.

As espessuras dos depósitos de coquinas da Fm. Itapema variam muito lateralmente e estão associadas à configuração estrutural do embasamento dos campos do Pré-sal e à presença de rochas ígneas vulcânicas no intervalo (Figura 3.1.3.7). Os depósitos mais espessos ocorrem em regiões onde o embasamento apresenta padrões intermediários de elevação, como na área de Mero e Búzios. Em outras áreas relativamente mais deprimidas, como Sururu e Berbigão, ocorrem depósitos de lamitos e margas. Em áreas onde as estruturas do embasamento são mais elevadas (pequeno espaço de acomodação), como na área de Tupi, ocorrem depósitos delgados, imaturos do ponto de vista composicional (híbridos) e descontínuos. Estes diferentes sistemas podem ser identificados por suas sismofácies, padrão de empilhamento e perfis de poços.

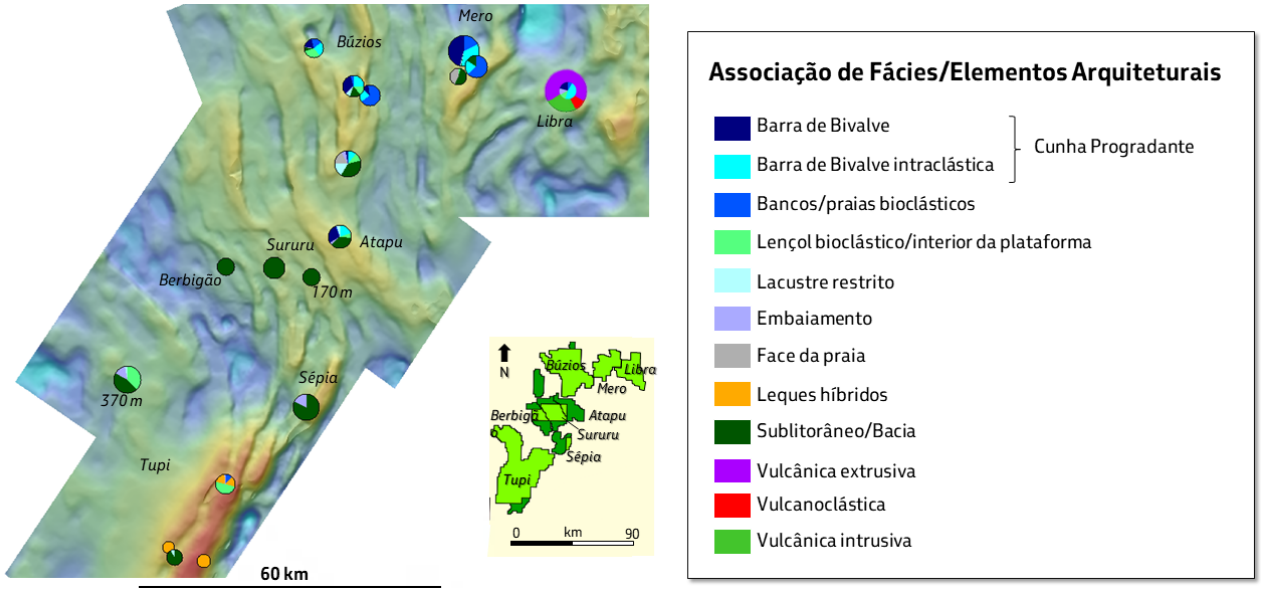


Figura 3.1.3.7: Mapa de contorno estrutural do embasamento e gráficos de proporção de associação de fácies/elementos arquiteturais nos poços referentes ao Andar Jiquiá. Os tamanhos dos gráficos são proporcionais a espessura de Jiquiá amostrada pelos poços (alguns poços não atingiram a DPJ, ou seja, não amostraram todo o Andar Jiquiá).

A partir das sucessões estratigráficas interpretadas nos poços, litofácies, associação de fácies e análise dos dados sísmicos foram reconhecidas geometrias das arquiteturas deposicionais e suas variações laterais. Durante a deposição do Andar Jiquiá, as arquiteturas (Figuras 3.1.3.2, 3.1.3.5 e 3.1.3.8) compreendiam plataformas carbonáticas lacustres com dezenas de quilômetros de extensão, dominadas por processos de acomodação física e depósitos predominantemente de conchas de bivalves sobre os altos. Assim, os principais elementos arquiteturais interpretados são a margem de plataforma (onde ocorrem as associações de fácies de bancos de bivalves e praias), as cunhas/barras progradantes (barra de bivalve e barra intraclástica), o interior de plataforma (com depósitos das associações de fácies lençol bioclástico, o lacustre restrito e embaiamento), a rampa/talude (depósitos de face de praia e híbridos, onde há a intercalação de depósitos finos de lamitos com *grainstones*/*rudstones* bioclásticos) e áreas com baixa energia fora dos altos denominadas depósitos de bacia. Os bancos de bivalves sismicamente apresentam dimensões verticais da ordem de 150 m. As barras de bivalves (clinoformas) apresentam sismicamente dimensões verticais de 50 m a 250 m e dimensões laterais da ordem de 200 m (Figura 3.1.3.2 e 3.1.3.5). Assim, o conjunto de barras de bivalves que formam as sismofácies de clinoformas progradantes (cunha bioclástica) pode ter até 4 km de largura. Isso não significa que na época da deposição havia um espaço de acomodação total da ordem de 200 m, mas sim a geração concomitante de espaço de acomodação propiciando um ambiente raso. De acordo com as análises de fácies e tafonomia, estas associações de fácies foram interpretadas em um contexto de alta energia, raso com processo de tração por fluxos hidrodinâmicos bidirecionais nos bancos de bivalves e, para as barras progradantes, contexto de alta energia raso e moderado espaço de acomodação, com processos de tração por fluxos hidrodinâmicos unidirecionais.

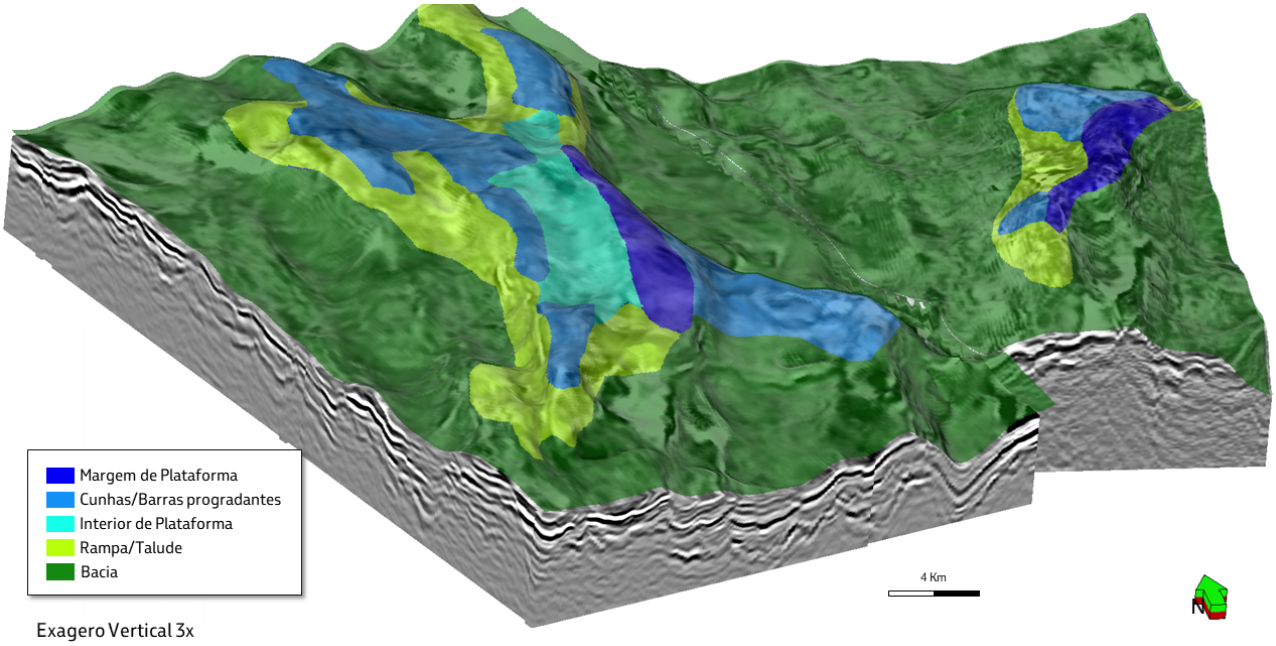


Figura 3.1.3.8: Bloco-diagrama simplificado com os principais elementos arquiteturais do sistema deposicional da K-38 (Andar Jiquiá). O exagero vertical é de 3x. O mapa está sobreposto à superfície DPA.

Os depósitos denominados de bacia/sublitorâneos, depositados em contexto ambiental mais fundo e anóxico, são interpretados a partir de folhelhos escuros e lamitos, com conteúdo siliciclástico na fração silte e argila (bem identificado pelo perfil de RG-K) ricos em matéria orgânica. Esta associação ocorre lateralmente em direção à bacia em relação aos espessos depósitos de coquinas (cunhas progradantes/barras bioclásticas. Os depósitos distais são ricos em matéria orgânica e correspondem principalmente à biozona OS-1010. Esta associação ocorre com baixo conteúdo ou ausência completa de bioclastos de bivalves. Esses depósitos apresentam geometria tabular constituídos por refletores sub-horizontais paralelos nos baixos estruturais, com espessuras, observadas em perfil, em torno de 50 m e que correspondem à "Geradora Jiquiá" (Figura 3.1.3.9, poço F, porção basal).

Em alguns locais, intercalados a esses depósitos sublitorâneos, ocorrem depósitos de *grainstones* de bivalves e outros como bioclastos e intraclastos (perfil de RG-limpo), conforme mostram as Figuras 3.1.3.5 (poço A) e 3.1.3.9 (poço F). Interpreta-se que seria um ambiente de baixa energia, com eventos episódicos de moderada a alta energia (tempestades), em região relativamente mais profundas da bacia, aqui denominada de face da praia/interbarras. Em sísmica estes extensos depósitos apresentam geometria tabular e as sismofácies transitam gradualmente para refletores paralelos sub-horizontais no sentido dos baixos estruturais (Figura 3.1.3.9).

Depósitos constituídos predominantemente por estromatolitos grumosos e peloidais associados com fácies oncolíticas ocorrem secundariamente. Interpreta-se, para estes estromatolitos, um ambiente de moderada a baixa energia

localmente estressante em embaiamentos na porção marginal a intermediária do lago.

Pontualmente, em algumas áreas, como Tupi, ocorrem conglomerados e arenitos híbridos constituídos por intraclastos e bioclastos de composição carbonática, além de fragmentos de rochas vulcânicas e carbonáticas, os quais são interpretados como fandeltas. Também há ocorrências locais de depósitos de *grainstones* e *packstones* de ostracodes, interpretados em contexto de moderada energia.

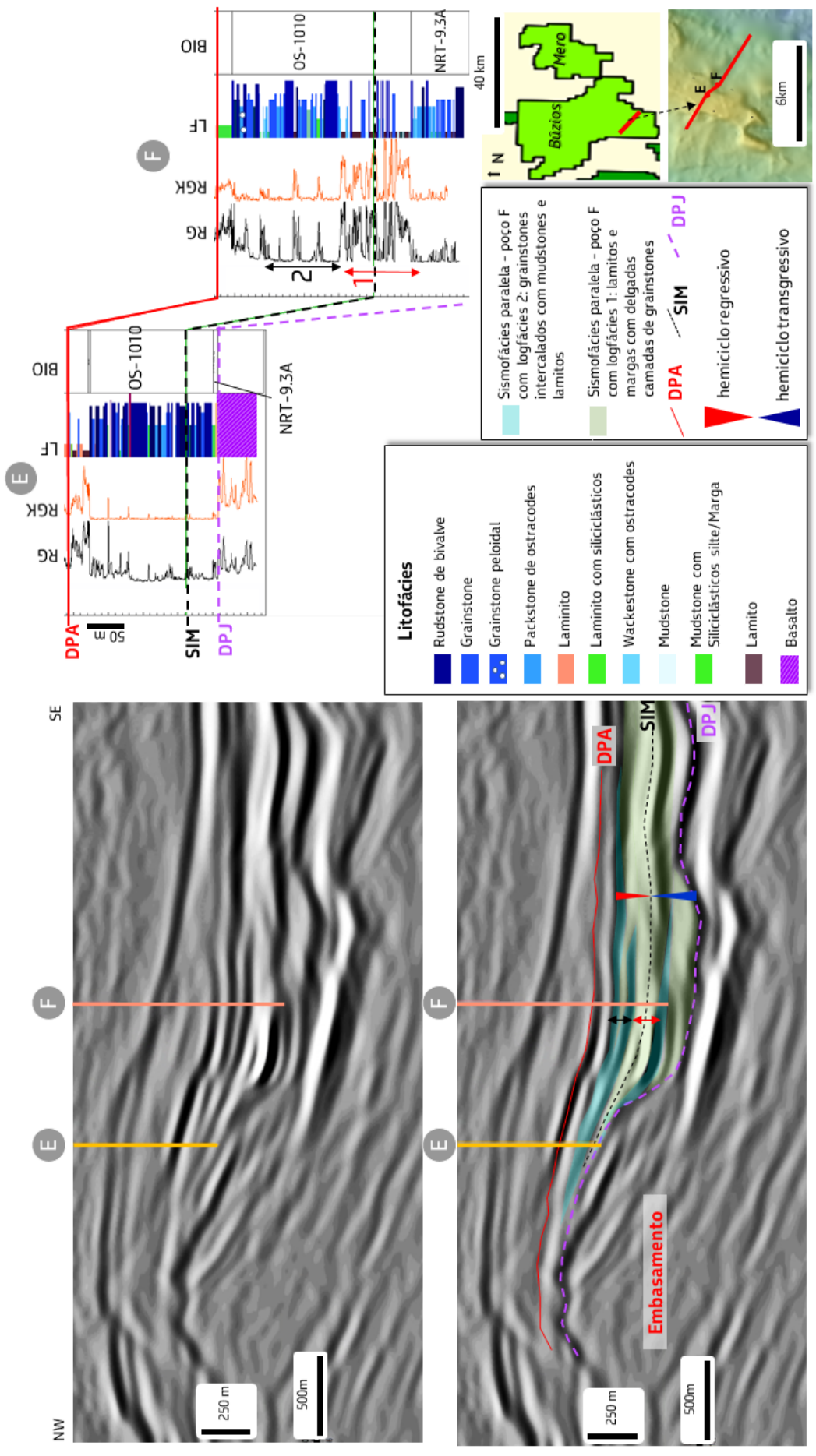


Figura 3.1.3.9 - Seção sísmica de direção NW-SE, mostrando feições de clinoformas (poço E) onde foram amostrados *rudstones* e *grainstones* e lateralmente sismofácies paralelas (poço F) onde foram amostrados lamitos e margas com alto conteúdo de matéria orgânica (logfácies 1 no poço F, em verde na sísmica). A logfácies 2 (sismofácies em azul) é referente ao intervalo mediano a superior do poço F, onde há maior conteúdo de depósitos de grainstones intercalados com mudstones e lamitos. As biozonas indicam que os poços amostraram o mesmo intervalo bioestratigráfico (OS-1010).

3.2. Fácies e Estratigrafia – Andar Alagoas

3.2.1. Aspectos Sedimentológicos e Estratigráficos

A classificação das litofácies presentes no Andar Alagoas seguiu os critérios texturais de Dunham (1962) e Embry e Klovan (1971), além da nomenclatura observada em Terra *et al.* (2010). Na Bacia de Santos, no intervalo do Andar Alagoas, ocorreu uma intensa sedimentação autóctone calcítica-dolomítica, tipicamente com trama fibrosa e argilosa, esta última dominada por minerais magnesianos singenéticos. Os minerais calcíticos em forma de leques fibrosos se apresentam com petrotramas calcítica fascicular óptica, radial-esferulítica e, subordinadamente, como crostas contínuas de espessura milimétrica a centimétrica. Os elementos calcíticos podem ainda se apresentar nas formas micríticas ou em mosaico. A Tabela 3.2.1.1 sintetiza as principais fácies encontradas na Formação Barra Velha.

Tabela 3.2.1.1 – Litofácies da Formação Barra Velha

Nome	Descrição	Processos sedimentares	Composição Mineral Principal
Estromatolito	Carbonato constituído por leques fibrosos em camadas centimétricas tabulares ou dômicas fasciculares com extinção ondulante cujos elementos milimétricos a centimétricos apresentam formas arborescente, arbustiforme e dendriforme. Podem também ser ramificados desde a base ou digitados; laminados ou com laminação incipiente; por vezes podem conter argilominerais entre os elementos fasciculares; intercalados com níveis milimétricos a centimétricos com esferulitos e *grainstones*; apresentam comumente feições de exposição. Constituem o principal reservatório associado às fácies *in situ*.	Precipitação direta por saturação do corpo aquoso em íons de Ca e CO_3. Singênese e/ou associado a feições filamentosas ramificadas.	Predominante: calcita fascicular óptica ou em moisaico com baixo teor de magnésio. Subordinado: dolomita interelemento romboédrica e em sela; quartzo autigênico, argilomineral magnesiano autigênico; calcita em franja e em mosaico interelemento.
Esferulitito	Cristais fibro-radiais esféricos de calcita ou, de forma subordinada, em pétala; laminado; com matriz argilosa magnesiana singenética, orgânica, micrítica, síltica decantada ou híbrida; com conteúdo variável de siliciclastos na fração silte; intercalados frequentemente com laminitos e com estromatolitos;	Precipitação em meio saturado com íons Ca e CO_3 em uma matriz argilosa, orgânica, lamosa ou híbrida.	Predominante: calcita fibro-radial (esferulítica); argilomineral magnesiano Subordinado: dolomita; quartzo autigênico, dawsonita; magnesita
Laminito	Camadas laminadas calcíticas intercaladas com níveis delgados orgânicos ou lamosos; a laminação é predominantemente crenulada e a textura é micrítica, grumosa ou em mosaico fino; com conteúdo variável de siliciclastos na fração silte; intercalados com lamitos ricos em matéria orgânica e *grainstones*.	Precipitação mediada por bactérias (microbial) e decantação de material síltico ou lamoso.	Predominante: calcita microcristalina. Subordinado: dolomita; quartzo autigênico, barita.

Tabela 3.2.1.1 – Continuação

Nome	Descrição	Processos sedimentares	Composição Mineral Principal
Carbonatos *grumosos**	Carbonatos com petrotramas variadas dos tipos crostiforme, arborescente, grumosa, laminada, pustular, filamentosa e granular; que apresentam de forma frequente feições de brechação, fraturamento, dissolução, dolomitização e silicificação; com laminação irregular ou maciços; intercalam com estromatolitos e *grainstones*; são de ocorrência subordinada. *Interpretado na Associação de Fácies Tufa-travertino	Precipitação a partir de águas quentes hidrotermais, cársticas ou fluviais e associadas a elevada saturação de íons Ca e CO_3. Processos de degaseificação de CO_2 e organo-químicos são atuantes.	Predominante: calcita microcristalina. Subordinado: Dolomita (em sela); sílica autigênica, barita, celestita, esfalerita, dawsonita, fluorita, anidrita.
Grainstones, *rudstone* e brecha	Carbonatos granulares (*grainstone*) intraclásticos cujos grãos são arredondados a subarredondados, maciços ou com laminações incipientes; ocorrem em camadas horizontais com estratificações plano-paralelas, de baixo ângulo e aparente maciça; constituem o principal reservatório formado por material retrabalhado; intraclastos de estromatolitos, esferulitos, laminitos e silexitos. Subordinadamente, clastos de rochas vulcânicas e *grainstones* bioclásticos da Formação Itapema.	Tração por fluxos hidrodinâmicos unidirecionais. Fluxos gravitacionais do tipo fluxo de detritos.	Predominante: calcita. Subordinado: dolomita, quartzo e calcedônia.
Floatstone Packstone	*Floatstone* com matriz argilosa e *packstone* intraclástico, com matriz lamosa carbonática de argilomineral magnesiano e terrígena deposicional. Maciços ou com laminação plano-paralela; de ocorrência subordinada.	Tração e decantação por fluxos hidrodinâmicos unidirecionais e decantação.	Predominante: calcita fibro-radial (esferulítica); argilomineral magnesiano. Subordinado: dolomita; quartzo autigênico.
Mudstone, *wackestone*, marga e lamito	Carbonatos compostos por matriz lamosa terrígena e carbonática; com laminações plano-paralelas muito delgadas; com teor de matéria orgânica amorfa variável; ostracodes e fragmentos fosfáticos.	Decantação e secundariamente precipitação microbial.	Predominante: calcita microcristalina. Subordinado: quartzo autigênico.
Arenito e híbridos	Arenitos finos a médios, maciços ou com proporção de fragmentos intraclásticos carbonáticos entre 30 e 50%; ocorrência subordinada nos principais campos e predominante na porção proximal da Bacia de Santos.	Tração e decantação por fluxos hidrodinâmicos unidirecionais.	Predominante: quartzo, feldspato, micas, calcita, argilominerais magnesianos. Subordinado: dolomita (em sela), quartzo autigênico.

As fácies estromatolitos, esferulititos, laminitos e carbonatos grumosos (Figuras 3.2.1.1 e 3.2.1.2) destacam-se entre os sedimentos autóctones que eram frequentemente retrabalhados e redepositados e sua interação forma o complexo mosaico de rochas do Pré-sal. Vale mencionar que alguns autores classificam as fácies arbustiformes, aqui denominadas estromatolitos, utilizando o termo *Shrubstone* (Gomes *et al.*, 2020) e o termo *Shrubby Boundstone* (Saller *et al.*, 2016). Entre os sedimentos alóctones, destacam-se os *grainstones*, *rudstones*, *packstones*.

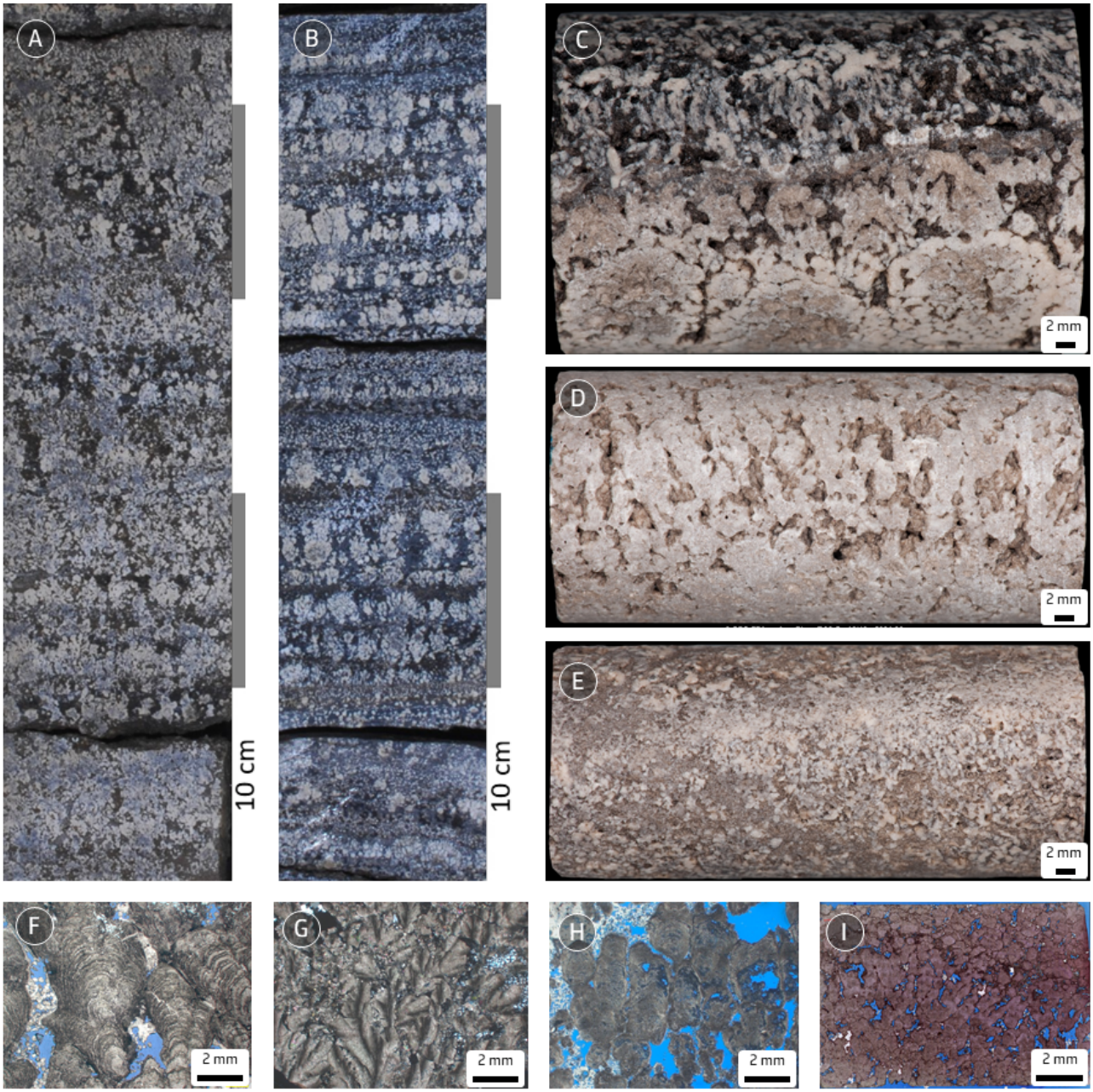


Figura 3.2.1.1: Exemplos de estromatolitos do Andar Alagoas. Em A) empilhamento de estromatolitos arborescentes em testemunho; em B) estromatolito intercalado com esferulititos em testemunho; em C) intercalação de estromatolitos arborescentes e dendriformes; em D) detalhe da elevada porosidade interelementos e por dissolução (alargamento) em estromatolitos; em E) detalhe de estromatolito arbustiforme; em F-I) fotomicrografias das feições estromatolíticas e porosidades em azul.

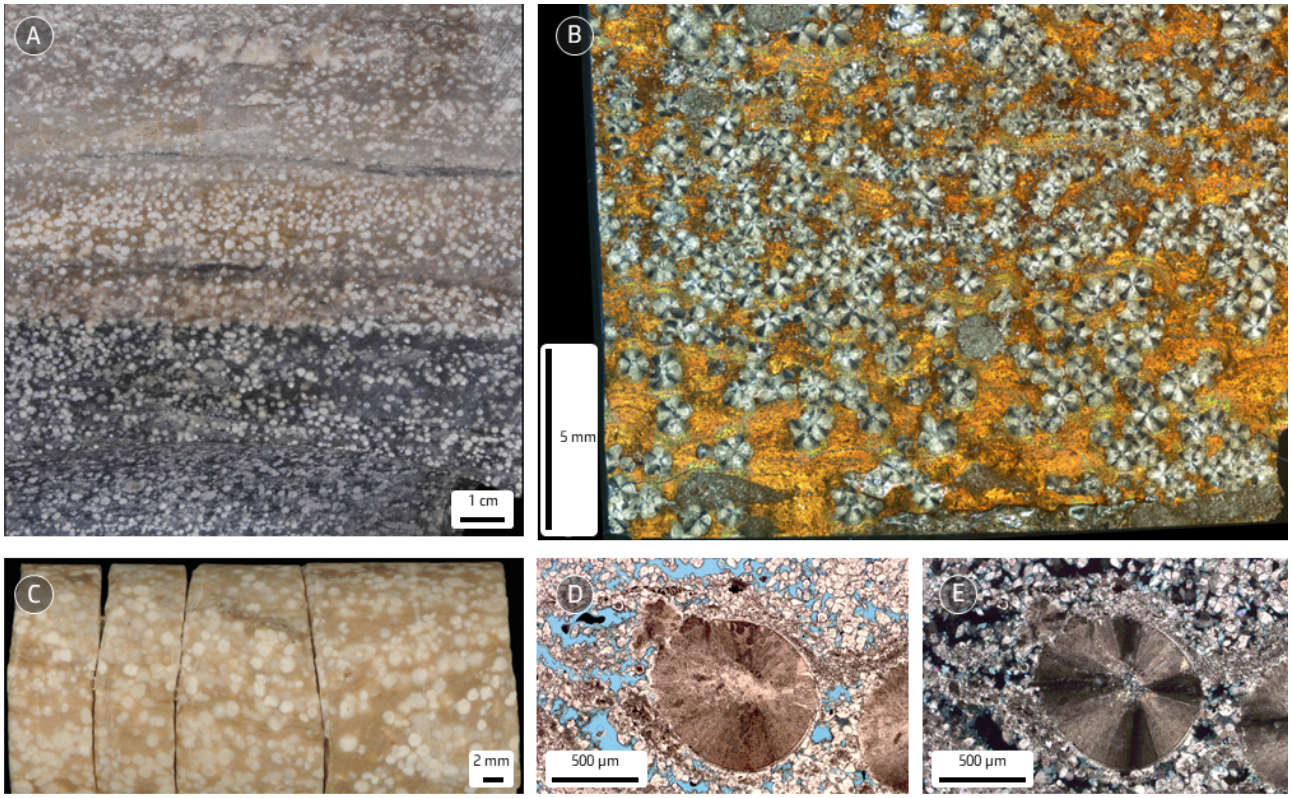


Figura 3.2.1.2: Exemplos de esferulititos em testemunho, amostra lateral e lâmina delgada. A) exemplo de esferulitito em camadas com matriz mais clara com dolomita e mais escura silicificada; B) fotomicrografia de esferulitito com argilomineral magnesiano. As imagens de esferulititos enfatizam em C) a textura e a presença de argilomineral magnesiano de coloração castanho-dourado, D) e E) detalhe de esferulito poroso com dolomita em luz transmitida e polarizada.

As petrotramas fasciculares, também denominadas na literatura como *shrub like, ray crystal shrubs* (Chaftez e Guidry, 1999), foram designadas por Terra *et al*. (2010) como estromatolitos em um sentido geral e sem conotação genética, já Gomes *et al*. (2020) as denominaram de "shrubstones". Os estromatolitos constituem uma das principais fácies reservatório do tipo autóctone do Pré-sal.

Dias (1998) e, posteriormente, Muniz e Bosence (2015) associaram sua gênese à atividade microbiana na Bacia de Campos. Vasconcelos *et al*. (2011) interpretaram as mineralizações em amostras da Bacia de Santos como de origem bioinduzida com base em dados isotópicos e Madrucci e Spadini (2012) também interpretaram a origem microbiana com dados de MEV (EDS) em amostras da Bacia de Santos. Wright e Barnett (2015), Lima e De Ros (2019) e Lima *et al*. (2020) interpretaram os elementos fasciculares como singenéticos a eodiagenéticos, que apresentam tamanhos milimétricos a centimétricos, porém formam intervalos empilhados contínuos de até dezenas de metros. Erthal *et al*. (2017) ressaltaram a semelhança entre as petrotramas observadas no Pré-sal e as encontradas no travertino moderno de Tívoli na Itália e observaram que as variações das morfologias dos elementos refletem tanto os controles ligados ao fluxo de água quanto a evaporação e à atividade microbiana, ou seja, possuem origem múltipla.

A fácies esferulitito, definido por Terra *et al*. (2010), são laminadas e apresentam cristais de calcita com textura fibro-radial ou, de forma subordinada, em pétala (Figura 3.2.1.2). Os esferulitos ocorrem associados a diferentes matrizes de granulometria fina, seja em argilitos decantados ou precipitados singenéticos, em margas e em matriz orgânica (EPS). Carapaças de ostracodes e fragmentos fosfáticos de peixes (Polck *et al*., 2020), apesar de raros, são os fósseis mais comuns encontrados. Esta fácies se alterna entre aquelas formadas por cristais fasciculares e os laminitos. Cristais de quartzo, de calcedônia, de dolomita euédrica, de magnesita em lamelas e de dawsonita em feixe são os elementos diagenéticos mais comuns associados a esta fácies.

A fácies laminito apresenta estratificação delgada contínua, marcada pela intercalação de níveis calcíticos e orgânicos ou argilosos (Figura 3.1.2.3). A crenulação e presença de níveis micríticos com textura peloidal ou grumosa são características comuns. Em geral se intercala com fácies *grainstone* intraclásticos e com fácies esferulitito. A presença de material orgânico evidenciada pelos altos teores de carbono orgânico total (COT), pela frequente ocorrência de ostracodes e de material siliciclástico, indica que sua formação ocorreu em contexto de mais baixa energia, subaquoso com eventuais exposições (pedogênese). Alguns níveis apresentam maior conteúdo de argilas magnesianas (filossilicatos magnesianos).

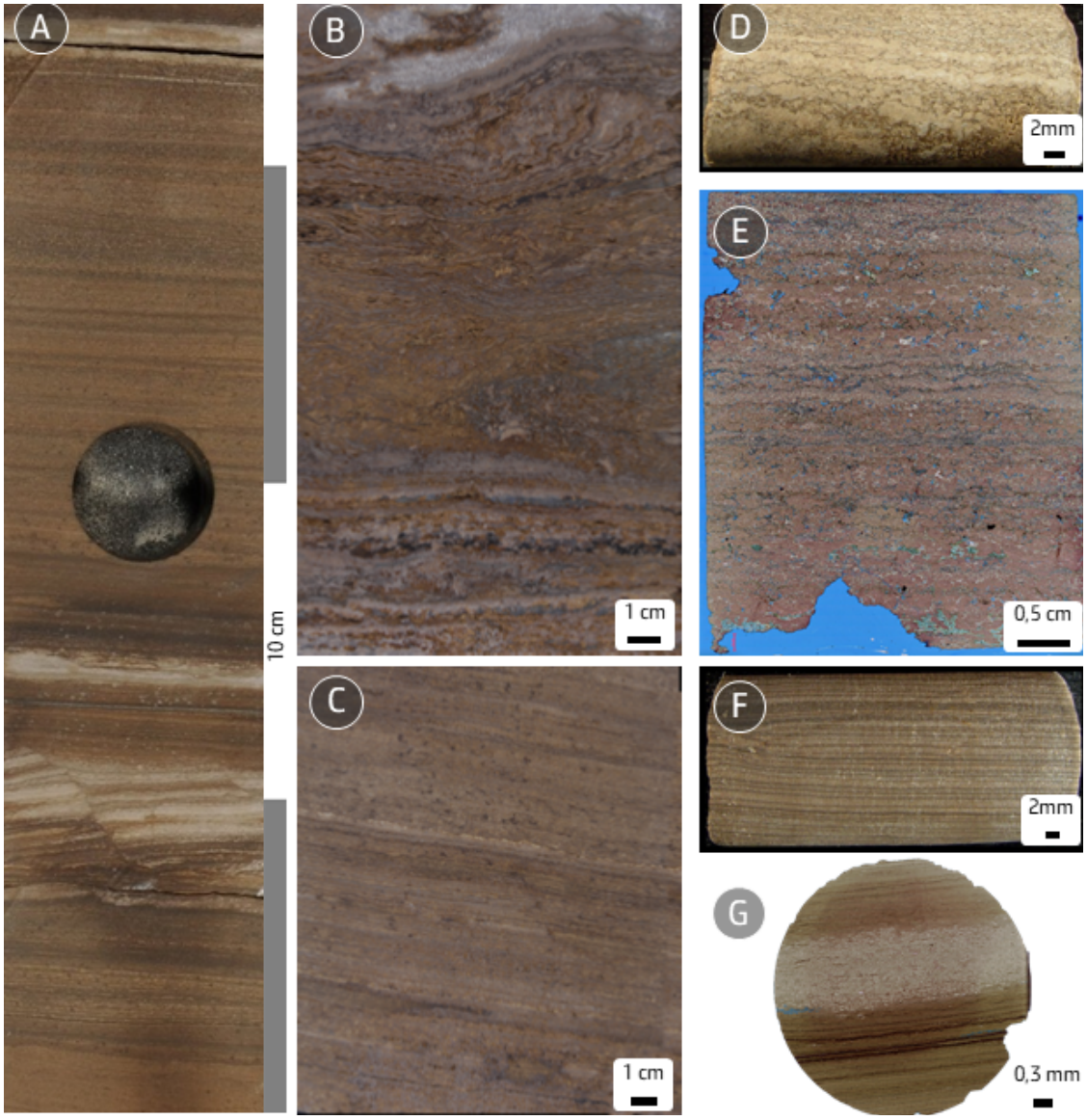


Figura 3.2.1.3: Exemplos de Laminitos. Em A) laminito em testemunho com estratificação paralela; em B) laminito crenulado parcialmente brechado e rompido por possível processo pedogenético; em C) laminito crenulado; em D) laminito crenulado em amostra lateral; E) fotomicrografia e laminito crenulado; F) laminito liso em G) fotomicrografia de um laminito liso parcialmente dolomitizado.

Os carbonatos grumosos (Figura 3.2.1.4) são constituídos por predomínio de carbonatos calcíticos que apresentam tramas grumosas, crostiformes, laminadas, pustulares, filamentosas, granulares, secundariamente fasciculares. Estes depósitos apresentam, de forma frequente, feições de brechação, fraturamento, pedogênese, dissolução, dolomitização e silicificação. Assim, estas fácies autóctones foram interpretadas como carbonatos precipitados a partir de águas quentes, cársticas ou fluviais, com elevada saturação de íons cálcio. Interpreta-se que a precipitação de carbonatos ocorreu devido ao processo de degaseificação de CO_2, associado a sistemas de tufas e travertinos. Observa-se que a ocorrência e distribuição destas fácies é restrita na Bacia de Santos, porém estas fácies constituem reservatórios importantes, por exemplo na área de Iracema/Cernambi (Falcão, 2015; Claes, 2015; Erthal *et al.*, 2017; Souza *et al.*, 2018).

Os principais elementos diagenéticos associados às fácies carbonáticas autóctones são a dolomita, o quartzo/calcedônia e a calcita blocosa. A dolomita e o quartzo apresentam texturas variadas. Os principais minerais diagenéticos de ocorrência secundária são barita, anidrita e carbonatos sódicos, como a dawsonita e a tunisita. São também observados os minerais magnesita, fluorita, celestita, esfalerita, galena, pirita e caulinita/dickita (Souza *et al.*, 2018; Farias *et al.*, 2019; Lima *et al.*, 2020).

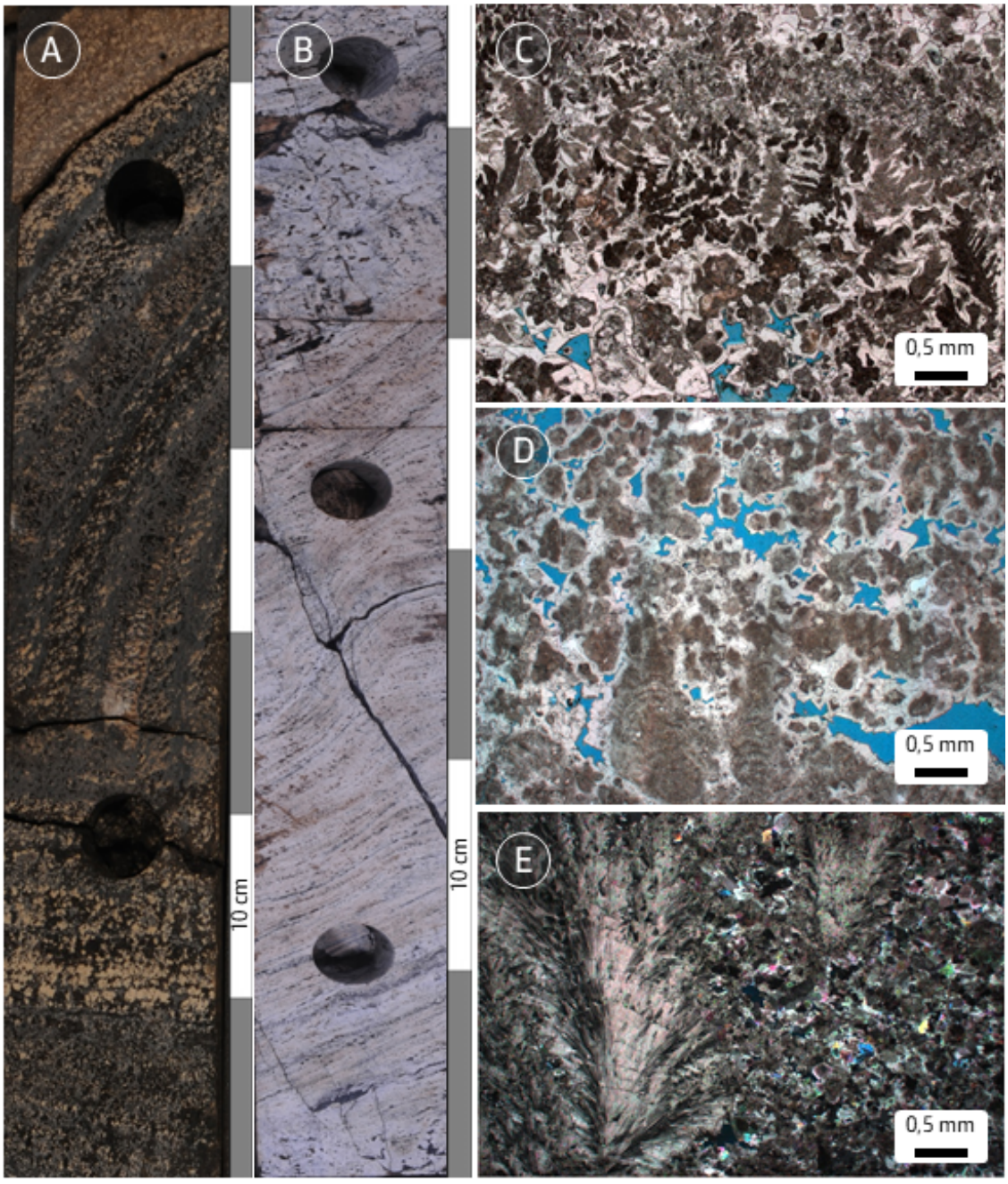


Figura 3.2.1.4: Exemplos de amostras de carbonatos grumosos. A) testemunho com feições arbustiformes com variação de ângulo e forma tipo cascata; B) feições laminadas e em cascata com presença de fraturas em intervalo calcítico; em C) D) e E) fotomicrografias de carbonatos grumosos e fascicular (E, estromatolito) dos intervalos mostrado em A) e B).

A dissolução tem importante papel no incremento de porosidade dos reservatórios do Pré-sal e é associada a fluidos meteóricos, hidrotermais e bacinais ou à uma mistura deles. Este incremento de porosidade, principalmente na forma de alargamento de poros, promoveu a melhoria das condições permoporosas de reservatórios. Falhamento, fraturamento e brechação são processos que atuaram em intervalos que comumente apresentam alta permeabilidade.

As fácies alóctones como *grainstones*, *rudstones*, *floatstones* e brechas (Terra *et al.*, 2010 ,Barnett *et al.*, 2021) possuem ocorrência comum e se intercalam frequentemente com estromatolitos, laminitos crenulados e brechas nas zonas mais porosas (Figuras 3.2.1.5 e 3.2.1.6).

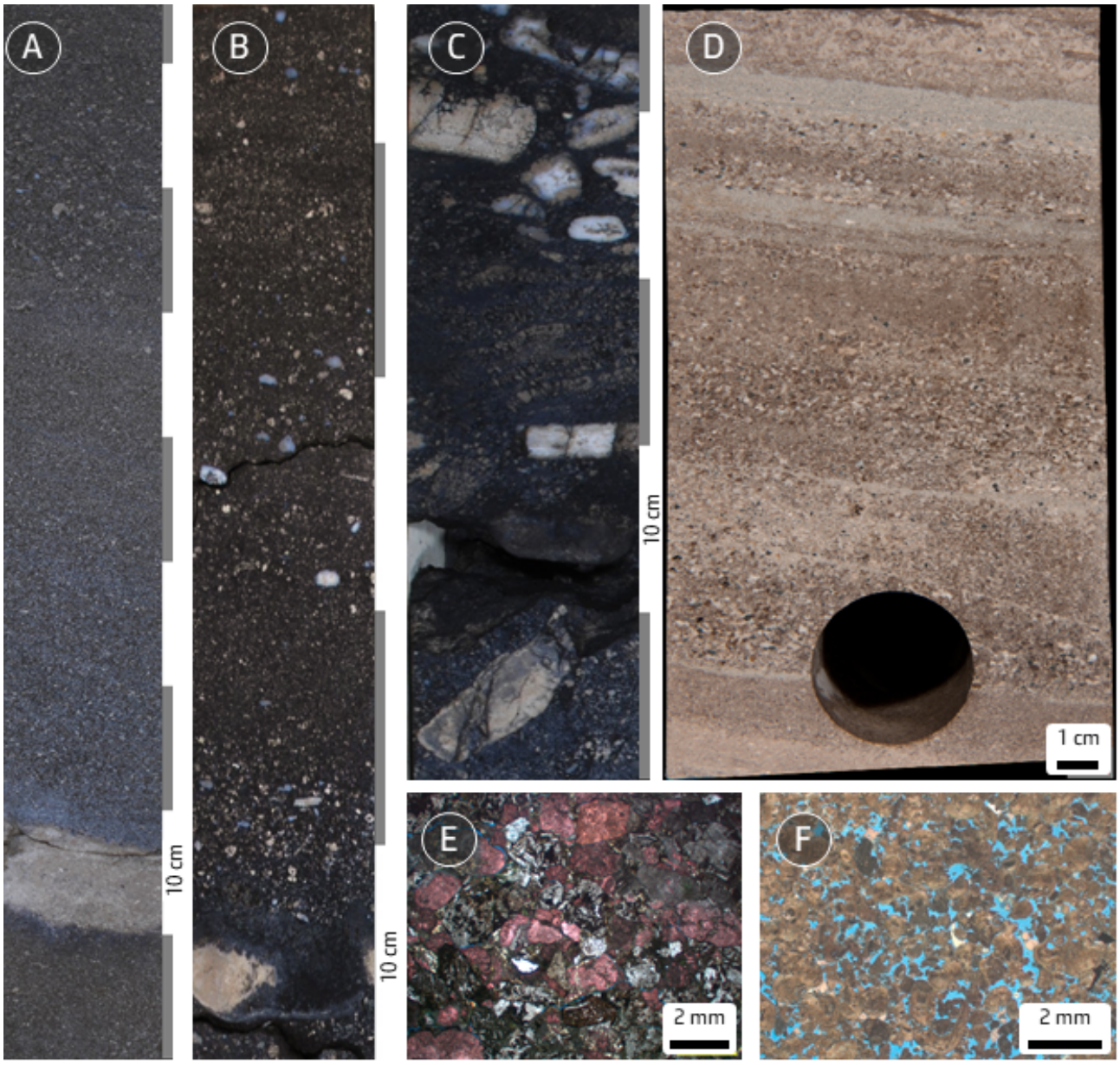


Figura 3.2.1.5: Exemplos das fácies alóctones com textura granular. A) testemunho com *grainstone* grosso maciço; B) testemunho com estratificação paralela em *grainstone* e *rudstone* com gradação inversa e normal; C) *rudstone* com intraclastos de silexito e de carbonatos; D) *grainstone* laminado com gradação e com fragmentos de rocha vulcânica; E e F) fotomicrografias dos *grainstones* intraclásticos

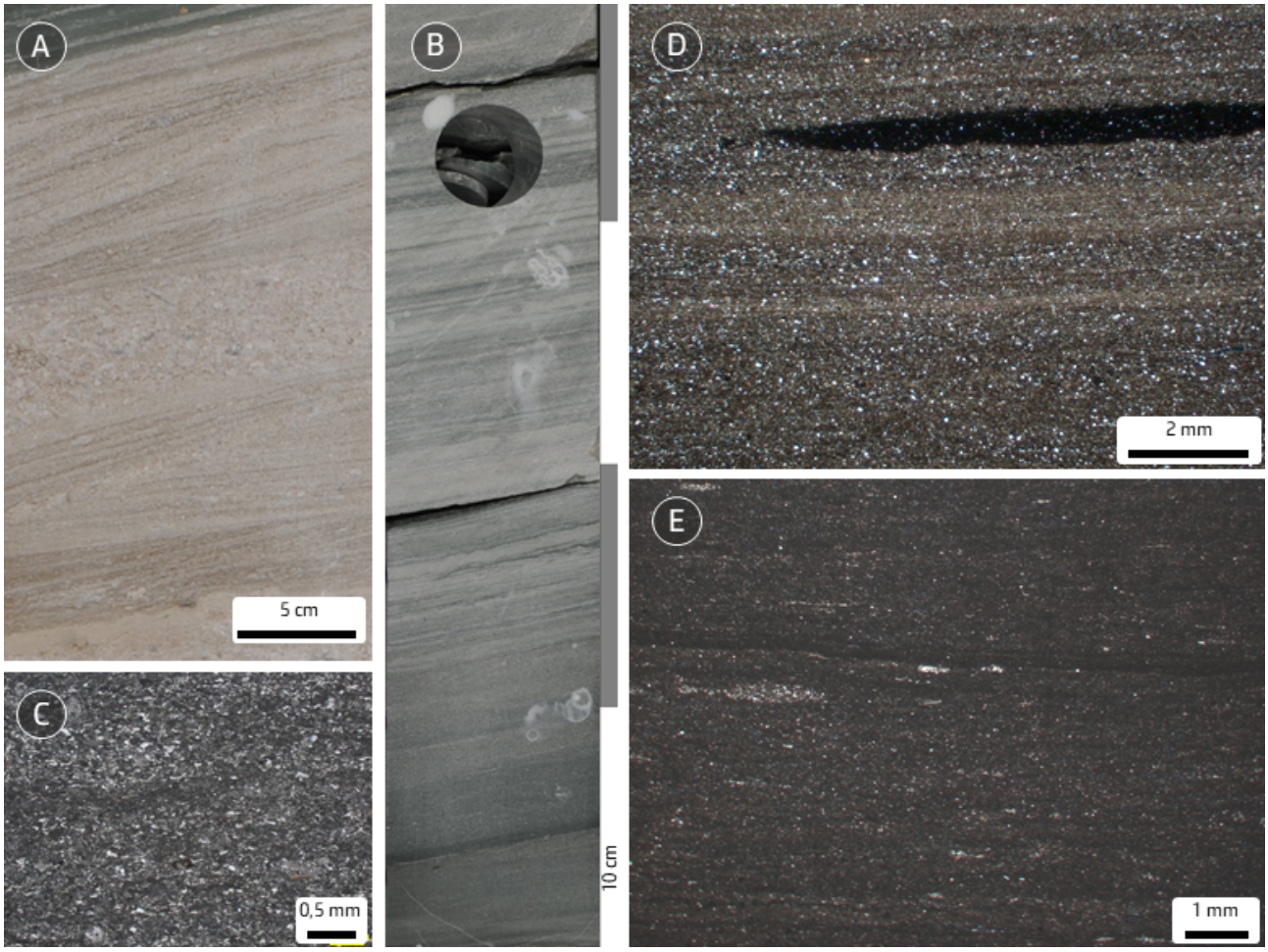


Figura 3.2.1.6: Exemplos das fácies alóctones laminadas e finas. A) testemunho em *grainstone* intercalado com *packstone* com laminação cruzada; B) testemunho com fácies de lamito e *mudstone* laminado; em C) fotomicrografia de *packstone* intraclástico; em D e E) fotomicrografias de lamito com fragmentos siliciclásticos e *mudstone* laminados.

A fácies *grainstone* tem como principais constituintes intraclastos médios e grossos. Eventualmente podem apresentar maior conteúdo de grãos siliciclásticos, ígneos (principalmente rochas vulcânicas e subvulcânicas) com granulometria que varia entre média a seixos, além de clastos da seção sedimentar subjacente de idades Jiquiá e Buracica. A fácies *grainstone* é interpretada como o principal constituinte de cordões litorâneos, barras, praias, bancos, frentes de praia e bancos *interpatches* de crescimentos estromatolíticos. Em áreas próximas aos paleoaltos estruturais, podem ser associados à leques aluviais ou fandeltas.

As fácies *packstones* intraclástico, peloidal e híbrido, finos a médios, têm ocorrência subordinada. Estas fácies se intercalam com esferulititos, estromatolitos arbustiformes, *wackestones* e lamitos. A presença de ooides e peloides argilosos misturados com intraclastos carbonáticos é comum. Em geral os sedimentos foram pouco transportados e retrabalhados em ambiente subaquoso.

As fácies *wackestone*, *mudstone* e lamito apresentam frequentemente matriz híbrida ou argilosa que, de forma subordinada, se intercalam com laminitos lisos, argilitos, esferulititos, *mudstones* e lamitos. Estas fácies

têm sua origem associada principalmente ao processo de decantação e foram depositadas em ambiente sublitorâneo ou costeiro raso de baixa energia.

De forma frequente, tem sido observada no intervalo Pré-sal a ocorrência de fácies com composição híbrida (Bahniuk *et al.*, 2018) com carbonatos, siliciclastos e silicatos argilosos singenéticos (argilominerais magnesianos) ou intraclásticos.

Finalmente, descreve-se a ocorrência de fácies carbonáticas com baixos teores (média de 10% nos níveis com argila) de argilominerais autigênicos magnesianos, assim como argilominerais detríticos (Figura 3.2.1.7). Entre as principais fácies carbonáticas com argilominerais destacam-se: a) fácies carbonáticas *in situ*, como laminitos, esferulititos, estromatolitos com argilominerais magnesianos autigênicos neoformados (sin-deposicionais), indicando um contexto de baixa energia; b) fácies carbonáticas retrabalhadas, como *packstones* e *grainstones* (*mud-lean packstones*) com intraclastos de argilominerais magnesianos na fração areia, indicando moderada energia; c) fácies carbonáticas *in situ* associadas com pequenas proporções de minerais detríticos (quartzo, feldspato e mica) na fração silte e argilominerais, além de lamitos e margas. Nessas fácies é comum a presença de matéria orgânica. Estão associadas a um contexto deposicional de baixa energia, relativamente mais profundo. De um modo geral, interpreta-se que os argilominerais magnesianos foram precipitados em águas alcalinas, ricas em magnésio e silício em solução. Maiores detalhes sobre a caracterização das espécies de argilominerais, contexto deposicional e estratigráfico são discutidos no capítulo 9 "Caracterização, gênese e modelo deposicional dos argilominerais magnesianos do Andar Alagoas da Bacia de Santos".

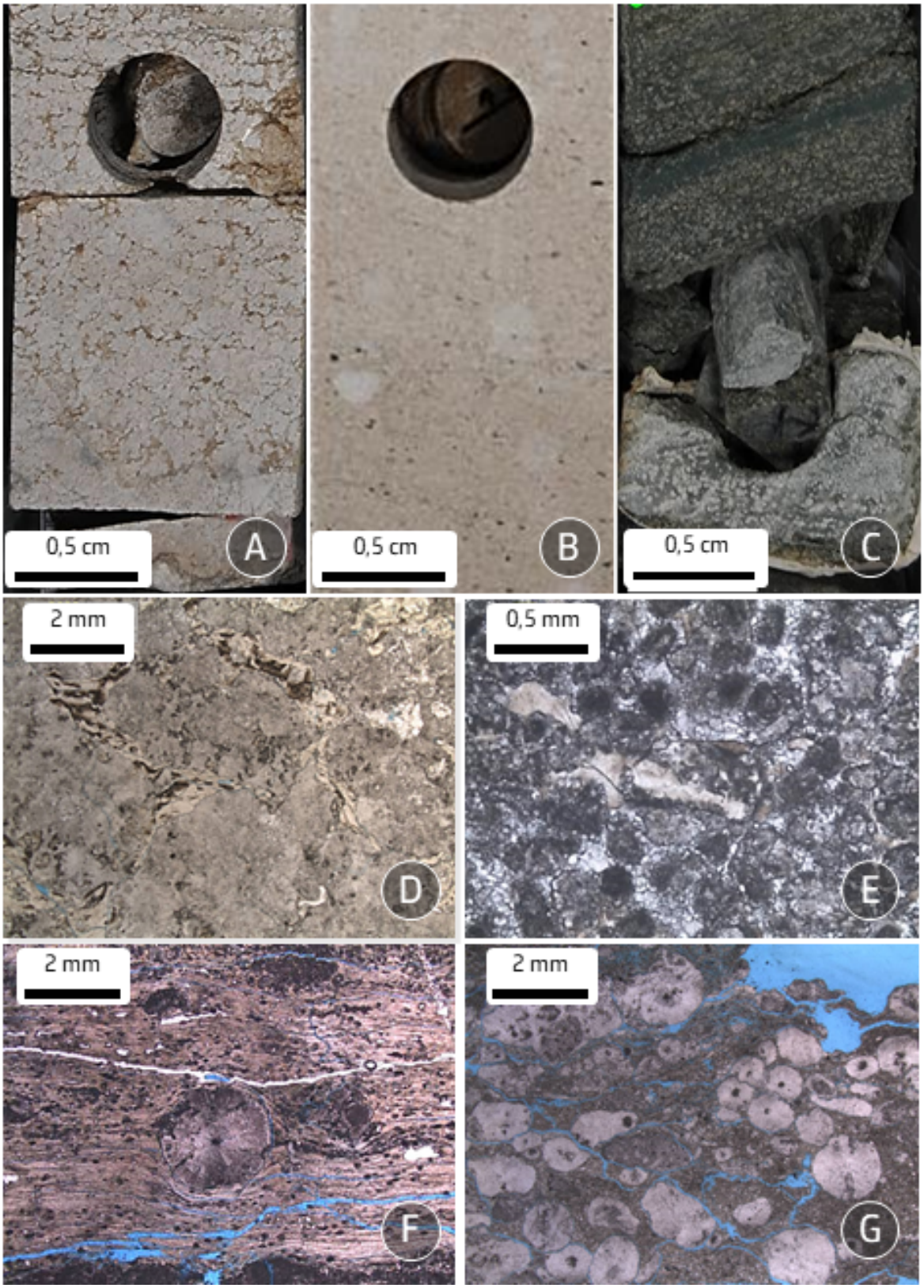


Figura 3.2.1.7: Exemplos de fácies carbonáticas com argilominerais. A) testemunho em estromatolito arbustiforme com argilomineral magnesiano autigênico; B) testemunho com fácies de *packstone* com intraclastos de argilomineral magnesiano (fração areia); C) esferulitito com matriz de lamito, composto por minerais detríticos e argilominerais autigênicos por transformação e detríticos; D) fotomicrografia de estromatolito arbustiforme com argilomineral autigênico neoformado; E) fotomicrografia de *packstone* com intraclasto de argilomineral magnesiano (fração areia); F) fotomicrografia de esferulitito envolto por argilomineral magnesiano autigênico neoformado, com romboedros de dolomita e pirita (pontos escuros); G) fotomicrografia de esferulitito com matriz de lamito.

3.2.2. Empilhamento de Fácies Alagoas

Nos reservatórios de idade Alagoas na Bacia de Santos, verificam-se sucessões verticais de fácies em escala decimétrica a decamétrica. Empilhamentos de fácies com tendência predominante transgressiva ocorrem em maior proporção principalmente nas sequências inferiores a medianas do Andar Alagoas, enquanto os empilhamentos mais frequentes apresentam tendência predominante regressiva e ocorrem principalmente nas sequências médio-superiores do Andar Alagoas. A interpretação destes padrões deposicionais é feita a partir da mudança de escala de amostra de rocha para escala de perfil e sísmica. A interpretação apresentada na forma de ciclos nas Figuras 3.2.2.1 e 3.2.2.2 corresponde a unidades estratigráficas básicas em escala decimétrica a métrica correspondente a unidades deposicionais (Homewood *et al*., 1992), similares a "*simple sequence*" como definido por Vail *et al*. (1991), mais ou menos na escala de parassequência na terminologia da estratigrafia de sequências Exxon. Neste trabalho, as unidades (ciclos) são definidas por sucessivos mínimos (base dos triângulos) e máximos (ápice dos triângulos) referentes a taxa de acomodação (triângulos vermelhos e azuis) e são interpretadas como unidades cronoestratigráficas resultantes de ciclos de acomodação em alta frequência. Ressalta-se que a ocorrência de ciclos completos é pontual nos testemunhos de rocha, ou seja, o mais comum é que sejam observados ciclos com ausência de uma ou mais fácies. As espessuras dos ciclos, bem como sua organização e empilhamento, podem variar de decímetros a metros de espessura a depender do contexto deposicional, do intervalo estratigráfico e do espaço de acomodação.

Os ciclos transgressivos (Figura 3.2.2.1) são caracterizados pelo empilhamento agradacional de fácies com tendências de estromatolitos para finos (laminitos/esferulititos) ou agradação de fácies homogêneas como espessos pacotes de laminitos. Assim, como exemplo, em locais específicos da bacia, o espaço de acomodação favoreceu o empilhamento de fácies reservatório caracterizado pela acumulação massiva de estromatolitos por até dezenas de metros, onde a deposição principal e o registro ocorreram durante o aumento de espaço de acomodação. Em direção ao topo, observa-se a tendência de maior intercalação com *grainstones* e, localmente, fácies finas laminadas. Neste caso específico, de espessos reservatórios, as arquiteturas preferenciais de registro dos hemiciclos transgressivos são os recifes e os *buildups*.

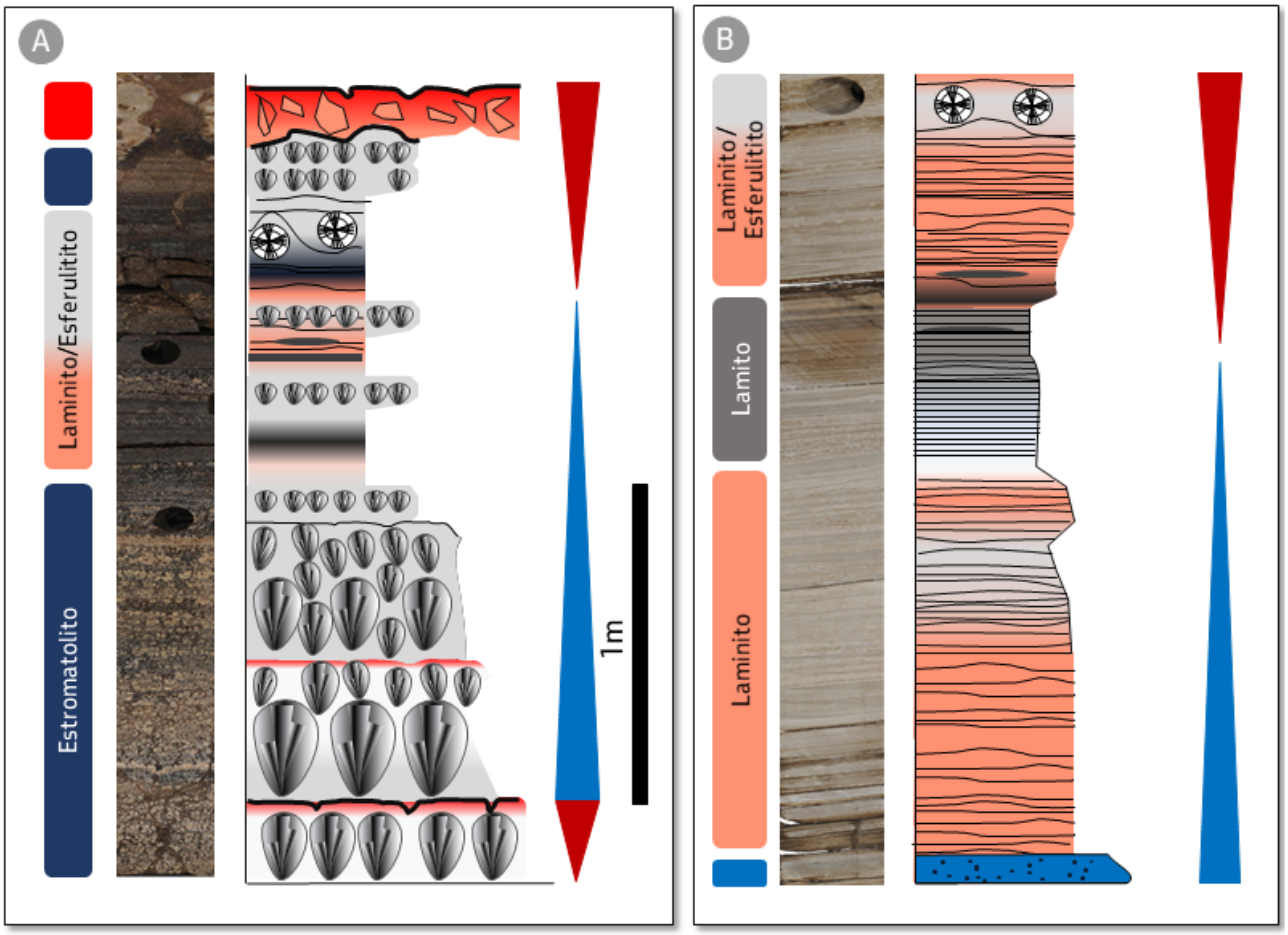


Figura 3.2.2.1: Exemplos dos padrões de empilhamento predominantemente transgressivos em escala métrica em dois contextos distintos dentro do sistema de plataforma. A) padrão transgressivo em contexto com predomínio de estromatolitos; B) padrão transgressivo em ambiente com predomínio de fácies laminadas.

Os ciclos com tendência regressiva (Figura 3.2.2.2) são interpretados a partir da presença de camadas delgadas de *grainstones* e carbonatos finos e laminados próximos a base, como laminitos e *mudstones*, com maior conteúdo de matéria orgânica e de quartzo como produto de substituição. Acima dos finos se depositaram os esferulititos e, por fim, os cristais formados por calcita fascicular-óptica dos estromatolitos no topo da sequência (Muniz e Bosence, 2015; Wright e Barnett, 2015, Artagão, 2018). Esta seria a sucessão de um ciclo completo que também pode apresentar variações no conteúdo de alóctones. *Grainstones* intraclásticos são comuns e, junto aos estromatolitos, podem constituir os principais intervalos reservatórios nos ciclos regressivos. As superfícies de exposição ocorrem com frequência no topo dos níveis estromatolíticos e de *grainstones*, incluindo feições erosivas, micritização, calcretização, cominuição (*grainification*) e brechação (Figura 3.2.2.3).

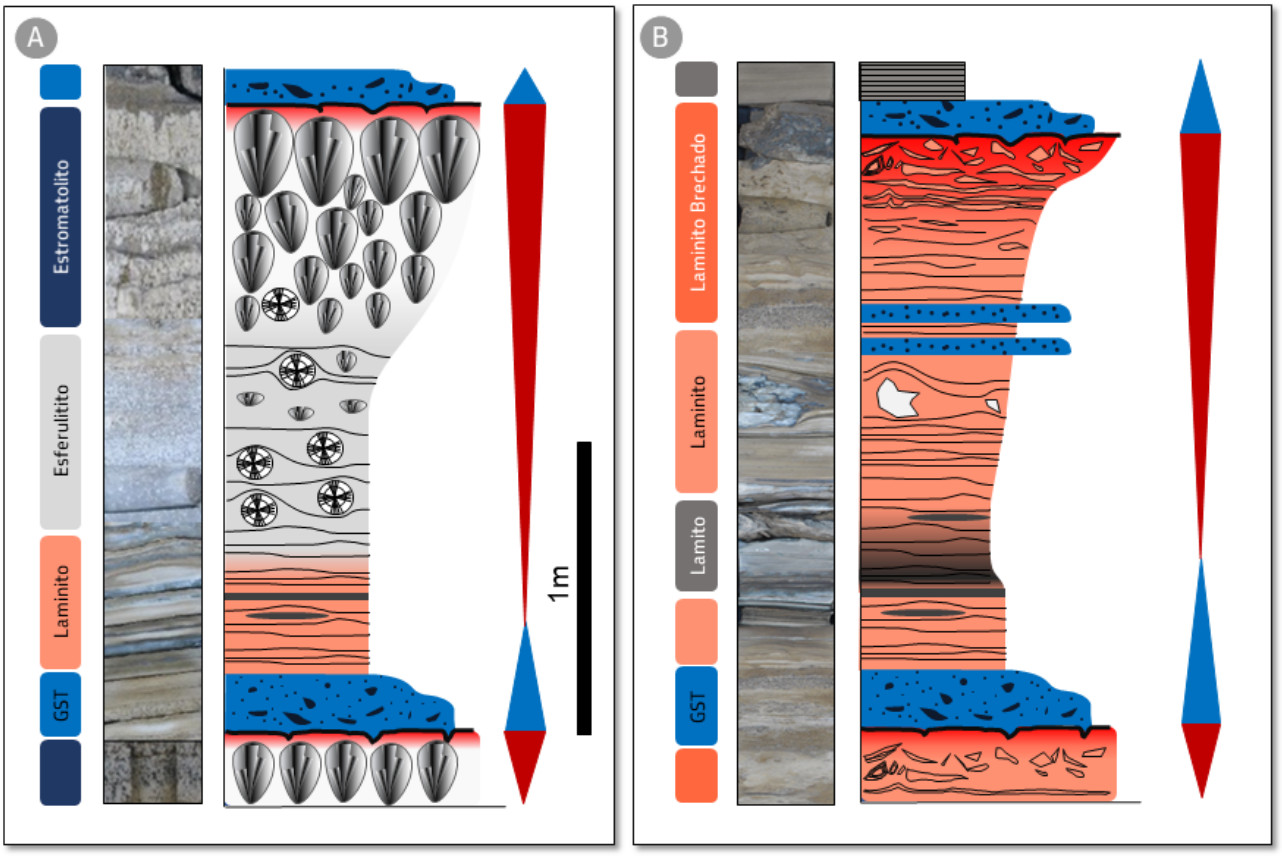


Figura 3.2.2.2: Exemplos dos padrões de empilhamento predominantemente regressivos em escala métrica em dois contextos distintos dentro do sistema de plataforma. A) padrão regressivo em contexto com predomínio de estromatolitos; B) padrão regressivo em ambiente com predomínio de fácies laminadas. GST=*grainstone*.

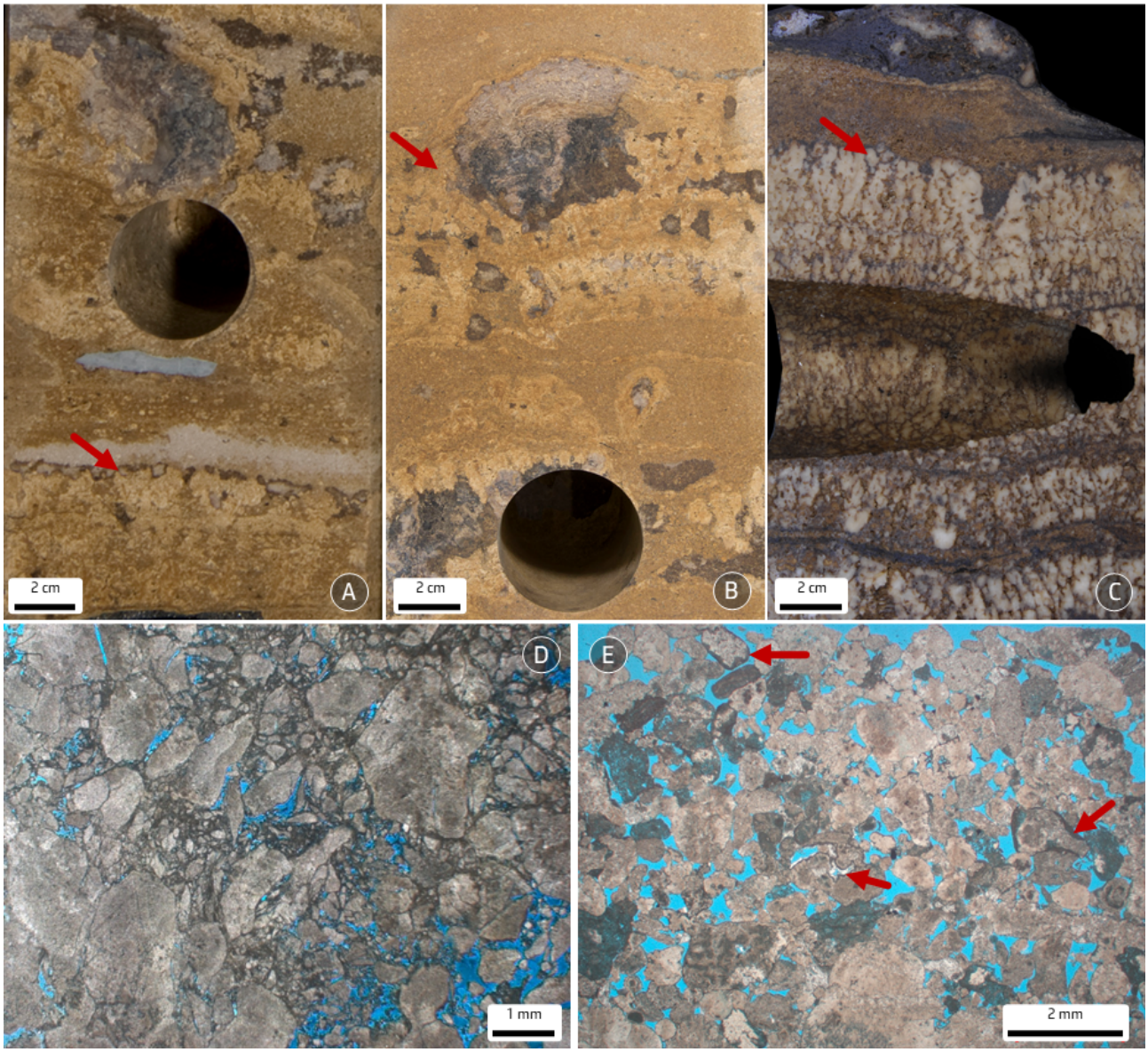


Figura 3.2.2.3: Exemplos de feições sedimentares observadas nos topos de estromatolitos e associadas a exposições. A) estromatolitos arbustiformes com topo irregular (seta vermelha) e feição erosiva sotopostos a *grainstones* com feições de calcretização e brechação; B) estromatolitos arbustiformes (seta vermelha) com topo irregular com nódulos de quartzo sotopostos a *grainstones*; C) estromatolitos arborescentes (seta vermelha) com topo erosivo incluindo feição de escavação sotopostos a *grainstones*; D) *Grainstone* com cominuição de grãos apresentando padrões de micro-fraturas com orientação aleatória e traços irregulares a curvos, frações granulométricas progressivamente menores associadas a cominuição, luz polarizada plana (LPP); (E) *Grainstone* com grãos micritizados (tons escuros) e bordas micritizadas (setas vermelhas), LPP.

Na seção do intervalo "Marco Lula", os ciclos regressivos mais típicos são formados, da base para o topo, por laminitos lisos e *mudstones*, frequentemente ricos em matéria orgânica, seguidos por laminitos crenulados intercalados com *grainstones* intraclásticos ou oncoidais e culminando com laminitos brechados e com feições de exposição. Esta fácies está associada a ambientes de planícies rasas com forte influência de atividade microbiana. Por vezes, na base dos ciclos, podem aparecer *grainstones*, conglomerados e brechas intraclásticas, constituídos principalmente por fragmentos de laminitos.

Em geral as fácies de laminitos e laminadas (margas), finas e com siliciclásticos fração silte, têm sido interpretadas como representantes de condições relativamente mais profundas, os laminitos e esferulititos com argilominerais magnesianos como condições mais restritas e os estromatolitos fasciculares como mais rasos, devido à alta frequência de feições de erosão e de exposição e por estarem associados a um aumento na saturação de $CaCO_3$, de pH e de salinidade. Apesar da semelhança no empilhamento típico de fácies, a maior diferença está na interpretação da origem dos elementos carbonáticos, que varia entre predominantemente microbiana (Dias, 1998; Muniz e Bosence, 2015), abiótica precipitada ou substitutiva (Wright e Barnett, 2015; Herlinger *et al.*, 2017; Lima e De Ros, 2019; Lima *et al.*, 2020; Wright, 2020), evaporítica (Wright e Rodriguez, 2018; Wright, 2020; Farias *et al.*, 2019), ou híbrida (Erthal *et al.*, 2017).

Em resumo, neste trabalho interpreta-se uma origem múltipla e híbrida, notavelmente associada aos processos orgânicos, químicos singenéticos ou substitutivos e evaporíticos para os depósitos do Pré-sal. Porém, é notável nos poços amostrados o predomínio de processos organoquímicos (orgamineralização induzida e influenciada). O predomínio dos processos e dos elementos formadores pode variar de acordo com a localização, com as características morfo-tectônicas e estruturais, com a proximidade de altos do embasamento, com a proximidade de corpos vulcânicos penecontemporâneos, com o intervalo estratigráfico, com a presença maior ou menor de siliciclastos e com as características físico-químicas do corpo-aquoso durante a deposição. Também se considera a distância até falhas, fraturas ou encontro de estruturas que possam ter favorecido a ascensão de fluidos com o gradiente geotérmico e com o espaço de acomodação disponível durante a deposição.

3.2.3. Estratigrafia e Modelo Deposicional Alagoas

Os conceitos descritos a seguir são baseados em dados e interpretações a partir de informações obtidas em mais de 200 poços e mais de 8000 km² de imagens sísmicas sobre uma extensa área na região do alto externo da Bacia de Santos, onde os carbonatos do Andar Alagoas são caracterizados como depositados em extensas plataformas carbonáticas (Figura 3.2.3.1) localizadas nas porções mais distais do ambiente lacustre.

Esta seção tem como objetivo apresentar as correlações estratigráficas semi-regionais entre os campos, de modo a caracterizar importantes superfícies estratigráficas e o padrão de empilhamento na escala do andar Alagoas, ou seja, esta escala em menor detalhe é coerente com a escala de maior detalhe apresentada anteriormente na seção **3.2.2 Empilhamento de Fácies Alagoas**. Também são apresentadas as principais geometrias sísmicas e seu significado deposicional.

Apesar dos estudos (Spadini *et al.*, 2009; Araújo *et al.*, 2013; Araújo e Madrucci, 2014; Madrucci, 2017; Arienti *et al.*, 2018; Fetter *et al.*, 2018 , Araújo *et al.*, 2022) terem como base

a ampla cobertura sísmica e a amostragem de dados de centenas de poços, busca-se neste capítulo sumarizar os dados e a estratigrafia interpretada para o Andar Alagoas na Bacia de Santos com base na seleção de quatro seções geológicas. As quatro seções, Sapinhoá (Figura 3.2.3.2), Tupi (Figura 3.2.3.3), Berbigão-Sururu (Figura 3.2.3.4) e Tupi/Cernambi (Figura 3.2.3.5), demonstram a sucessão de depósitos carbonáticos lacustres com variadas proporções de fácies autóctones e alóctones. O sistema deposicional é caracterizado como lacustre devido ao conteúdo fossilífero composto basicamente por ostracodes não-marinhos, historicamente reconhecidos nas Bacias de Sergipe e do Recôncavo (Schaller *et al*., 1969) e que são fósseis característicos de ambiente continental lacustre em condições ambientais predominantemente alcalinas e estressantes, cujo clima foi caracterizado como quente e árido com base em dados de palinofácies e miósporos (Lana *et al*., 2010). Devido à grande extensão em área (da ordem de centenas de milhares km^2) e espessura (da ordem de centenas de metros) da seção carbonática Alagoas, interpreta-se que se tratava de um lago de grandes dimensões informalmente referenciado como "Lago-mar". Neste sentido, um termo geomorfológico como a plataforma carbonática, costumeiramente utilizado para o ambiente marinho, foi empregado para descrever as geometrias observadas nestas fábricas carbonáticas (Carminatti *et al*., 2008; Minzoni *et al*., 2020).

A partir das rochas de idade Alagoas na área do Alto Externo da Bacia de Santos, pode-se delinear duas sequências deposicionais principais (Figura 3.2.3.6). Uma basal lacustre transgressiva, aproximadamente Sequência K44 de Moreira *et al*. (2007), caracterizada pela dominância de fácies carbonáticas de variadas texturas deposicionais e menor proporção de fácies siliciclásticas (terrígenas) finas na fração silte depositadas por decantação. Acima desta sequência ocorrem fácies finas com preservação de matéria orgânica e valores anômalos de conteúdo orgânico (COTs >2%), onde interpreta-se a superfície de inundação máxima (SIM) do Andar Alagoas, aproximadamente K46. As sequências superiores (indivisas), lacustres de caráter regressivo, aproximadamente a K46-48 de Moreira *et al*. (2007), são caracterizadas pela diminuição de conteúdo terrígeno e textura variada, mas com maior proporção de fácies retrabalhadas. Ambas as sequências se caracterizam pela alta frequência de variação do empilhamento de fácies com predomínio de camadas centimétricas a decimétricas (Figuras 3.2.2.1 e 3.2.2.2), interpretada como relacionada a intensa oscilação dos ciclos deposicionais em um ambiente lacustre com intensa variação batimétrica.

A sequência lacustre transgressiva é caracterizada também pela importante proporção de fácies autóctones, como os laminitos na área de Berbigão-Sururu, que formam seções com espessuras da ordem de 200 m detectados em poços (Figura 3.2.3.4), ou ainda padrões de preenchimento em *onlap*, observável na sísmica, com fácies de *packstones*, laminitos, lamitos e argilitos, amostrados em poços, como na área de Tupi (Figura 3.2.3.3).

A porção basal da sequência regressiva é caracterizada por padrões deposicionais

agradacionais, como nas regiões taludais ao redor da plataforma de Iara/Atapu (Figuras 3.2.3.1C e 3.2.3.4), onde ocorrem espessos pacotes, de até 300 m de estromatolitos *in situ* e retrabalhados, que são interpretados como crescimentos carbonáticos isolados, os *buildups*, os quais estão estratigraficamente posicionados acima da Superfícies de Inundação Máxima (SIM, Figura 3.2.3.4). A sequência regressiva é também caracterizada, em sua porção médio-superior, pela ocorrência de depósitos representados em sísmica por refletores sigmoidais, como a oeste da área de Sapinhoá (Figura 2.3), depósitos de praia como em Tupi (Figuras 3.2.3.2 e 3.2.3.3, poço T1) e de espalhamento/progradação das fábricas carbonáticas como visto em Sapinhoá (Figura 3.2.3.2) e no topo dos *buildups* (Figura 3.2.3.4).

A partir das sucessões estratigráficas interpretadas nos poços, observam-se, nos dados sísmicos, as geometrias deposicionais e suas variações laterais. Neste sentido, as arquiteturas de idade Alagoas compreendem basicamente plataformas, rampas isoladas e recifes/construções isoladas (*buildups*) caracterizadas por suas dimensões quilométricas. Por exemplo, na Figura 3.2.3.1, observa-se, no bloco diagrama B, uma plataforma isolada em rampa cujo eixo maior é da ordem de 40 km, enquanto na direção do mergulho a distância da rampa isolada proximal até a rampa isolada distal é de cerca de 15 km. Ainda na Figura 3.2.3.1, observa-se, no bloco diagrama A, uma plataforma com bordas (margem) cuja distância entre estas é da ordem de 10 km. Finalmente, no bloco diagrama C da Figura 3.2.3.1, observa-se uma plataforma com distância entre bordas da ordem de 6 km e com crescimentos carbonáticos (construção isolada) localizados de 1,5 a 5 km de distância da borda da plataforma na região de talude.

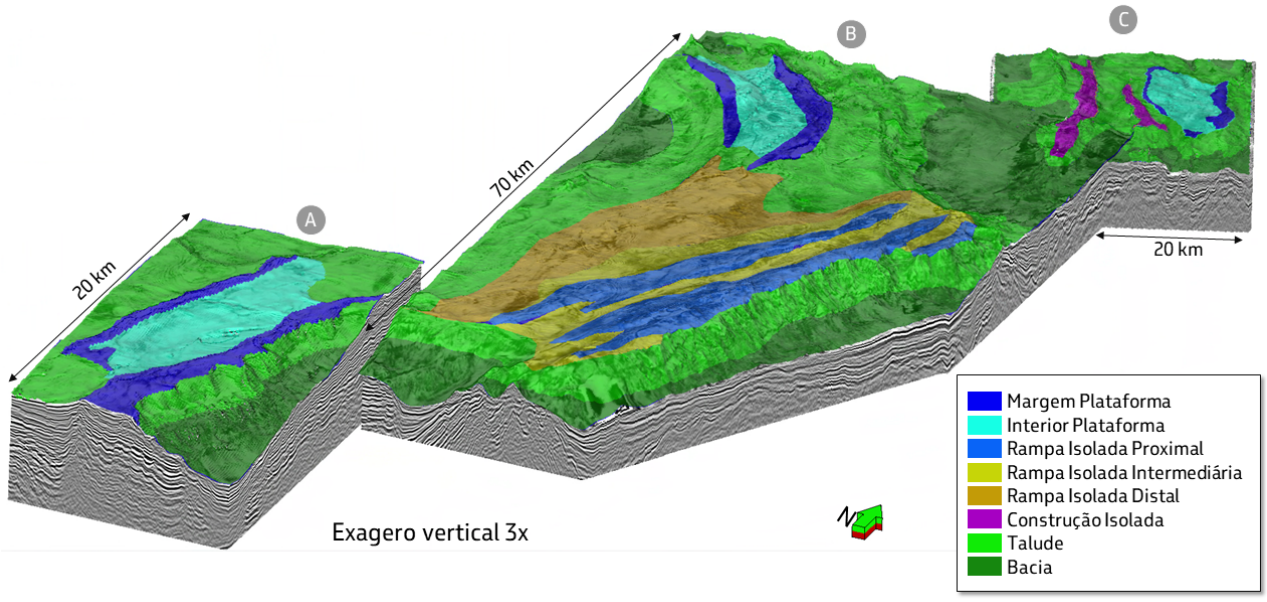


Figura 3.2.3.1: Blocos-diagrama com as principais geometrias deposicionais observadas. (A) plataforma carbonática com bordas proeminentes; (B) plataforma carbonática em rampa isolada; (C) construções isoladas (*buildups*) no talude que se desenvolvem adjacentes a uma plataforma carbonática com bordas assimétricas

A seção na área do Campo de Sapinhoá (antiga área exploratória de Guará) demonstra a ocorrência de uma plataforma com bordas proeminentes (Figuras 3.2.3.2 e 3.2.3.1A), em contraste com a seção na área do Campo de Tupi, que apresenta a evolução de uma plataforma com geometria em rampa isolada (Figuras 3.2.3.3 e 3.2.3.1B). Finalmente, a seção na região dos campos de Berbigão, Sururu e Atapu (antiga área exploratória de Iara; Figuras 3.2.3.4 e 3.2.3.1C) representa a relação de plataforma com crescimentos recifais (*buildups*) na região do talude, que foi severamente afetado por reativações tectônicas sindeposicionais. O elemento comum a estas diferentes arquiteturas está relacionado à implantação de fábricas carbonáticas na região de altos estruturais, no tempo Alagoas, e aos altos subjacentes com raízes no embasamento.

Na Figura 3.2.3.2 observa-se um exemplo da arquitetura de plataforma carbonática isolada com crescimento de bordas de alta energia (anelar), as quais caracterizam-se por serem bordas assimétricas, assim interpretadas como reflexo das condições de sotavento e barlavento na arquitetura deposicional. Outro elemento importante na Figura 3.2.3.2 é o alto estrutural do embasamento a oeste, região do poço S1, herdado pela fábrica carbonática para construção da borda nesta região. Ainda para o início do tempo Alagoas (DPA), observa-se que as porções mais a leste apresentavam forma em rampa com desenvolvimento mais tardio de uma borda, o que é interpretado como evidência da evolução de uma plataforma em rampa isolada na fase transgressiva para uma plataforma anelar em ambiente regressivo, processo igualmente reconhecido em plataformas carbonáticas marinhas. A correlação dos poços S1 e S2 é um exemplo de distribuição de fácies na direção do mergulho das estruturas e transversal ao *trend* nordeste da fábrica carbonática. No poço S2, observa-se uma seção com fácies carbonáticas de baixa energia rica em argilas magnesianas em *onlap* contra o alto do poço S1, onde não ocorrem argilas magnesianas nas fácies carbonáticas. Portanto, interpreta-se que enquanto ocorria precipitação de argilomineral magnesiano autigênico na região do poço S2, desenvolvia-se uma fábrica de alta energia na região do poço S1. Já a borda leste tem desenvolvimento penecontemporâneo ao início da seção argilosa, configurando-se como o obstáculo que restringiu a circulação no interior da plataforma e condicionou um interior de plataforma com baixa energia das águas adequado para a autigênese dos argilominerais.

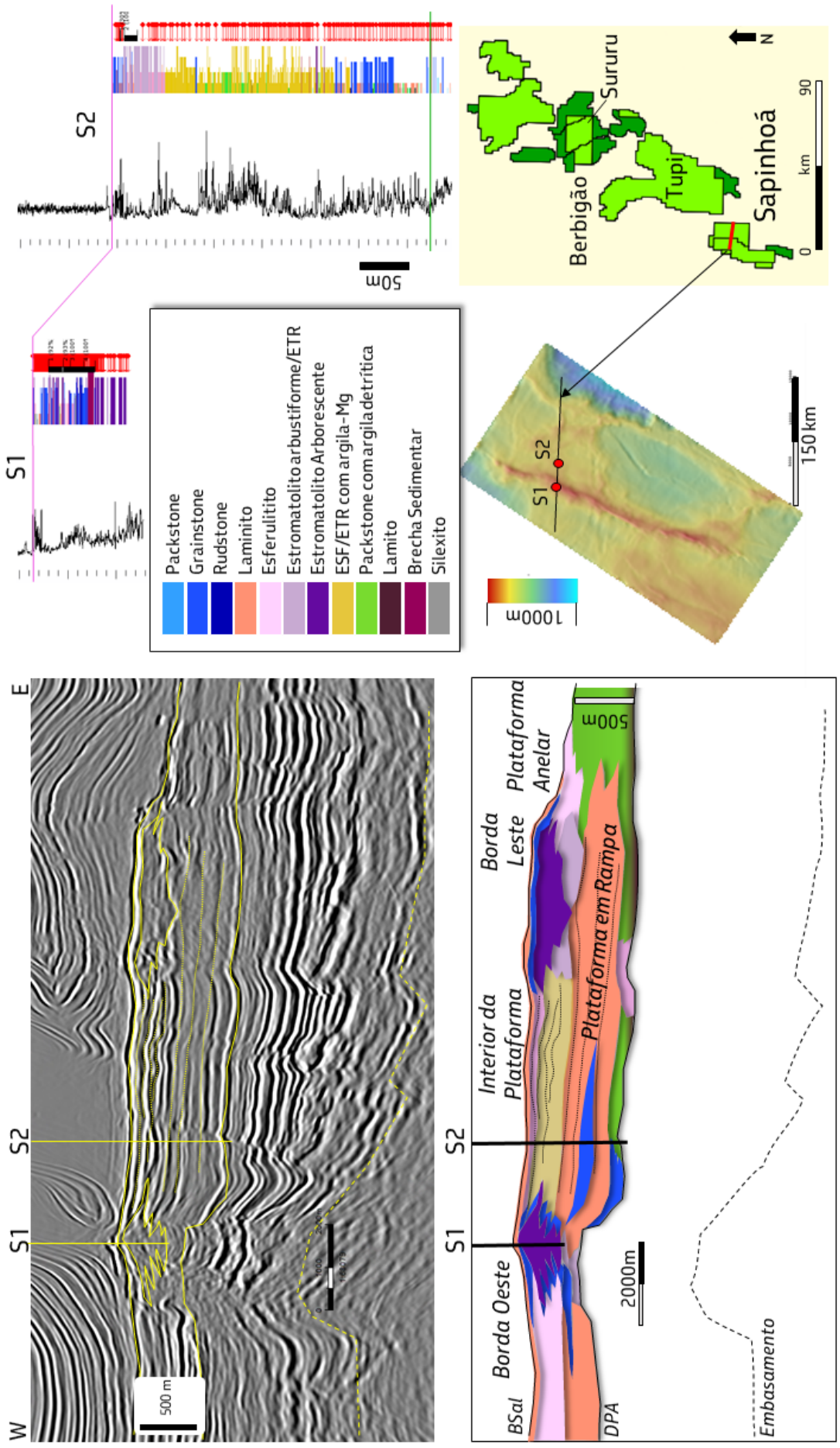


Figura 3.2.3.2: Seção sísmica interpretada na área do Campo de Sapinhoá com os poços S1 e S2 localizados, respectivamente, na borda oeste e no interior da plataforma. A seção estrutural de correlação de poços S1 e S2 (porção superior direita) apresenta a Base do Sal (linha rosa) e a Discordância Pré-Alagoas (linha verde). Os horizontes em amarelo na sísmica são respectivamente de cima para baixo: Base do Sal, Discordância Pré-Alagoas e Embasamento

Na Figura 3.2.3.3 observa-se uma seção na direção do mergulho estrutural na região do campo de Tupi, como exemplo da arquitetura de plataforma carbonática em rampa isolada, e uma borda falhada de uma rampa flexural segmentada por falhas secundárias na região leste da seção, área do poço T1. Interpreta-se, assim, a partir das fácies amostradas nos poços T1, T2 e T3 (Figura 3.2.3.3) e do imageamento da sísmica, que o sistema carbonático se desenvolveu sobre um arcabouço de altos estruturais em uma sucessão de homoclinais. Neste contexto, o ambiente era caracterizado por uma frente de alta energia (barlavento) vinda de leste com depósitos de praia (*grainstones* e *rudstones*) do poço T1, associados ao bloco alto da zona falhada principal, e uma frente de menor energia (sotavento/*leeside*) na zona flexural à oeste (esferulititos e estromatolitos com argila magnesiana). Na região apical da estrutura, ocorre uma feição em forma de sela, controlada por falhamentos secundários intra-rampa, caracterizada por fácies carbonáticas argilosas (poço T2, Figura 3.2.3.3) interpretadas como ambiente de interior de plataforma de baixa energia, ou, no caso de geometria em rampa, como rampa isolada intermediária (Figura 3.2.3.1). Esta área deprimida no alto estrutural é limitada pelos dois altos estruturais resultantes de rotação de blocos do embasamento. De modo geral, os diversos subambientes de maior ou menor energia foram condicionados pela conformação paleomorfológica.

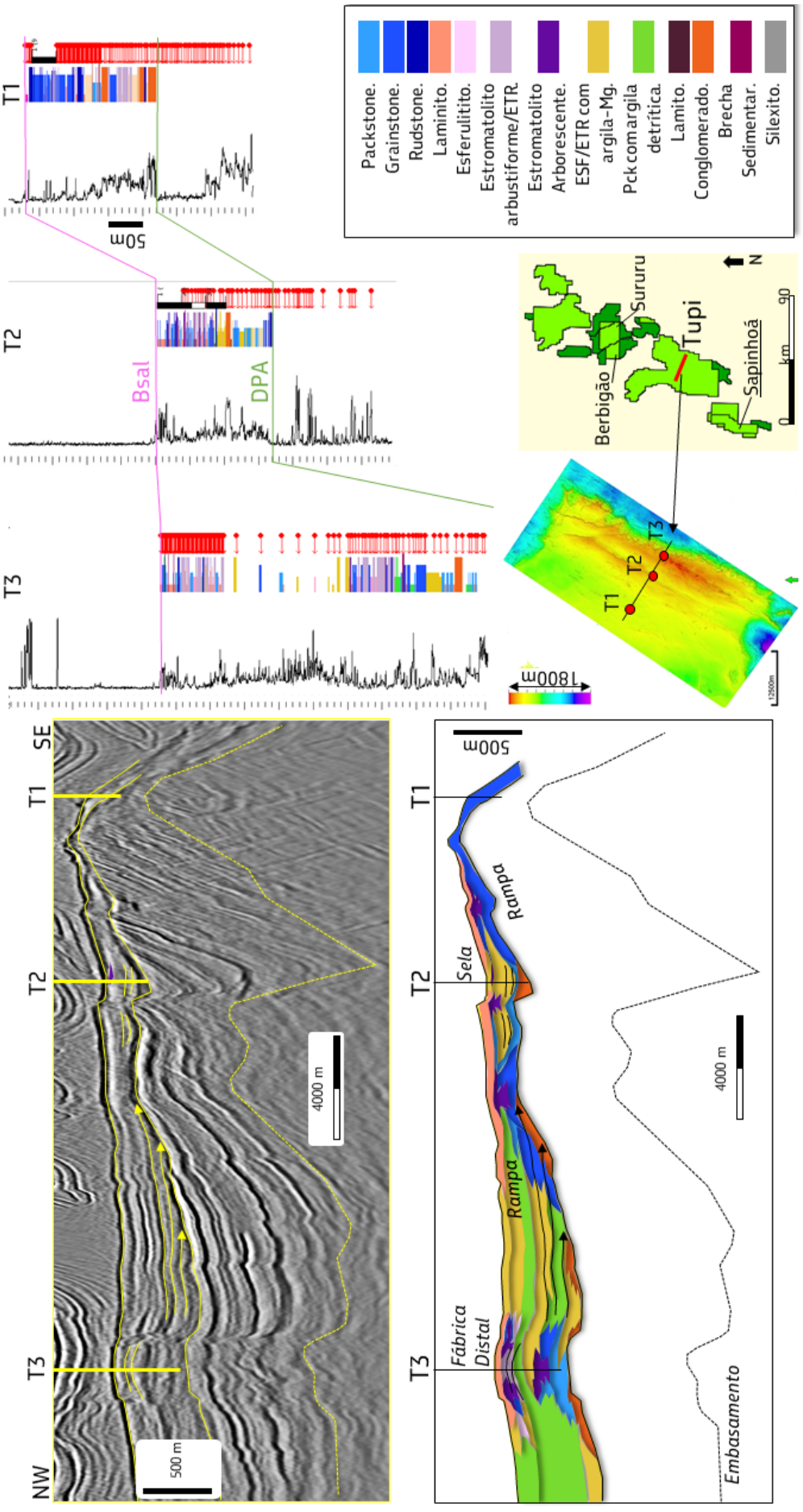


Figura 3.2.3.3: Seção sísmica interpretada na área do campo de Tupi com os poços T1, T2 e T3 localizados, respectivamente, na plataforma em rampa isolada proximal (T1 e T2) e em alto estrutural com crescimento carbonático em posição distal na rampa isolada (T3). Os horizontes em amarelo na sísmica são respectivamente de cima para baixo: Base do Sal, Discordância Pré-Alagoas e Embasamento

Na Figura 3.2.3.4 observa-se uma seção W-E na região dos campos de Berbigão, Sururu e Atapu com relevos sísmicos positivos (construções isoladas/*buildups*), onde ocorreram crescimentos carbonáticos isolados interpretados como recifes estromatolíticos. O termo recife de estromatolito corresponde a uma estrutura rochosa sedimentar, construção isolada, parcialmente resistente a ação de ondas, na forma de pináculo ou de cumeeira elevada em relação aos sedimentos contemporâneos circundantes. É composta por carbonatos não esqueletais de origem organoquímica com maior proporção de estromatolitos, além de frequentes estromatolitos brechados, *grainstones* e *rudstones* intraclásticos. Nesta associação é notável o empilhamento consistente de fácies de estromatolitos e fácies associadas com isópacas que podem atingir até 300 m e, assim, relacionadas a áreas taludais de uma grande rampa isolada afetada por tectônica (poço IA1, Figura 3.2.3.4) e periféricas às plataformas carbonáticas (poço IA2, Figura 3.2.3.4). Neste sentido, interpreta-se que os recifes (*buildups*) se desenvolveram em um contexto de maior taxa de acomodação quando comparado com as plataformas adjacentes, que se desenvolvem preferencialmente na diminuição da taxa de acomodação. A associação destas fácies (estromatolitos, *grainstones* e *rudstones*) indica um contexto deposicional de alta energia (águas agitadas), o que implica na ausência de fácies finas ou siliciclásticas fração silte tão frequente em outros contextos deposicionais. Também é notável a presença de brechas e níveis com alteração pedogenética, assim como feições de dissolução e reprecipitação típicas de exposições subaéreas.

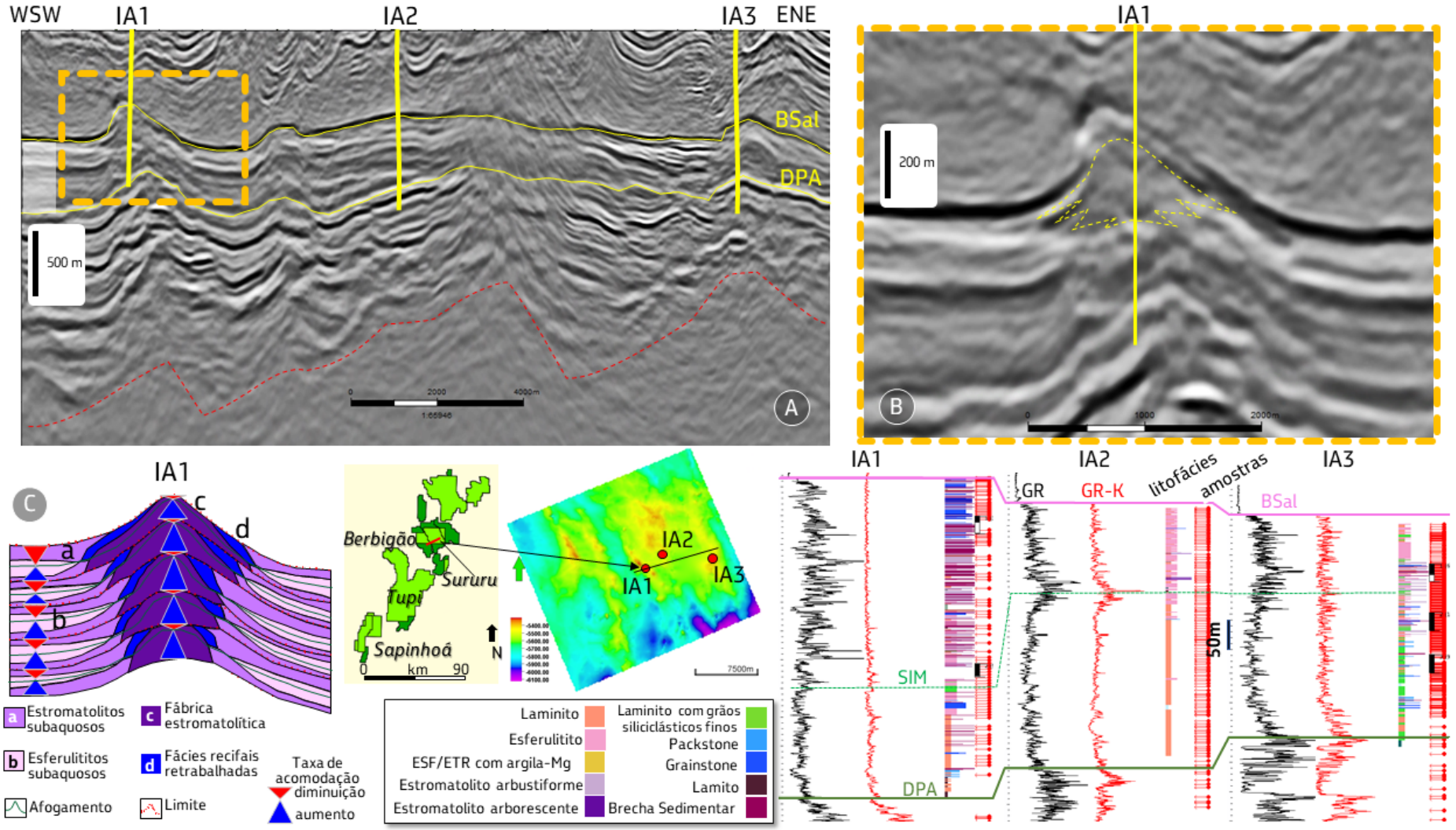


Figura 3.2.3.4: Seção sísmica interpretada (A) na área do campo de Sururu (Iara) com os poços IA1, IA2 e IA3 localizados, respectivamente, na construção carbonática isolada (IA1), no interior da plataforma (IA2) e em alto estrutural com desenvolvimento de borda de plataforma (IA3). Em B, detalhe da imagem sísmica na área da construção isolada e esquema de distribuição de fácies (C) na área da construção isolada do poço IA1.

Nota-se na Figura 3.2.3.5, na área de Cernambi, um alto estrutural com um crescimento apical amostrado pelo poço C1. O topo da seção amostrada é composto por importante proporção de barita ($BaSO_4$), pós deposicional, associada às fácies finas de baixa energia (*mudstones*, margas e siltitos). Além da barita, as fácies encontram-se frequentemente brechadas e com cimento de quartzo e anidrita. Tal sequência de *mudstones* com barita é discordante em relação aos carbonatos subjacentes, como evidenciado pela curva de densidade do poço C1 acima do marcador da base do sal (BSal, Figura 3.2.3.5). Em testemunho, estas rochas pertencentes a Sequência K-50 são reconhecidas por conterem texturas enteromórficas, compostas por barita, típicas de fácies evaporíticas que, assim como observado na Bacia de Camamu (Netto, 1977; Campos, 1984), indicam depósitos resultantes de metassomatismo, onde a barita substituiu os minerais evaporíticos e conservou seus aspectos texturais. Interpreta-se que as fácies carbonáticas finas, associadas com evaporitos, são feições típicas de depósitos de *sabkha* e, portanto, já estariam no intervalo de deposição do sal. Dessa forma, interpreta-se que soluções ascendentes ricas em bário, possivelmente originadas por processos de diferenciação magmática, percolaram esta sequência e reagiram com o sal já depositado (fonte de SO_4 a partir da gipsita, $CaSO_4$). Enfatiza-se que este sistema hidrotermal seria tardio em relação a sequência carbonática Alagoas e, no mínimo de idade posterior, aos ciclos evaporíticos basais. A seção com barita tem espessura da ordem de 25 m, como pode ser observado nos altos valores de densidade do poço C1 (Figura 3.2.3.5).

Logo abaixo da seção evaporítica, já no Andar Alagoas, no poço C1, ocorrem fácies carbonáticas autóctones compostas por carbonatos grumosos e laminados (Figura 3.2.1.4), calcretes e brechas. Associados a estas fácies, ocorrem secundariamente *grainstones*, *rudstones* (conglomerados), *packstones*, estromatolitos, *mudstones* e esferulititos. Entre as estruturas sedimentares, destaca-se a ocorrência de carbonatos em cascata (laminados, Figura 3.2.1.4), crostas carbonáticas basculadas/inclinadas e *rudstones* intraclásticos com seixos bem arredondados e matriz *grainstone*. Esta seção compreende aproximadamente 120 m de espessura, logo abaixo da base do sal, também caracterizada pela ausência de fácies siliciclásticas fração silte (raios gama, canal do potássio, GR-K, Figura 3.2.3.5, poço C1). Esta associação de fácies, no poço C1, de ocorrência restrita, é interpretada como depósito de travertinos/tufas em ambiente subaéreo (Falcão, 2015; Araújo e Madrucci, 2017), que varia lateralmente para os carbonatos litorâneos/subaquosos na área do poço C2 (este trabalho), caracterizados pelas texturas comuns a maioria dos carbonatos de idade Alagoas na Bacia de Santos. O termo tufa/travertino remete a um contexto de fontes hídricas e seus elementos (fontes, cristas de fissuras, canais, piscinas, cascatas, carstes), em ambiente continental subaéreo à subaquoso, com precipitação carbonática em depósitos inorgânicos e orgânicos a partir de fontes ricas em Ca e CO_2 intercalados a níveis com pedogênese. A deposição de travertinos e tufas é interpretada como deposição de carbonatos acima do nível de base e também frequentemente associados a processos de erosão.

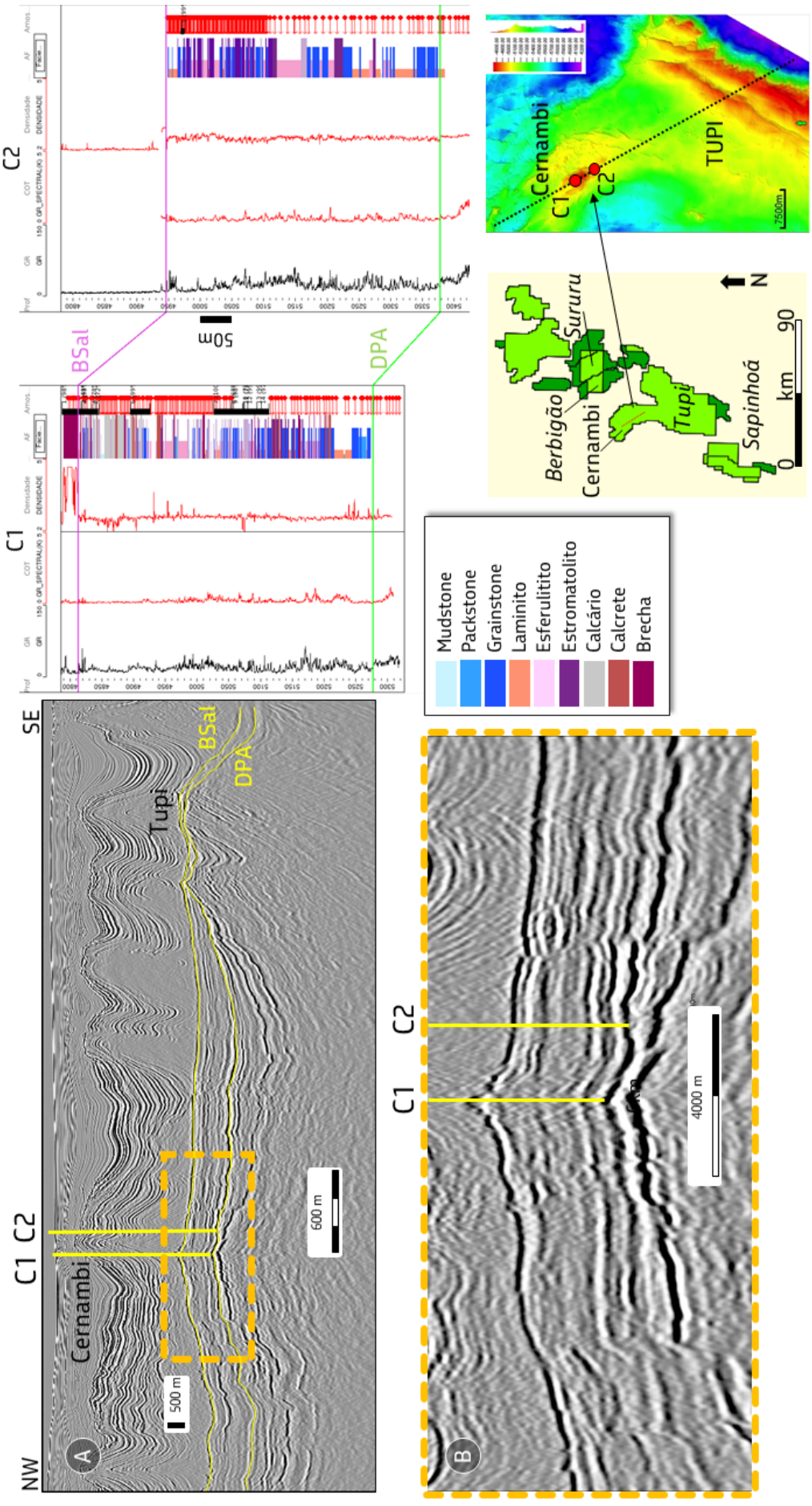


Figura 3.2.3.5: (A) Seção sísmica entre a área de Cernambi e Tupi; (B) detalhe da mesma seção com os poços C1 e C2 localizados, respectivamente, no interior e margem de plataforma. No perfil de litofácies do poço C1 observa-se fácies subáreas de carbonatos (calcários) *grumosos* (travertino-tufa) e calcretes; no poço C2 observam-se fácies exclusivamente subaquosas.

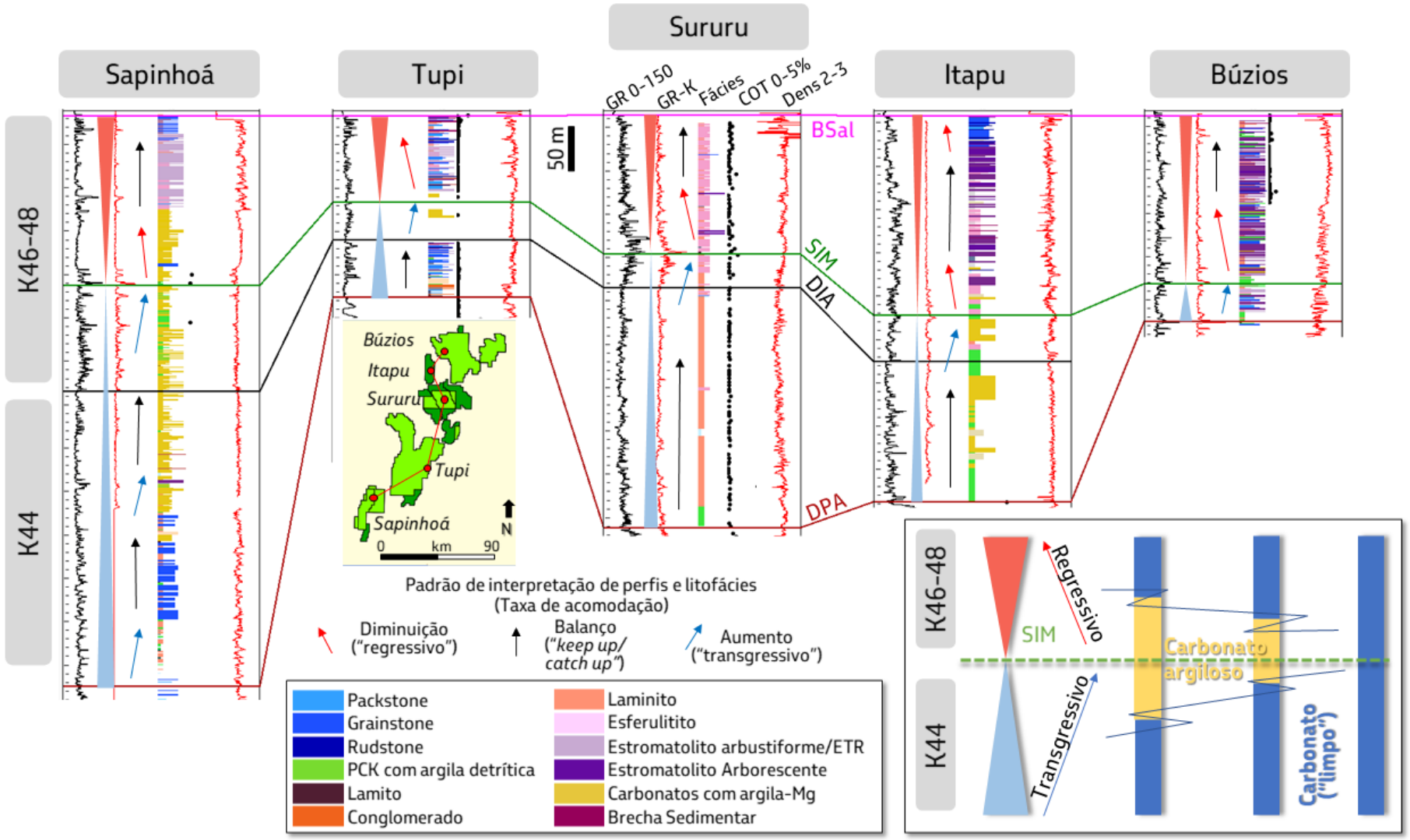


Figura 3.2.3.6: Seção de correlação regional horizontalizada na Base do Sal (BSal), entre as áreas de Guará (Sapinhoá), Tupi, Iara (Sururu), Florim (Itapu) e Franco (Búzios). Os triângulos indicam o padrão transgressivo (azul) e regressivo (vermelho) identificado no Andar Alagoas. Marcadores: SIM: superfície de inundação máxima, DIA: discordância intra-Alagoas e DPA: discordância Pré-Alagoas. O quadro esquemático, embaixo à direita, demonstra a relação litoestratigráfica dos carbonatos argilosos em relação a linha de tempo representada pela SIM (linha verde) e com as sequências deposicionais Alagoas, K46-K48 e K44.

4. ASPECTOS PETROFÍSICOS E CARACTERIZAÇÃO DA POROSIDADE DOS CARBONATOS DO PRÉ-SAL

Usualmente os reservatórios carbonáticos são descritos como heterogêneos e de difícil previsão quanto às suas características permo-porosas e sua distribuição. Por outro lado, são extremamente atrativos pela capacidade de produções extraordinárias em função da eventual presença de grandes vugues e cavernas, em resposta a sua susceptibilidade à dissolução e por apresentar características muitas vezes favoráveis a intenso fraturamento. Exemplos marcantes das excepcionais produtividades dos reservatórios carbonáticos são os históricos poços localizados na denominada Faja de Oro, no México, cujos reservatórios são rochas carbonáticas cretácicas carstificadas da Formação El Abra. Entre esses, destaque para o poço Potrero Del Llano 4, perfurado em 1910, que em teste atingiu a produção diária de 100.000 barris (Chavez, 1921). Nessa mesma província petrolífera, o poço Casiano 7, também perfurado em 1910, teve uma produção acumulada excepcional, da ordem de 70 milhões de barris (Chavez, *Op. Cit.*). No complexo petrolífero de Cantarell no México, expressivas reservas estão acumuladas em brechas carbonáticas da passagem K/T. A explotação do Complexo de Cantarell começou em 1979, em um poço com uma coluna de óleo de 974 m. Nesse mesmo ano, a produção média no Campo de Akal atingia expressivos 42 mil barris por dia por poço (Romo, 2015).

Entre os maiores campos petrolíferos do mundo em reservatórios carbonáticos, destaca-se Ghawar, conhecido como "elefante dos elefantes" (Aleklett, 2012). Além de Ghawar, outros supergigantes merecem destaque no Oriente Médio, entre tantos outros, o Campo de Gachsaran, em reservatórios carbonáticos do Cenozóico, e os supergigantes Kashagan e Tengiz, no Mar Cáspio, que contêm enormes reservas em reservatórios carbonáticos paleozóicos. Como exemplo, o campo de Tengiz apresenta *grainstones* depositados nas porções de plataforma rasa com as melhores porosidades e permeabilidades, com valores de até 15% e 100 mD, respectivamente (Weber *et al.*, 2003); a porosidade é dominantemente intergranular, por vezes aumentada por dissolução. Áreas dominadas por *boundstones* microbianos e "*boundstone*-detrital breccia", depositados na plataforma externa e no talude, exibem porosidades baixas (4%) em relação aos *grainstones* crono-correlatos de plataforma, porém apresentam permeabilidades e capacidade de fluxo bem maiores em função do intenso fraturamento e dissolução.

Nesta seção são mostrados exemplos dos principais tipos de porosidade que fazem das rochas carbonáticas do Pré-sal na Bacia de Santos um extraordinário reservatório para a produção de petróleo. À exemplo dos grandes campos citados anteriormente, os reservatórios carbonáticos do Pré-sal mostram uma grande variação em termos de permo-porosidade, como pode ser observado no gráfico da Figura 4.1, que engloba análises de laboratório de cerca de 18.000 amostras, incluindo dados da Formação Itapema e da Formação Barra Velha. É interessante observar que, a despeito da grande diferença em termos ambientais e faciológicos entre ambas, os reservatórios carbonáticos Jiquiá e Alagoas mostram bastante semelhança quanto a distribuição da permo-porosidade.

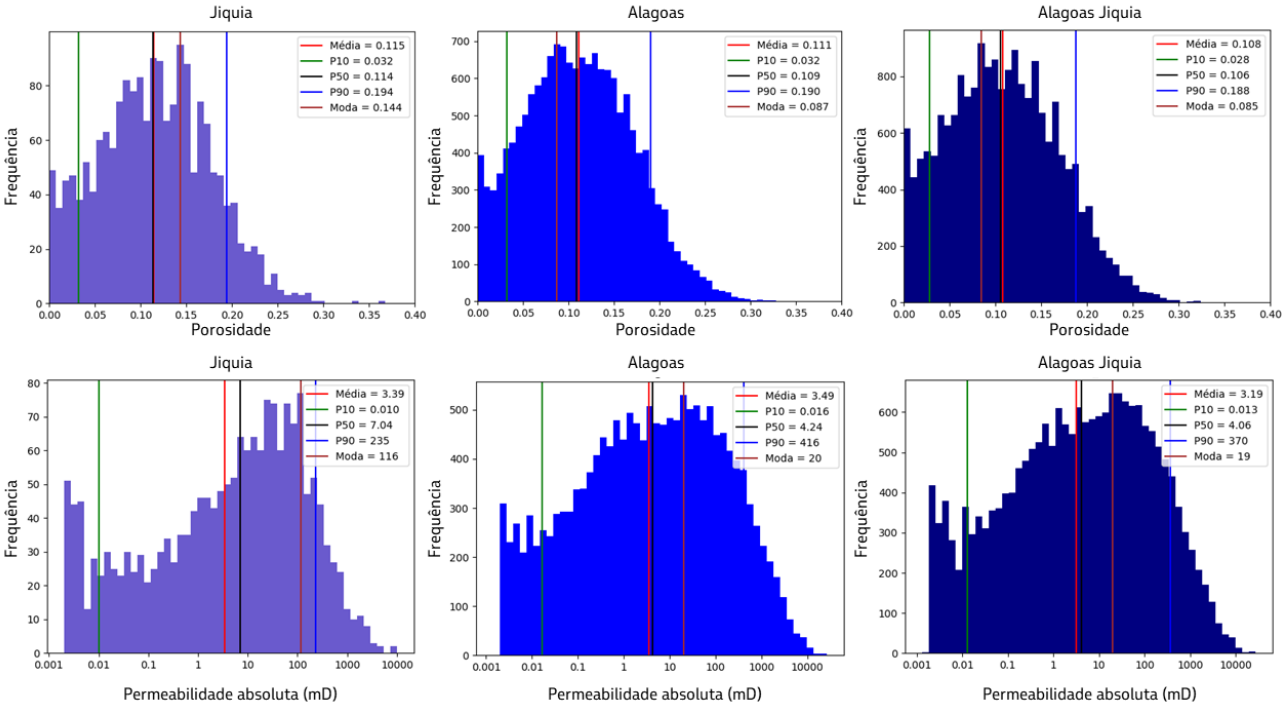


Figura 4.1: Gráficos de correlação de porosidade com permeabilidade. Resultado de análises de laboratório dos carbonatos Jiquiá (2282 amostras) e Alagoas (16389 amostras), porosidade média 11%, permeabilidade média 180 mD.

Em termos de fácies porosas, *Grainstones* e *rudstones* a bivalves ("coquinas") constituem os principais componentes dos reservatórios Jiquiá (Fm. Itapema). Essas rochas mostram texturas variadas que influenciaram decisivamente nas características permo-porosas, principalmente na magnitude e efeitos das alterações diagenéticas e na manutenção de porosidade primária. Porosidade intergranular é observada em poucos intervalos e é geralmente associada a *rudstones* bem selecionados. No exemplo mostrado (Figura 4.2A), a porosidade medida em laboratório é de 19,4% e a permeabilidade é excepcional, 4.550 mD. É notável a presença de delgada franja micropeloidal, seguida de delgada franja de calcita. A presença de contatos microssuturados entre os grãos sugere que, além da franja de cimento, a manutenção da porosidade se deve à forma côncava/convexa das conchas de moluscos cujo arranjo auxiliou na preservação da porosidade. Porosidade móldica (Figura 4.2B), decorrente da dissolução dos bivalves que compõem o arcabouço da rocha, é bastante frequente nos reservatórios; a intensa dissolução dos bivalves que compõem o arcabouço da rocha sugere que esses bioclastos eram de composição aragonítica. A evolução diagenética é aparentemente simples com fases de dissolução de bivalves como processo precoce, acompanhado de intensa cimentação por calcita, a qual tende a preencher a maior parte do espaço intergranular deposicional e os moldes menores. Assim, interpreta-se que os depósitos de coquina estiveram submetidos a circulação de águas enriquecidas em CO_2 após sua deposição, de modo que as águas ácidas foram importantes na dissolução dos carbonatos. Fluidos hidrotermais que chegaram aos lagos durante a deposição da sequência sobreposta (sequência Alagoas) atravessaram a sequência Jiquiá,

principalmente através das fácies mais porosas, o que causou dissolução dos bioclastos. Isso é observado em dois campos em que a sequência Jiquiá concentra expressivas reservas de hidrocarbonetos, o Campo de Búzios e o Campo de Mero na Bacia de Santos. A porosidade móldica apresenta-se com uma ampla variação de permo-porosidade, em função da magnitude da dissolução versus cimentação. As melhores permo-porosidades de reservatórios com predominância de porosidade móldica estão relacionadas às litofácies mais grossas e mais bem selecionadas, uma vez que de forma geral observa-se uma maior cimentação nas litofácies de menor granulação. Normalmente os valores mais altos de permeabilidade correspondem às maiores porosidades. Reservatórios com porosidade móldica relativamente alta com baixas permeabilidades, normalmente, relacionam-se a *grainstones* de granulação média, regularmente selecionados, onde observa-se intensa cimentação do espaço intergranular e uma tendência de cimentação de moldes de bivalves de menor granulação. Porosidade vugular ocorre em todas as escalas, desde a escala micro à megascópica, em amostras laterais e em testemunhos - visível nos perfis de imagem, onde definem macrovugues centimétricos. Na escala microscópica (Figura 4.2C), é possível observar vugues milimétricos, normalmente associados a poros móldicos. Porosidade tipo brecha (Figura 4.2D) é observada localmente, normalmente associada a intervalos silicificados e fraturados. Finalmente, coquinas muito densas, cuja porosidade foi totalmente obliterada por cimento, são observadas em alguns intervalos. Nesse caso, observa-se duas fases de cimentação bem distinta, a primeira delas correspondente a uma franja isópaca de quartzo e a segunda a cimentação por calcita na forma de "cristal único", preenchendo totalmente os poros intergranulares originais.

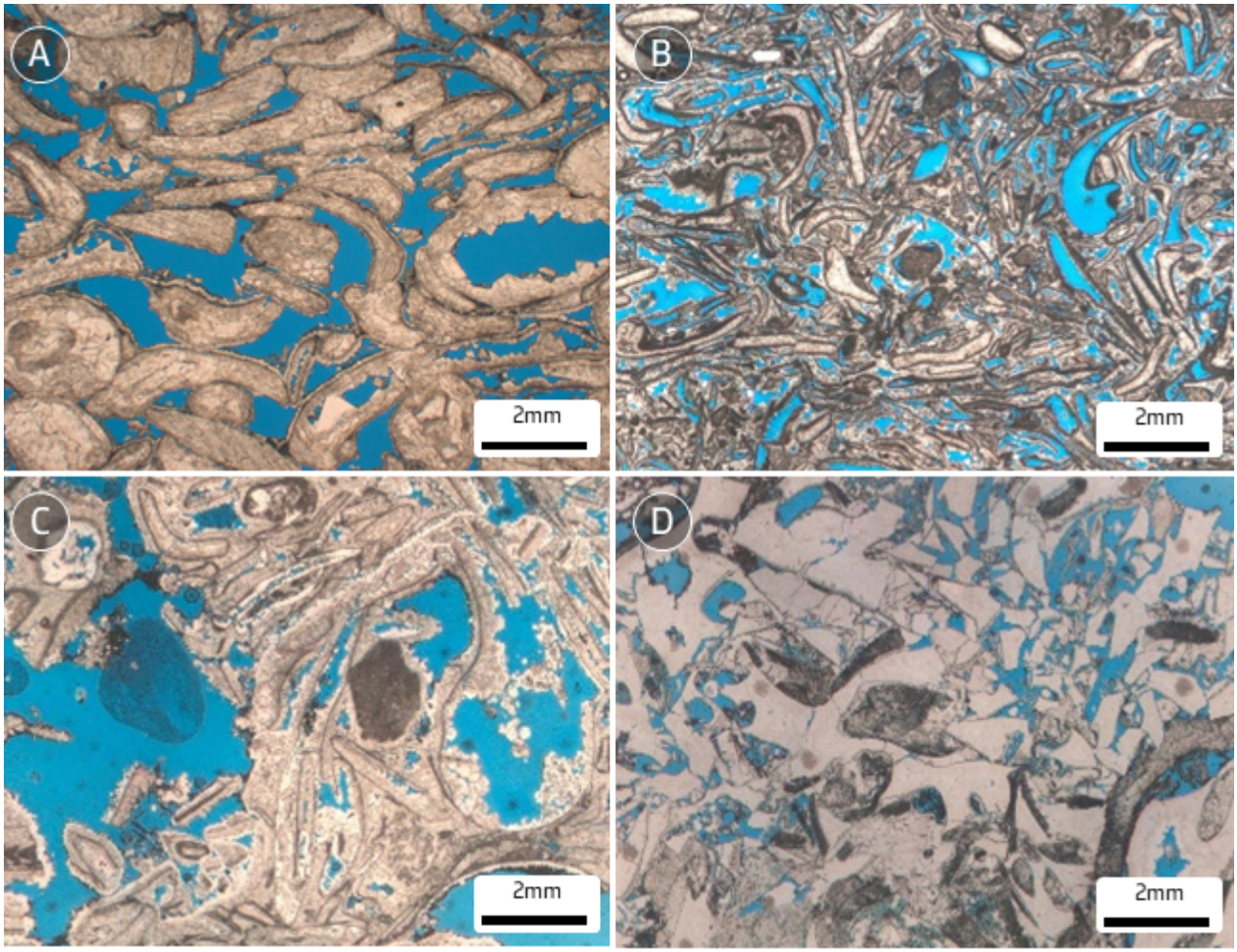


Figura 4.2: Fotomicrografias de lâminas delgadas. A) porosidade intergranular em *rudstone* com bivalves, bem selecionado; B) porosidade móldica em *rudstone* com bivalves; C) porosidade vugular em *rudstone* com bivalves; D) porosidade tipo brecha em *rudstone* silicificado e fraturado. Luz polarizada plana (LPP)

Os reservatórios carbonáticos do Andar Alagoas apresentam uma grande variação nas características do meio poroso, muito em função da complexidade de suas fácies deposicionais, mas certamente também em função das grandes modificações impostas pela diagênese, notadamente da silicificação, dolomitização e dissolução. Porosidade primária relacionada ao arcabouço deposicional – porosidade de arcabouço (*growth framework*) – é comumente observada, relacionada aos estromatolitos (*boundstones* arbustiformes), os quais compõem parcela significativa dos reservatórios carbonáticos da sequência.

De modo geral, observa-se que a porosidade de arcabouço é intimamente relacionada às variações da fábrica (trama), que é função da alta complexidade deposicional e, assim, observam-se variações significativas nos valores de permo-porosidade. Entre os exemplos mais comuns, estão os estromatolitos cuja porosidade de arcabouço está representada nas Figuras 4.3A e 4.3C, relacionada ao crescimento de formas arbustiformes de diferentes tamanhos. A porosidade ocorre entre essas formas arbustivas (porosidade *framework*). Variações na porosidade refletem o arranjo mais ou mesmo denso das formas arbustivas dos estromatolitos e da

presença maior ou menor de material intersticial, normalmente dolomita. A microporosidade é observada em laminitos (Figura 4.3B), os quais apresentam texturas muito variáveis, desde micrítica densa a peloidal, com valores de porosidade que variam entre 5 e 25%. As permeabilidades são baixas e refletem a pequena garganta de poros. Neste sentido, a Figura 4.3B apresenta exemplo de laminito cuja variação da microtrama de cada lâmina controla a porosidade, que é da ordem de 20% com permeabilidade da ordem 2 mD. Microporosidade relevante é normalmente relacionada a laminitos microbianos; essa porosidade está diretamente ligada à textura de cada lâmina, que varia de densa (fechada) a pouco densa (porosa), sendo a primeira normalmente micrítica a microcrostalina e a segunda normalmente micropeloidal (por vezes dolomitizada). As variações ocorrem na escala de lâmina e são interpretadas como reflexo da própria formação da rocha, sem grandes variações em função da diagênese. Porosidade relacionada ao arcabouço da rocha com dissolução associada é observada em trombo-estromatolitos (Figura 4.3C); nesse caso, o meio poroso é bastante complexo, com a presença importante de vugues de diferentes tamanhos, muitos deles resultantes do incremento (*enhancing*) da porosidade relacionada à dissolução e ao arcabouço deposicional.

Porosidade vugular também é observada em laminitos "crenulados" (Figura 4.3D), originados pela dissolução e consumo do conteúdo orgânico e também relacionados a modificações diagenéticas que incluem dolomitização e silicificação.

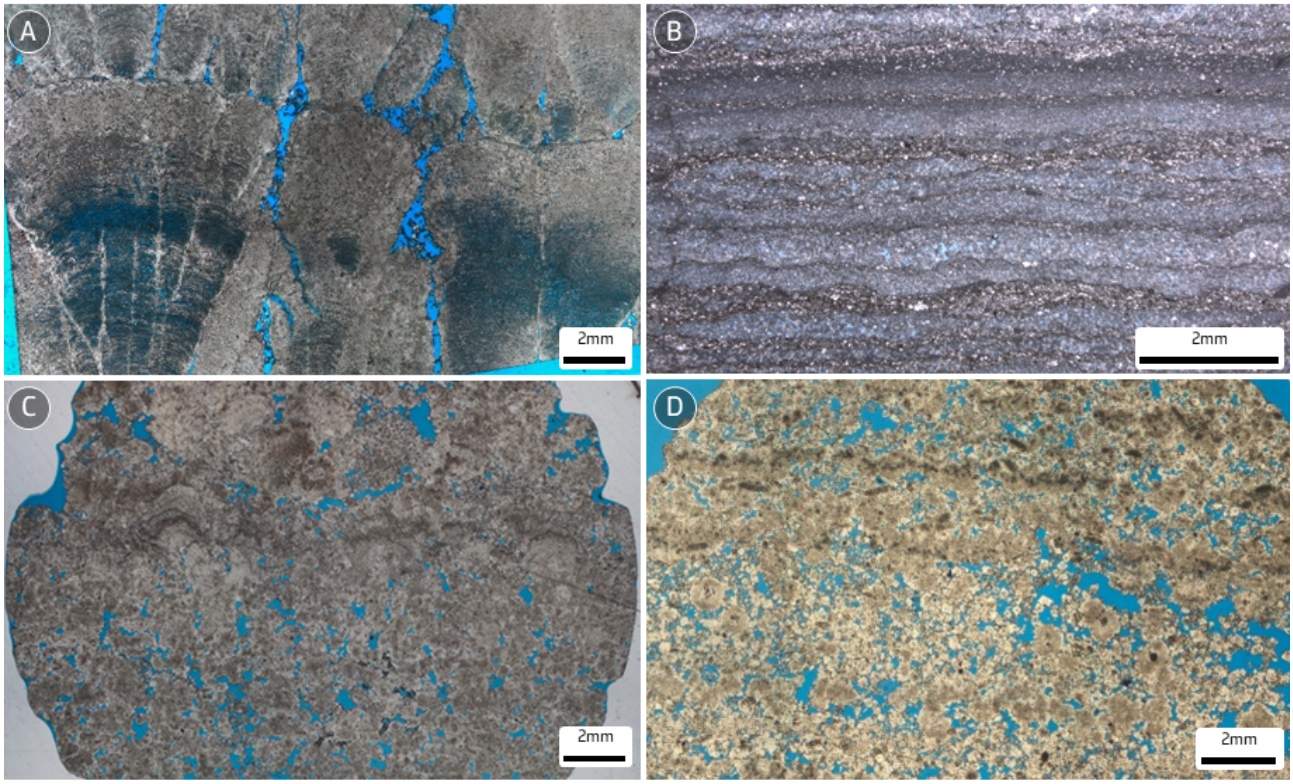


Figura 4.3: Fotomicrografias de lâminas delgadas. A) estromatolito com porosidade de arcabouço entre as formas arbustiformes, levemente incrementada por dissolução, luz polarizada cruzada (LPX); B) laminito microbiano com microporosidade; observar a alternância de lâminas porosas e lâminas densas, luz polarizada plana (LPP); C) trombo-estromatolito com porosidade vugular resultante do "*enhancing*", LPP; D) laminito "crenulado", com esférulas, com porosidade vugular e fenestral, LPP.

Porosidade intergranular é também muito frequente nos reservatórios Alagoas, com as melhores permo-porosidades associadas a *grainstones* muito grossos ou *rudstones*, que praticamente não sofreram cimentação precoce. Em função da presença pouco significativa de cimentação precoce, mesmo nos reservatórios com boas permo-porosidades, a presença de feições de compactação mecânica (física) é normalmente bastante expressiva, o que resulta num arcabouço moderadamente denso, caracterizando frequentes contatos paralelos (Figura 4.4A). Por vezes a porosidade intergranular foi aumentada por dissolução, gerando alguma porosidade vugular e móldica associada. Além da porosidade intergranular, observa-se, em função da textura e composição, que os fragmentos foram dissolvidos de forma expressiva, processo evidenciado pela presença de vugues, que originaram a porosidade expressiva da ordem de 22,8% em *rudstone* (Figura 4.4B).

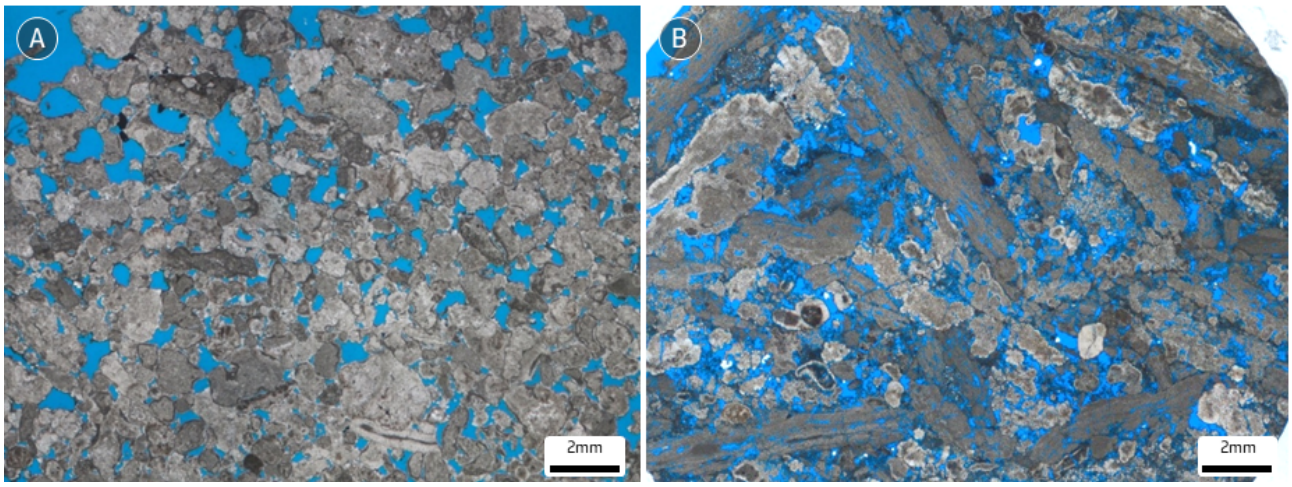


Figura 4.4 Fotomicrografias de lâminas delgadas. A) *grainstone* intraclástico, com esferulitos, porosidade intergranular em parte aumentada, e porosidade móldica associada; b) *rudstone* intraclástico composto principalmente por clastos de laminitos, com porosidade intergranular, intragranular e vugular. Luz polarizada plana (LPP).

Finalmente, para a seção Alagoas, as excepcionais produtividades observadas em alguns campos do Pré-sal da Bacia de Santos estão invariavelmente associadas a presença de vugues de dimensões milimétricas a decimétricas, desde a escala de lâmina delgada (Figuras 4.4B e 4.5) até espaços anômalos de "cavernas" identificadas pelos perfis de imagem. Por vezes grandes vazões estão associadas a porosidade tipo brecha ("*breccia porosity*"), normalmente relacionadas a intervalos silicificados e com intensa dissolução, onde ocorre alargamento das fraturas.

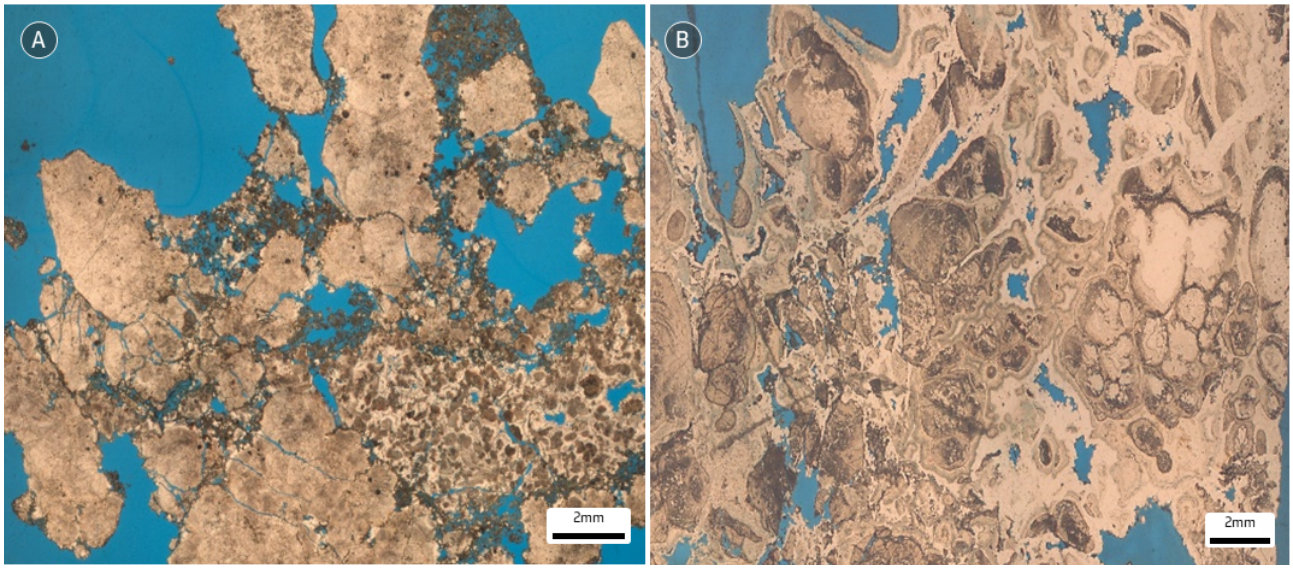


Figura 4.5: Fotomicrografia de lâminas delgadas. A) *Rudstone* intraclástico com porosidade vugular; B) *Rudstone* bioclástico silicificado com porosidade vugular e de brecha. Luz polarizada plana (LPP).

5. DISCUSSÃO

5.1. Novas fácies versus fácies clássicas

Os padrões de sedimentação nos andares Jiquiá e Alagoas possuem características distintas, porém clássicas na literatura de carbonatos (Kerans, 2019; Pomar, 2020): no Jiquiá é observada a sedimentação dominada por processos físicos (fábrica carbonática clástica/bivalves), enquanto no Andar Alagoas a sedimentação é dominada por processos ecológicos/organoquímicos (fábrica carbonática *in situ*).

Em relação às características sedimentológicas, as fácies carbonáticas autóctones porosas arborescentes do Andar Alagoas apresentaram particularidades desde as primeiras amostras trazidas à superfície, as quais mostravam semelhanças com os depósitos de microbialitos lagunares modernos da Lagoa Salgada (Formigli, 2008), que se configura, segundo Srivastava (1999), como uma laguna isolada de águas rasas (<1 m) situada no nordeste do Estado do Rio de Janeiro. Neste contexto moderno, Vasconcelos *et al.* (1995) e Vasconcelos *et al.* (2006) apresentaram estudos, na Lagoa Vermelha, também uma laguna rasa no mesmo contexto deposicional da Lagoa Salgada, demonstrando a precipitação primária de dolomitas relacionadas a atividade microbiana. Neste sentido, análises em MEV/EDS/SIMS (Madrucci *et al.*, 2012) mostraram dolomitas associadas aos carbonatos arbustiformes com presença de filamentos orgânicos e texturas de esférulas micrométricas (distintas das clássicas dolomitas pós deposicionais romboédricas sacaroidais), bem como EPS mineralizado, também reconhecíveis nos trabalhos de Vasconcelos *et al.* (2006). Trabalhos anteriores reconheceram o papel de micróbios na precipitação de carbonatos em lagos (Dupraz *et al.*, 2004; Riding, 2000, Benzerara *et al.*, 2006, Keim *et al.*, 2020), além do trabalho de Dias (1998), que relatou a origem microbiana

de carbonatos do Cretáceo em um poço proximal da Bacia de Campos. Na Bacia de Kwanza, em Angola, Saller *et al.* (2016) consideraram a origem biogênica para as fácies carbonáticas e até mesmo para as formas silicosas arbustiformes. Finalmente, Pietsch *et al.* (2020), baseados em análise isotópica de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$, concluíram que a deposição ocorreu em um ambiente lacustre e postularam que um possível aumento de CO_2 foi favorável na predominância de sedimentação microbiana para o topo do Andar Alagoas.

Wright e Barnett (2015) propuseram um processo abiótico para o crescimento das fácies arbustiformes (*shrubs*) de modo generalizado. Por outro lado, a ocorrência restrita a algumas áreas de fácies de carbonatos grumosos e laminados com texturas macroscópicas típicas de fluxos aquosos tem levado a interpretação, em alguns locais, de modelos de sedimentação abiótica que envolvem tufas e travertinos (Falcão, 2015; Araújo *et al.*, 2017; Erthal *et al.*, 2017; Souza *et al.*, 2018).

De um modo geral, e em sua maior proporção, interpreta-se que as fácies autóctones do Andar Alagoas foram sedimentadas a partir de processos de organomineralização induzida e /ou influenciada, a qual envolve a precipitação de carbonatos dentro de uma matriz formada por biofilmes (EPS). A deposição pode não ser diretamente causada por metabolismo bacteriano, mas resultante de mudanças físico-químicas no ambiente, tais como mudanças do pH por degaseificação de CO_2, variação da relação Ca/CO_3, enriquecimento das águas por bicarbonatos (HCO_3) por indução de bactérias, salinização por evaporação e aumento da alcalinidade da água (Dupraz *et al.*, 2004; Dupraz *et al.*, 2009; De Carvalho e Fernandes, 2021). As fácies *in situ* (estromatolitos, laminitos e esferulititos), enquanto claramente depositadas sob condições alcalinas, possuem indicação, com base em análise de rocha, de gênese relacionada a processos de organomineralização influenciados ou induzidos biologicamente. A influência microbiana durante o tempo Alagoas (Figura 5.1.1) é deduzida a partir de: a) presença de EPS (substância polimérica extracelular) associada com cristais de calcita ao longo de filamentos orgânicos preservados, a qual é principalmente encontrada em laminitos, mas também nas laminações dos estromatolitos (registrados em análise de MEV); b) núcleo micrítico dos esferulitos de calcita composto por filamentos e semi-esferas microbianas com sobrecrescimento de microdolomita e sílica microcristalina amorfa, indicando uma relação próxima entre mineralização e comunidades microbianas; c) há evidência de dolomita associada com matriz orgânica EPS, baseada em análises de fluorescência e MEV. Adicionalmente, dados isotópicos de SIMS (Espectrometria de Massa de Massa de Íons Secundários) em $\delta^{13}C$ mostraram valores negativos em dolomitas, mas positivos em fascículos de estromatolitos (Vasconcelos *et al.*, 2011). A variação dos valores de $\delta^{13}C$ em dolomitas de -2‰ a -8‰ é compatível com uma origem orgânica, bio-induzida para este mineral de acordo com os valores apresentados por Vasconcelos *et al.*, (1995).

Por outro lado, os valores positivos de $\delta^{13}C$ (Vasconcelos *et al.*, 2011) na calcita dos esferulitos indicam a origem diferente de uma

precipitação por organomineralização. Neste caso, o crescimento da calcita poderia ter sido mais biologicamente "influenciado" do que "induzido" pelo metabolismo microbiano. A presença de filamentos orgânicos nos esferulitos é sugestiva de uma matriz orgânica com crescimento singenético de núcleo microbiano. Contudo, há que se considerar que é frequente a presença de matriz argilosa, na qual não se observou de maneira sistemática a presença de filamentos orgânicos. Filamentos também foram encontrados frequentemente em feições de *shrubs* (Figura 5.1.2) em lâminas petrográficas. Os padrões observados se assemelham em dimensão e forma aos apresentados na literatura em oncoides modernos, como os relacionados a calcificação por comunidades de cianobactérias (Hägele *et al.*, 2006).

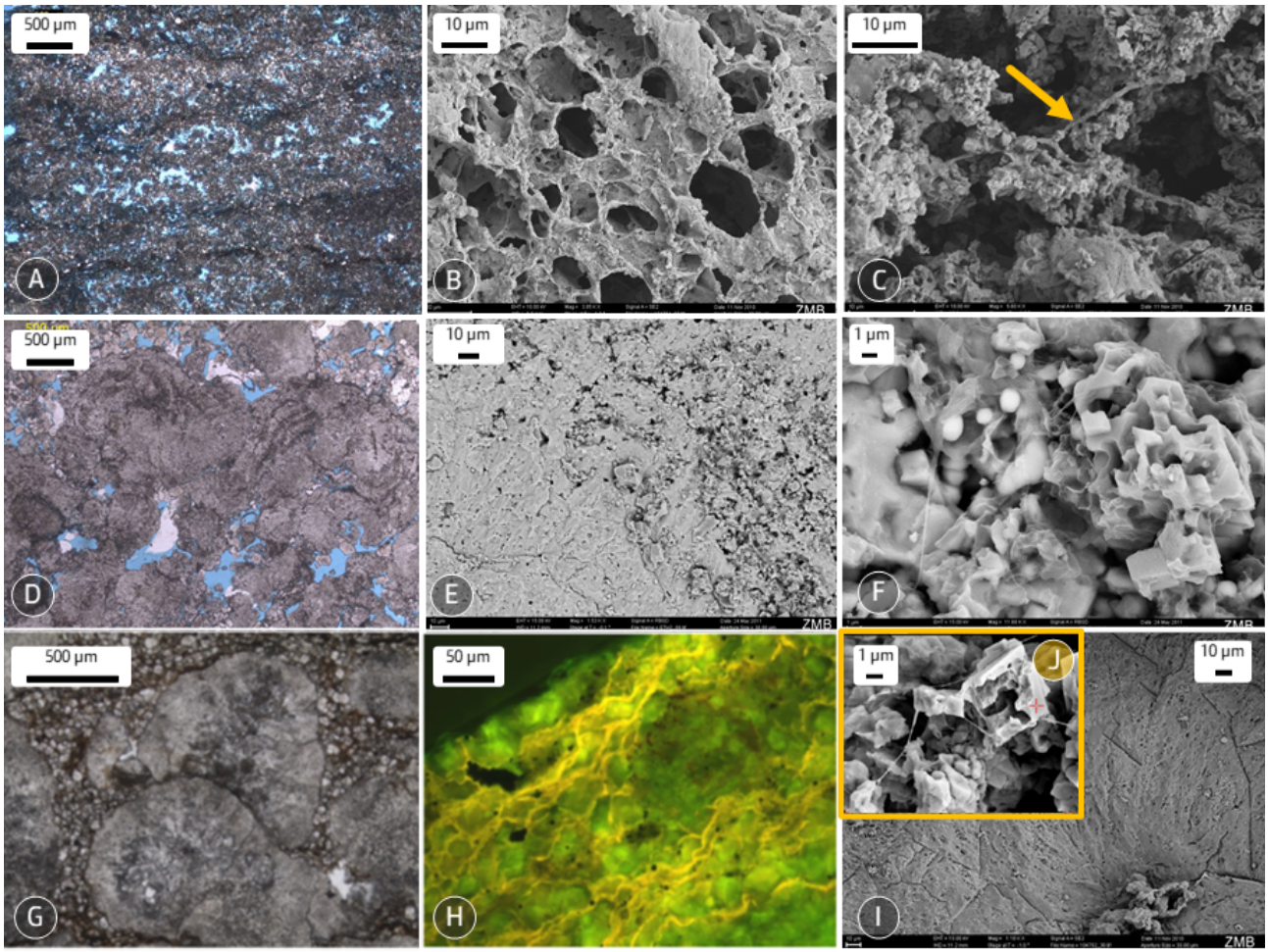


Figura 5.1.1: evidências de atividade microbial em fácies carbonáticas do pré-sal (modificado de Madrucci e Spadini, 2012 e Araújo *et al.*, 2022). (A) fotomicrografia de lâmina delgada de laminito com textura alveolar, luz polarizada plana (LPP); B) imagem de microscopia eletrônica de varredura (MEV) a partir de A mostrando textura favo de mel típica de EPS (substância polimérica extra-celular) comumente identificado em depósitos microbiais recentes. Nesta imagem o EPS está mineralizado por carbonato; C) imagem de MEV com cristais de dolomita que englobam os filamentos de EPS (setas amarelas); D) fotomicrografia de lâmina delgada com estromatolitos laminados fasciculares, LPP; E) imagem de MEV em D mostrando detalhe da laminação como linhas escuras; F) imagem de MEV com detalhe das linhas escuras em E, revelando cristais de dolomita que se desenvolveram englobando filamentos de EPS; G) fotomicrografia de lâmina delgada com esferulitos com núcleo micrítico e matriz rica em dolomita, LPP; H) aumento da imagem em G em microscópio de fluorescência mostrando filamentos de matéria orgânica em amarelo e cristais de dolomita em verde; I) núcleo do esferulito em G, imagem de MEV; J) imagem de MEV com romboedros de nanodolomita com sílica amorfa no núcleo do esferulito em G.

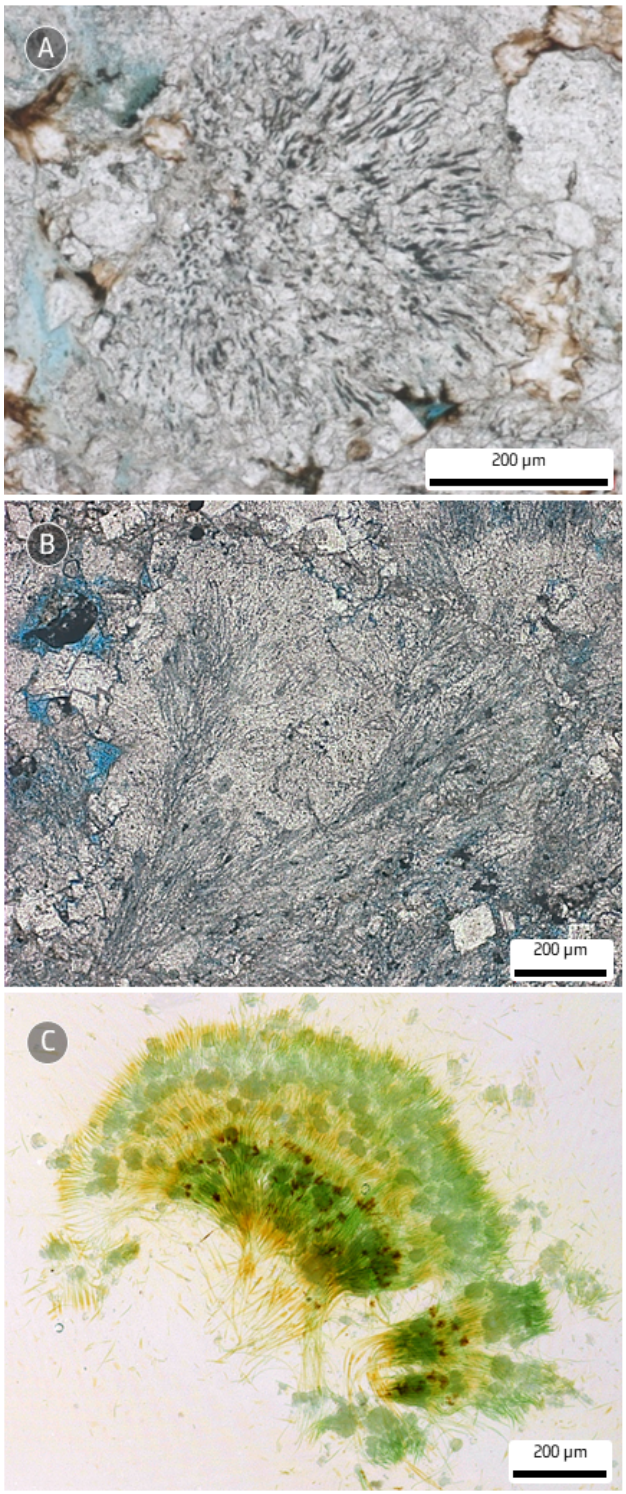


Figura 5.1.2 Fotomicrografia de amostra do Pré-sal com padrão em leque. A) agregado calcítico de 400 micra de diâmetro constituído por possíveis filamentos microbiais calcificados (foto de Reynaldo Pires), luz polarizada plana (LPP); B) feição centimétrica de *shrub* (estromatolito) com feições fibro-radiais em leque, LPP; C) amostra do recente com estrutura filamentosa de *Rivularia haematites* (direito autoral Malcon Storey, www.bioimages.org.uk).

Em resumo, os estromatolitos e *grainstones* são interpretados como formados em águas agitadas rasas em áreas estruturalmente elevadas. Os laminitos podem também ter se desenvolvido em zonas fóticas, mas em condições de águas mais calmas, enquanto as fácies finas de margas, lamitos e laminitos associados sugerem acumulação em águas mais profundas. Os depósitos clásticos de *grainstones* e *packstones* são registrados em maiores proporções em áreas que bordejam as regiões mais altas.

A despeito das litofácies oriundas de ambiente estressante do Andar Alagoas, os depósitos estratigraficamente anteriores, as coquinas do intervalo rifte do Jiquiá são fácies retrabalhadas (bioclásticas) clássicas e configuram-se como excelentes reservatórios (Boyd *et al.*, 2015). Vale ressaltar que a explosão de vida dos moluscos bivalves durante o Jiquiá foi um acontecimento único na história geológica mundial, que ocorreu em ambiente semi-estressante, onde um número restrito de famílias de bivalves se adaptaram e reproduziram endemicamente levando a uma explosão de indivíduos, principalmente devido à falta de predadores, ausência de competidores e elevado suprimento alimentar microbiano. Estes depósitos de conchas, as coquinas, preencheram o espaço de acomodação em regiões de altos estruturais, produzindo ciclos de rasamento ascendente e capeados por feições de emersão e, até mesmo, carstificação. O retrabalhamento de conchas de bivalves é resultante de processos hidrodinâmicos que controlaram a distribuição dos depósitos nas regiões relativamente mais baixas dos altos estruturais, de modo que a análise tafonômica das conchas de bivalves é um importante critério para o entendimento

do contexto deposicional dos depósitos. Os depósitos *in situ* de moluscos bivalves na Bacia de Santos são raros e não são encontrados com substrato lamoso, assim são interpretados em um ambiente de moderada energia. Além disso, interpreta-se que as próprias conchas de bivalves compõem o substrato para fixação dos organismos vivos. *Mudstone*, marga, lamito e folhelho representam depósitos de baixa energia do sistema que preencheram as áreas mais profundas; possuem rara presença de bivalves, o que indica que as coquinas não eram parte do ambiente deposicional profundo. Por outro lado, as litofácies profundas ocorreram intercaladas aos depósitos de coquina com feições de exposição, feições de carste e evidências de processos trativos indicando ambientes deposicionais com elevadas amplitudes de variação dos níveis dos lagos.

Porém, existem outros modelos deposicionais para os depósitos bioclásticos com geometrias sísmicas de clinoformas da ordem de 200 m na Fm Itapema. Barnett *et al*. (2020) interpretam que estas grandes barras bioclásticas são produzidas por retrabalhamento de depósitos de bivalves por correntes costeiras paralelas (*shore paralell currents*). Segundo os autores, os moluscos viveriam em contexto deposicional de baixa energia. Outro modelo é o proposto por Eberli (2017, comunicação verbal), onde as clinoformas seriam originadas por deriva de sedimentos por correntes de contorno ("*delta drift currents*") a semelhança do que se observa em Maiella (Cretáceo superior, Formação Orfento, Itália) e nas Maldivas (Mioceno), Eberli *et al*. (2019).

5.2. Associação de fácies e distribuição regional de fácies

A composição do modelo deposicional está baseada nos elementos deposicionais interpretados a partir das associações de fácies descritas. Como exemplo de interpretação são apresentadas associações para o Jiquiá e Alagoas nas tabelas 5.2.1 e 5.2.2. Estas associações foram interpretadas a partir das fácies, sua associação genética e interpretação de ambiente deposicional, além de nomeadas em termos de elementos deposicionais. O intervalo-rifte Jiquiá compreende seis associações de fácies principais, apresentadas na Tabela 5.2.1. Estas compreendem: a) barra de bivalves/cunhas progradantes; b) praia/bancos bioclásticos; c) lençol arenoso (interior da plataforma); d) embaiamento estromatolítico e lacustre restrito; e) face-da-praia (incluindo depósitos de tempestade); f) sublitorâneos/lacustre profundo. Para o intervalo Alagoas, foram interpretadas dez associações de fácies principais (Tabela 5.2.2): a) planície rasa; b) recife plataformal pequeno (patch estromatolítico); c) recife; d) embaiamento (com ausência ou presença de argilominerais magnesianos); e) embaiamento/rampa de laminitos; f) planície subaquosa esferulítica; g) praia-banco; h) sublitoral; i) fandelta; j) tufa-travertino.

São reconhecidas no Andar Jiquiá pelo menos duas superfícies de inundação máxima, uma relacionada a OS-1010 e outra relacionada a OS-1100, caracterizadas por *mudstones*, margas e lamitos/folhelhos com valores anômalos de COT, nos baixos estruturais principalmente, da ordem de 10 a 20%. As ocorrências de superfícies de inundação, além de serem importantes marcadores estratigráficos, indicam a

conectividade dos lagos no tempo Jiquiá. Em algumas áreas este registro (SIM - OS-1100), ocorre na passagem Jiquiá-Alagoas. Trata-se de um marco cronoestratigráfico importante na possível correspondência com a bacia de Kwanza (Ceraldi e Green, 2016). Além disso, sua distribuição irregular é interpretada como relacionada à reativação e estruturação do final do andar Jiquiá.

No Andar Alagoas, é reconhecida uma importante superfície de inundação máxima acima da base da K46, amostrada em poços e composta por lamitos e esferulititos com valores anômalos de COT da ordem de 1 a 4%. Trata-se de um importante marcador estratigráfico, presente em todas as áreas do Pré-sal. Os *buildups* carbonáticos perfurados apresentam suas maiores espessuras acima desta superfície.

A Figura 5.2.1 apresenta um modelo esquemático de distribuição regional das fácies. Este diagrama sumariza as feições chave de distribuição de fácies de acordo com sua posição estratigráfica, a geometria herdada do embasamento, evolução do rifte e as principais superfícies estratigráficas. De um modo geral, a geometria em escala mais ampla corresponde a blocos falhados basculados relacionados a processos extensionais (Karner e Gamboa, 2007) cujo desenvolvimento condicionou a paleogeografia e distribuição de fácies. O soerguimento contínuo das cristas dos blocos falhados propiciou erosões destas áreas elevadas que se reflete nas litofácies com maior abundância de intraclastos retrabalhados para o topo da estrutura, tanto no tempo Jiquiá quanto no tempo Alagoas, o que inclui depósitos conglomeráticos junto a DPA. A margem flexural destes blocos é caracterizada pela abundância dos depósitos de coquinas em áreas de altos estruturais, em suas porções proximais, as quais progradaram para as regiões circundantes com maior espaço de acomodação. Além disso, estas fácies bioclásticas transicionam para fácies mais finas nos baixos deposicionais. Já no tempo Alagoas, as construções isoladas (*buildups*; Figura 3.2.4) se desenvolveram em áreas com maior espaço de acomodação acima da SIM e tendem a ter seu topo em paleoníveis similares às regiões plataformais vizinhas. Os *onlaps* em rampas (Figura 3.2.3.3), as sismofácies progradacionais no topo do Alagoas (Figura 2.3) e a geometria de plataformas com bordas proeminentes/anelares (Figura 3.2.3.2), todas foram desenvolvidas sobre estruturas herdadas, e eventualmente reativadas durante o Alagoas, de blocos falhados controlados pelo embasamento.

As morfologias das plataformas e seus elementos deposicionais, seja do Andar Jiquiá (3.1.3.8) ou Andar Alagoas (Figura 3.2.3.1), possuem uma relação direta com as permo-porosidades. No Andar Jiquiá, as margens de plataforma e cunhas progradantes apresentam as fácies com melhores permo-porosidades quando comparadas com as fácies constituintes das regiões de interior de plataforma e rampa/talude. No Andar Alagoas, as arquiteturas referentes às margens de plataforma, rampas isoladas proximais e construções isoladas (*buildups*) apresentam as fácies com melhores características permo-porosas quando comparadas com as arquiteturas de interior de plataforma, rampa intermediária e rampa distal.

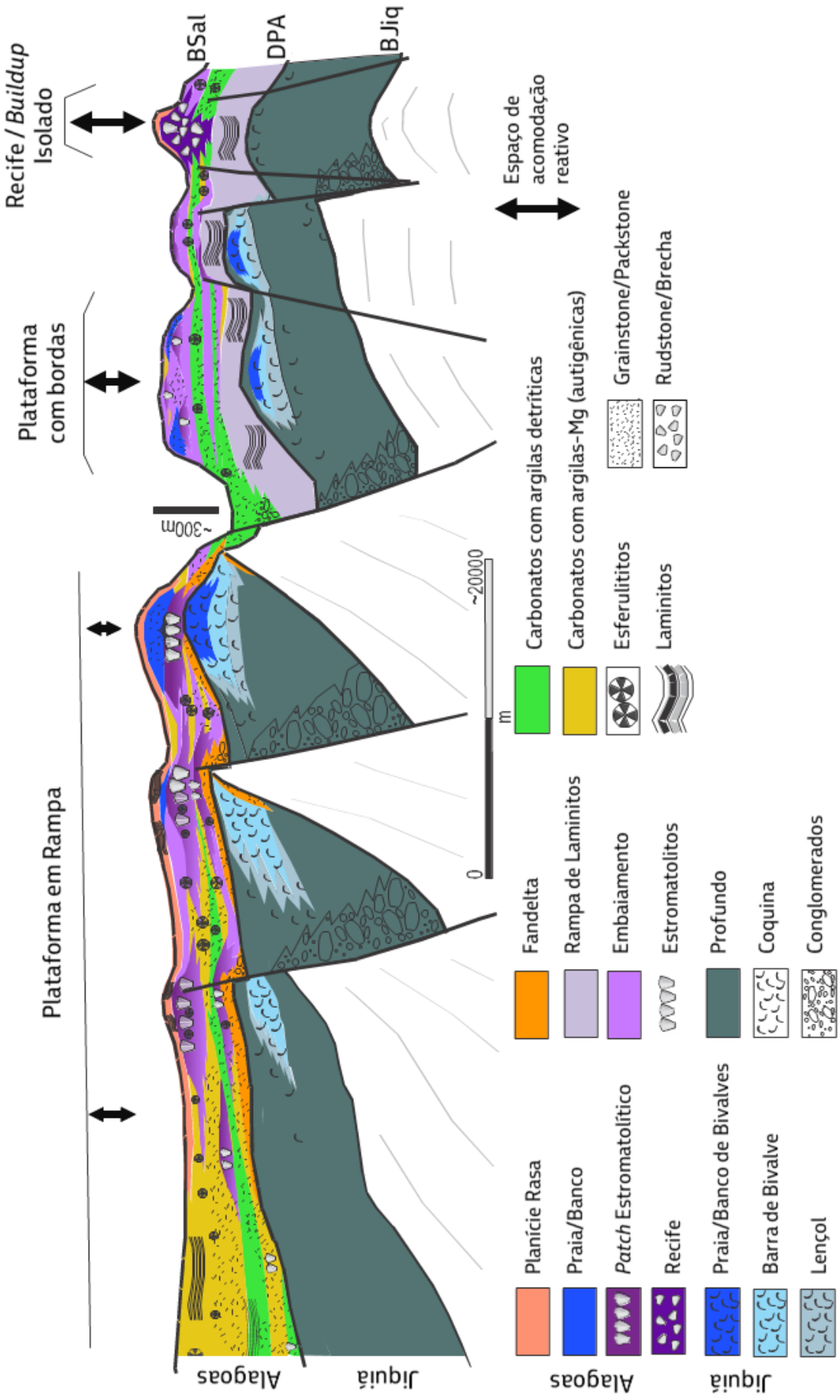


Figura 5.2.1: Modelo esquemático de distribuição das fácies carbonáticas do Pré-sal na Bacia de Santos (modificado de Araújo *et al.*, 2022). O desenho sumariza a estratigrafia e modelo deposicional para os andares Jiquiá e Alagoas. As cores referem-se às principais fácies e arquiteturas deposicionais. Algumas litofácies estão destacadas como texturas. BSal=base do sal; DPA=discordância Pré-Alagoas; BJiq=base do Jiquiá

Tabela 5.2.1: Principais associações de fácies, componentes, feições sísmicas e ambientes deposicionais dos depósitos Jiquiá

Jiquiá				
Associação de Fácies	**Principais litofácies**	**Componentes chave. Estruturas e texturas**	**Geometrias sísmicas**	**Interpretação**
Cunha progradante - Barra de bivalves/ intraclástica	*Rudstone*, *floatstone* com matriz *grainstone Grainstone*	Bioclastos grossos de conchas de bivalves fragmentadas e desarticuladas; proporções subordinadas de ostracodes, ooides e peloides. Maciço, conchas oblíquas	Clinoformas	Região perilitoral; feições subaquosas formadas por ondas ou correntes unidirecionais (definidas pelo vento; *longshore currents*); interior da plataforma e margem da plataforma
Praia/Banco de bivalves	Predomínio de *Rudstones* com matriz *grainstone, Grainstone*	Bioclastos grossos arredondados bem-organizados de conchas de bivalves fragmentadas e desarticuladas; *grainstones* peloidais subordinados. Estratificação cruzada de baixo ângulo	*Mounds* e camadas tabulares que se referem aos bancos. Praia: a maior parte das praias são subsísmicas	Linha de costa (incluindo atrás-da-praia) a depósitos subquosos; energia alta a moderada; topo dos ciclos de rasamento associados no topo das barras de bivalves. Também associadas à margem da plataforma
Lençol bioclástico arenoso	*Packstone*, *floatstone* com matriz *packstone*	Peloides, ostracodes, oncolitos; bivalves delgados subordinados. Pacotes maciços	Refletores paralelos a subparalelos	Ambiente subaquoso, lençóis relativamente protegidos no interior da plataforma com ampla extensão lateral
Embaiamento estromatolítico	Estromatolito e *packstone*	Estromatolitos laminados e grumosos laminados e *packstone* oncolítico; subordinadamente *floatstone* com matriz *packstone* composta de oncoides, bioclastos, ostracodes, peloides e bivalves	Subsísmico	Ambiente restrito, estressante, depósito raso protegido subaquoso; moderada a baixa energia
Lacustre restrito	*Grainstone* e *packstone*	Ostracodes desarticulados	Subsísmico	Embaiamento com moderada energia
Face da praia	*Grainstone* e *packstone*	Fácies granulares com intraclastos, grãos compostos (*grapestone*) e bivalves; gradação normal e estratificação cruzada. Pode ter composição híbrida (intraclastos líticos). Comum intercalação com fácies de lamitos (associação de fácies sublitorâneo)	Refletores paralelos e levemente divergente em região de rampa/talude	Interlitoral subaquoso abaixo da linha de costa até base de ondas; inclui raros depósitos de tempestade (erosão/deposição); profundidades moderadas ainda influenciadas por correntes/ondas.
Lacustre profundo/ sublitorâneo	*Mudstones*, margas	Calcita micrítica, dolomita, siliciclásticos finos (quartzo, feldspato, mica) e matéria orgânica.	Refletores paralelos a levemente divergentes	Baixa energia, águas protegidas ou relativamente mais profundas

Tabela 5.2.2 Associações de fácies, componentes, feições sísmicas e ambientes deposicionais dos depósitos Alagoas

Alagoas				
Associação de Fácies	**Principais litofácies**	**Componentes chave, estruturas e texturas**	**Geometrias sísmicas**	**Interpretação**
Planície Rasa	Laminito, *grainstone*	Alternância decimétrica de laminitos microbiais *in situ* com *grainstones*/*rudstones*; brechas sedimentares, gretas de ressecamento, paleossolos; subordinamente *packstones*, esferulititos	Transparentes a paralelas; diretamente abaixo da base do sal	Ambiente de águas rasas, efêmero e lateralmente amplo com registro de exposições subaéreas frequentes; pequenas variações do nível do lago causavam grandes deslocamentos dos cinturões de fácies
Pequenos recifes plataformais (pontões/ montes estromatolíticos)	Estromatolito (shrubstone) e *grainstone*	Arbustos fasciculares calcíticos, texturas micritizadas; feições de exposição incluindo granulação e micritização; subordinadamente *packstones* e em menor proporção laminitos e esferulititos	*Mounds* (montes), subsísmicos	Deposição biogênica de carbonatos *in situ* com erosão e retrabalhamento; depósitos em franja de fácies intraclásticas retrabalhadas ao redor de patches de estromatolitos sob energia alta a moderada
Recife	Estromatolito (*boundstone* arbustivo/ fascicular), *rudstone*, brecha e *grainstone*	Arbustos fasciculares calcíticos, intraclastos, feições pedogenéticas e de dissolução, cascatas-tufa, pisolitos. Estruturas desorganizadas de colapso	*Buildups* (construção); fácies sísmicas caóticas a transparente internamente, feição externa positiva	Subaquoso a subaéreo, alta energia; construções rígidas com relevo positivo; espessuras de até 300 m, extensões laterais de 600 a 1500 m
Embaiamento com estromatolitos	Estromatolito (*boundstone* arbustivo/ fascicular), esferulitito, laminitos e *packstone*	Arbustos fasciculares calcíticos, intraclastos, esferulitos, camadas com calcita microcristalina com matéria orgânica, argila magnesiana subordinada, calcrete e *grainstone*	Paralelos a descontínuos, ocasionais *mounds*	Raso, na maior parte subaquoso ocasionalmente exposto; erosão e retrabalhamento com transporte subordinado
Embaiamento argiloso/ Depositos intraclásticos argilosos	Esferulitito, estromatolito arbustiforme, laminitos com argilomineral magnesiano e *packstone* com intraclastos de argila magnesiana	Argilomineral magnesiano autigênico e transportado na fração areia	Paralelos	Raso, baixa energia, na maior parte subaquoso ocasionalmente exposto
Rampa de laminitos	Laminito, *grainstone* peloidal	Camadas delgadas de calcita microcristalina, micropeloidal ou alveolar intercalada com filmes de matéria orgânica; estrutura laminada; pequenas quantidades de finos de quartzo, feldspato e mica; *grainstones* peloidais subordinados; *packstones* com pouca lama (mud-lean) e raros estromatolitos	Paralelos a transparentes	Subaquoso, ocasionalmente exposto, baixa a moderada energia; rampas de baixo ângulo com espessuras de centenas de metros; geometrias tabulares espalhadas por dezenas de quilômetros.
Planície subaquosa esferulítica	Esferulitito	Esferulitos calcíticos com esférulas de dolomita e matéria orgânica; laminitos subordinados, proporções pequenas de argila detrítica, quartzo fração silte, mica e K-feldpato	Paralelos a transparentes	Subaquoso, raramente exposto; palustre (*wetlands*), áreas inundadas por períodos mais longos

Tabela 5.2.2 - Continuação

Alagoas				
Associação de Fácies	**Principais litofácies**	**Componentes chave, estruturas e texturas**	**Geometrias sísmicas**	**Interpretação**
Praia e barra	*Grainstone*	Intraclastos arredondados, *cosets* tabulares de baixo ângulo; envelopes micríticos entre grãos, calcita drusiforme de cimento meteórico, subordinadamente *rudstones*, *packstones*, laminitos, brechas, esferulititos, *mudstones* e estromatolitos	Subsísmicos	Antepraia, atrás-da-praia e eventualmente a parte superior da face litorânea; redistribuição de sedimentos com retrabalhamento dos depósitos primários de barlavento e subsequente deposição por tempestades como leques de lavagem em áreas mais elevadas
Depósitos sublitorâneos	*Mudstone*, marga, esferulitito, laminito, argila detrítica	Calcita micrítica, siliciclásticos na fração silte (quartzo, feldspato-K, mica); argila detrítica (ilita e saponita entre outras) e matéria orgânica; subordinadamente estromatolitos e argila magnesiana autigênica	Paralelos	Região subaquosa abaixo da zona litorânea, deposição bioquímica *in situ* e decantação de material fino em águas calmas
Fandelta	Conglomerado híbrido e *grainstone* híbrido (arenito)	Conglomerados a arenitos, gradação normal e base abrupta ou camadas maciças sem estruturas, brechas sedimentares, crostas de exposição, grãos líticos grossos (coquina, vulcânicas, intraclastos). Rara laminação cruzada ondulada (*ripple*) e laminações onduladas; subordinadamente margas/ *mudstones* e crostas carbonáticas	Sigmoidais a subsísmicos	Subaéreo, zona de deposição clástica de alto ângulo proximal a plana distalmente formada por um único leque ou por uma cunha (franja, *bajada*); composto por ciclos clásticos alternados com carbonatos da zona litorânea
Tufa/ Travertino	Carbonato grumoso/ laminado	Calcários grumosos e laminados (distintos dos estromatolitos arbustiformes/ laminitos), calcretes e brechas; subordinadamente *grainstones*, *rudstones*, *packstones*, estromatolitos, *mudstones* e esferulititos	Subsísmicos	Raras e localizadas nascentes de água; condutos (*vents*) subaéreos a subaquosos de águas subterrâneas ou sistemas hidrotermais-magmáticos; interpretação de canais, piscinas, cascatas e microcarste observados em testemunhos; fração abiótica derivada de precipitação química de carbonato dependentes da saturação de CO_2 em águas altamente alcalinas

Para o Andar Jiquiá, os elementos arquiteturais relacionados a Margem de Plataforma e Cunhas Progradantes apresentam as fácies com melhores porosidades (Figura 5.2.2A e 5.2.2B) quando comparados com os elementos arquiteturais de Interior de Plataforma e Rampa/Talude (Figura 5.2.2C e 5.2.2D). Isso é explicado porque compreendem regiões da plataforma caracterizada por processos sedimentares com maior energia ambiental/deposicional. Também é possível visualizar na Figura 5.2.2. a proporção de associações de fácies para cada um dos elementos arquiteturais. A Margem de Plataforma possui o predomínio de associação de fácies de banco de bivalves. Na Cunha Progradante predominam as associações de fácies de barras bioclásticas e intraclásticas e, subordinadamente, ocorrem associações de fácies de praias, as quais se instalam eventualmente nos topos das barras. O Interior da Plataforma apresenta a maior variedade de porosidade e de associação de fácies, com destaque para o lençol bioclástico arenoso, praia, embaiamento e lacustre restrito. Isso ocorre porque regiões de Interior de Plataforma

apresentam contexto deposicional com variação de energia deposicional de baixa a alta, porém com predomínio de moderada energia. Já a região de Rampa/Talude apresenta as fácies com mais baixas permo-porosidades cujas associações de fácies predominantes são face da praia e depósitos sublitorâneos ocorrendo como intercalações nos poços. Os depósitos sublitorâneos que ocorrem no interior da plataforma são interpretados como associados ao afogamento que ocorreu durante a deposição da OS-1100, registrado na maioria dos poços perfurados neste elemento arquitetural, principalmente na área de Búzios.

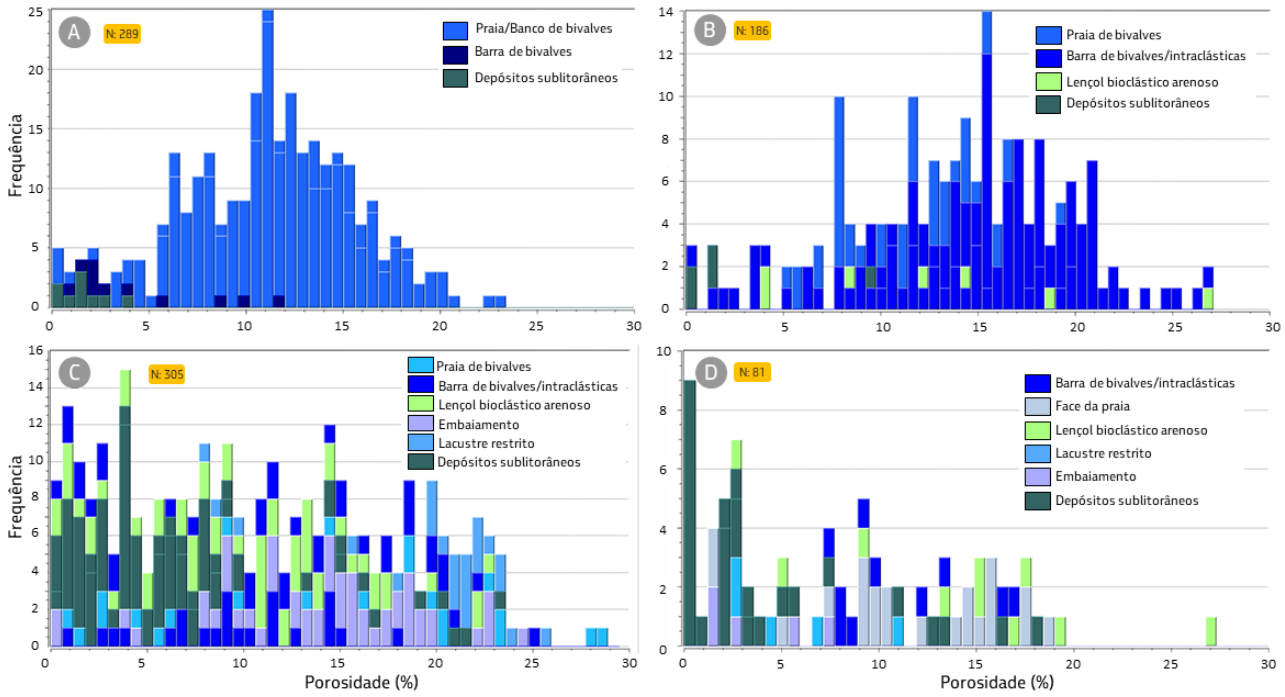


Figura 5.2.2: Histogramas de porosidade para cada um dos elementos arquiteturais definidos para o Andar Jiquiá. A) Margem de Plataforma; B) Cunha Progradante; C) Interior de Plataforma; D) Rampa/Talude. Cada histograma está preenchido com as associações de fácies presentes para cada elemento arquitetural, baseado nos poços.

Para o Andar Alagoas, os elementos arquiteturais de Construção Isolada (Figura 5.2.3A) e Margem de Plataforma (Figura 5.2.3B) configuram-se como regiões com as melhores condições de porosidade quando comparadas com as regiões de Interior de Plataforma (Figura 5.2.3C) e Rampa intermediária a Distal (Figura 5.2.3D). Este comportamento de distribuição de porosidade está diretamente relacionado à condição de energia do ambiente deposicional (agitação da água). A Construção Isolada é composta principalmente de associação de fácies (AFs) espessas de recife que inclui fácies de estromatolitos e *grainstones*. A Margem da Plataforma também tem importante proporção de recifes plataformais alternados com praias e bancos. O Interior da Plataforma apresenta AFs de grande variação de energia deposicional, como recifes plataformais até embaiamentos argilosos. Finalmente, as regiões de Rampa Intermediária a Distal apresentam as piores condições de permo-porosidade, devido ao domínio de menor energia representada pela AF como Embaiamento Argiloso com eventual presença de fácies de Fandelta e Sublitorâneas.

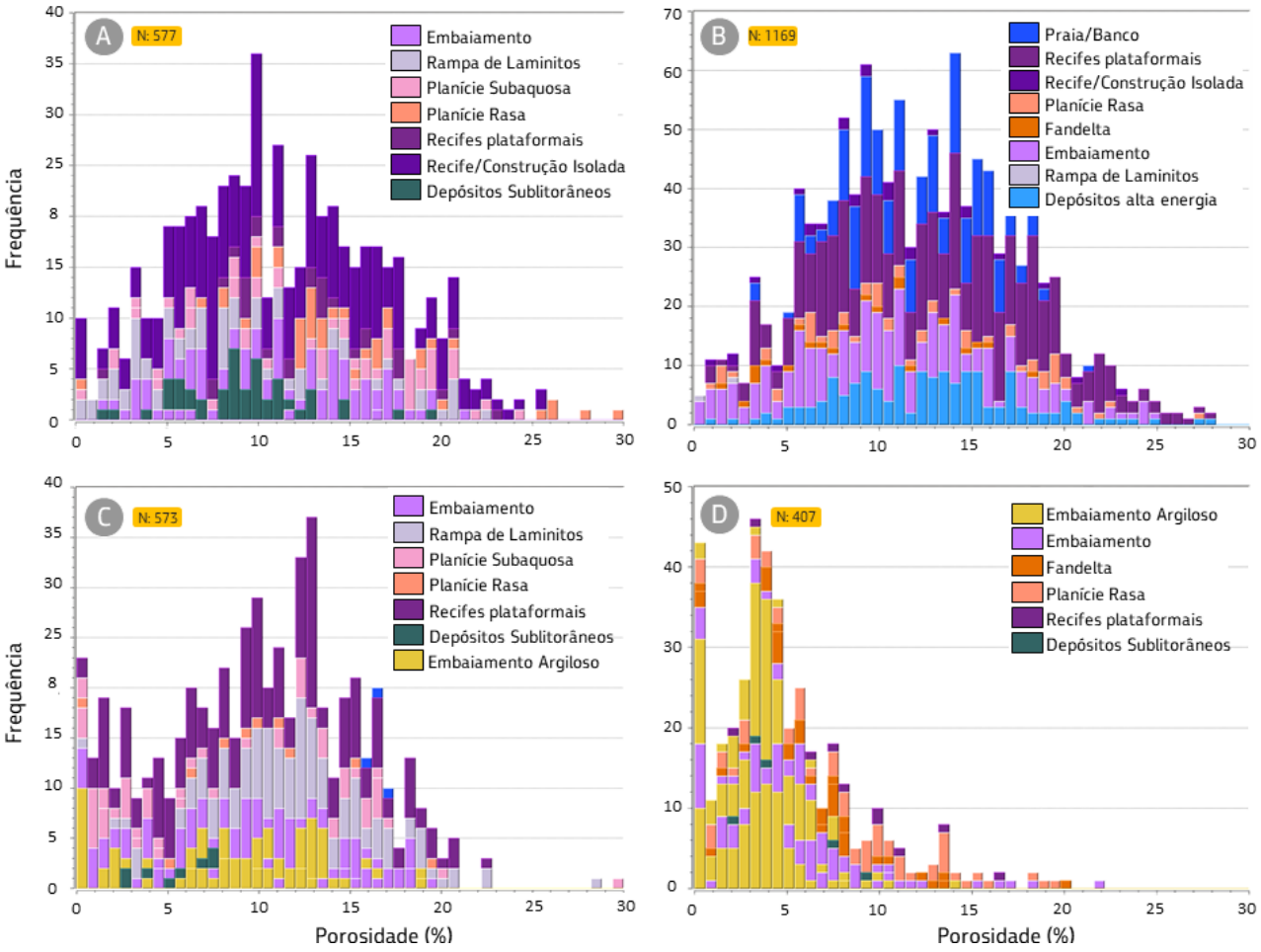


Figura 5.2.3: Histogramas de porosidade para cada um dos elementos arquiteturais definidos para o Andar Alagoas. A) Construção isolada; B) Margem de Plataforma; C) Interior de Plataforma; D) Rampa intermediária a distal. Cada histograma está preenchido com as associações de fácies presentes para cada elemento arquitetural, baseado nos poços.

6. CONCLUSÕES

As fácies deposicionais Alagoas e Jiquiá apresentam diferenças substanciais a respeito de sua sedimentologia. As principais fácies de coquinas do Jiquiá são formadas por espessos pacotes de *rudstones* e *grainstones*, as quais variam lateralmente para importantes seções de *mudstones* e margas. Já as principais fácies do Alagoas são formadas por estromatolitos (boundstones arbustiformes), laminitos e esferulititos que ocorrem *in situ* ou retrabalhados como *grainstones*, *rudstones* e *packstones*. Em termos de morfologia, as principais arquiteturas para o Alagoas são as rampas, plataformas e construções isoladas (*buildups*/recifes) cujo desenvolvimento ocorre em paleoaltos estruturais relacionados ao embasamento e fase rifte. Por outro lado, as arquiteturas do Jiquiá estão relacionadas às acumulações bioclásticas acomodadas de acordo com as geometrias rifte, compreendendo plataformas com margens de alta energia, cunhas progradantes, interior de plataforma e talude/rampa. Os padrões de empilhamento de fácies também variam de acordo com estas arquiteturas. As acumulações bioclásticas

Jiquiá tendem a preencher baixos relativos em altos estruturais segundo a geometria rifte e seguindo padrões progradacionais em direção às áreas com espaço de acumulação remanescente. Assim, as clinoformas diminuem de magnitude para o topo. As construções isoladas (*buildups*) do Alagoas tendem a apresentar empilhamentos espessos de fácies estromatolíticas acumuladas em áreas de aumento de espaço de acomodação. As rampas do Alagoas de mais alto ângulo (2 graus ou mais) tendem a acumular fácies retrabalhadas em ciclos regressivos e fácies *in situ* em ciclos transgressivos. Por outro lado, as rampas suaves apresentam espessos pacotes de fácies autóctones, os laminitos, acumuladas em padrão agradacional. A geometria mais característica do Alagoas é a plataforma carbonática, a qual frequentemente apresenta uma evolução de rampa-plataforma, onde se reconhecem as bordas de sotavento relacionadas a morfologias herdadas, enquanto as bordas de barlavento tendem a ser pouco mais jovens.

De modo geral, os carbonatos Jiquiá são interpretados como depositados em ambiente de água doce a salobra, durante uma fase de relevo mais acidentado com maior atividade de falhas (rifte) e que evolui, durante o Alagoas, para lagos alcalinos em um arcabouço de menor atividade tectônica (sag) para topo. Assim, em termos estratigráficos, o topo do Andar Jiquiá (DPA) é caracterizado por grande variação, ou seja, discordâncias angulares em áreas mais altas a paraconformidades em áreas mais baixas com sutis variações de litologias finas (margas e *mudstones*) conformantes que recobrem este arcabouço final em um padrão parcialmente erodido nos altos. Já o Andar Alagoas apresenta um padrão transgressivo-regressivo com a tendência de feições de ampla distribuição areal e uniformes para o topo evidenciando a colmatação do sistema. As principais diferenças entre os padrões de sedimentação Jiquiá e Alagoas relacionam-se às condições ambientais e localmente condicionadas pela estrutura e paleogeografia. Portanto, processos físicos controlaram a sedimentação Jiquiá, enquanto processos predominantemente ecológicos/organoquímicos controlaram a sedimentação Alagoas, como demonstrado pela ampla presença da organomineralização nas fácies e preservação dos carbonatos *in situ* deste último.

O reconhecimento de duas superfícies de inundação máxima no Jiquiá (nas biozonas OS-1010 e OS-1100) é um importante indicativo de conexão entre as áreas (conexão dos lagos) no tempo Jiquiá. Da mesma forma, no Andar Alagoas, uma importante superfície de inundação máxima é reconhecida e indica coerência com o início do crescimento dos *buildups*, em contexto de maior taxa de acomodação.

Finalmente, conclui-se que estas características permitem o uso do clássico conceito de fábrica carbonática na zona fótica, antes exclusivamente marinho, para o ambiente continental lacustre e cujas principais evidências são as dimensões e formas das plataformas, seu padrão de evolução e sua relação com as fábricas ora biogênicas ora bio-induzidas e subordinadamente químicas dos andares Jiquiá e Alagoas respectivamente.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a Petrobras pela liberação dos dados e interpretações apresentadas e aos gerentes Mário Carminatti, Rogério Cunha, Otaviano Pessoa, Jonilton Pessoa , Juliano Stica e Vinícius Machado pelo apoio. Agradecemos ao colega Vítor Gorne pelo apoio com os dados de porosidade e permeabilidade. Agradecemos aos revisores Dr. Ricardo Jahnert, Dr. Pierre Muzzi e Dr. Ricardo Zarpelon pelas importantes contribuições ao texto.

REFERÊNCIAS

ABELHA, M.; PETERSOHN, E. **The State of the Art of the Brazilian Pre-Salt Exploration**. *In*: GLOBAL APPEX AAPG PROSPECT AND PROPERTY EXPO, 2019, London. Disponível em: The State of the Art of the Brazilian Pre-Salt Exploration; #30586 (2018) (searchanddiscovery.com).

ALEKLETT, K. The Elephants: The Giant Oil Fields. In: ALEKLETT, K. **Peeking at Peak Oil. New York: Springer**, 2012. p. 73-94.

ANTUNES, R. L.; LOBO, J.; GOMES, L. C.; THOMAZ, L.; BEVILAQUA, L.; VIEIRA, I.; DESTRO, N.; DANTAS, R.; SILVA, C. **Geocronologia dos andares Buracica, Jiquiá e Alagoas**: datações radiométricas versus inferências biocronostratigráficas, em busca de soluções convergentes. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P EXP. GEO, 2015. 53 p. Relatório Interno. CT-E&P-EXP/GEO/GEAT-04/2015.

ARAI, M.; HASHIMOTO A. T.; UESUGUI, N. Significado cronoestratigráfico da Associação Microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v 3, n. 1/2, p. 87-103, 1989.

ARAÚJO, C. C.; GUERRA, M. M.; METTRAUX, M.; PAULA, O. P.; HOMEWOOD, P. W.; MADRUCCI, V. **Arcabouço estratigráfico da seção Alagoas no campo de Lula – área Tupi**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO, 2013. 165 p. Relatório Interno.

ARAÚJO, C. C.; MADRUCCI, V. **Estratigrafia Genética da Seção Alagoas** – Área de Iara. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO. ES, 2014. 155 p. Relatório Interno.

ARAÚJO, C. C.; MADRUCCI, V. Correlações estratigráficas – Campo de Cernambi. In: Madrucci, V. (coord.). **Tectonossedimentação, mapeamento regional integrado e controles na distribuição e qualidade dos reservatórios dos Andares Jiquiá e Alagoas** – Bacia de Santos. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2017. 534 p. Relatório Interno.

ARAÚJO, C. C.; MADRUCCI, V. M.; HOMEWOOD, P.; METTRAUX; RAMNANI, C. W.; SPADINI, A. R. Stratigraphic and sedimentary constraints on Pre-salt carbonate reservoirs of the South Atlantic Margin, Santos Basin, Offshore Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 106 (12). p. 2531-2546, 2022.

ARIENTI, L.; SOUZA, R. S.; VIANA, S.; CUGLIERI, M. A.; SILVA, R. P.; TONIETTO, S.; PAULA, L.; GIL, J. A. Facies Association, Depositional

System and Paleophysiographic Models of the Barra Velha Formation, Pre-Salt Sequence – Santos Basin, Brazil. *In*: AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2018, Salt Lake. **Proceedings** [...]. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2018.

ARTAGÃO, V.M. **Análise estratigráfica de alta resolução aplicada aos depósitos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos**: identificação, correlação e mecanismos de controle de ciclos sedimentares. 2018. Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018. 172 p.

BAHNIUK, J.; COELHO, S. A. A. L.; DIAS, K. D. N.; ZAMBONATO, E. E.; MADRUCCI, V.; SPADINI, A. R.; MORETTI JUNIOR, P. A.; FONTANETA, G. T.; MTSUDA, N. S. Classificação de rochas híbridas - uma nova abordagem. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 49., 2018, Rio de Janeiro. **Resumos** [...]. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2018.

BARNETT, A. J.; FU, L.; RAPASI, T; SCOTELLARO, C.; GUHA. J; CABOLOVA, A; DOMINGUES, A. L. Seismic characterization and origin of clinoforms in lacustrine depositional environments: a case study from the cretaceous of the south atlantic. In: HENDRY, J., BURGESS, P., HUNT, D., JANSON, X.; ZAMPETTI, V. (eds.). **Seismic characterization of carbonate platforms and reservoir**s. London: Geological Society, 2020. (Special Publications, v. 509).

BARNETT, A. J.; OBERMAIER, M.; AMTHOR, J.; SHARAFODIN, M.; BOLTON, M.; CLARKE, D.; AND CAMARA, R. Origin and significance of thick carbonate grainstone packages in non-marine successions: A case study from the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazil. *In*: MELLO, M. R; YILMAZ, P. O. AND KATZ, B.J. (eds.). **The supergiant Lower Cretaceous pre-salt petroleum systems of the Santos Basin, Brazil**. Tulsa: AAPG, 2021. P. 155–174, 2021. (AAPG Memoir, v. 124).

BAPTISTA DA SILVA, R. C. **Coquina and related hypersaline facies evolution in Shark Bay: morphology, chronology, processes and relationships**. 2014. Dissertação (Mestrado) - Curtin University, Perth, 2014. 136 p.

BERTANI, R.T. E CAROZZI, A.V. Lagoa Feia formation (lower cretaceous), Campos basin, offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs — I. **Journal of Petroleum Geology**. v.8(1). P. 37–58. 1985a.

BERTANI, R.T. E CAROZZI, A.V. Lagoa Feia formation (lower cretaceous), Campos basin, offshore Brazil: rift valley type lacustrine carbonate reservoirs — II. **Journal of Petroleum Geology**. v.8(2). P. 199–220. 1985b.

BENZERARA K.; MENGUY, N.; LÓPEZ-GARCÍA, P.; YOON, T.; KAZMIERCZAK, J.; TYLISZCZAK, T.; GUYOT, F.; BROWN, G. Nanoscale detection of organic signatures in carbonate microbialites. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, Washington, v. 103, n. 25, p. 9440-9445, 2006.

BEURLEN, G.; GRILLO, J. L.; CUNHA, A. A. S.; FERREIRA, E. P.; LANA, C. C.; ARAI, M.; GALM, P. C.; MILHOMEM, P. S. **Bioestratigrafia da**

Petrobras do Jurássico ao Neógeno calibrada de acordo com a geocronologia de 2004. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. PBA, 2007. 393 p. Relatório Interno. CENPES/PDEXP/BPA 005/07.

BOYD, A.; SOUZA, A.; CARNEIRO, G.; MACHADO, V.; TREVIZAN, W.; SANTOS, B.; NETTO, P.; BAGUEIRA, R., POLINSKI, R.; BERTOLINI, A. Presalt carbonate evaluation for Santos Basin, offshore Brazil. **Petrophysics**, Houston, v. 56, n. 6, p.577–591, 2015.

BRALOWER, T. J.; ARTHUR, M. A.; LECKIE, R. M.; SLITER, W. V.; ALLARD, D. J.; SCHLANGER, S. O. Timing and palaeoceanography of Oceanic Dysoxia/Anoxia in the Late Barremian to Early Aptian (Early Creaceous). **Palaios**, Tulsa, v.9, p. 335-369, 1994.

BRANDÃO, M. V. **Complementação da análise bioestratigráfica, por ostracodes, do poço 3-RJS-723-RJ (intervalo 5.397,00 - 5.898,00 m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDGEO. BPA, 2014. 21 p. Relatório Interno. CT BPA 042/2014.

BRANDÃO, M. V. **Novo estudo bioestratigráfico, por ostracodes, do poço 9-RJS-709-RJ (intervalo 5.457,00 - 5.915,00m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEP. BPA, 2019. 61 p. Relatório Interno. CT BPA 077/2019.

BRANDT, D. S. Taphonomic grades as a classification for fossiliferous assemblages and implications for paleoecology. **Palaios**, Tulsa, v. 4, p. 303-309, 1989.

CAMPOS, E. G. **Gênese e controle do depósito de barita de Camamu, Bahia**. 1984. Dissertação (Mestrado) - Universidade de Brasília, Brasília, 1984. 131 p.

CARLOTTO M. A.; BAPTISTA DA SILVA, R. C; YAMATO, A. A. TRINDADE, W. l.; MOREIRA, J. L. P.; FERNANDES, R. A. R.; RIBEIRO, O. J. S. Libra: A newborn giant in the Brazilian Presalt Province. In: MERRILL, R. K.; STERNBACH, C. A. Sternbach (eds.). **Giant fields of the decade 2000–2010**. Tulsa: AAPG, 2017. P. 165-176. (AAPG Memoir, v. 113).

CARMINATTI, M.; WOLF, B.; GAMBOA, L. New exploratory frontiers in Brazil. In: WORLD PETROLEUM CONGRESS, 19., Madrid, 2008. **Proceedings** [...]. London: Energy Institute, 2008. Disponível em: https://www.onepetro.org/conference-paper/WPC-19-2802.

CARMO, I. O.; VASCONCELOS, P. **40Ar/39Ar Geochronology of igneous rocks (18 samples) – well 4-SPS-71C-SP (Biguá), 5796 to 6145 m, Santos Basin**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PEDEP. GEOTEC, 2017. 26 p. Relatório Interno. CT GEOTEC 022/17.

CARMO, I. O.; NUNES, M. C. V.; COSTA, J.; ROSSETTI, L. M. M.; FORNERO, S. A.; ZUCCHETTI, M.; PEREIRA, N. F.; MARINS, G. M.; SOUZA, R. S. Caracterização do magmatismo Parati na porção central da Bacia de Santos e perspectivas exploratórias. In: SINTEX SIMPÓSIO TÉCNICO DE EXPLORAÇÃO DA PETROBRAS, 2018. **Trabalhos** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2018.

CARVALHO, M. D.; PRAÇA, U. M.; SILVA-TELLES A. C.; JAHNERT, R. J.; DIAS, J. L. Bioclastic carbonate lacustrine facies models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil. *In*: Gierlowski-Kordesch, E. H.; Kelts, K. R. **Lake Basins Through Space and Time**. Oklahoma: AAPG, 2000. p. 245-256 (Studies in Geology, v. 46).

CERALDI, T. S.; GREEN, D. Evolution of the South Atlantic lacustrine deposits in response to Early Cretaceous rifting, subsidence and lake hydrology. In: CERALDI, T. S.; HODGKINSON, R. A.; BACKE, G. **Petroleum Geoscience of the West Africa Margin**. London: Geological Society, 2016. p. 77–98. (Special Publications, v. 438).

CHAFETZ, H. S.; GUIDRY, S. A. Bacterial shrubs, crystal shrubs and ray-crystal shrubs - bacterial vs. abiotic precipitation. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 126, p. 57-74, 1999.

CHAVEZ, R. **The mexican oil fields**. 1921. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Engenharia de Minas) – University of Missouri, Missouri. 1921. 47 p.

CLAES, H. **Sediment-petrological and geochemical characterization of travertine - Travertine as a potential Pre-Salt carbonate analogue**. 2015. Tese (Doutorado) - Arenberg Doctoral School, Leuven, 2015. 280 p.

DE CARVALHO, M. D. FERNANDES F.L. Pre-salt depositional system: Sedimentology, diagenesis, and reservoir quality of the Barra Velha Formation, as a result of the Santos Basin tectono-stratigraphic development, *In*: MELLO, M. R; YILMAZ, P. O. AND KATZ, B.J. (eds.). **The supergiant Lower Cretaceous pre-salt petroleum systems of the Santos Basin, Brazil.** Tulsa: AAPG, 2021. P. 121–154. (AAPG Memoir, v. 124).

DESTRO, N.; NUNES, M. C. V.; SZATMARI, P.; LOBO, J. T. **Magmatismo na Sequência Pré-Sal da Bacia de Santos**: Sismofácies, Geocronologia, Correlação Estratigráfica e Petrogênese. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. GEOTEC, 2009. 1 CD-ROM. Relatório Interno.

DIAS, J. L. **Análise sedimentológica e estratigráfica do andar Aptiano em parte da margem leste do Brasil e no platô das Malvinas – considerações sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do Oceano Atlântico Sul Meridional**. 1998. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998. 399 p.

DIAS, J. L. **Análise estratigrafica e evolução da fase "rift" nas bacias da margem leste e sudeste do Brasil**. 1991. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1991. 145 p.

DIAS, J. L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 1, p. 7-25, 2005.

DIAS-BRITO, D.; UESUGUI, N.; HASHIMOTO, A. T. Uma re¬flexão histórica em torno do Andar Alagoas - importante e problemática unidade cronoestratigráfica do Cretáceo Inferior do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 1, n. 1, p. 111-115, 1987.

DUNHAM, R.J. **Classification of carbonate rocks according to depositional texture**. Tulsa: AAPG, 1962. p. 108-121. (AAPG Memoir, v. 1).

DUPRAZ, C.; VISSCHER, P. T.; BAUMGARTNER, L. K.; REID, P. Microbe-mineral interactions: early carbonate precipitation in hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). **Sedimentology**, Oxford, v. 51, p. 745-765, 2004.

DUPRAZ, C.; REID, R. P.; BRAISSANT, O.; DECHO, A. W.; NORMAN, R. S.; VISSCHER, P.T. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 96, p. 141–162, 2009.

EBERLI, G. **Comunicação verbal**. Consultoria interna Petrobras. 2017.

EBERLI, G.; BERNOULLI, D.; VECSEI, A.; SEKTI, R. GRASMUECK, M.; LEUDMANN, T.; ANSELMETTI, F. S.; MUTTI, M.; DELLA PORTA, G. A Cretaceous carbonate delta drift in the Montagna Della Maiella, Italy. **Sedimentology**, Oxford, v. 66, p. 1266–1301, 2019.

EMBRY, A; KLOVAN, J. E. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, Calgary, v. 19, n. 4, p. 730-781, 1971.

ERTHAL, M. M.; CAPEZZUOLI, E.; MANCINI, A.; CLAES, H.; SWEENEN, R. Shrub morpho types as indicator for the water flow energy – Tivoli travertine case (Central Italy). **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 347, p. 79-99, 2017.

FALCÃO, L. C. **Estudo faciológico de um intervalo Aptiano do poço (SB-1 (Bacia de Santos) e sua comparação com travertinos quaternários de San Juan, Argentina**. 2015. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2015. 118p.

FARIAS, F.; SZATMARI, P.; BAHNIUK, A.; FRANÇA, A. B. Evaporitic carbonates in the presalt of Santos Basin – genesis and tectonic implications. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 105, p. 251–272, 2019.

FETTER, M.; PENTEADO, H.; MADRUCCI, V.; SPADINI A. The Paleogeography of the Lacustrine Rift System of the Pre-Salt in Santos Basin, Offshore Brazil. In: AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2018, Salt Lake. **Proceedings** [...]. Tulsa: AAPG, 2018. Disponível em: http://www.searchanddiscovery.com/abstracts/html/2018/ace2018/abstracts/2849330.html

FORMIGLI, J. Santos Basin Pre-Salt Cluster: How to Make Production Development Technical and Economically Feasible. In: RIO OIL AND GAS CONFERENCE, 14., 2008, Rio de Janeiro. **Trabalhos técnicos** [...]. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Petróleo, Gás e Biocombustíveis, 2008.

FORMIGLI, J.; PINTO, A. C. C.; ALMEIDA, A. S. Santos Basin´s Pre-Salt Reservoirs Development – The way ahead. In: OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE, 41., 2009, Houston. **Proceedings** [...]. Richardson: Offshore Technology Conference, 2009. OTC-19953-MS

FURSICH, F.T.; OSCHMANN, W. Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. **Journal of the Geological Society**, London, v. 150, n. 1, p. 169-185, 1993.

GOMES, J. P.; BUNEVICH, R. B.; TEDESCHI, L. R.; TUCKER, M. E.; WHITAKER, F. F. Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 113, p. 1-21, 2020.

GOMES, L. C.; LIMA, F. M.; VIEIRA, I.; LOBO, J. T.; THOMAZ, L. T.; SOUSA, J. B.; BEVILAQUA, L. A.; DESTRO, N. DANTAS, R. N. G. **Magmatismo Jiquiá e Alagoas na Bacia de Santos** *In*: Análise integrada das ocorrências e perpectivas exploratórias. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO, 2015. Relatório interno.

GRILLO, J. L.; FERREIRA, E. P. **Análise Bioestratigráfica por ostracodes e palinomorfos, do poço 1-RJ-656 (intervalo 6078-5319m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. BPA, 2009. 33 p. Relatório Interno. CT BPA 065/09.

GRILLO, J. L.; FERREIRA, E. P. **Análise Bioestratigráfica por ostracodes e palinomorfos, do poço 1-RJS-647 (intervalo 5754-4896m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. BPA, 2010. 31 p. Relatório Interno. CT BPA 020/10.

GRILLO, J. L. **Análise bioestratigráfica, por ostracodes, de amostras de calha do poço 3-RJS-743A-RJ (5.367-5.874m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEP. BPA, 2017. 20 p. Relatório Interno. CT BPA 020/17.

GUARDADO, L. R.; GAMBOA, L. A. P.; LUCCHESI, C. F. A Model for a Producing Atlantic Type Basin. In: EDWARDS, J. C.; SANTOGROSSI, P. A. (eds.). **Divergent/Passive Margin Basin. Petroleum Geology of the Campos Basin, Brazil**. Tusla: AAPG, 1989. p. 3-79. (AAPG Memoir, v. 48).

HADDAD, E.; GIUBERTI, A. C. Economic Impacts of Pre-Salt on a Regional Economy: the case of Espírito Santo, Brazil. In: EUROPEAN CONGRESS OF THE REGIONAL SCIENCE ASSOCIATION INTERNATIONAL, 50., 2010. Jnköping/Sweden. **Proceedings** [...]. Disponível em: http://hdl.handle.net/10419/118804.

HÄGELE, D.; LEINFELDER R.; GRAU, J.; BURMEISTER E.; STRUCK, U. Oncoids from river Alz (southern Germany): Tiny ecosystems in a phosphorus-limited environment. **Palaeo**, v. 237, p. 378-395,2006.

HERLINGER JUNIOR, R.; ZAMBONATO, E. E.; DE ROS, L. F. Influence of diagenesis on the quality of lower cretaceous Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 87, p. 1285–1313, 2017.

HOMEWOOD, P.W.; GUILLOCHEAU, F.; ESCHARD, R.; CROSS, T. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une demarche intégrée. **Bull Centres Rech**

Explor-Prod Elf-Aquitaine v. 16, n. 2, p. 357-381, 1992.

JAHNERT, R.; PAULA, O.; COLLINS, L.; STROBACH, E.; PEVZNER, R. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: Architecture of a Holocene reservoir analog. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 281, p. 59-74, 2012.

KACZMAREK, A. E.; HICKS, M. K.; FULLMER, S. M.; STEFFEN, K. L.; BACHTEL, S. L. Mappin facies distributions on modern carbonate platforms through integrations of multispectrtal Landsat data, statistics-based unsupervised classifications, and surface sediment data. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 94, n. 10, p. 1581-1606, 2010.

KARNER, G. D.; GAMBOA, L. A. P. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. In: SCHREIBER, B. C.; LUGLI, S.; BABEL, M. **Evaporite Through Space and Time**. London: Geological Society of London, 2007. p. 15-35. (Special Publications, v. 285).

KEIM, C.; SANTOS; H. N. SANTIAGO, C. S.; PENNAFIRME, S.; NEUMANN, R.; SCHNELLRATH. J.; LIMA, I.; CRAPEZ, M. A. C.; FARINA, M. Microstructure and mineral composition of Holocene stromatolites from Lagoa Vermelha, a hypersaline lagoon in Brazil: insights into laminae genesis. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 90, p. 887-905, 2020.

KERANS, C. **Notas de aula do curso de Estratigrafia de Carbonatos**. Curso Interno Petrobras. Organização EXP/GEOP/AES. 2019.

KINOSHITA, E. M. **Modelagem sísmica-geometria de fácies dos carbonatos lacustres do Mb Morro do Chaves, bacia de Sergipe-Alagoas**. 2007. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2007. 97p.

KINOSHITA, E. M. Modelagem sísmica-geométrica de fácies dos carbonatos lacustres da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim Geociencias Petrobas**, Rio de Janeiro, v. 18, p. 249-269, 2010.

KOUTSOUKOS, E. A. M. **Mid- to late cretaceous microbios¬tratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the Sergipe Basin, northeastern Brazil**. 1989. Tese (Doutorado) - Department of Geo¬logical Sciences of Polytechnics South West, Plymouth, 1989. 645 p.

LANA, C. L.; AMORA R. P.; TEDESCHI L. R.; MENEZES, T. R.; SOUZA I. V. A. F.; ARAUJO, C. V. **Paleoclima do Aptiano nas bacias brasileiras: possíveis interpretações para as bacias de Campos e Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. BPA, 2010. 17 p. Relatório Interno. CT BPA 009/10.

LEITE, C. O. N.; SILVA, C. M. A., DE ROS, L. F. Depositional and diagenetic processes in the Pre-Sal rift section of a Santos Basin area, SE Brazil. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 90, p. 584-608. 2020.

LIMA B. E. M.; TEDESCHI, L. R. PESTILHO, A. L.; SANTOS, R. V.; VAZQUEZ, J. C.; GUZZO, J. V. P. Deep-burial hydrothermal alteration of the Pre-Salt carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from petrography, fluid inclusions, Sr, C and O isotopes: **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v.113, p. 1- 25, 2020.

LIMA, B. E. M.; DE ROS, L. F. Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 383, p. 55–81, 2019.

MADRUCCI, V.; SPADINI, A. R. **Resumo dos resultados do projeto PETHROS**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO, 2012. 18 p. Relatório Interno.

MADRUCCI, V.; SPADINI, A. R.; ANJOS, C. W. D.; ALVES, D. B.; ANJOS, S. M. C. Authigenic Magnesian Clays in Carbonate Reservoirs in Brazil. In: INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, 15., 2013, Rio de Janeiro. **Abstracts**.

MADRUCCI, V. (coord). **Tectonossedimentação, mapeamento regional integrado e controles na distribuição e qualidade dos reservatórios dos Andares Jiquiá e Alagoas – Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2017. 534 p. Relatório Interno.

MADRUCCI, V.; ARAÚJO, C. C.; ANJOS, C. W. D.; SPADINI A. R. Depositional paleoenvironment of authigenic magnesium clays in Pre-Salt of Santos Basin – Brazil. In: INTERNATIONAL MEETING OF CARBONATE SEDIMENTOLOGISTS, 16., 2019. Mallorca, Spain. **Abstract volume**. 2019.

MAIZATTO, J. R.; FERREIRA, E. P. **Reavaliação biocronoestratigráfica do zoneamento por miósporos da seção albo-aptiana**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEP. BPA, 2017. 93 p. Relatório Interno. RT BPA 014/17.

MINZONI, M.; CANTELLI, A.; THORNTON, J.; WIGNALL, B. Seismic-scale geometries and sequence-stratigraphic architecture of Early Cretaceous syn-post rift carbonate systems, Presalt Section, Brazil. In: HENDRY, J.; BURGESS, P.; HUNT, D.; JANSON, X.; AND ZAMPETTI, V. (eds.). **Seismic Characterization of Carbonate Platforms and Reservoirs**. London: Geological Society, 2020. 509 p. (Special Publications, v. 511).

MISUSAKI, A. M. **Resultados das análises petrográficas, químicas e geocronológicas de amostras de rochas vulcânicas de poços das Bacias de Santos e Pelotas**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. DIGER. SETEC, 1995. 15 p. Relatório Interno.

MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531–549, 2007.

MOURA, J. A. Biocronoestratigrafia da seqüência não marinha do Cretáceo Inferior da Bacia de Campos, Brasil: Ostracodes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10., 1987, Rio de Janeiro. **Anais**... Rio de Janeiro:

Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1987. v. 2, p. 717-731.

MUNIZ, M. C.; BOSENCE, D. W. J. Pre-salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. In: BOSENCE, D. W. J.; GIBBONS, K. A.; LE HERON, D. P.; MORGAN, W. A.; PRITCHARD, T.; VINING B. A. **Microbial Carbonates in Space and Time**: Implications for Global Exploration and Production. London, Geological Society, 2015. 418 p. (Special Publications, v. 418).

NETTO, A. S. T. Barita de Camamu: considerações sobre a gênese. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 20, n. 2, p. 77-92, 1977.

NETTO, P.R.A.; POZO, M.; SILVA, M.D.; MEXIAS, A.S.; GOMES, M.E.B.; BORGHI, L.; RIOS-NETTO, A.M. 2022. Authigenic Mg-clay assemblages in the Barra Velha Formation (Upper Cretaceous) from Santos Basin (Brazil): The role of syngenetic and diagenetic process. Applied Clay Science, (216). https://doi.org/10.1016/j.clay.2021.106339

OLIVEIRA, V. C. B.; SILVA, C. M. A.; BORGHI, L. F.; CARVALHO, I. S. Lacustrine coquinas and hybrid deposits from rift phase: Pre-Sal, lower Cretaceous, Campos Basin, Brazil. **Journal of South America Earth Sciences**, Oxford, v. 95, p. 1-31. 2019.

PEREIRA, M.; FEIJÓ F. Bacia de Santos. **Boletim Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p.19-234, 1994.

PIETZSCH, R.; TEDESCHI, L.R.; OLIVEIRA, D.M.; ANJOS, C.W.D.; VASQUEZ, J.C.; FIGUEIREDO, M.F. Environmental conditions of deposition of the Lower Cretaceous lacustrine carbonates of the Barra Velha Formation, Santos Basin (Brazil), based on stable carbon and oxygen isotopes: A continental record of pCO2 during the onset of the Oceanic Anoxic Event 1a (OAE 1a) interval?. **Chemical Geology**, v.535, p.1-23, 2020.

POLCK, M. A. R.; GALLO, V.; FIGUEIREDO, F. J.; VIANA, S. M.; SANTOS, V. S. S.; QUEIZOZ NETO, J. V.; JAHNERT, R. J. Ellimma longipectoralis sp. nov. (Teleostei: Clupeomorpha: Ellimmichthyiformes) from the Aptian of the Santos Basin, southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 98, 2020.

POMAR, L. Carbonate systems. In: SCARSELLI, N.; ADAM, J.; CHIARELLA, D.; ROBERTS, D. G.; BALLY A. W. **Regional geology and tectonics**. Amsterdam, p. 235-311, 2020.

RAMNANI, C.W.; SANTOS, J.F.; PARIZEK-SILVA, Y.; MADRUCCI, V.; ARAUJO, C.C.; VASQUEZ, G.F.; MORSCHBACHER, M.J., BONZANINI, L.A.F.; VIANA, S.M.; SOUZA, R.S.; ALVES, D.B.; ANJOS, S.M.C. 2021. Magnesian Clay Minerals in Brazilian Pre-Salt Province. In: INTERNATIONAL MEETING FOR APPLIED GEOSCIENCE & ENERGY, 01, 2021, Denver. Extended Abstract.

RIDING, R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. **Sedimentology**, Oxford, v. 47, p. 179-214, 2000.

ROMO, D. The Cantarell oil field and the mexican economy. **Revista Problemas del Desarrollo**, Coyoacán v. 46, n. 183, p. 141-164, 2015.

SALLER, A.; RUSHTON, S.; BUAMBUA, L.; INMAN, K.; MCNEIL, R.; DICKSON, J. A. D. Presalt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 100, n. 7, p. 1135–1164, 2016.

SANTOS, V.S (coord). **Projeto Jiquiá**. Petrobras Relatório Interno, CENPES/GSE, Rio de Janeiro. 2015. 384p. RT-GSE 003/15.

SCHALLER, H. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/ Alagoas. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 21-86, 1969.

SILVA-TELLES JUNIOR, A. C. Novo zoneamento das coquinas da Formação Lagoa Feia (Neojiquiá da Bacia de Campos) com base em ostracodes – aspectos evolutivos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos**... São Paulo: Sociedade Brasileira de Paleontologia, v. 2, p. 489, 1992.

SOUSA, A. J; GRILLO, J. L.; QUEIROZ NETO, J. V. **Complementação da análise bioestratigráfica por ostracodes, do poço 2-ANP-2A-RJS (intervalo 4545-6024 m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDGEO. BPA, 2014. 30 p. Petrobras Relatório. CT BPA 040/14.

SOUSA, A. J. **Complementação da análise bioestratigráfica, por ostracodes não marinhos, do poço 3-RJS-731-RJ (intervalo 5187-5734m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDGEO. BPA, 2016a. 27 p. Relatório Interno. CT BPA 001/16.

SOUSA, A. J. **Complementação da análise bioestratigráfica por ostracodes, do poço 9-RJS-708-RJ (intervalo 5310-5787m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDGEO. BPA, 2016b. 29 f. Relatório Interno. CT BPA 049/16.

SOUSA, A. J. **Complementação da análise bioestratigráfica, por ostracodes, do poço 9-BUZ-007-RJS (intervalo 5424-6195 m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEP. BPA, 2017a. 37 p. Relatório Interno. CT BPA 012/17.

SOUSA, A. J. **Análise bioestratigráfica, por ostracodes, de amostras de calha do poço 3-RJS-743A-RJ (5.367-5.874m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEP. BPA, 2017b. 20 p. Relatório Interno. CT BPA 020/17.

SOUSA, A. J. **Bioestratigrafia atualizada da passagem Jiquiá-Alagoas, com base em ostracodes, do poço 3-RJS-739A-RJ (intervalo 5427-5868m, Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDIEP. GEG. CE, 2021. 26 p. Relatório Interno. CT CE 008/21.

SOUZA, R. S.; ARIENTI, L.; VIANA, S.; FALCÃO, L.; CUGLIERI, M. A.; SILVA, R. P.; LEITE, C.; OLIVEIRA, V. C.; OLIVEIRA, D. M.; ANJOS, C.; AMORA, R.; CARMO, D.; COELHO, C. Continental Cretaceous (Aptian) Pre-Salt Carbonates and Associated Rocks, South Atlantic Santos Basin, Offshore

Brazil. In: AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2018, Salt Lake. **Proceedings** [...]. Tulsa: AAPG, 2018. Disponível em: http://www.searchanddiscovery.com/abstracts/html/2018/ace2018/abstracts/2835691.html.

SOUTO, J. S. O. Caracterização do Marco Lula. In: SEDEST – SIMPOSIO DE ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DA PETROBRAS, 5., 2010, Aracajú. **Resumos** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2010. p. 60-61.

SPADINI, A. R.; D´AVILA, R.; GONTIJO, R. C.; ARIENTI, L. (coords.). **Estudo Sedimentológico e Estratigráfico regional da seção pré-sal de idade Alagoas das Bacias de Santos e Campos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2009. 234 p. Relatório Interno.

SRIVASTAVA, N., Lagoa Salgada, RJ Estromatólitos Recentes. *In*: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil**. Rio de Janeiro: DNPM, 1999. p. 203-209.

TEDESCHI, L. R.; JENKYNS, H. C.; ROBINSON, S. A.; SANJINÉS, A. E. S.; VIVIERS, M. C.; QUINTAES, C. M. S. P.; VAZQUEZ, J. C. New age constraints on Aptian evaporites and carbonates from the South Atlantic: Implications for Oceanic Anoxic Event 1a. **Geology**, Boulder, v. 45, n. 6, p. 543–546, 2017.

TERRA, G. S.; SPADINI, A. R.; FRANÇA, A. B.; SOMBRA, C. L.; ZAMBONATO, E. E.; JUSCHAKS, L. C. S.; ARIENTI, L. M.; ERTHAL, M. M.; BLAUTH, M.; FRANCO, M. P.; MATSUDA, N. S.; SILVA, N. G. C.; MORETTI, P. A.; D'ÁVILA, R. S. F.; SOUZA, R. S.; TONIETTO, S. N.; ANJOS, S. M. C.; CAMPINHO, V. S.; WINTER, W. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras**: Boletim de Geociências Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 1, p. 9-29, 2010.

THOMPSON, D. L., STILWELL, J. D., HALL, M. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-salt coquinas of Brazil and West Africa. **Gondwana Research**, Osaka, v. 28 p. 26-51, 2015.

VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N.; PEREZ-CRUZ, C. The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology – an overview. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.). **Cycles and Event in Stratigraphy**. Berlin: Springer-Verlag, 1991, p.617-659.

VASCONCELOS, C.; MCKENZIE, J. A.; BERNASCONI, S.; GRUJIC, D.; TIEN, A.J. Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. **Nature**, London, v. 377, p. 220-222, 1995.

VASCONCELOS, C.; WARTHMANN, R.; MCKENZIE, J. A.; VISSCHER, P. T.; BITTERMANN, A. G.; VAN LITH, Y. Lithifyning microbial mats in Lagoa Vermelha, Brazil: Modern Precambrian relics?. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 185, p. 175-183, 2006.

VASCONCELOS, C.; PACTON, M.; MCKENZIE, J. **Internal Report I: Pre-Salt Carbonate**

Reservoirs. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO, 2011. 147 p. Relatório Interno. PETHROS Project.

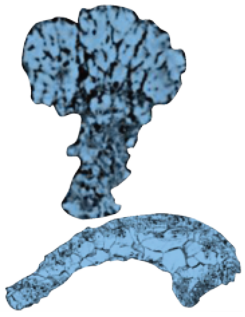
VIANA, C. F.; GAMA JUNIOR, E. G.; SIMÕES, I. A.; MOURA, J. A.; FONSECA J. R.; ALVES, R. J. Revisão Estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. Boletim Técnico da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 14, n. 3/4, p. 57-192, 1971.

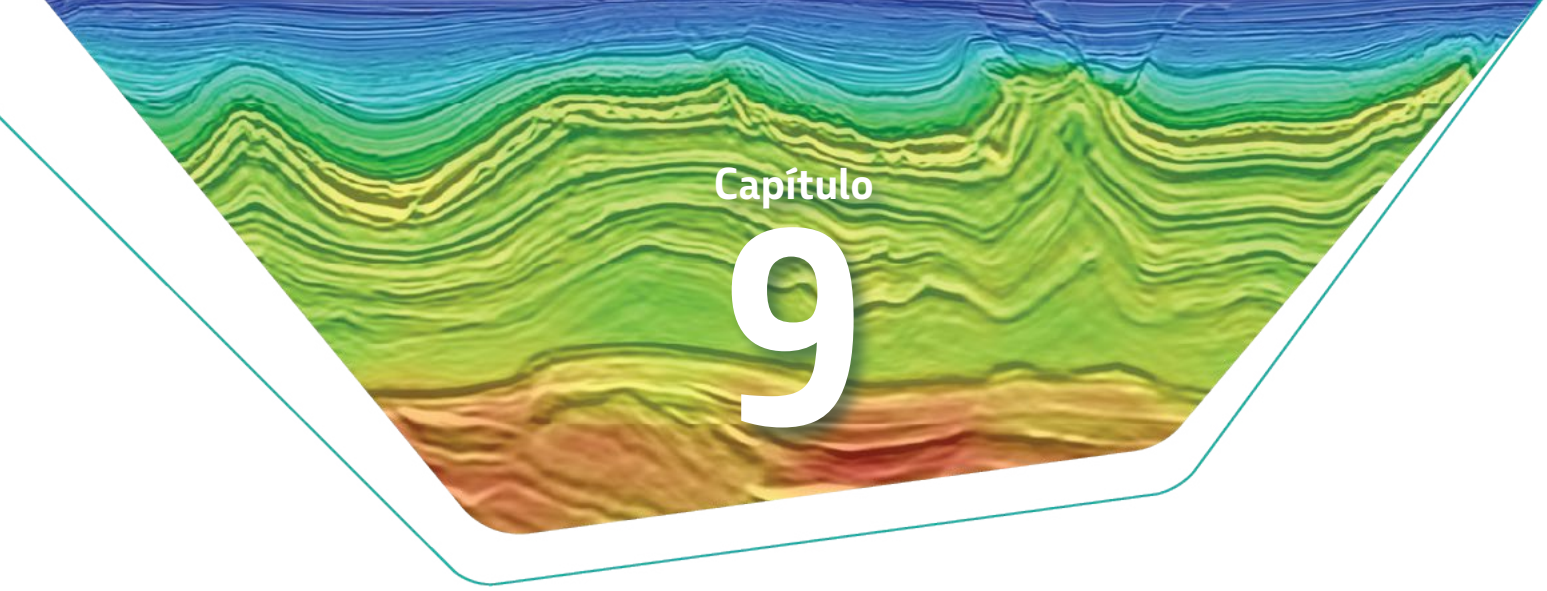
WEBER, L. J.; FRANCIS, B. P.; HARRIS, P. M.; CLARK, M. Stratigraphy, lithofacies, and reservoir distribution, Tengiz Field, Kazakhstan. In: AHR, W. M.; HARRIS, P. M.; MORGAN, W. A.; SOMERVILLE I. D. (eds.). **Permo-Carboniferous carbonate platforms and reefs**. Tulsa: SEPM, 2003. p. 351-394. (Special Publication, v. 78).

WRIGHT, V. P. The mantle, CO_2 and the giant Aptian chemogenic lacustrine carbonate factory of the South Atlantic: Some carbonates are made, not born. **Sedimentology**, Oxford, 2020, p. 1-27.

WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic Early Cretaceous lacustrine carbonates. *In*: BOSENCE, D. W. J.; GIBBONS, K.; LEHERON, D.; PRITCHARD, T.; VINING, B. (eds.). **Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production**. London: Geological Society, 2015. p. 209–219. (Special Publication, 418).

WRIGHT, V. P.; RODRIGUEZ, K. Reinterpreting the South Atlantic Pre-Salt 'Microbialite' reservoirs: petrographic, isotopic and seismic evidence for a shallow evaporitic lake depositional model. **First Break**, Oxford, v. 36, p. 71-77, 2018.





Capítulo

9

Argilominerais magnesianos do Pré-sal: caracterização, gênese e modelo deposicional no andar Alagoas da Bacia de Santos, Brasil

AUTORES

Vanessa Madrucci[1] (*vanessa.madrucci@petrobras.com.br*), Camila Wense Ramnani[1], Carlos César de Araújo[1], Julice Ferreira Santos[1], Guilherme Vasquez[1], Adali Ricardo Spadini, Sylvia Maria Couto dos Anjos[1], Yaro Parizek da Silva[1]

[1] Petrobras

Palavras-chave: Argilominerais Magnesianos; Kerolita, Estevensita, Saponita, Sepiolita, Autigênese, Empilhamento de Fácies; Plataformas Carbonáticas.

RESUMO

Na Bacia de Santos, a ocorrência dos argilominerais magnesianos no Andar Alagoas, associados aos depósitos carbonáticos, é reconhecida desde os primeiros poços exploratórios perfurados no Pré-sal. Os estudos desenvolvidos até o momento mostram que os níveis argilosos são heterogêneos e apresentam variações quanto às espécies de argilominerais, às texturas, às litofácies e ao conteúdo de argilominerais nas rochas carbonáticas. Os argilominerais magnesianos identificados no Andar Alagoas são: kerolita, estevensita, saponita, sepiolita e interestratificado kerolita-esmectita. As principais texturas dos argilominerais são: maciça, laminada, granular, intraclástica e *coating*. Devido as suas características texturais, a kerolita,

a estevensita e a sepiolita são interpretadas como autigênicas por neoformação, enquanto a saponita, devido a sua textura e associação mineralógica com minerais detríticos na fração silte, é interpretada como autigênica por transformação. Em termos petroelásticos, os argilominerais apresentam valores de razão de Poisson próximos aos valores da calcita e da dolomita, o que dificulta a diferenciação em dados sísmicos de rochas carbonáticas porosas e argilosas por esse atributo, que é utilizado classicamente no reconhecimento de reservatórios siliciclásticos. A integração dos dados adquiridos nesse estudo, incluindo caracterização mineralógica e química, análises sedimentológicas e estratigráficas, análise de atributos e geometrias sísmicas e a comparação com contextos deposicionais de argilominerais magnesianos apresentados na literatura permitiram o reconhecimento dos seguintes controles paleomorfológicos deposicionais dos intervalos com argilominerais magnesianos do Pré-sal: a) áreas protegidas no interior da plataforma carbonática, favoráveis à deposição de fácies carbonáticas *in situ* de baixa energia, como esferulititos, estromatolitos arbustiformes e laminitos, com argilominerais magnesianos neoformados. Em períodos de maior umidade e/ou em regiões relativamente mais fundas, ocorrem carbonatos transportados com intraclastos de argilominerais magnesianos e depósitos de esferulititos com matriz de lamito e laminitos com níveis de minerais detríticos na fração silte com argilominerais autigênicos por transformação e detríticos; b) rampa íngreme/talude, com inclinação maior que 2 graus, na porção intermediária a distal, com predomínio de carbonatos transportados com intraclastos de argilominerais magnesianos, formando depósitos clásticos de moderada energia, nos quais processos de retrabalhamento predominam. Fácies carbonáticas *in situ* com argilominerais autigênicos por transformação e decantados se formam em contexto de baixa energia; c) rampa/talude de baixa declividade, menor que 2 graus, na porção intermediária a distal, onde se depositam predominantemente fácies carbonáticas *in situ* de baixa energia, com argilominerais magnesianos neoformados e secundariamente carbonatos retrabalhados com intraclastos de argilominerais magnesianos.

1. INTRODUÇÃO

Os argilominerais fazem parte do grupo dos filossilicatos hidratados e são encontrados na maioria dos ambientes geotectônicos do planeta (Millot 1964; Chamley, 1989; Merriman, 2005; Meunier, 2005). Nas bacias sedimentares, esses minerais são comumente utilizados na investigação da proveniência e na caracterização do ambiente deposicional, como é o caso do presente estudo. Nas bacias marginais do sudeste brasileiro, há importantes ocorrências de argilominerais, como esmectitas, cloritas, caulinitas e seus interestratificados, em arenitos e folhelhos, em diferentes intervalos geológicos (Alves *et al*. 1982; Anjos,1984). As gêneses destes argilominerais são relatadas em diversos trabalhos, ressaltando-se Bertani e Carozzi, 1985; Rehim *et al*., 1986; Dias, 1988; Abrahão e Warme, 1990, Silva e Anjos 1996).

Na seção de idade Buracica (K36) da Bacia de Campos (Formação Atafona, Grupo Lagoa Feia), foram identificados argilominerais magnesianos, os quais são estudados na Petrobras desde a década de 1980 (Bertani, 1984 *apud* Bertani e Carozzi, 1985; Rehim *et al*., 1986; Dias, 1988; Abrahão e Warme, 1990). Porém, desde a década de 1970, importantes trabalhos acerca da caracterização mineralógica de argilominerais magnesianos já haviam sido publicados, como Brindley *et al*. (1977); Tettenhorst e Moore (1978); Eberl, *et al*. (1982) e Whitney (1983). Nesta seção de idade Buracica, os argilominerais magnesianos são constituintes de folhelhos, siltitos e até mesmo arenitos, onde os grãos de areia são formados por oóides de argilominerais magnesianos. Bertani e Carozzi, (1985) analisaram em detalhe este intervalo e consideraram os argilominerais magnesianos depositados em contexto de lacustre de águas alcalinas. Além disso, foram descritas as espécies kerolita (descrita como talco hidratado no trabalho de Rehim *et al*. 1986), estevensita e interestratificados kerolita-estevensita. Este intervalo, amostrado em poços exploratórios, foi informalmente denominado na Petrobras de "Sequência Talco-Estevensítica". Dias (1988) e Abrahão e Warme (1990) consideram sua origem controversa e relacionada a processos de vulcanismo ou precipitação direta a partir de águas alcalinas, ricas em silício e magnésio.

Na Bacia de Santos, a ocorrência dos argilominerais magnesianos é reconhecida desde os primeiros poços exploratórios perfurados no Pré-sal (Andar Alagoas, Campo de Tupi e Campo de Lapa), que amostraram seções da ordem de dezenas a poucas centenas de metros de fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos. Tais fácies constituem os principais intervalos não reservatório e estão intercaladas e/ou interdigitadas com as fácies carbonáticas reservatório. A caracterização mineralógica em detalhe destes argilominerais e o entendimento de seu contexto deposicional é fundamental tanto para a mitigação do risco exploratório quanto para o desenvolvimento da produção. Neste sentido, diversos trabalhos têm sido realizados na Petrobras com foco na caracterização dos argilominerais magnesianos do Pré-sal e seu contexto deposicional (Anjos, 2010; Madrucci *et al*., 2013; Madrucci e Zambonato, 2013; Alves, 2013; Araújo *et al*., 2013; Alves, 2014; Madrucci *et al*., 2015; Anjos *et al*., 2015; Anjos *et al*., 2018; Madrucci *et al*., 2019a; Ramnani *et al*., 2020; Silva *et al*. 2020, Ramnani *et al*. 2021).

Este capítulo tem como objetivo apresentar em detalhe a caracterização mineralógica dos argilominerais presentes no Andar Alagoas da Bacia de Santos e a interpretação da sua gênese, bem como os diversos contextos deposicionais desses argilominerais associados com rochas carbonáticas. Neste sentido, é apresentado primeiramente o contexto geológico e estratigráfico, e posteriormente são apresentadas as análises integradas desde a escala de difratometria de raios-X (DRX), passando pela análise petrográfica, sedimentológica e estratigráfica, análises de atributos petrossímicos chegando até a escala sísmica. São apresentados os controles deposicionais paleomorfológicos para a ocorrência de carbonatos com argilominerais magnesianos no Pré-sal e é feita uma discussão comparando os dados existentes na literatura, acerca dos ambientes/paleoambientes deposicionais e ocorrência de espécies de argilominerais magnesianos (Jones e Galán, 1988; Velde e Meunier, 2008; Tosca e Masterson, 2014; Pozo e Galan, 2015; Pozo e Calvo, 2018 entre outros), com os observados/interpretados no Pré-sal.

2. LOCALIZAÇÃO, CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO

A área de estudo está localizada na porção *offshore* da bacia de Santos, a aproximadamente 300 Km da cidade do Rio de Janeiro e compreende os campos de Sapinhoá, Tupi, Sépia, Berbigão, Itapu, Búzios e Bacalhau. O estudo foi desenvolvido no intervalo estratigráfico das sequências K44 e K46/K48, que correspondem ao andar Alagoas, Formação Barra Velha (Figura 2.1).

Os primeiros poços do Pré-sal da Bacia de Santos (Tupi, Carioca/Lapa) amostraram argilominerais magnesianos em pacotes carbonáticos da ordem de dezenas a poucas centenas de metros. O pacote argiloso é bem identificado nos poços pelo padrão de perfis de ressonância magnética, densidade e sônico. Sismicamente o topo e a base dessas fácies argilosas são identificados devido ao contraste de velocidade/densidade, pois os carbonatos com argilominerais apresentam velocidades e densidades mais baixas (Figura 2.2). Essas fácies carbonáticas argilosas não reservatório foram inicialmente reconhecidas como intercaladas aos carbonatos porosos do andar Alagoas acima da Discordância Intra-Alagoas (DIA) até a porção basal da K46/K48, como observado no poço T3 da Figura 2.2. Contudo, com as contínuas perfurações em diferentes áreas, observou-se que nem sempre o espesso pacote argiloso ocorria no mesmo nível estratigráfico (exemplo no poço T4, Figura 2.2).

A partir da maior amostragem das fácies argilosas - em cerca de 270 poços perfurados em diferentes áreas, onde aproximadamente 90 poços atravessaram seções argilosas

espessas com dezenas de metros ou mais - houve melhor compreensão estratigráfica da ocorrência das fácies carbonáticas com argilominerais. Conforme mostra a Figura 2.3, os espessos pacotes com argilominerais (as litofácies argilosas estão representadas pelas cores ocre, verde escuro e verde claro) não estão limitados a uma determinada sequência (K44 ou K46/K48), podendo ocorrer ao longo de todo Andar Alagoas. Isso indica que sua ocorrência não está relacionada especificamente a um nível estratigráfico em particular, mas sim ao contexto deposicional específico de cada área.

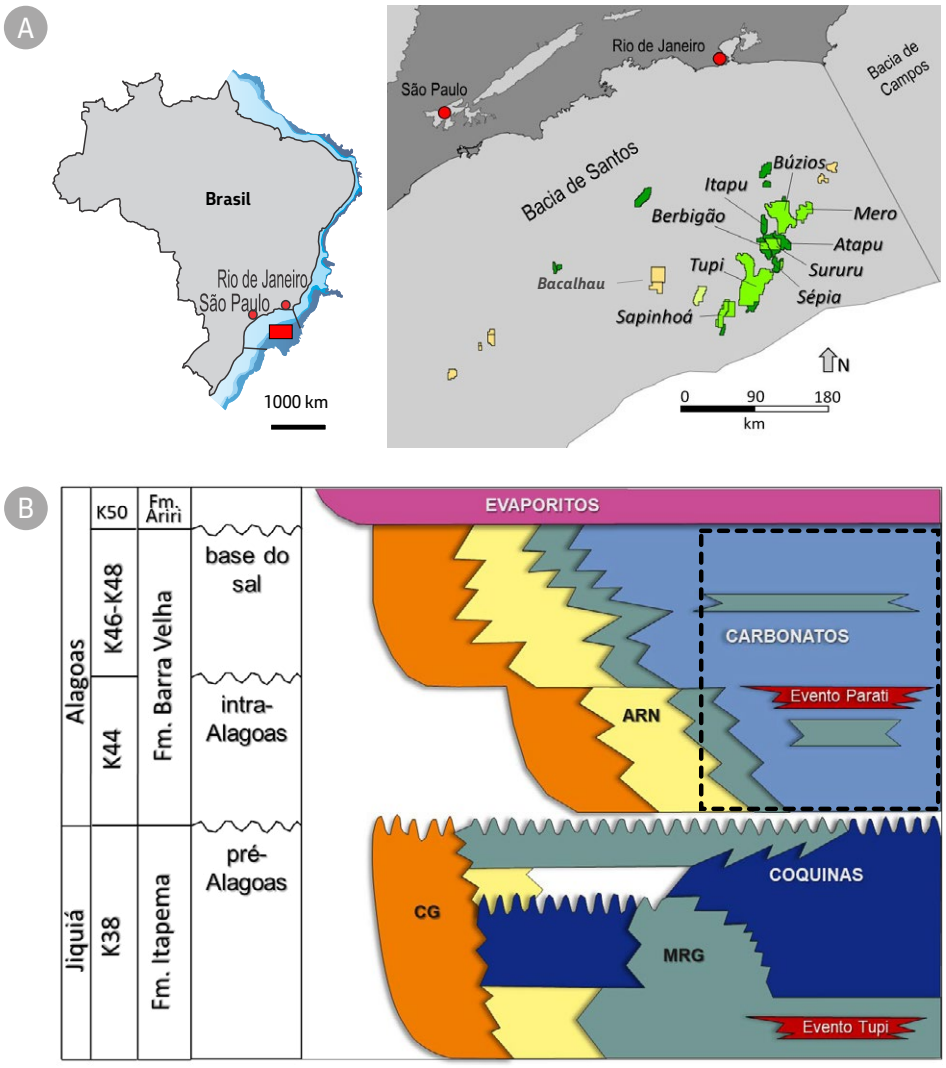


Figura 2.1: A. Mapa de Localização com as áreas estudadas. B. Carta estratigráfica esquemática (modificada de Moreira *et al.*, 2007) com andares locais e sequências. O retângulo preto pontilhado indica o intervalo estratigráfico apresentado neste capítulo.

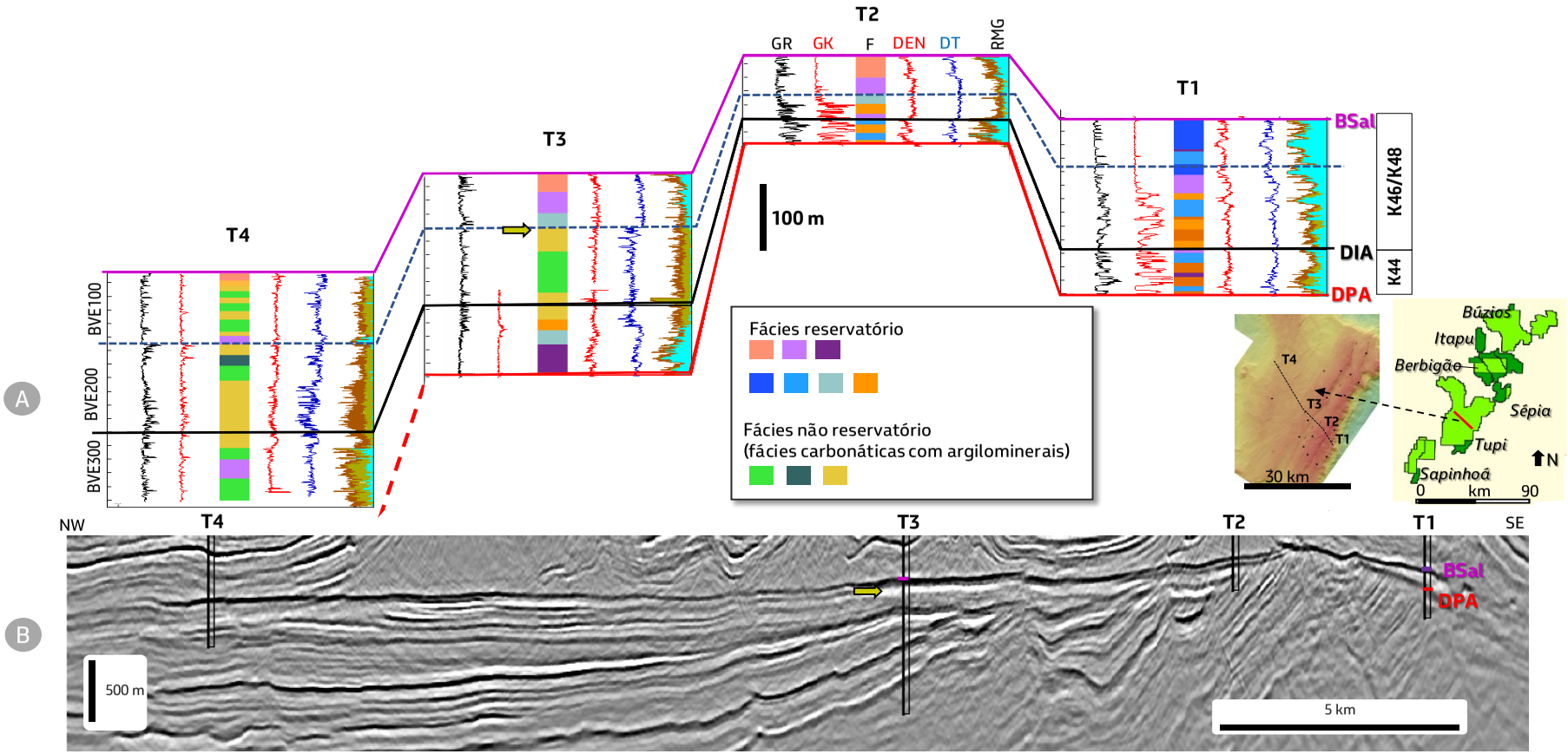


Figura 2.2: A. Seção estrutural de correlação de direção NW-SE, passando por quatro poços no campo de Tupi. Marcadores: Discordância Pré-Alagoas (DPA), Discordância Intra-Alagoas (DIA), Base do Sal (BSAL), as tectonossequências (K44 e K46/K48), zonas de produção (BVE100, BVE200 e BVE300). No poço T3, o topo do pacote argiloso, seta ocre, apresenta diminuição dos valores de densidade (DEN) e sônico (DT). No poço T4 (argiloso em toda a seção amostrada) não há variação significativa dos perfis. B. Seção sísmica passando pelos poços da correlação, ilustrando no poço T3 a baixa amplitude no topo do pacote argiloso (seta ocre). Os poços T2 e T1 não apresentam litofácies com argilominerais. Perfis: GR: raios gama (0 a 150 api); GK: raios gama canal do potássio; F: agrupamento de fácies; DEN: densidade, DT: sônico; RMG ressonância magnética.

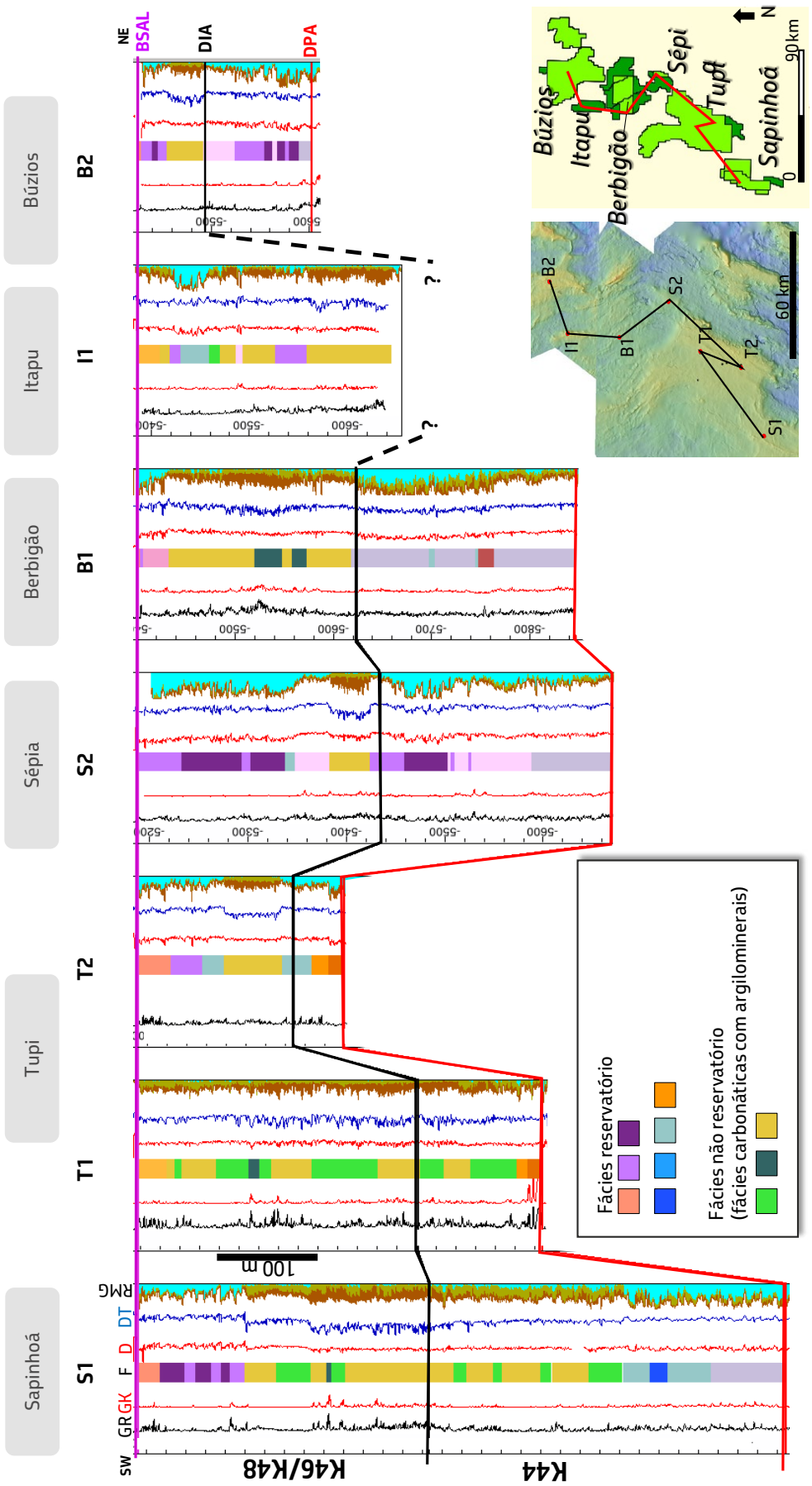


Figura 2.3: Seção de correlação, horizontalizada na base do sal (BSAL), passando por poços que amostraram litofácies com argilominerais, nos campos de Sapinhoá, Tupi, Sépia, Berbigão, Itapu e Búzios. Marcadores: BSAL: Base do Sal, DIA: Discordância intra-Alagoas e DPA: Discordância pré-Alagoas. Perfis: GR: raios gama (0 a 150 api); GK: raios gama canal do potássio; F: agrupamento de fácies; D: densidade, DT: sônico; RMG: ressonância magnética.

Outro fator importante a ser ressaltado refere-se ao conteúdo de argilominerais, micas e demais filossilicatos nas amostras carbonáticas, o qual, em termos gerais, possui valores médios abaixo de 17% (Madrucci *et al.*, 2019a). Pontualmente, uma amostra pode apresentar conteúdo argiloso de até 50%, porém trata-se de um valor pontual e não representa estatisticamente o conteúdo mineralógico do intervalo. A Figura 2.4 apresenta, como exemplo, um poço testemunhado e as respectivas análises de difratometria de raios-X (DRX), onde as amostras da camada argilosa possuem na média 74% de carbonatos, e os argilominerais, micas e demais filossilicatos representam 17%.

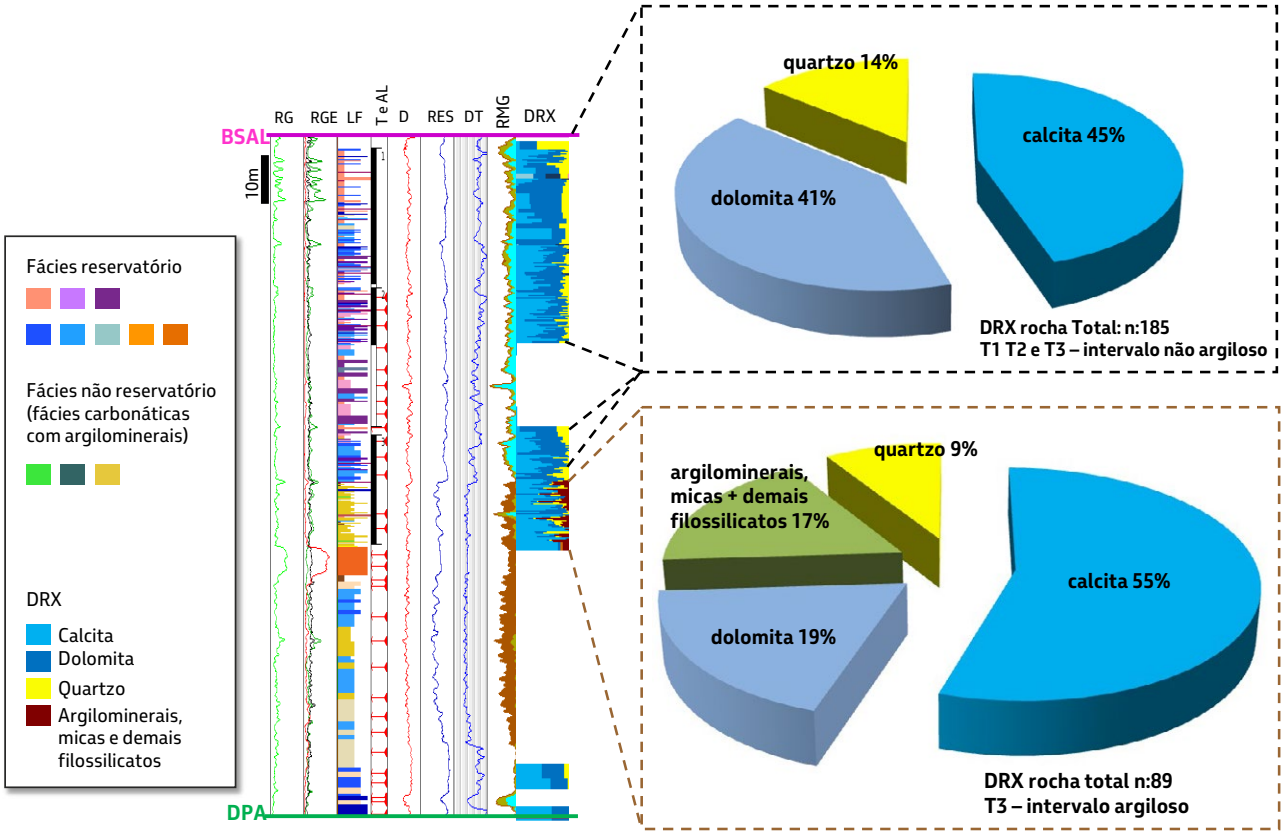


Figura 2.4 – Gráficos da média da composição mineralógica em intervalo testemunhado, baseado em análises de difratometria de raios-X, incluindo intervalo reservatório e não reservatório. Notar que no intervalo carbonático a mineralogia é predominantemente constituída por calcita e dolomita. No intervalo carbonático com argilominerais ainda predominam calcita e dolomita, porém o conteúdo de argilominerais, micas e demais filossilicatos perfaz 17%. Perfis: GR: raios gama (0 a 150 api); RGE: raios gama espectral (Urânio-verde, Tório-preto e Potássio-vermelho); LF: litofácies; T e AL: Testemunhos e amostras laterais; D: densidade, DT: sônico; RES: resistividade; RMG: ressonância magnética; DRX: difratometria de raios-X rocha total. Fonte: Araújo *et al.* (2013).

Em termos deposicionais, os argilominerais podem ser encontrados associados a diferentes litofácies carbonáticas, como esferulititos, estromatolitos, laminitos e *packstones* (vide capítulo Estratigrafia e modelos deposicionais carbonáticos do Pré-sal da Bacia de Santos). Também ocorrem associados a lamitos, argilitos e raras margas. A cor das camadas argilosas, em escala macroscópica, está relacionada principalmente ao conteúdo de grãos siliciclásticos detríticos na fração silte/argila, que lhes imprimem tons esverdeados,

e à presença de compostos orgânicos, que tornam as rochas escuras, enquanto os argilominerais magnesianos imprimem tons acastanhados. A Figura 2.5 apresenta exemplos de fácies reservatório (carbonatos limpos) e de fácies carbonáticas com argilominerais (não reservatório) e suas características permo-porosas.

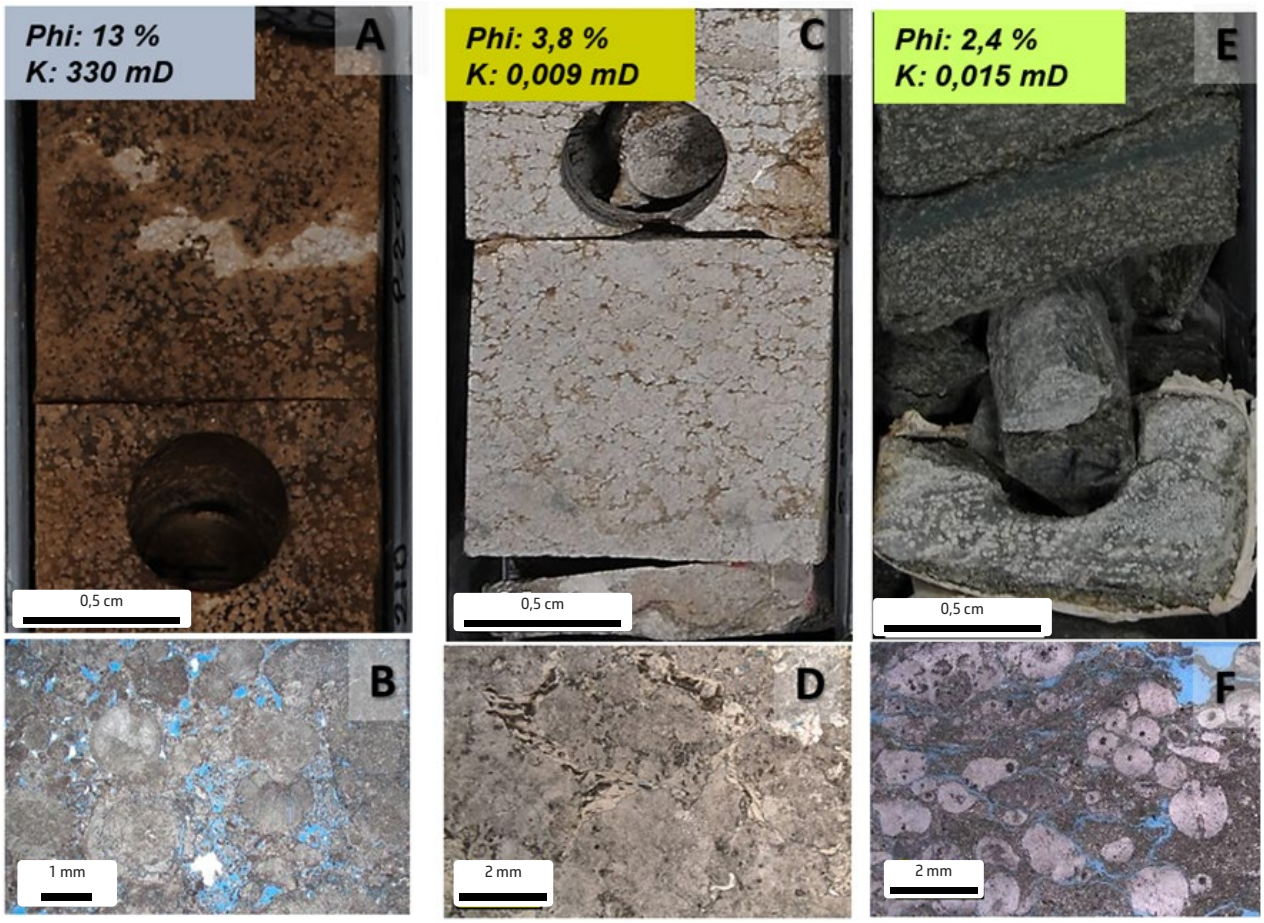


Figura 2.5 - Exemplos de litofácies: A e B - Fácies reservatório aqui representado por um *grainstone* poroso (isento de argilomineral), fotografia de detalhe de testemunho (A) e fotomicrografia (B); fácies não reservatório (argilosas): C e D - estromatolito arbustiforme com argilomineral magnesiano, de cor castanha clara, fotografia de detalhe de testemunho (C) e fotomicrografia (D); E F: esferulitito em matriz lamítica com argilominerais e minerais detríticos na fração silte e argila, de coloração esverdeada, fotografia de detalhe de testemunho (E) e fotomicrografia (F) Petrofísica de laboratório: porosidade, K: permeabilidade. Notar que a porosidade e a permeabilidade são altas no *grainstone* e baixas no estromatolito e esferulitito com argilominerais.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a compreensão da distribuição dos argilominerais magnesianos do Andar Alagoas (Formação Barra Velha), foram estudados aproximadamente 90 poços de diferentes áreas da Bacia de Santos, que apresentam espessuras decamétricas de rochas carbonáticas com argilominerais. Nesses poços, foram feitos estudos mineralógicos, petrográficos, sedimentológicos, estratigráficos e petroacústicos (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 – Quantidade de análises dos principais dados utilizados para o estudo de argilominerais da Formação Barra Velha

DRX-TOT	DRX-ARG	ME	VpVs	Perfis de Poços
10990 amostras	1435 amostras	15 amostras	148 amostras	90

Siglas dos métodos analíticos: DRX-TOT: difratometria de raios-X, rocha total; DRX-ARG: difratometria de raios-X, fração < 2 µm; ME: microssonda eletrônica; Vp: velocidade de propagação de ondas compressionais; Vs: velocidade de propagação de ondas cisalhantes.

3.1. Métodos analíticos com ênfase na caracterização mineralógica

Para a caracterização mineralógica e textural das fácies argilosas, foram realizadas análises por difração de raios-X (DRX), microscopia óptica e eletrônica de varredura (MEV/EDS), incluindo o mapeamento mineralógico automatizado, e microssonda eletrônica (ME).

A análise por DRX foi feita tanto para a mineralogia total da rocha (amostra pulverizada e randomicamente orientada) quanto para a fração argila (confecção de lâmina orientada por esfregaço em placa de vidro). A qualificação dos difratogramas foi realizada com o auxílio do programa JADE (MDI, 2015) e do banco de dados PDF-2 (ICDD, 2013). A quantificação mineral foi feita pelo método Rietveld (Young, 1995) no *software* TOPAS (BRUKER AXS GMBH, 2011) para a mineralogia total, e com o auxílio do *software* Newmod II (Reynolds Jr. e Reynolds, 2014) para a quantificação dos argilominerais na fração argila.

A fórmula estrutural dos argilominerais foi definida a partir da integração dos dados químicos pontuais, obtidos por microssonda eletrônica, com os dados de DRX. Considerou-se uma base desidratada da cela unitária, uma vez que essa análise não realiza a leitura do hidrogênio. Dessa forma, para os filossilicatos do tipo 2:1 (kerolita, esmectitas, micas e interestratificados I-S e K-S) considerou-se uma base de cálculo de 22 oxigênios, e para a sepiolita, uma base de cálculo de 32 oxigênios. Os cátions foram distribuídos nos sítios octaédricos, tetraédricos e espaço intercamadas.

3.2. Estudos petrossísmicos

O estudo petrossísmico contou com as medidas de velocidade de propagação de ondas compressionais (VP) e cisalhantes (VS) em 148 amostras de rocha com diferentes teores de argilominerais e micas. As medidas petrossísmicas foram realizadas no Laboratório de Física de Rochas da Petrobras em plugues de testemunho e amostras laterais.

Tais medidas envolvem a propagação de pulsos ultrassônicos ao longo do eixo de simetria das amostras cilíndricas (de diâmetros de 1 ou 1,5 polegadas) sob diversas tensões de confinamento, segundo metodologia descrita em Morschbacher *et al.* (2011). Os pulsos envolvem uma onda compressional e duas ondas cisalhantes com polarizações ortogonais (Vasquez *et al.*, 2015). Quando as rochas apresentam alguma feição como lineamentos ou acamamentos, a polarização de uma das ondas cisalhantes é alinhada com os planos definidos por estas feições. Nos gráficos envolvendo as correlações entre as propriedades elásticas e as propriedades petrofísicas são ilustrados somente os dados referentes à pressão de confinamento de 4000 PSI (27,6 MPa), que corresponde aproximadamente à pressão efetiva média de diversas acumulações do Pré-sal da Bacia de Santos. A utilização das propriedades elásticas referentes a uma única pressão visa evitar a inclusão da influência das tensões sobre as velocidades.

3.3. Estudos sedimentológicos

A metodologia aplicada na análise de empilhamento de fácies é a mesma apresentada no capítulo "Estratigrafia e modelos deposicionais carbonáticos do Pré-sal da Bacia de Santos" e consiste no reconhecimento de padrões de aumento e diminuição de espaço de acomodação, interpretação de unidades deposicionais em escala de testemunhos (decimétrica a métrica) e salto de escala com base em perfis e sísmica (ciclos de perfis; escala decamétrica a centenas de metros).

4. CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E QUÍMICA DOS ARGILOMINERAIS

Os principais argilominerais magnesianos presentes no Andar Alagoas (Formação Barra Velha) são: kerolita, esmectita magnesiana (estevensita e saponita), sepiolita e interestratificado kerolita-esmectita (K-S). Outros filossilicatos que também ocorrem nos intervalos com argilominerais magnesianos, em geral em teores menores que 1%, são: mica com déficit no sítio intercamada (ilita e glauconita), caulinita, clorita e interestratificados ilita-esmectita (I-S) e clorita-esmectita (C-S). Micas verdadeiras, da série da biotita e da fengita, ocorrem associadas a outros minerais siliciclásticos, como os feldspatos e grãos de quartzo. Nas rochas sedimentares afetadas pelo calor de soleiras de diabásio, posicionadas nos primeiros metros do contato com as intrusivas, identificou-se os filossilicatos: talco, lizardita e flogopita (Anjos *et al.* 2015).

A Figura 4.1 apresenta os padrões difratométricos dos principais argilominerais identificados no Pré-sal. A kerolita caracteriza-se por uma intensa reflexão 001 entre 9,4 e 9,7 Å na amostra seca ao ar, que em geral se mantém nessa posição quando solvatada com etileno-glicol e aquecida a 490°C (Figura 4.1.A). Nota-se um deslocamento discreto das reflexões 00*l* em

algumas amostras solvatadas com etileno-glicol, o que indica a presença de uma pequena quantidade de folhas expansivas, arranjadas em um interestratificado kerolita-esmectita rico em kerolita (>80%), aqui denominado de interestratificado kerolita-esmectita kerolítico.

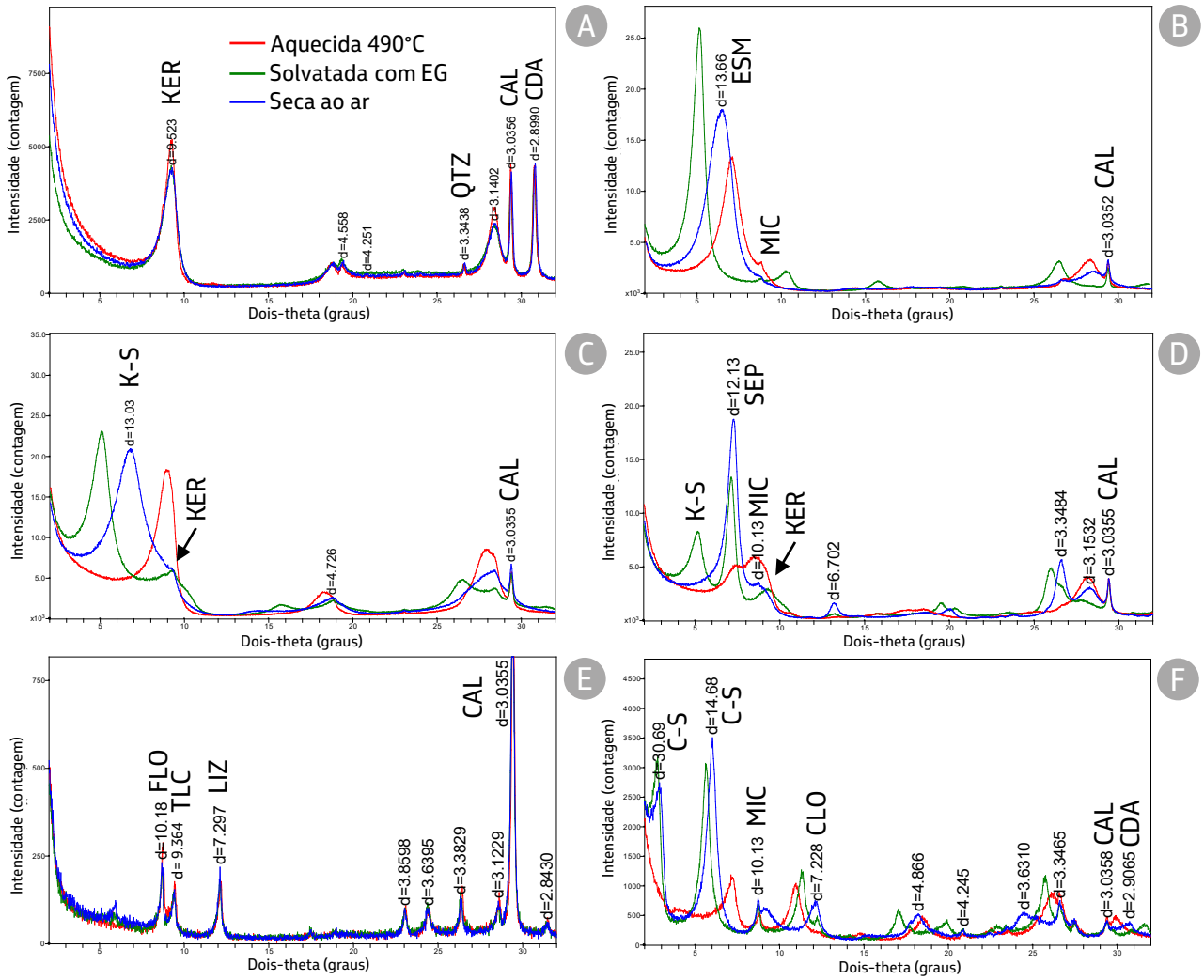


Figura 4.1 - Padrões difratométricos da fração <2 micrômetros de amostras de rochas carbonáticas argilosas, com ênfase para os principais argilominerais magnesianos identificados na Formação Barra Velha. A – Kerolita (KER); B – esmectita magnesiana (saponita - ESM) com traços de mica (MIC); C – Interestratificado kerolita-esmectita com 80% de esmectita (K-S) e kerolita; D – Sepiolita (SEP), kerolita, interestratificado kerolita-esmectita com 80% de esmectita e traços de mica; E –Flogopita (FLO), talco (TLC) e lizardita (LIZ) em metassedimento (*hornfels*), formados por metamorfismo de contato; F – Interestratificado clorita-esmectita (C-S), clorita (CLO) e mica em laminito com fragmentos vulcânicos.

A esmectita magnesiana apresenta uma intensa reflexão 001 entre 14,5 e 15,2 Å na lâmina seca ao ar, que se desloca para 16,8 a 17,3 Å quando solvatada com etileno-glicol, e para 9,7 (fases estevensíticas) a 13 Å (fases saponíticas) quando aquecida a 490°C (Figura 4.1.B). O coeficiente de variação, medido nas reflexões 00*l*, é sempre inferior a 0.75, o que indica regularidade estrutural, compatível com esmectita discreta (Bailey, 1982). A diferenciação entre as espécies estevensita e saponita foi feita principalmente

segundo a composição química, determinada por microssonda eletrônica, e será apresentada adiante.

Quanto aos interestratificados K-S, a maior parte das amostras analisadas contém interestratificados ricos em esmectita, com até 20% de kerolita (Figura 4.1.C). Esses interestratificados caracterizam-se por uma reflexão principal entre ~13 a 14,5 Å, que se desloca para 16,5 a 17,2 Å quando a amostra é solvatada com etileno-glicol. No aquecimento a 490ºC, esta reflexão desloca-se para ~10 a 12 Å. O coeficiente de variação, medido segundo a deconvolução das reflexões 001, 002, 003 e 005, é superior a 0,75, configurando a ocorrência de séries desarmônicas, comuns em argilominerais interestratificados (Bailey, 1982). Os interestratificados kerolita-esmectita identificados no Pré-Sal podem conter tanto folhas de estevensita quanto de saponita na estrutura, e, por isso, são denominados nesse trabalho como K-S estevensítico e K-S saponítico, a depender da espécie de esmectita predominante.

A sepiolita apresenta uma reflexão característica em ~12 Å que se mantém nessa posição quando solvatada com etileno-glicol e aquecida a 490ºC, sendo que neste último estado, essa reflexão diminuiu de intensidade (Figura 4.1.D).

O talco distingue-se da kerolita por apresentar uma reflexão principal em cerca de 9,35 Å, com menor valor de largura à meia altura (FWHM – *Full Width at Half Maximum*), e que permanece nessa posição quando a amostra está solvatada com etileno-glicol e também após o aquecimento a 490°C (Brindley *et al.*, 1977). A lizardita e a flogopita também apresentam reflexões que não mudam de posição nesses 3 estados, em ~7,2 Å e 10,1 Å respectivamente (Figura 4.1.E).

A clorita e o interestratificado C-S encontram-se principalmente nas rochas ígneas, mas também ocorrem em rochas sedimentares, principalmente em fragmentos vulcânicos na fração silte/areia (Figura 4.1.F).

Os filossilicatos identificados por microssonda eletrônica foram: kerolita, esmectita, sepiolita, clorita, micas e interestratificados kerolita-esmectita, ilita-esmectita e clorita-esmectita. A figura 4.2 mostra a distribuição dos dados de microssonda eletrônica no diagrama ternário M^{+}-4Si-3R^{2+}. Neste diagrama, observa-se que a maioria das análises químicas pontuais está no campo entre a estevensita, a saponita, a sepiolita e a kerolita. Esse campo concentra os argilominerais magnesianos autigênicos do Pré-sal e as saponitas provenientes da alteração dos basaltos intrabacinais (Bacalhau-BAS).

Algumas análises estão entre os campos das micas com ferro (celadonita) e com magnésio (flogopita). Essas análises são relativas às micas detríticas presentes nas litofácies sedimentares e às micas analisadas nos basaltos intrabacinais. Outras análises encontram-se entre a clorita e a saponita e referem-se aos interestratificados clorita-esmectita dos basaltos intrabacinais (Bacalhau-BAS). A tabela 4.1 apresenta a fórmula estrutural de análises de microssonda, representativas de cada espécie.

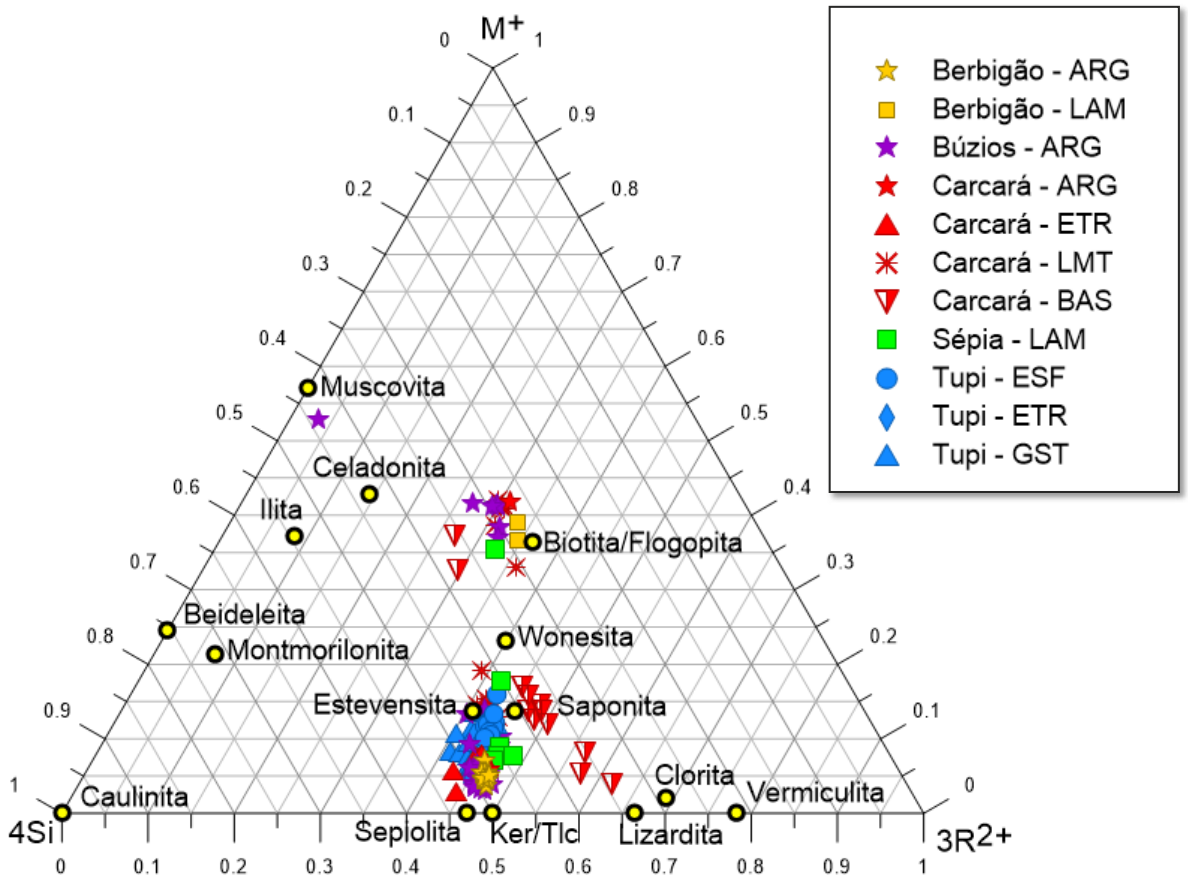


Figura 4.2: Projeção da composição química de argilominerais e micas no diagrama ternário M^{+}-4Si-$3R^{2+}$ (Meunier e Velde, 1989), em 15 amostras da Formação Barra Velha, nos campos de Bacalhau, Berbigão, Búzios, Sépia e Tupi. As análises químicas pontuais foram adquiridas por microssonda eletrônica, em plaquetas de argilominerais e micas, num total de 236 pontos de análises em 15 amostras, agrupadas pela litologia e área de ocorrência. ARG: argilito com esferulitos; BAS: basalto; ESF: esferulitito; ETR: estromatolito; GST: *grainstone*; LAM: lamito; LMT: laminito. $M^{+}=Na^{+} + Ca^{2+}/2$; 4Si= $Si^{4+}/4$ e $3R^{2+}=(Mg^{2+} + Fe^{2+})/3$

Tabela 4.1 – Exemplos de quatro análises químicas pontuais adquiridas por microssonda eletrônica (% massa) em argilominerais magnesianos do Pré-sal, que constam na Figura 4.2. A fórmula estrutural foi calculada na base de 22 oxigênios para a kerolita, o interestratificado kerolita-esmectita (K-S) e a saponita, e na base de 32 oxigênios para a sepiolita.

AMOSTRA	Espécie	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Fe_2O_3	TiO_2	MnO	NiO	Cr_2O_3	Na_2O	K_2O	SrO	CaO	SOMA
1-Berbigão - argilito	Kerolita	60,90	0,31	29,55	0,18	-	-	-	-	0,26	0,08	0,35	0,07	91,69
2-Sépia - laminito	K-S	51,78	1,38	25,90	0,55	0,03	0,01	-	-	0,45	0,30	0,38	0,14	80,91
3-Bacalhau - argilito	Saponita	51,31	6,14	23,28	0,95	0,41	-	-	0,02	0,70	1,25	0,38	0,38	84,82
4-Bacalhau - estromatoito	Sepiolita	55,51	0,36	22,67	0,49	-	-	0,02	-	0,09	0,16	0,40	0,31	79,99

		Tetraedro			Octaedro					Espaço Intercamada			
AMOSTRA	Espécie	Si	Al	ΣTet.	Mg	Al	Fe	Ti	ΣOct.	Na	K	Sr	Ca
1-Berbigão - argilito	Kerolita	8,02	-	8,02	5,79	0,05	0,02	-	5,87	0,06	0,01	0,03	0,01
2-Sépia - laminito	K-S	7,79	0,21	8,00	5,81	0,04	0,07	0,01	5,93	0,13	0,06	0,03	0,02
3-Bacalhau - argilito	Saponita	7,42	0,58	8,00	5,02	0,47	0,11	0,07	5,68	0,19	0,23	0,03	0,06
4-Bacalhau – estromatolito	Sepiolita	12,10	-	12,10	7,37	0,09	0,08	-	7,54	0,04	0,04	0,05	0,07

5. TEXTURA, MINERALOGIA E LITOFÁCIES ASSOCIADAS: MODELO GENÉTICO

5.1. Textura e mineralogia

Os argilominerais nas rochas do Pré-sal exibem as seguintes feições texturais em escala de lâmina delgada (petrografia) e MEV: a) limpa, dos tipos laminada, maciça, granular, *coating* (envolvendo grão ou outro argilomineral) e intraclástica nas frações silte a areia, e b) suja associada com minerais detríticos na fração silte, podendo ser finamente laminada ou maciça. Essas texturas raramente estão isoladas, sendo comum em uma mesma amostra a identificação petrográfica de duas ou mais diferentes texturas nas porções argilosas (Figuras 5.1.1, 5.1.2 e 5.1.3).

Essas diferentes texturas estão relacionadas com as espécies de argilominerais. Kerolita, estevensita e interestratificado kerolita-esmectita estevensítico apresentam textura limpa que pode ser do tipo laminada (Figuras 5.1.1 A, 5.1.1 B) e granular (Figuras 5.1.1 C e

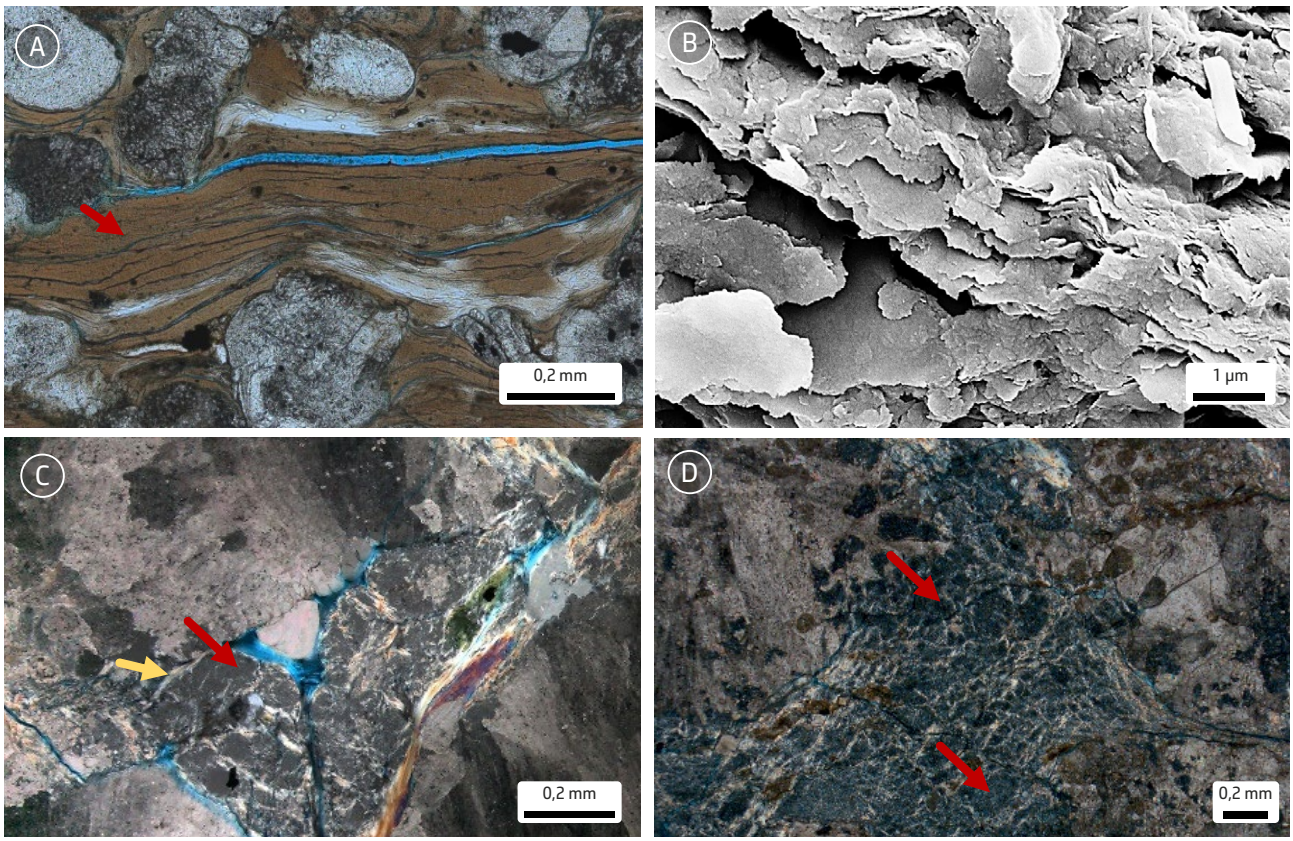


Figura - 5.1.1: Imagens de microscopia das principais texturas dos argilominerais magnesianos do Pré-sal da Bacia de Santos. A) fotomicrografia em luz polarizada plana (LPP) mostrando kerolita (castanha) com textura limpa e laminada (seta vermelha); B) imagem de MEV mostrando a kerolita com textura laminada; C) fotomicrografia LPP de kerolita (seta vermelha) de textura limpa granular com *coating* de sepiolita (seta amarela); D) fotomicrografia em luz polarizada cruzada (LPX) de interestratificado kerolita-esmectita estevensítico (setas vermelhas) com textura limpa e granular.

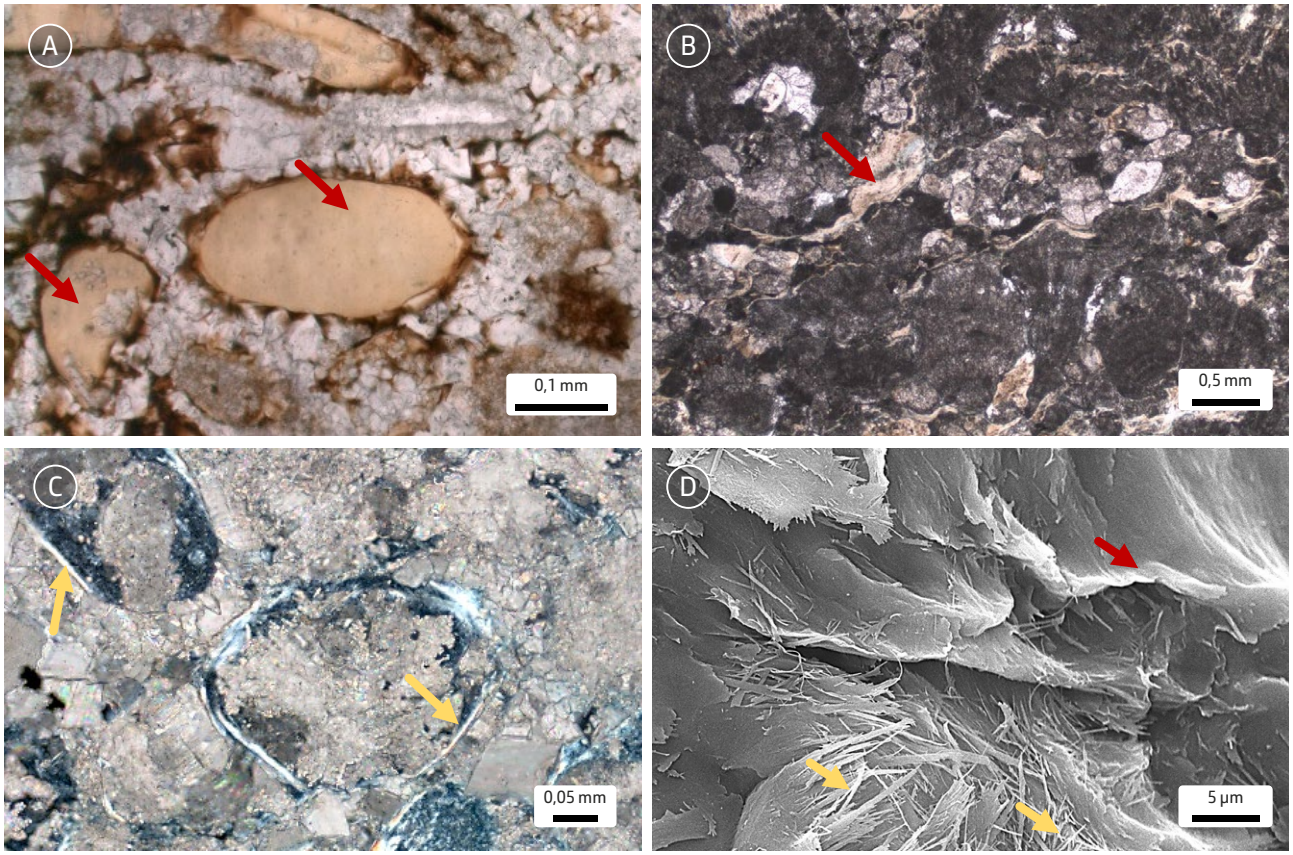


Figura - 5.1.2: Imagens de microscopia das principais texturas dos argilominerais magnesianos do Pré-sal da Bacia de Santos. A) fotomicrografia em luz polarizada plana (LPP) de intraclastos limpos de kerolita (setas vermelhas), circundados por cimento carbonático; B) fotomicrografia em LPP, mostrando intraclastos de kerolita formando pseudo-matriz (seta vermelha); C) fotomicrografia em luz polarizada cruzada (LPX) de sepiolita formando *coatings* (setas marrom), de textura limpa, ao redor de intraclastos carbonáticos; D – imagem de MEV mostrando sepiolita (setas laranjas) desenvolvendo-se sobre lâminas de interestratificado kerolita-esmectita estevensítico (seta vermelha).

5.1.1 D). Quando esses níveis são erodidos formam intraclastos de argilomineral magnesiano na fração areia, que também podem ter textura limpa (Figura 5.1.2 A). A sepiolita ocorre na maioria das vezes na forma de *coating* (Figuras 5.1.1 C, 5.1.2 C e 5.1.2 D). A saponita, o interestratificado kerolita-esmectita saponítico e o interestratificado ilita-esmectita ocorrem em níveis argilosos com textura suja, associadas sempre com minerais detríticos, como mica, feldspato potássico, plagioclásio e quartzo na fração silte (Figuras 5.1.3 A e B). A alteração de augita (em basaltos) para saponita (Figuras 5.1.3 C e D), observada em amostras de basalto do Pré-sal, indica que a saponita também pode ser produto de alteração de basaltos.

5.2. Litofácies e modelo genético para os argilominerais

Os argilomominerais magnesianos podem estar associados com as fácies carbonáticas

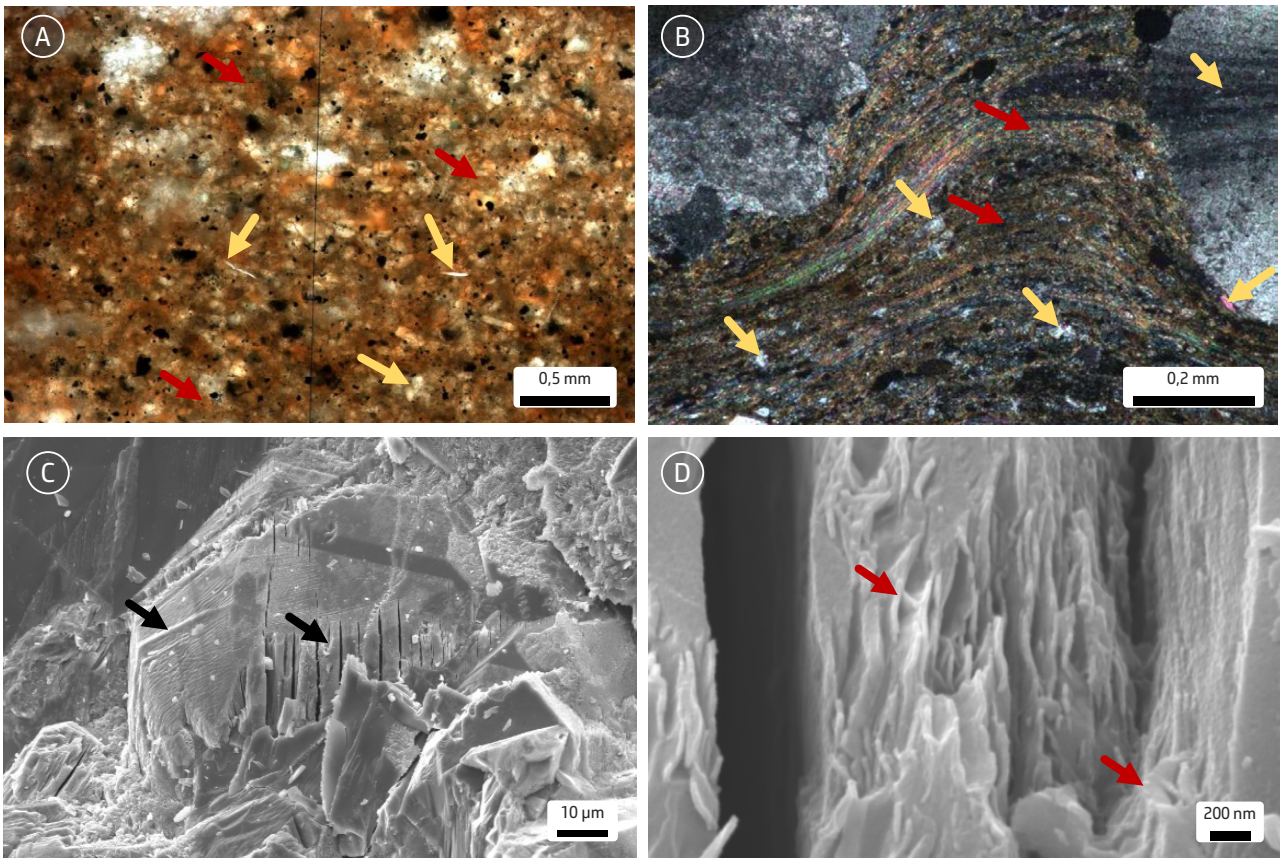


Figura 5.1.3 Imagens de microscopia das principais texturas dos argilominerais magnesianos do Pré-sal da Bacia de Santos. A) fotomicrografia em luz polarizada plana (LPP), de saponita com cor castanha (setas vermelhas) com textura suja e maciça, associada com grãos detríticos na fração silte (setas amarelas); e B) fotomicrografia em luz polarizada cruzada (LPX) de interestratificado kerolita-esmectita saponítico (setas vermelhas) com textura suja e LAMINADA, com grãos detríticos fração silte (setas amarelas); C) imagem de MEV mostrando cristal de augita em amostra de basalto (setas verdes); D) detalhe da imagem C) ao MEV, mostrando cristal de augita em processo de alteração/transformação diagenética para saponita (setas vermelhas).

in situ (esferulititos, estromatolitos e laminitos) e com as fácies retrabalhadas (*packstones*). Infere-se que as litofácies carbonáticas *in situ*, que possuem níveis argilosos, seja com textura suja ou limpa, depositaram-se em contexto ambiental de baixa energia. Quanto às litofácies com intraclastos de argilomineral magnesiano na fração areia, como estas são predominantemente *packstones*, interpreta-se uma energia moderada no ambiente deposicional. A análise entre litofácies e espécie de argilomineral indica que as fácies de estromatolitos apresentam maior proporção de kerolita, sepiolita e interestratificado kerolita-esmectita estevensítico, enquanto lamitos e laminitos possuem maior conteúdo de saponita e interestratificado kerolita-esmectita saponítico. Já esferulititos podem ocorrer associados tanto com argilominerais kerolíticos (textura limpa) quanto saponíticos (textura suja). *Packstones* podem ter intraclastos argilosos de kerolita, mas também de interestratificados kerolita-esmectita estevensítico. A tabela 5.2 sumariza as principais espécies de argilominerais, texturas e as litologias em que esses argilominerais

Tabela 5.2 – Sumário das espécies de argilominerais, textura e fácies

ARGILOMINERAL	TEXTURA PETROGRÁFICA	FÁCIES ASSOCIADA
Kerolita	Limpa com ausência de grãos detríticos do tipo: laminada maciça granular intraclasto*	estromatolito esferulitito laminito *packstone** *grainstone**
Estevensita e Interestratificado kerolita-esmectita estevensítico	Limpa com ausência de grãos detríticos do tipo: laminada maciça granular intraclasto*	estromatolito esferulitito laminito *packstone** *grainstone**
Sepiolita	Limpa com ausência de grãos detríticos do tipo: *coating*	estromatolito *packstone* *grainstone* esferulitito
Saponita e Interestratificado kerolita-esmectita saponítico	Suja com presença de grãos detríticos na fração silte do tipo: laminação incipiente finamente laminada maciça	laminito lamito esferulitito com matriz lamítica
Interestratificado ilita-esmectita	Suja com presença de grãos detríticos na fração silte do tipo: finamente laminada maciça	esferulitito laminito lamito

ocorrem. Na tabela é possível observar que uma espécie de argilomineral pode apresentar texturas distintas.

Utilizando a análise textural e seguindo os mesmos critérios definidos por Galan e Pozo (2011), foram identificadas as seguintes gêneses para os argilominerais do Pré-sal: autigênese por neoformação; autigênese por transformação e detrítica (fração areia na forma de intraclatos e fração argila originada por processos de decantação e/ou alteração de basalto). A seguir são apresentadas em detalhe a gênese dos argilominerais do Pré-sal segundo suas texturas, mineralogias e litofácies associadas.

A. Autigênese por neoformação

Os argilominerais magnesianos autigênicos neoformados são definidos geneticamente pela precipitação direta de soluções iônicas ou coloidais, ou seja, deposição sin-sedimentar (Pozo, 2000; Galán e Pozo, 2011). Os argilominerais magnesianos do Pré-sal caracterizam-se pela deposição singenética aos minerais carbonáticos. Apresentam como características petrográficas principais a textura limpa,

presença de laminação, ausência de minerais precursores e minerais detríticos em baixíssima quantidade ou ausentes. Segundo Anjos *et al.* (2017), os argilominerais autigênicos por neoformação apresentam feições de precipitação direta, tais como: a) cristálitos neoformados cuja orientação, segundo os planos de acamamento da rocha, promove a formação de lamelas de argilominerais, que apresentam continuidade óptica em microscopia e fundamentam a textura laminada para as camadas de argilominerais (Figuras 5.1.1 A e B), b) *coatings* em torno de intraclastos (Figura 5.1.2 C); c) textura granular (Figuras 5.1.1 C e D), a qual é frequentemente associada a exposição subaérea/paleossolo (Pozo e Casas, 1999) e d) textura maciça, na qual, com aumento de 100 vezes, observa-se algumas porções com concentração de formas circulares, de tamanho coloidal. A morfologia coloidal forma-se quando o precursor dos argilominerais são géis amorfos, à semelhança do que é observado na Bacia de Madri (Galán e Pozo, 2011).

Kerolita, sepiolita, estevensita e interestratificado kerolita-esmectita estevensítico são os principais argilominerais autigênicos neoformados identificados nas rochas estudadas. Argilitos esferulíticos, esferulititos, estromatolitos arbustiformes, brechas de ressecamento e calcrete são as principais fácies portadoras de argilominerais neoformados, o que indica um contexto de baixa energia de agitação da água. Os intervalos sedimentares que contém esses argilominerais neoformados apresentam valores de Raios Gama (RG) baixos, e baixa impedância (Figura 5.2.6).

B. Autigênese por transformação

Os argilominerais autigênicos por transformação se formam a partir da dissolução de minerais precursores, como micas, argilominerais detríticos e feldspatos, sendo caracterizados petrograficamente pela textura suja, laminação pouco evidente, maior presença de minerais detríticos e elementos-traço (Galán e Pozo, 2011), como Al, Fe, Ti, Mn, Cr e Ni (Figuras. 5.1.3 A e B). Essa transformação pode ser bem precoce à deposição do precursor (eodiagênese) ou mais tardia. Nas amostras analisadas do Pré-sal, os argilominerais autigênicos por transformação foram identificados em rochas com um conteúdo de minerais detríticos em torno de 10%, raramente ultrapassando 15% da composição total da rocha. A saponita e o interestratificado kerolita-esmectita saponítico são os principais argilominerais autigênicos por transformação. Análises químicas por microssonda eletrônica indicam que em alguns casos a saponita contém Ti, Mn, Cr, Ni e K, além de Si, Al, Mg e Fe, sendo comum a ocorrência de micas detríticas, cujos processos de alteração são provedores do Ti, Cr, Mn e K alocados na saponita (Anjos, 2016). As rochas com predomínio de argilominerais autigênicos por transformação são lamitos, siltitos, laminitos e esferulititos com matriz lamítica (Anjos *et al.*, 2017). Os valores

de RG ficam mais elevados, principalmente o canal de potássio do RG espectral, devido à presença de minerais detríticos, como ilitas e K-feldspatos (Figura 5.2.6). A presença de grãos siliciclásticos na fração silte, associados a esses argilominerais autigênicos por transformação, indica ocorrência de processos de suspensão e decantação em um contexto de maior lâmina d'água, de baixa energia.

C. Argilominerais detríticos fração argila

Os argilominerais detríticos na fração argila estão associados com siliciclásticos na fração silte/argila, como feldspatos potássicos, quartzo, plagioclásio e mica. Possuem textura suja, finamente laminada e com presença de filmes de matéria orgânica amorfa. Estão alinhados segundo os planos de acamamento e contribuem na formação das lâminas argilosas. São compostos por ilita, ilita-esmectita, saponita e interestratificado kerolita-esmectita saponítico, cuja deposição está associada a processos de decantação. Neste caso, a saponita, além de ocorrer por processos de autigênese por transformação, também pode ser produto de alteração de basaltos, conforme mostrado nas Figuras 5.1.3 C e D, em que sedimenta por processos de suspensão e decantação. As principais fácies associadas são lamitos e esferulititos com matriz lamítica (Figura 5.2.3). Os intervalos com minerais detríticos apresentam valores de raios gama altos, quando comparados com as demais fácies de toda a seção Alagoas (Figura 5.2.6).

D. Argilominerais detríticos na forma de intraclastos de argilomineral magnesiano na fração areia

Os argilominerais magnesianos na forma de intraclastos na fração areia a silte estão associados com intraclastos de carbonatos, ou seja, associados com fácies carbonáticas retrabalhadas. Neste caso, os argilominerais autigênicos neoformados depositados em contexto de baixa energia são posteriormente retrabalhados por processos sedimentares diversos, em contexto deposicional de moderada energia. Sua textura é limpa, intraclástica e pode ser constituída por kerolita, estevensita e/ou interestratificado kerolita-esmectita estevensítico. É comum que os intraclastos argilosos, por efeitos de compactação, se comportem como pseudo-matriz (Figura 5.1.2 B). A principal fácies associada é *packstone* e, subordinadamente, *grainstone* (Figura 5.2.5). Por vezes, os argilominerais formam *coating* em torno de grãos argilosos e componentes carbonáticos, como estromatolitos e esferulititos. Os intervalos com intraclastos de argila apresentam baixos valores de raios gama e baixa impedância (Figura 5.2.6).

As Figuras 5.2.1, 5.2.2, 5.2.3, 5.2.4 e 5.2.5 apresentam alguns exemplos de litofácies, espécies e texturas de argilominerais magnesianos, os aspectos macro e microscópicos, imagens de MEV e assinaturas de DRX dos

argilominerais. Os argilominerais autigênicos magnesianos por neoformação e por transformação são facilmente identificados na análise petrográfica. Porém, a caracterização das espécies só é possível pelas análises de DRX e análises químicas pontuais.

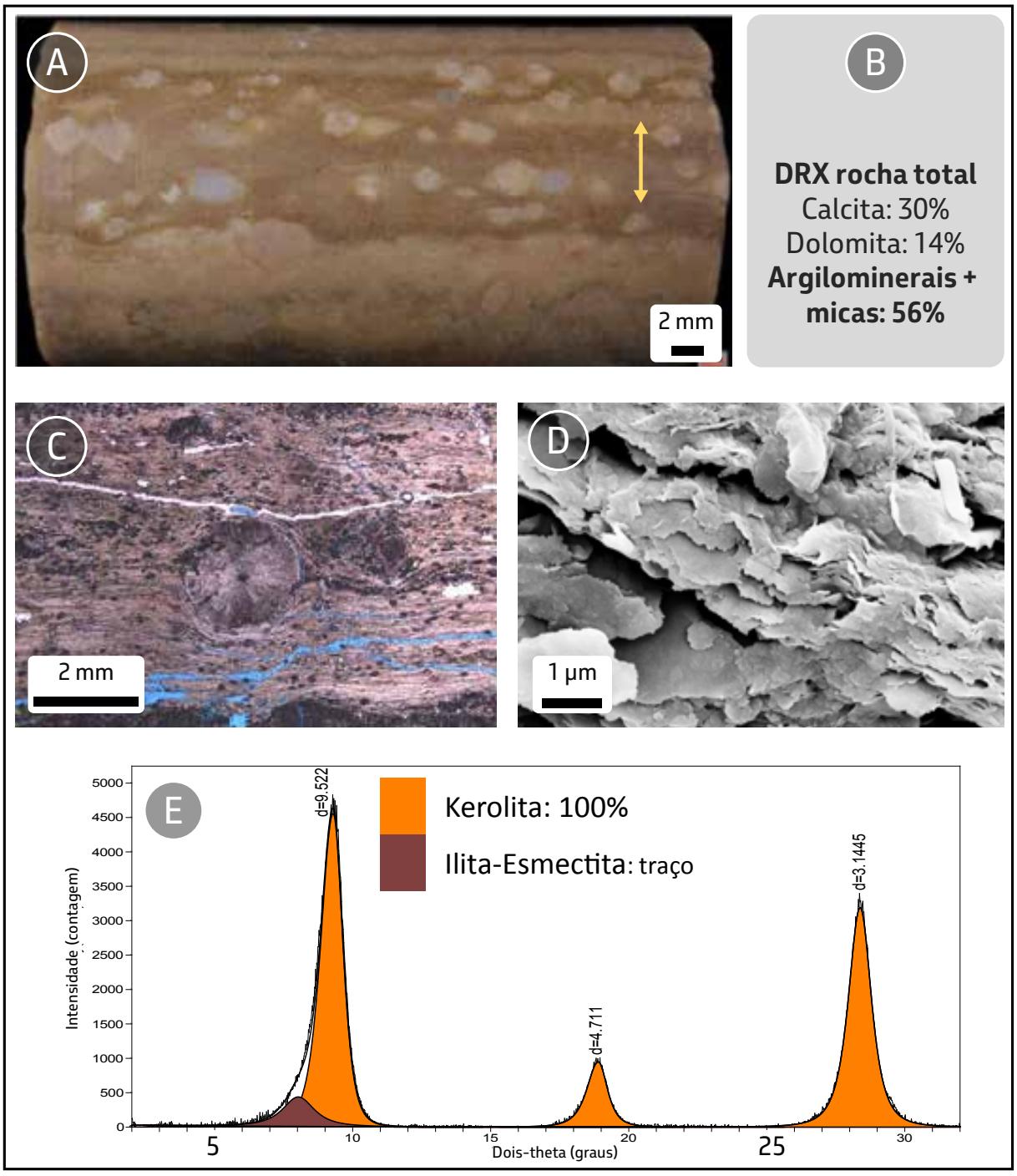


Figura 5.2.1 - Esferulitito com kerolita autigênica neoformada: A) fotografia de amostra lateral, seta amarela indicando o intervalo com maior quantidade de argilomineral; B) resultado da difratometria de raios-X rocha total; C) fotomicrografia COM luz polarizada plana (LPP) de kerolita de cor castanha, textura limpa E laminada com continuidade óptica; D) imagem de MEV mostrando a textura laminada da kerolita; E) difratograma da fração < 2 micrômetros mostrando que a kerolita perfaz QUASE 100% do conteúdo de argilomineral da amostra.

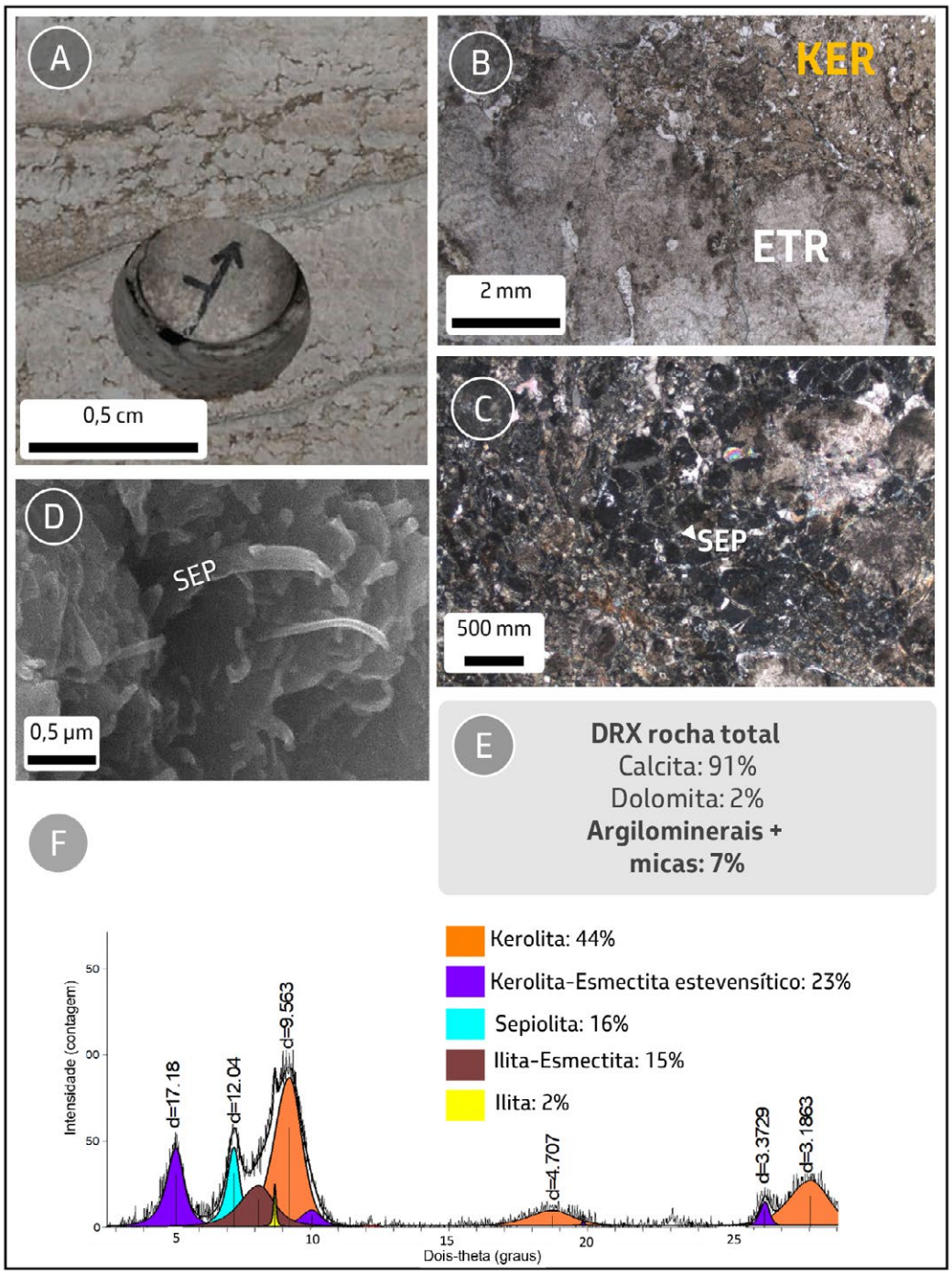


Figura 5.2.2 - Estromatolito com kerolita e sepiolita autigênicas neoformadas: A) foto de detalhe de testemunho, mostrando estromatolito com argilomineral magnesiano; B) fotomicrografia de lâmina delgada luz polarizada plana (LPP) onde se observa a textura granular da kerolita (KER), no topo do estromatolito (ETR). A feição granular pode ser indicativo de ressecamento/exposição; C) detalhe de fotomicrografia de lâmina delgada (luz polarizada cruzada LPX) onde é possível reconhecer a textura de "*coating*" (seta branca) da sepiolita, D) imagem de MEV da sepiolita, mostrando a textura fibrosa, E) Resultado de DRX rocha total e F) difratograma da fração < 2 micrômetros indicando como principais argilominerais presentes na amostra, a kerolita, o interestratificado kerolita-esmectita estevensítico e a sepiolita.

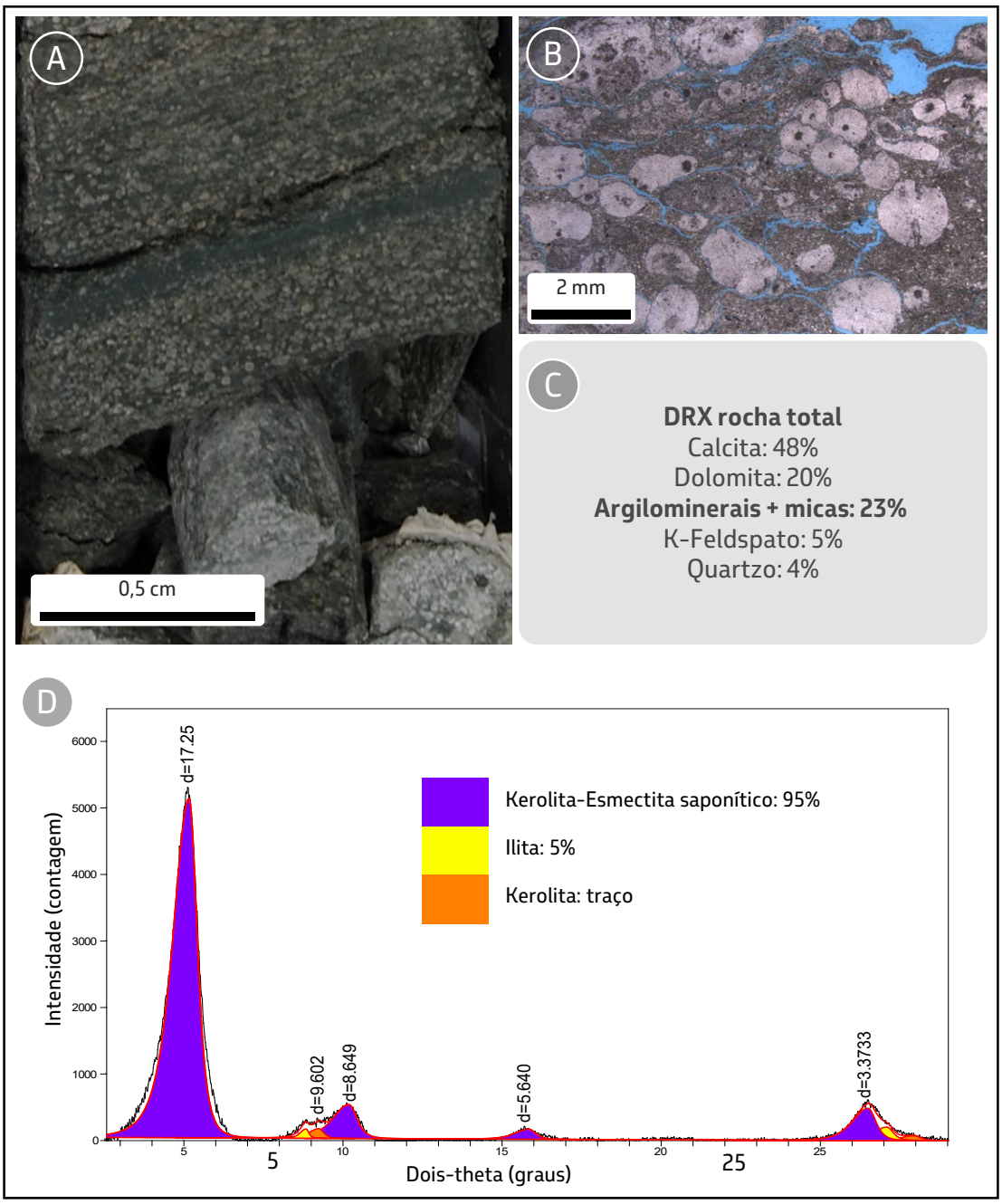


Figura 5.2.3 - Esferulitito com matriz de lamito com interestratificado kerolita-esmectita saponítico formado por autigênese por transformação e/ou decantação, e ilita formada por processos de decantação: A) foto de detalhe de testemunho, mostrando esferulitito em matriz lamítica, B) fotomicrografia de lamina delgada (luz polarizada plana (LPP) apresentando a textura suja associada com presença de minerais detríticos na fração silte; C) resultado de DRX rocha total indicando o alto conteúdo de argilominerais e micas (23%), além da presença de quartzo e feldspato potássico; D) difratograma da fração menor que 2 micrômetros e os principais argilominerais identificados.

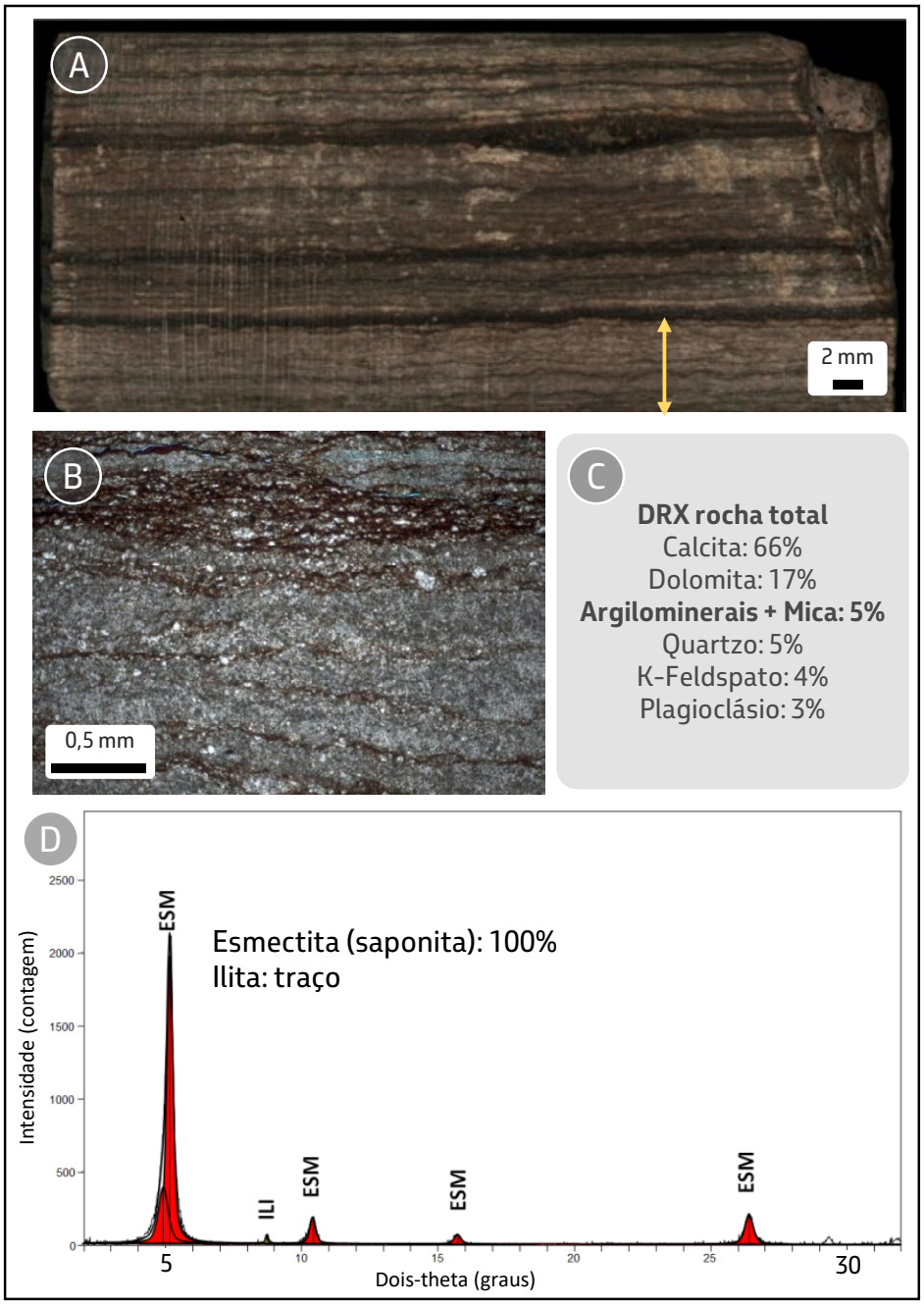


Figura 5.2.4 - Laminito com níveis de saponita (esmectita) autigênica por transformação: A) fotografia de amostra lateral; B) fotomicrografia de lâmina delgada em luz polarizada paralela (LPP) mostrando a textura suja e finamente laminada, com presença de minerais detríticos na fração silte, C) resultado de DRX rocha total mostrando o conteúdo de argilominerais, micas e demais filossilicatos; D) difratograma da fração menor que 2 micrômetros indicando a saponita como argilomineral predominante, e traços de ilita.

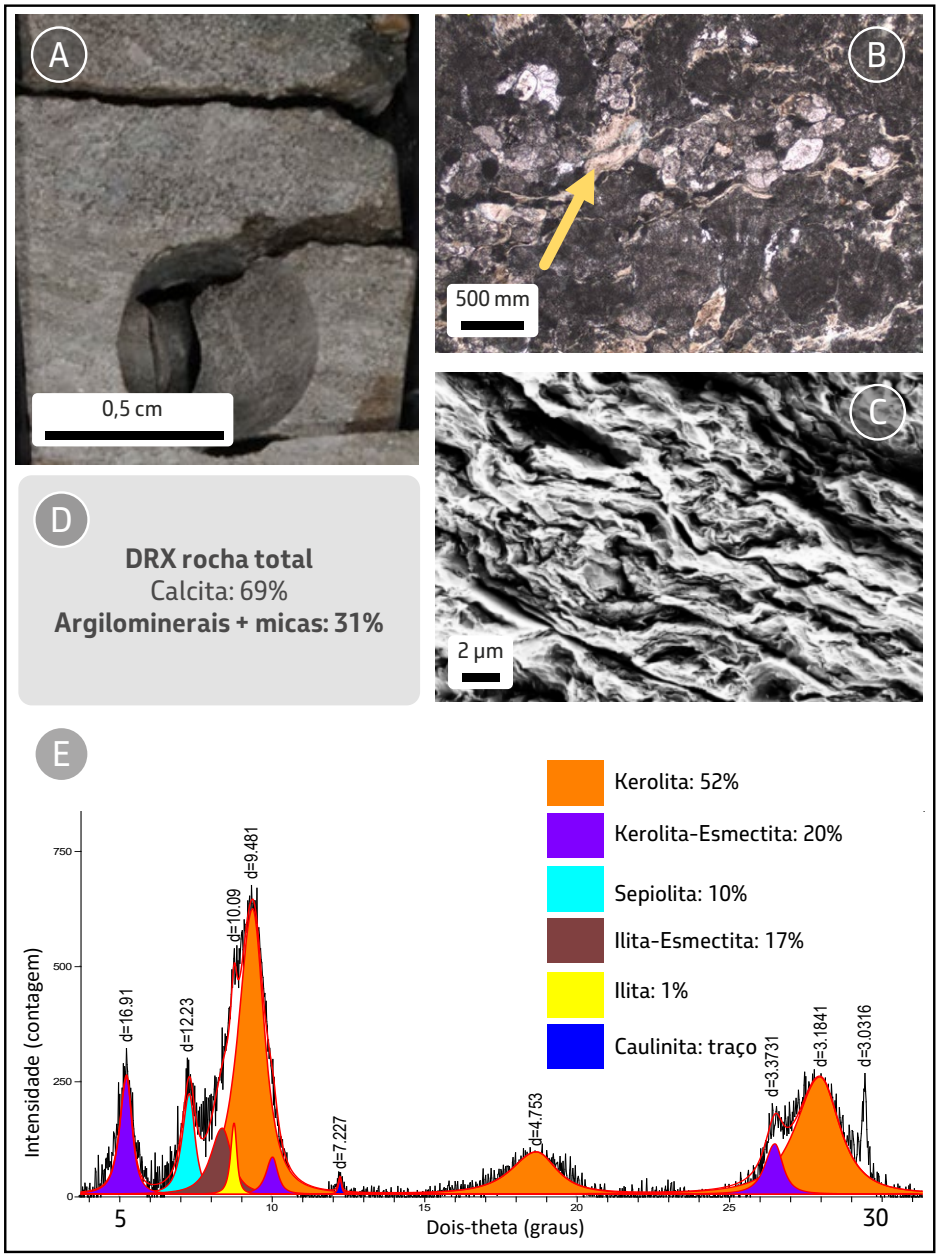


Figura 5.2.5 - *Packstone* com intraclastos de kerolita e interestratificado kerolita-esmectita estevensítico: A) foto de detalhe de testemunho; B) fotomicrografia de lamina delgada, luz polarizada plana (LPP) mostrando o detalhe dos intraclastos de argilomineral na fração areia, por vezes formando pseudo-matriz (seta amarela); C) imagem de MEV indicando a textura laminada dos intraclastos argilosos de kerolita e D) resultado da difratometria de raio X rocha total; E) difratograma da fração menor que 2 micrômetros e quantificação dos diferentes argilominerais presentes na amostra.

A Figura 5.2.6 apresenta um quadro resumo com as diferentes gêneses associadas às texturas e às espécies de argilominerais, bem como as fácies carbonáticas associadas e energia do ambiente deposicional, assim como a resposta em perfis. Esse quadro resumo mostra que a gênese e interpretação do contexto deposicional se baseia não somente na epécie de argilomineral, mas sim de maneira integrada com a textura petrografica e fácies. É importante ressaltar que pode ocorrer, em uma mesma amostra, mais de um tipo de argilomineral. Por exemplo, em uma mesma amostra de esferulitito com argilominerais autigênicos neoformados, pode ocorrer kerolita, interestratificado kerolita-esmectita estevensítico e sepiolita.

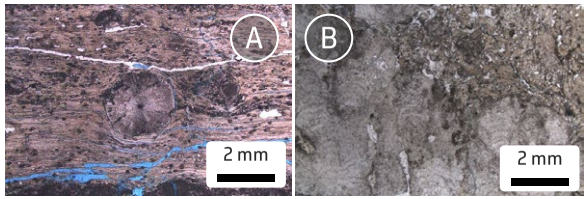
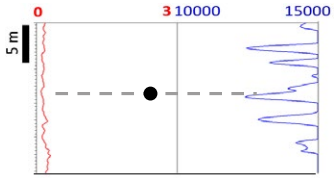
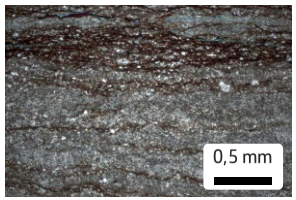
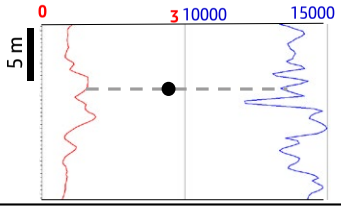
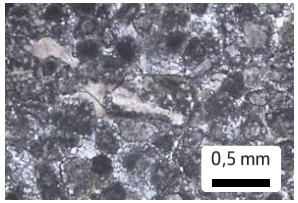
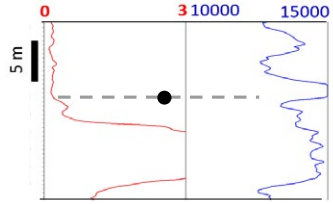
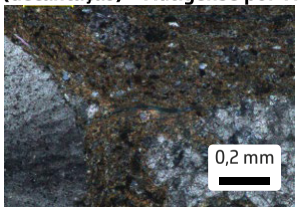
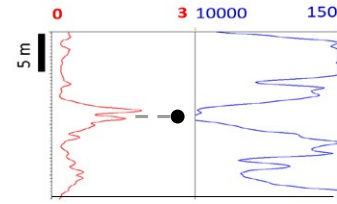
GÊNESE	TEXTURA	ARGILOMINERAL	FÁCIES/ENERGIA DO AMBIENTE DEPOSICIONAL	PADRÃO DE PERFIL RG Potássio – RGK % IMPEDÂNCIA - I Kg/(m²*s)
Autigênese por Neoformação 	-textura limpa laminada (A) granular (B) -ausência de grãos detríticos	**-Kerolita** **-Estevensita** **-Kerolita-esmectita estevensítico** -Sepiolita	**esferulititos, estromatolitos** e laminitos Baixa energia	RGK: baixo I: baixa a moderada 
Autigênese por Transformação 	-textura suja -minerais detríticos são comuns (fração silte e fração argila (62 mm-4mm) -sem laminação ou laminação incipiente	**-Saponita** -Ilita-esmectita	laminitos e esferulititos com grãos siliciclásticos na fração silte associados (processo de suspensão e decantação) Baixa energia	RGK: moderado I: baixa a moderada 
Detrítica – Intraclastos na fração areia 	-intraclastos de argilom. magnesiano tam. 0,5 mm (associado com intraclastos carbonáticos)	**-Kerolita** **-Estevensita** -Kerolita-esmectita estevensítico	***Packstones com*** Intraclastos de argilomineral magnesiano na fração areia a silte (processo de retrabalhamento) Moderada energia	RGK: baixo I: moderada 
Detrítica (decantação) + Autigênse por Transformação 	-textura suja -minerais detríticos são comuns (fração silte e fração argila (62 mm-4mm) -COT: valores entre 1 a 4%	**-Saponita** **-Kerolita-esmectita saponítico** -Ilita-esmectita	Lamitos, lamitos com esferulitos e margas grãos siliciclásticos na fração silte associados (processo de suspensão e decantação) Baixa energia	RGK: alto I: baixo 

Figura 5.2.6 – Quadro resumo com as principais espécies, texturas e gênese dos argilominerais presentes no Pré-sal, as fácies carbonáticas associadas e seu significado deposicional e a resposta de perfis. Fonte: Modificado de Madrucci *et al.* (2019a).

5.3. Reações físico-químicas eodiagenéticas dos argilominerais magnesianos

O estudo dos padrões difratométricos da kerolita e da esmectita magnesiana de diferentes poços da Bacia de Santos mostra que esses minerais apresentam modificações no ordenamento (cristalinidade). Essas modificações na cristalinidade podem ser devido à ação da diagênese. No Pré-sal da Bacia de Santos, se observou, nas fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos, a precipitação singenética de kerolita, estevensita e interestratificado kerolita-esmectita estevensítco, e a formação de *coating* de sepiolita eodiagenética em fácies carbonáticas (Figura 5.1.2 C). As relações paragenéticas feitas pela análise petrográfica em carbonatos com argilominerais são bem estabelecidas: kerolita, estevensita e interestratificado kerolita-esmectita estevensítico estão presentes no núcleo dos esferulitos (Figuras 5.3.1 A e B) e, por vezes, junto às laminações dos estromatolitos (Figuras 5.3.1 C e D), indicando o caráter singenético destes argilominerais com os carbonatos. Dolomitas romboédricas ocorrem associadas aos argilominerais magnesianos, deformando as lâminas destes, indicando que a ocorrência de dolomita é pós deposição dos argilominerais (Figuras 5.3.1 E F).

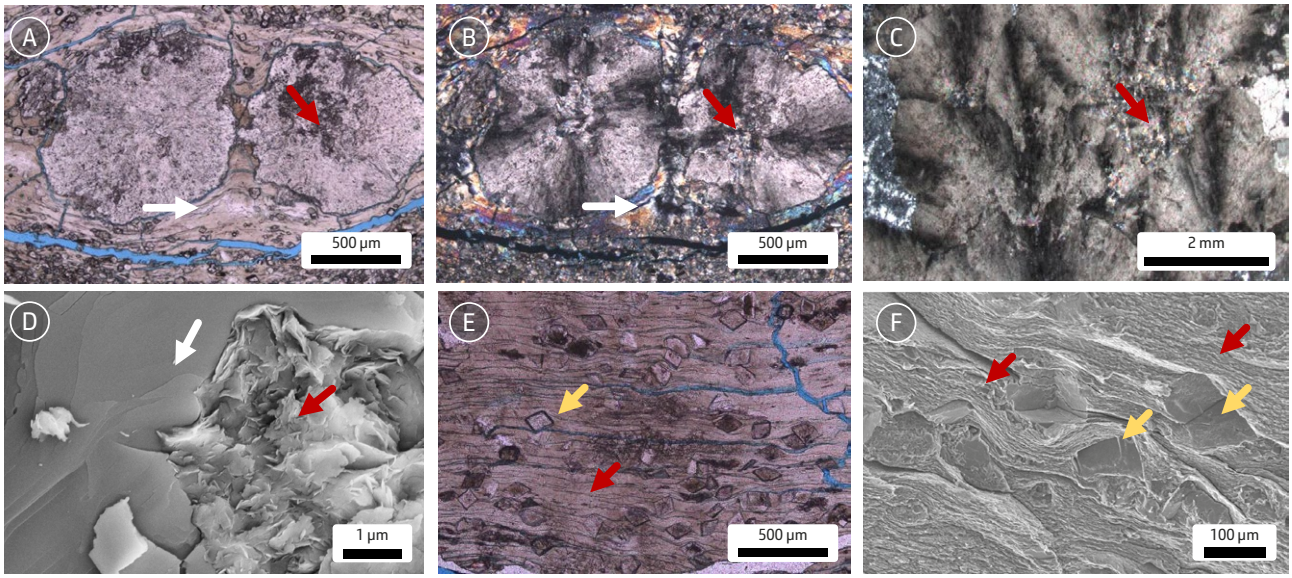


Figura 5.3.1: Relações paragenéticas: A) fotomicrografia de lamina delgada, luz polarizada plana (LPP) e B) luz polarizada cruzada (LPX), mostrando kerolita no núcleo do esferulito (seta vermelha) e também como matriz (seta azul); C) fotomicrografia LPX com kerolita (seta vermelha) De alta birrefringência, no interior do estromatolito; D) imagem de MEV de detalhe do estromatolito de C), mostrando calcita (seta branca) e kerolita (seta vermelha); E) fotomicrografia LPP com detalhe da kerolita, textura limpa e laminada (seta vermelha) e romboedros de dolomita (seta amarela); F) imagem de MEV de detalhe da mesma amostra de E), com detalhe da deformação das lâminas de kerolita (setas vermelhas) devido ao crescimento dos cristais de dolomita (setas amarelas).

Observou-se também a formação de saponita e interestratificado kerolita-esmectita saponítico, como minerais eodiagenéticos associados a fácies carbonáticas finas com minerais detríticos (Figura 5.2.4). Neste contexto, interpreta-se que durante a eodiagênese, ainda sob a influência das variações físico-químicas do ambiente deposicional, os argilominerais magnesianos podem tornar-se instáveis e susceptíveis a dissolução/

substituição, caso as condições do meio tornem-se desfavoráveis para sua manutenção. Trabalhos da literatura mostram que os argilominerais magnesianos são, em geral, estáveis em ambientes com pH entre 8,5 e 10,5, com salinidades variadas (Stoessell e Hay, 1978; Badaut e Risacher, 1983; Tosca e Masterson, 2014; Carvalho, 2016; Tutolo e Tosca, 2018), ou ainda com pH ~7, em meio a ácidos orgânicos (Bontognali *et al.* 2014).

Os estudos desenvolvidos no Pré-Sal mostram que, durante a eodiagênese, os argilominerais magnesianos formados em condições relativamente mais rasas são mais susceptíveis à dissolução/substituição (Anjos *et al.*, 2018; Ramnani *et al.*, 2020). A interpretação das condições rasas destes depósitos argilosos é feita com base em sua associação com fácies carbonáticas, que apresentam feições de exposição e calcretização (Figura 5.3.2).

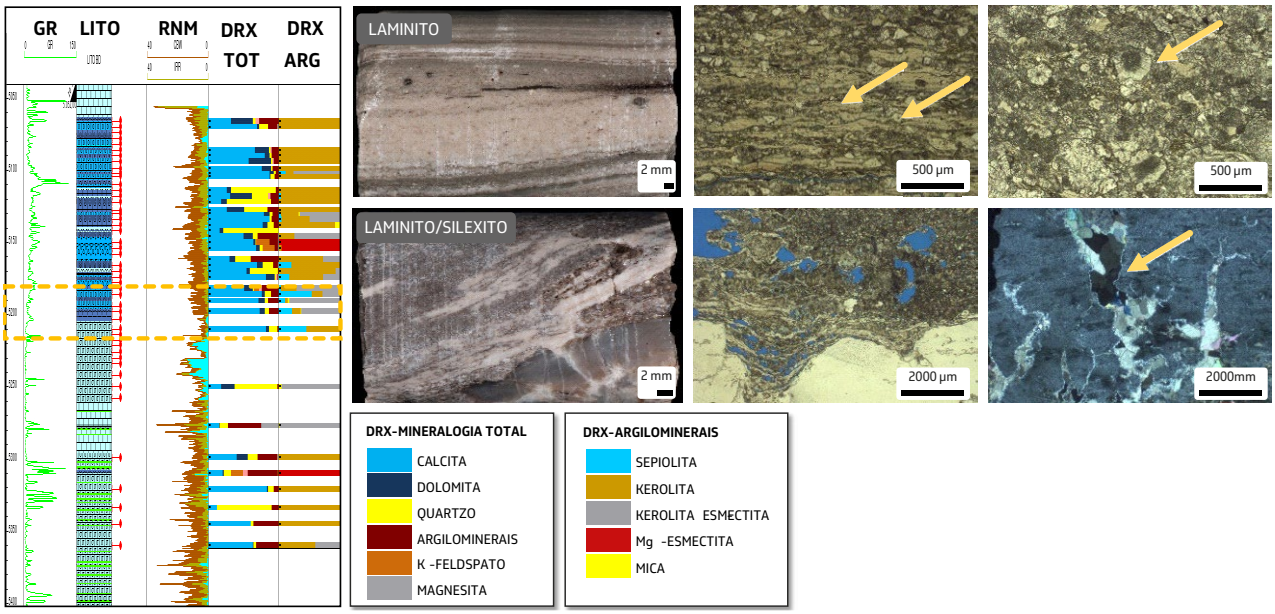


Figura 5.3.2 – Intervalo de aproximadamente 30 metros com feições de exposição e presença de sepiolita diagenética, formada a partir da desestabilização parcial de kerolita e interestratificado kerolita-esmectita estevensítico (seta laranja). Nesse intervalo, a presença de *coating* de sepiolita associada a *coated plants* (seta azul) e fraturas alargadas por dissolução (seta amarela) indicam um intervalo de ambiente raso, com exposição subaérea. Fotos: Geol. Cláudia Moré de Lima.

Nesses depósitos mais rasos, pequenas variações da lâmina d'água, que alteram o pH e a salinidade, podem favorecer a desestabilização dos argilominerais magnesianos. Dentre os depósitos argilosos formados em condições mais rasas, destacam-se os estromatolitos com argilominerais magnesianos e as fácies retrabalhadas equivalentes (Madrucci *et al.*, 2019a e Madrucci *et al.*, 2019b). Nessas condições, ocorre a precipitação singenética de kerolita e interestratificado kerolita-esmectita estevensítico, e a formação de *coating* de sepiolita eodiagenética. Com o avanço da eodiagênese, esses argilominerais podem desestabilizar e, como consequência, formam-se o quartzo, magnesita e dolomita (Figura 5.3.3), ou ainda, porosidade secundária. Na Formação Barra Velha, a desestabilização dos argilominerais magnesianos é mais proeminente em direção ao topo da sequência (BVE-100).

Ainda na eodiagênese, nos depósitos de argilominerais formados durante o maior espaço de acomodação, é comum a formação de saponita e interestratificado kerolita-esmectita saponítico, em processo de autigênese por transformação. Esses depósitos caracterizam-se principalmente por lamitos, esferulititos e laminitos sílticos, que se distinguem pela presença de minerais detríticos, como micas e feldspatos, e clastos de rochas vulcânicas. A desestabilização desses minerais detríticos durante a eodiagênese libera, entre outros, Al, Fe, Ti e Ni para o meio, que em parte são alocados na estrutura da saponita (Figura 5.3.4).

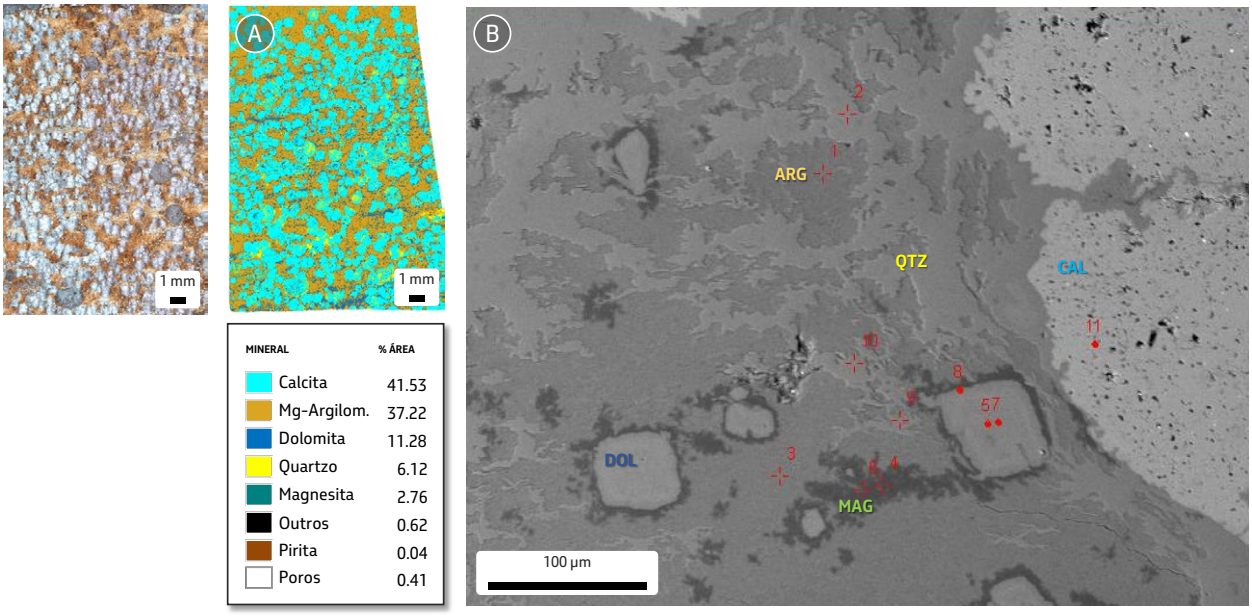


Figura 5.3.3 – Transformação dos argilominerais magnesianos (kerolita e sepiolita) em quartzo e magnesita. Na imagem de mapeamento mineral automatizado (A) nota-se a silicificação dos sítios com argilominerais magnesianos, além da substituição por magnesita. Na imagem de microssonda eletrônica (B) as bordas de reação entre a magnesita (MAG), a dolomita (DOL) e a calcita (CAL) são evidenciadas. O quartzo (QTZ) precipita-se no espaço antes ocupado pelos argilominerais magnesianos (ARG).

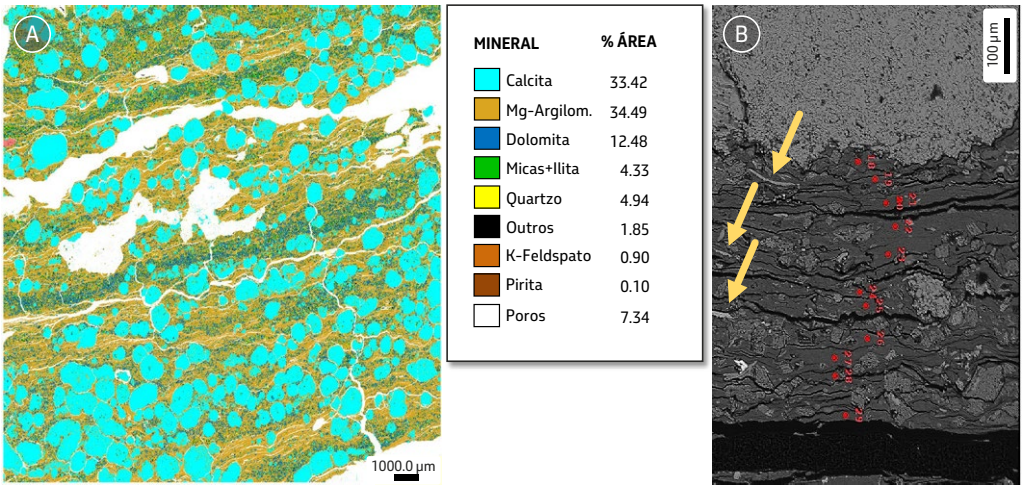


Figura 5.3.4 - Esferulitito com argilomineral magnesiano, com destaque para o interestratificado kerolita-esmectita saponítico diagenético (autigênese por transformação). Na imagem de mapeamento mineral (A) observa-se a laminação da camada argilosa, que apresenta minerais detríticos: micas e feldspatos. Na imagem de microssonda eletrônica (B) ressalta-se micas detríticas (setas amarelas), cuja desestabilização liberou íons para a formação do Inter. K-S.

6. ATRIBUTOS PETROSSÍSMICOS DOS CARBONATOS COM ARGILOMINERAIS

Nesta seção são apresentados dados de fácies e petroelásticos, além da interpretação da influência dos argilominerais nas velocidades de propagação de ondas sísmicas e nas impedâncias das rochas do Pré-sal, bem como na relação entre as velocidades e na anisotropia.

No intuito de ilustrar a variedade composicional destas rochas, é representado na Figura 6.1 um diagrama ternário, indicando a composição relativa aos minerais dominantes (calcita, dolomita e quartzo) com os pontos apresentando a quantidade total de argilominerais e micas segundo análises DRX. A fim de se obter um panorama das propriedades petrofísicas destas rochas, é ilustrado na Figura 6.2 um gráfico mono-log da permeabilidade das amostras contra a porosidade. Neste gráfico, atribuímos deliberadamente o valor de 0,0001 mD a todas as amostras cuja permeabilidade se encontra abaixo do limite de sensibilidade do equipamento utilizado (0,001 mD), de modo a serem representadas na figura. Uma vez que este gráfico contém rochas de diversas áreas do Pré-sal, incluindo somente algumas submetidas a ensaios de medidas de velocidades e contendo argilominerais, é importante ressaltar que este diagrama não deve, em hipótese alguma, servir de base para avaliações do efeito da argilosidade sobre as propriedades petrofísicas das rochas do Pré-sal. Porém, nota-se que as máximas permeabilidades para as fácies com argilominerais mais micas não excedem 1 mD de permeabilidade.

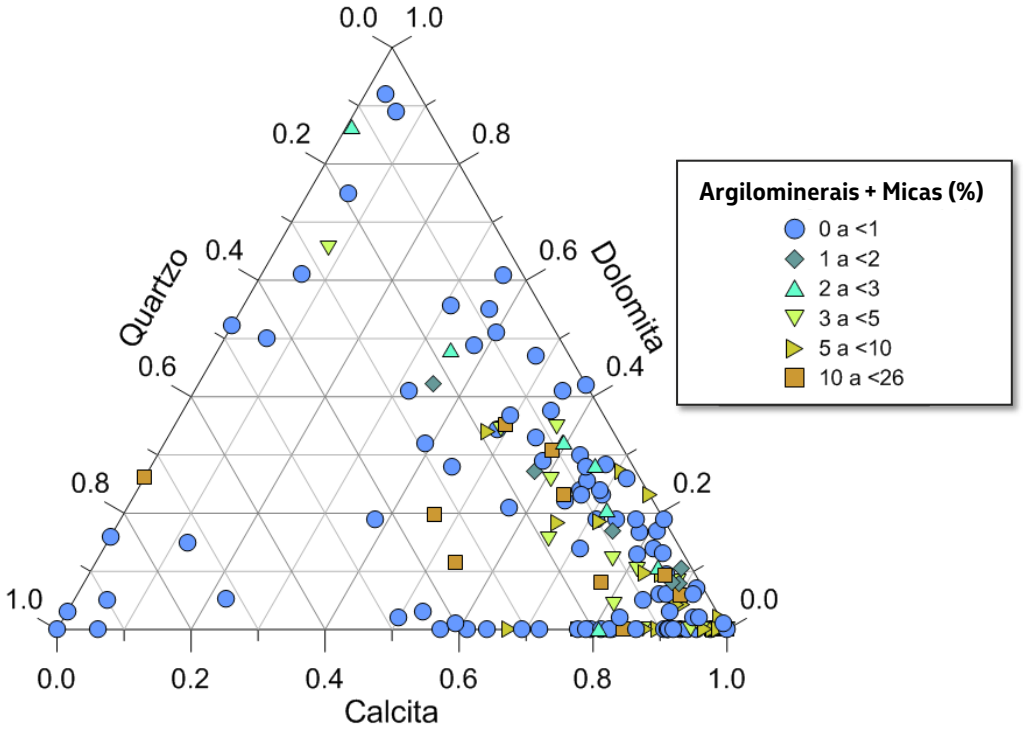


Figura 6.1: Diagrama ternário indicando a composição dominante de amostras de diferentes campos do Pré-sal da Bacia de Santos submetidas a ensaios de medidas de velocidades elásticas.

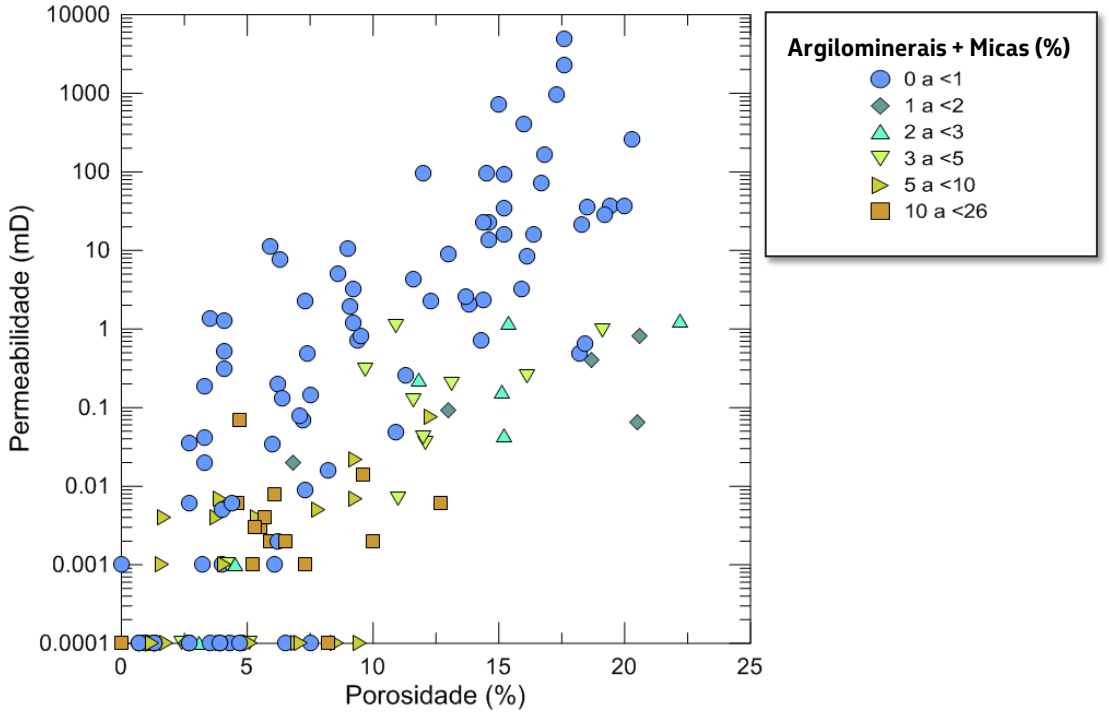


Figura 6.2: Diagrama de dispersão para a permeabilidade contra a porosidade para as amostras de diferentes campos do Pré-sal da Bacia de Santos utilizadas neste estudo. É importante ressaltar que as amostras representadas em permeabilidades iguais a 0,0001 mD na verdade estão abaixo do limite de detecção do equipamento utilizado. De fato, só se sabe que estas permeabilidades são menores que 0,001 mD.

Observa-se que a presença de argilominerais nas rochas carbonáticas do Pré-sal é responsável pela redução das velocidades de propagação das ondas compressionais e cisalhantes (V_P e V_S), isto porque, em geral, os argilominerais possuem menores módulos elásticos que os demais minerais predominantes nestas rochas (calcita, dolomita e eventualmente quartzo). Neste sentido, a Figura 6.3 ilustra os diagramas de dispersão para as velocidades das amostras contra suas porosidades, com os pontos codificados segundo o teor total de argilominerais e micas medidos em fragmentos retirados das amostras laterais e plugues de testemunho. Naturalmente há um decréscimo das velocidades com aumento da porosidade, associado a uma menor quantidade de matriz sólida em rochas mais porosas. Todavia, observa-se também um decréscimo marcante das velocidades para as amostras mais argilosas, incluindo as que apresentam menores porosidades. Os decréscimos de velocidades são extremamente acentuados em rochas com mais de 3% de argilominerais em suas composições.

Os dados indicados por discos azuis correspondem às rochas com menos de 1% de argilominerais e micas, e são referidos aqui como "carbonatos limpos". Contudo, algumas destas rochas possuem diferentes teores de dolomita e de quartzo. O espalhamento dos dados referentes às rochas "limpas", em geral, é atribuído a variações texturais, especialmente à geometria dos poros (Eberli *et al.*, 2003, Weger *et al.*, 2009), mas são associados

também a variações composicionais. Amostras "limpas" mais ricas em quartzo tendem a apresentar velocidades menores que rochas mais ricas em dolomita.

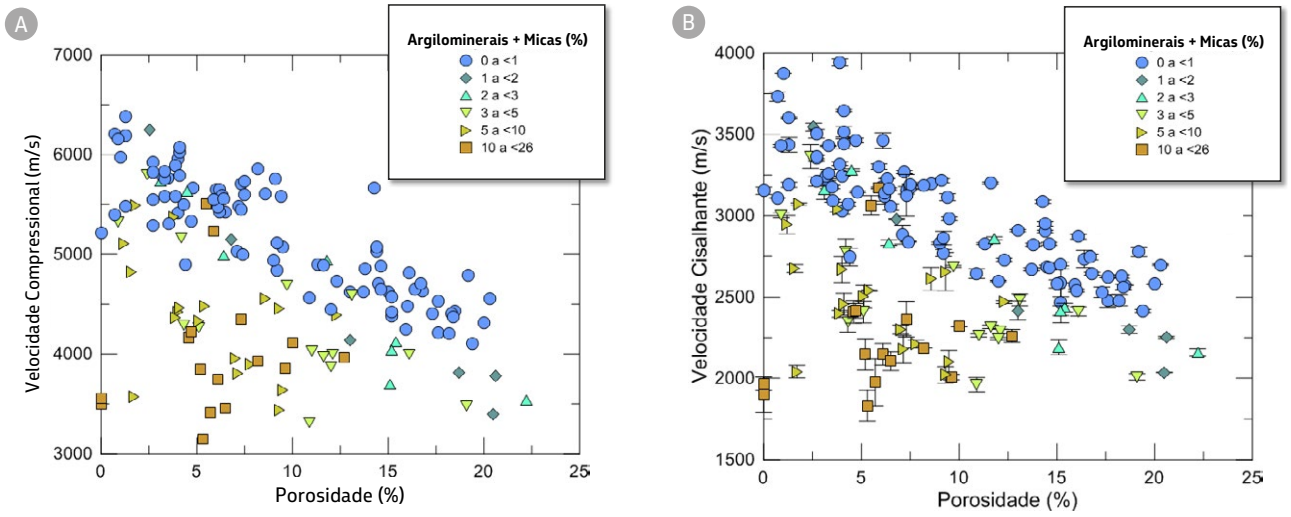


Figura 6.3: Velocidades de propagação das ondas compressionais (A) e cisalhantes (B) para amostras de rochas reservatório de diferentes campos do Pré-sal da bacia de Santos, com símbolos indicando o teor de argilominerais e micas. As barras verticais no gráfico referente às velocidades cisalhantes indicam os valores de velocidade "rápida" e "lenta", cujas polarizações são ortogonais entre si, estando os pontos localizados na posição do valor médio.

A Tabela 6.1 lista algumas propriedades elásticas de alguns minerais presentes nas rochas do Pré-sal. Além de existirem poucos registros das propriedades elásticas de argilominerais, estes podem ser relativamente pouco confiáveis devido às dificuldades de medição. Nesta tabela consta também uma linha assinalada como "Argilominerais", que contém valores de propriedades muito utilizadas em trabalhos de petrossísmica e interpretação quantitativa, como "valores médios para argilominerais" geralmente referentes a casos do Golfo do México, ricos em ilita. (Mavko *et al.*, 2020).

A Figura 6.4 ilustra um gráfico da impedância acústica IP (produto entre a velocidade e a densidade total da rocha) em função da porosidade, seguindo a mesma codificação utilizada nas figuras anteriores. Foram superpostas a este gráfico curvas correspondentes às realizações do modelo petroelástico de Vernik e Kachanov (2010) para carbonatos contendo zero, 10 e 20% de argilominerais, respectivamente. Tais curvas ilustram que, em teoria, a queda de impedância acústica com aumento da argilosidade é esperada. Vale observar que foi incluída uma pequena quantidade de quartzo na simulação das rochas "limpas", para que a curva acompanhasse a tendência média da nuvem correspondente a estes casos (Vasquez *et al.*, 2019). Outros modelos testados (e.g. Dvorkin *et al.*, 2014, Berrymann, 1995) fornecem previsões similares, com valores ligeiramente diferentes.

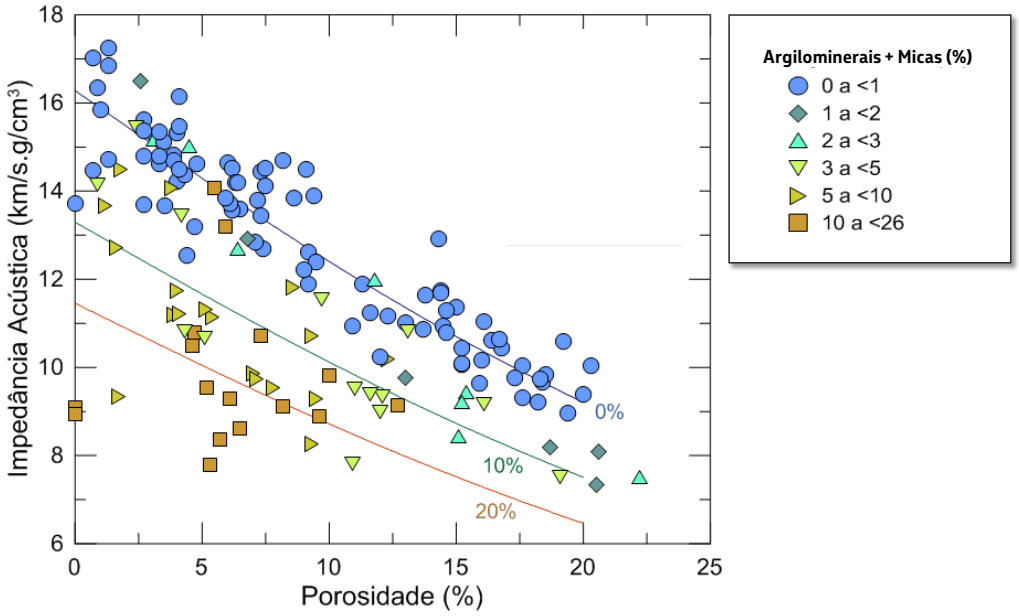


Figura 6.4: Impedância acústica contra porosidade para amostras de diferentes campos do Pré-sal da bacia de Santos, com pontos coloridos conforme o teor de argilominerais e micas. As curvas contínuas azul, verde e marrom correspondem a realizações de um modelo petroelástico para rochas com 0, 10 e 20% de argilominerais e micas.

Tabela 6.1: Propriedades petrossísmicas de alguns minerais (compilado de Wang, 2001; Mavko *et al.*, 2020 e Pant, 2013). A linha "Argila *" se refere a valores geralmente utilizados por autores como uma "média para argilas", particularmente para áreas do Golfo do México.

	ρ (g/cm^3)	V_P (m/s)	V_S (m/s)	I_P (km/s.g/cm^3)	V_P/V_S	Razão de Poisson
Calcita	2.71	6648	3452	18.02	1.93	0.32
Dolomita	2.87	7366	3990	21.14	1.85	0.29
Quartzo	2.65	6056	4093	16.05	1.48	0.08
Sílica	2.35	4982	3262	11.71	1.53	0.12
Argilominerais	2.68	4391	2160	11.77	2.03	0.34
Caulinita	2.44	5511	2853	13.47	1.93	0.32
Esmectita	2.39	2780	1698	6.66	1.64	0.20
Ilita	2.71	5971	3082	16.16	1.94	0.32
Ilita-Esmectita	2.55	4832	2644	12.30	1.83	0.29
Montmorilonita	2.60	4448	2504	11.56	1.78	0.27
Saponita	2.51	3838	2205	9.63	1.74	0.25
Talco (Kerolita)	2.75	5501	3369	15.13	1.63	0.20

A relação entre as velocidades de propagação das ondas cisalhantes e compressionais é ilustrada no gráfico da Figura 6.5. A maioria dos dados está alinhada a curvas correspondente a razões entre velocidades, V_P/V_S entre 1.7 e 1.8. Há vários pontos correspondentes a "rochas limpas", com menos de 1% de argilominerais e micas, que fogem da tendência geral, apresentando maiores velocidades cisalhantes (V_S) para uma mesma velocidade

compressional (V_P). Tais pontos correspondem a amostras com diferentes teores de quartzo, desde 33% até 97%. Isso não ocorre porque o quartzo apresenta uma razão V_P/VS mais baixa em relação aos outros minerais. É interessante também observar que as rochas mais argilosas seguem uma tendência ligeiramente diferente da maioria das rochas "limpas". Este fato indica uma provável dificuldade de discriminação destas rochas mais argilosas a partir de atributos elásticos, já que suas razões V_P/V_S são similares. Finalmente, a maioria das rochas argilosas apresenta velocidade cisalhante abaixo de 2500 m/s e velocidades compressionais abaixo de 4500 m/s.

Os dados aqui ilustrados foram adquiridos com um sistema (AutoLab1000 construído pela empresa New England R) que possibilita a medida de velocidades de uma onda compressional e duas ondas cisalhantes, ortogonalmente polarizadas; todas estas se propagando ao longo do eixo de simetria das amostras, que são cilíndricas. A medida das duas ondas cisalhantes ortogonalmente polarizadas não é suficiente para caracterizar a anisotropia sísmica das rochas, mas pode indicar a ocorrência deste fenômeno. Quando as rochas possuem acamamento aparente, a polarização de uma das ondas cisalhantes é alinhada com o plano das camadas, enquanto a polarização da outra fica perpendicular aos planos das camadas. De modo análogo a um baralho de cartas, é mais fácil a deformação na direção perpendicular em comparação com a direção dos planos definidos pelas cartas. Assim, espera-se que a onda cisalhante polarizada ao longo dos planos das camadas apresente maior velocidade de propagação que a onda polarizada perpendicularmente aos mesmos. Os filossilicatos também apresentam estruturas planares. De fato, os comentários acima se aplicam perfeitamente a rochas pelíticas, como os folhelhos (Vasquez *et al.*, 2001; Vasquez *et al.*, 2015), cuja composição pode ser largamente dominada por argilominerais e as diferenças entre as ondas cisalhantes polarizadas ao longo da camada e perpendicular às mesmas podem chegar a 50% ou mais.

Na Figura 6.6 é ilustrado um gráfico de dispersão para as ondas cisalhantes "rápidas" e "lentas" medidas nestas amostras. São representadas também retas que correspondem a três casos: velocidades exatamente iguais, velocidade "rápida" 10% maior que a "lenta", que geralmente é adotado como um limite para "anisotropia fraca", e velocidade "rápida" 20% maior que a lenta. Diversas rochas contendo argilominerais e micas apresentam anisotropia das ondas cisalhantes, em geral moderada. É curioso observar que algumas amostras "limpas" também apresentam anisotropia. Tal observação é relacionada à ocorrência de heterogeneidades distribuídas na forma de camadas na escala de plugue. O contraste entre as propriedades dos minerais e suas distribuições deve ser responsável pela anisotropia, como no caso de laminitos com camadas mais intensamente dolomitizadas, por exemplo.

Evidentemente, a aplicação destas observações em escala de amostras para a escala de campo não é direta e trivial (Dillon *et al.*, 2015). Entretanto, os comentários sobre a anisotropia observada indicam que a presença de argilominerais pode não ser a principal, ou pelo menos não a única, causa de anisotropia sísmica no Pré-sal.

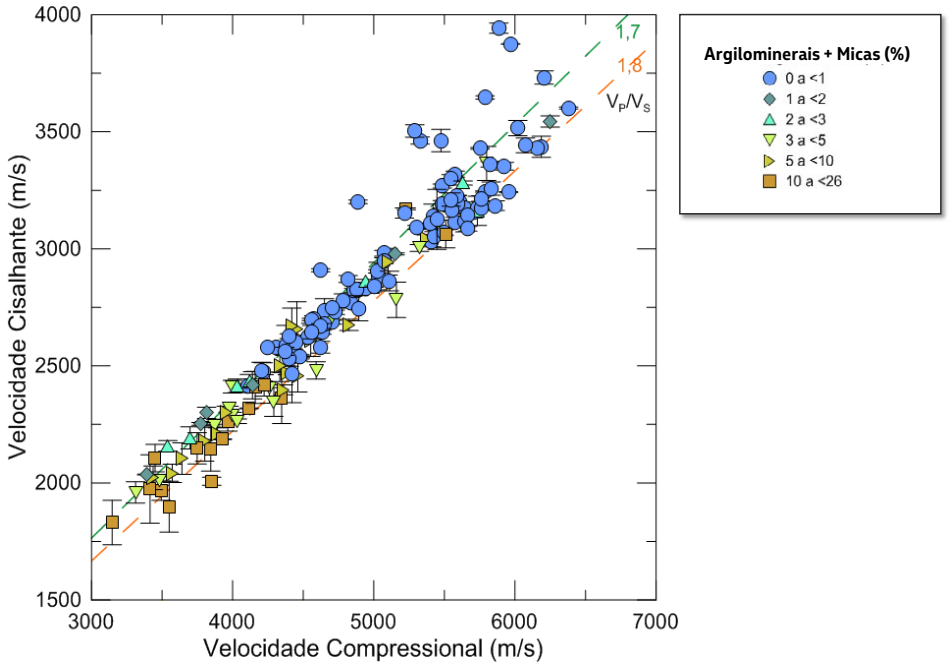


Figura 6.5: Relação entre velocidade cisalhante e velocidade compressional para as rochas (secas). As barras verticais no gráfico referente às velocidades cisalhantes indicam os valores de velocidade "rápida" e "lenta", cujas polarizações são ortogonais entre si, estando os pontos localizados na posição do valor médio. Os pontos que fogem à tendência geral correspondem a amostras com mais de 33% de quartzo em suas composições (podendo chegar a até 97%). Outra observação interessante é que as rochas argilosas seguem aproximadamente a mesma tendência das "limpas". As linhas pontilhadas em verde e laranja correspondem respectivamente as retas de V_p/V_s de 1,7 e 1,8.

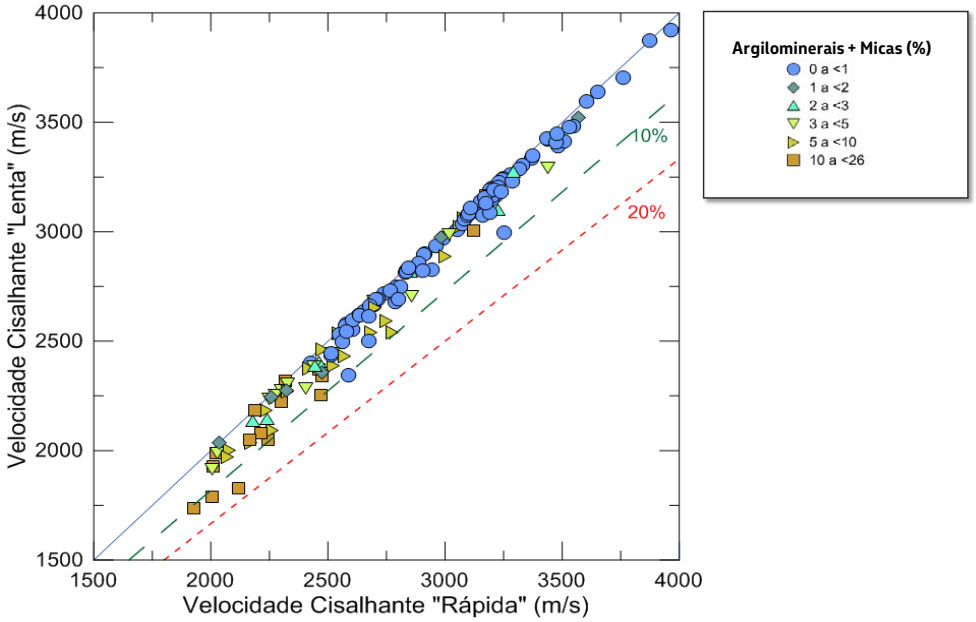


Figura 6.6: Velocidade Cisalhante Rápida contra velocidade cisalhante "lenta" para as rochas estudadas. As rochas "mais argilosas" tendem a apresentar anisotropia da onda cisalhante, mas pelo menos 3 amostras "limpas" apresentam anisotropia significativa, relacionada à presença de heterogeneidades e não de argilominerais.

Um diagrama muito utilizado nos trabalhos de interpretação quantitativa com base em atributos elásticos é o gráfico de razão V_P/V_S contra impedância acústica (Avseth *et al.*, 2010). Com base em dados de poços, é possível a definição de regiões neste diagrama correspondentes a diferentes "litologias" e até conteúdo de fluido. Em ambientes siliciclásticos, por exemplo, no caso de reservatórios de quartzo-arenitos até subarcóseos, pode ser relativamente fácil a distinção destes e dos folhelhos, devido às diferentes razões entre velocidades (Dillon *et al.*, 2013). A Figura 6.7 ilustra um diagrama deste tipo para as rochas aqui consideradas. Apesar de ocorrerem diversas rochas com maiores teores de argilominerais e micas acima da tendência geral da nuvem de dados, é possível notar que a diferenciação entre amostras mais argilosas e limpas não é trivial neste caso, pois há uma superposição entre elas. Por outro lado, amostras com maiores teores de quartzo geralmente figuram nas regiões com menores razões de velocidades V_P/V_S.

A experiência adquirida nas diferentes áreas do Pré-sal sugere que as variações nas razões V_P/V_S, e consequentemente a facilidade ou dificuldade de detecção de argilosidade via atributos elásticos, está relacionada ao tipo, proveniência e gênese destas argilominerais.

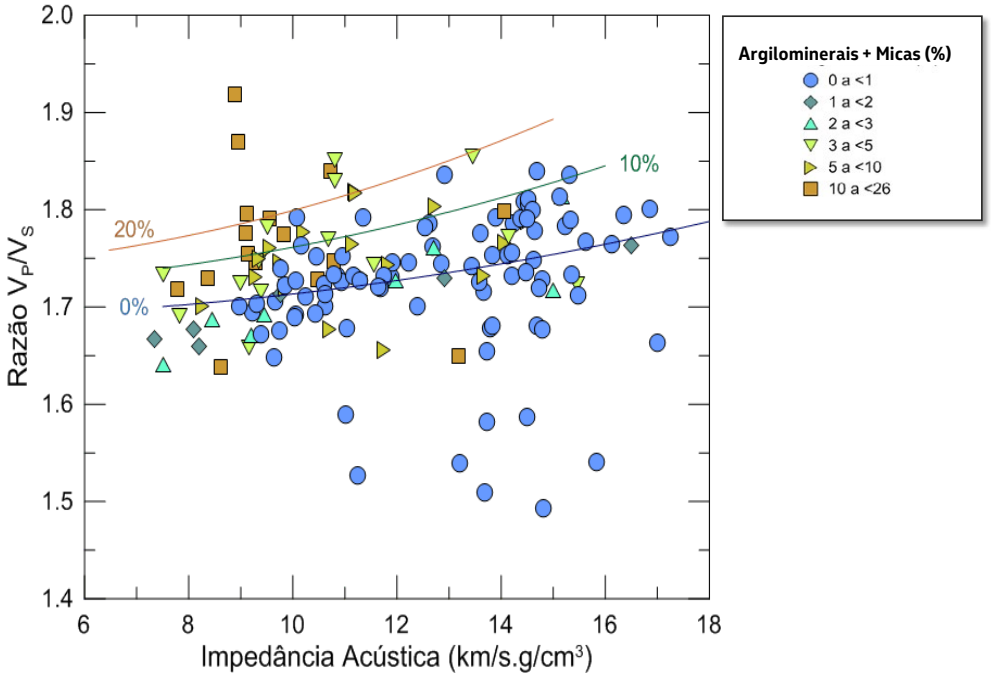


Figura 6.7: Gráfico de dispersão para a razão de velocidades contra a impedância acústica para as rochas do Pré-sal da Bacia de Santos estudadas. Apesar da distinção relativamente fácil de rocha com altos teores de quartzo (com razões V_P/V_S menores que 1,65) a discriminação de rochas com altos teores de argilominerais não é tão trivial.

7. EMPILHAMENTO DE FÁCIES, ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E CONTEXTO DEPOSICIONAL

O contexto deposicional das fácies carbonáticas com argilominerais foi definido através da caracterização das litofácies carbonáticas (litologia e estruturas sedimentares), das espécies, texturas e gêneses dos argilominerais, integrados com o empilhamento deposicional na alta frequência, que foi realizado em testemunhos (escala métrica) e também com amostras laterais. Observou-se que, nos topos dos hemiciclos regressivos (sequências de rasamento para o topo), há uma tendência de ocorrência de argilomineral autigênico neoformado do tipo kerolita e kerolita-esmectita estevensítico de textura limpa laminada e/ou granular, associado com fácies carbonáticas *in situ* de baixa energia, por vezes com feições de exposição, ou seja, num contexto de diminuição de espaço de acomodação. Por outro lado, nos topos dos hemiciclos transgressivos, associado ao aumento do espaço de acomodação, há o predomínio de argilomineral detrítico e/ou autigênico por transformação, do tipo saponita, interestratificado kerolita-esmecitta saponítico, ilita-esmectita e ilita; todos associados com fácies depositadas num contexto de baixa energia e ambiente de águas relativamente mais fundas, tais como margas, lamitos, esferulitos com matriz lamítica. A Figura 7.1 apresenta um detalhe esquemático do padrão de ciclicidade e do empilhamento das fácies carbonáticas com argilominerais, observado em testemunhos. Na fotografia do testemunho, é possível diferenciar as cores nos intervalos argilosos, o que torna clara a visualização dos padrões de empilhamento: a coloração esverdeada onde há a ocorrência de argilominerais detríticos e autigênicos por transformação (saponita, ilita-esmectita e interestratificado kerolita-esmectita saponítico) e a coloração castanho clara onde há as argilominerais autigênicos neoformados (kerolita, estevensita, kerolita-esmectita). A quantificação da espécie do argilomineral (diagrama de pizza) é baseada em dados de DRX e é ilustrativa de um ciclo de escala decimétrica. Em outros ciclos, a ocorrência de espécies de argilominerais pode variar.

As fácies características do início do hemiciclo transgressivo podem ser *packstones* e *grainstones* com intraclastos de argilominerais magnesianos, como kerolita, interestratificado kerolita-esmectita estevensítico e/ou estevensita na fração areia, passando para esferulititos com argilominerais magnesianos autigênicos por neoformação e por transformação. O ponto de inflexão (*turn around*) é caracterizado pela ocorrência de feldspatos e micas na fração silte, bem como de argilominerais autigênicos por transformação e também detríticos, do tipo esmectita (saponita), interestratificado kerolita-esmectita saponítico, ilita-esmectita e ilita, associados com esferulititos e laminitos, bem como lamitos. O início do hemiciclo regressivo (sequência de rasamento para o topo) é caracterizado por *packstones* com intraclastos de argilominerais magnesianos e esferulititos com argilominerais magnesianos autigênicos por neoformação e por transformação. O final do hemiciclo regressivo é caracterizado por fácies *in situ*, como estromatolitos, laminitos e esferulititos, com argilomineral magnesiano autigênico neoformado, (principalmente kerolita, kerolita-esmectita estevensítico, estevensita e

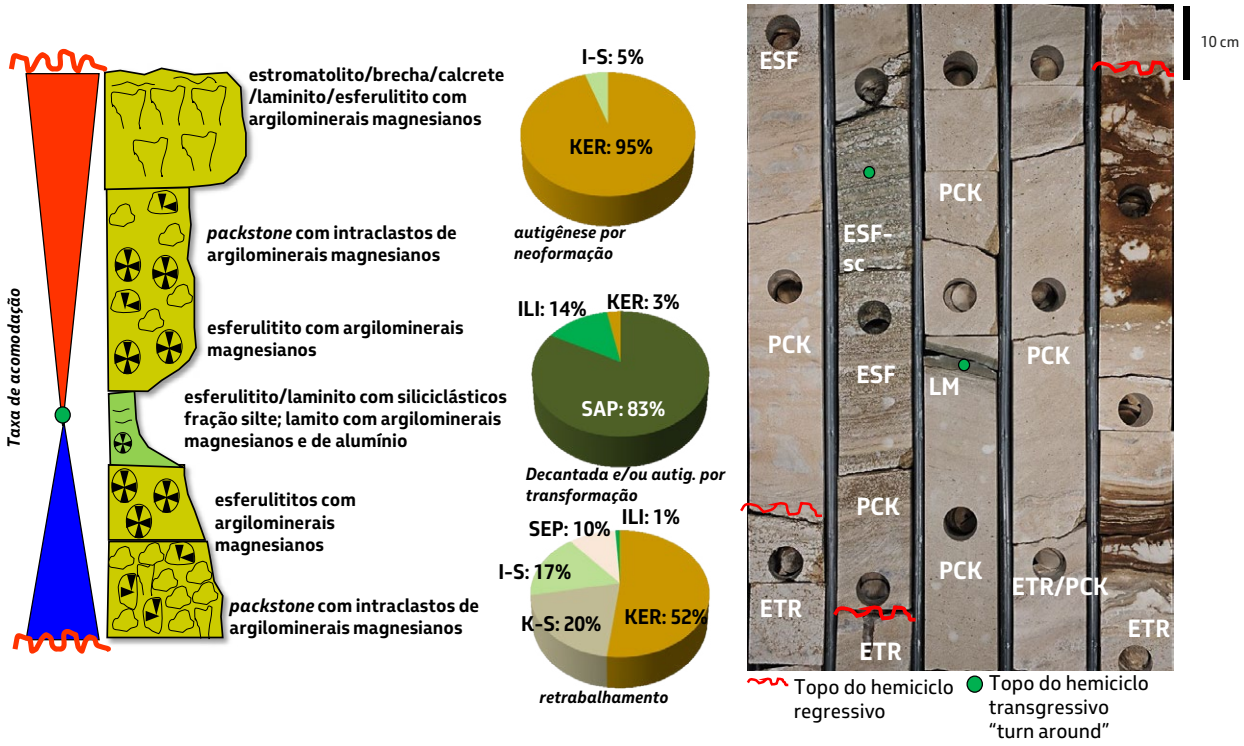


Figura 7.1 - Padrão de ciclicidade esquemático em escala decimétrica e fotografia de conjunto de testemunho também indicando o padrão de ciclicidade. O diagrama de pizza ilustra a proporção de espécies de argilominerais em um ciclo decimétrico, baseada em dados de DRX. KER: kerolita, K-S: interestratificado kerolita-esmectita, I-S: interestratificado ilita-esmectita, SAP: saponita; ILI: ilita, SEP: sepiolita. No testemunho, legenda das fácies: ESF: esferulitito; PCK: *packstone*, ETR: estromatolito, LM: lamito; ESF-sc: esferulitito com grãos siliciclásticos de feldspato e mica na fração silte (Madrucci *et al.*, 2019a e Madrucci *et al.*, 2019b).

sepiolita), podendo ser observadas feições de exposição e calcretes.

Com base no estudo do empilhamento de fácies em diferentes poços, incluindo testemunhos, elaborou-se um trato de fácies transgressivo (Figura 7.2.A) e um regressivo (Figura 7.2.B).

A. Trato transgressivo: em um primeiro momento (Figura 7.2A), de maior umidade e aumento do nível do lago (expansão do lago), são depositadas as seguintes fácies: a) *packstones* com intraclastos de argilomineral magnesiano na fração areia (denominados de depósitos clásticos argilosos), interpretados como resultantes do retrabalhamento de fácies carbonáticas *in situ* com argilominerais autigênicos neoformados, em um contexto deposicional de moderada energia na borda do lago, na porção mais rasa do Interior da Plataforma carbonática (Figura 7.2A seta vermelha); b) fácies carbonáticas *in situ* com argilomineral magnesiano autigênico por neoformação e por transformação num contexto deposicional de baixa energia, no Interior da Plataforma carbonática, nomeados como depósitos de Embaiamento Argiloso (Figura 7.2A seta azul); e c) lamitos, margas, lamitos com esferulitos, com maior conteúdo de matéria orgânica, associados com argilominerais detríticos e autigênicos por transformação, interpretados como depositados numa porção de rampa distal ou mais central no Interior da Plataforma, denominados como Depósitos Sublitorâneos (Figura 7.2 A, seta verde).

B. Trato regressivo: em um segundo momento (Figura 7.2.B), em contexto deposicional predominantemente de baixa energia, maior aridez e diminuição do nível do lago, são depositadas as seguintes fácies: a) laminitos, esferulititos e estromatolitos com argilomineral magnesiano autigênico neoformado indicando baixa energia e contexto raso, interpretados como depositados na porção mais rasa do interior da plataforma carbonática ou rampa intermediária, com eventuais exposições subaéreas e nomeados como depósitos de Embaiamento Argiloso (Figura 7.5 B, seta vermelha); b) laminitos finamente laminados com argilomineral magnesiano autigênico por neoformação e por transformação, indicando baixa energia com lamina d´água maior do que em a), mas ainda em um contexto raso, pois ainda são reconhecidas feições de exposição, porém menos frequentes (Figura 7.2.5B seta azul), e nomeado como Embaiamento Argiloso; c) lamito, marga e lamito com esferulititos associados com argilominerais detríticos e autigênicos por transformação, interpretados em contexto relativamente mais profundo, de baixa energia, em rampa distal ou mais central no Interior da Plataforma, denominados como Depósitos Sublitorâneos (Figura 7.5.2 B seta verde).

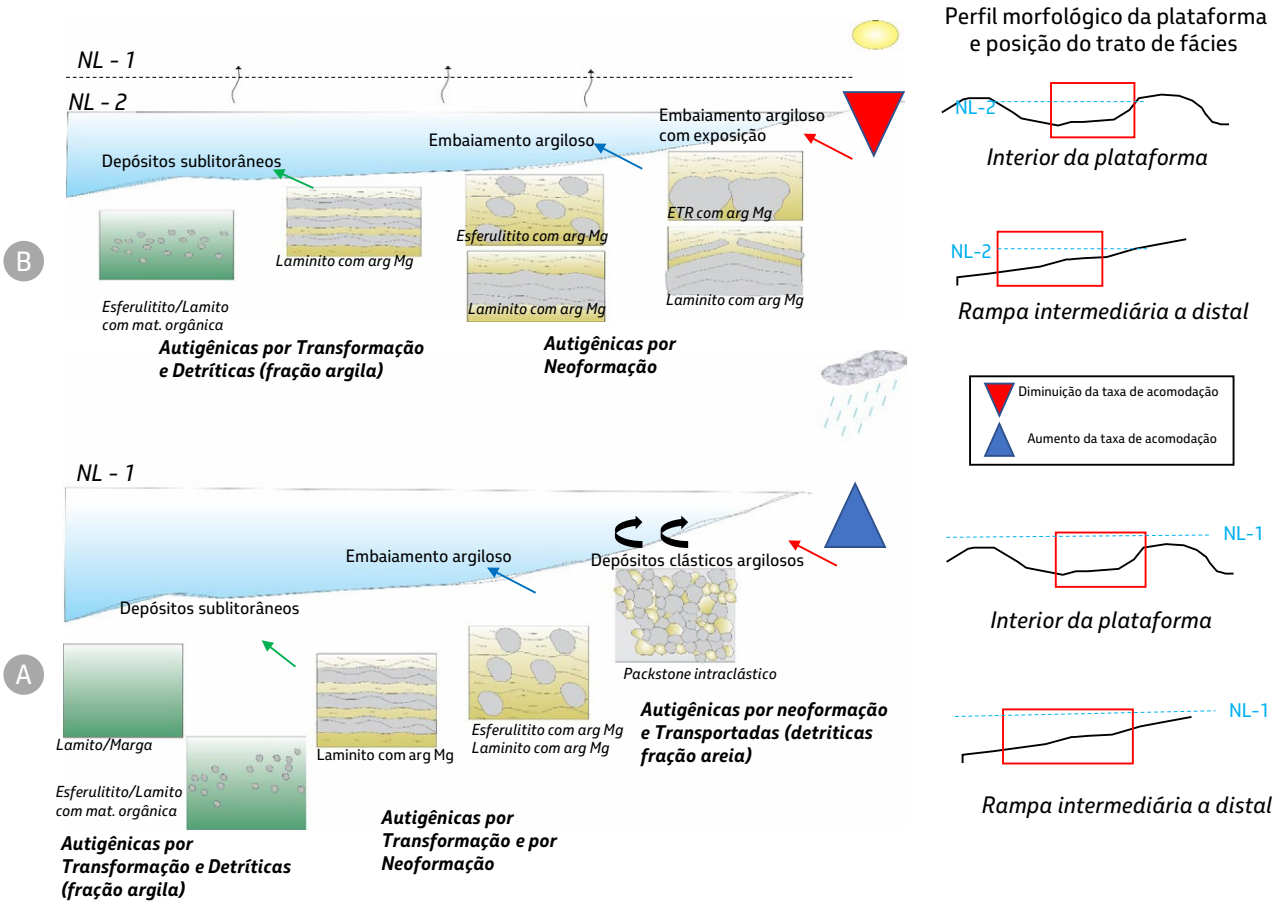


Figura 7.2: Trato de fácies e localização do trato de fácies no perfil esquemático da plataforma carbonática: A) trato de fácies em contexto de maior umidade, com nível do lago relativamente alto; B) trato de fácies em contexto de maior aridez, nível do lago relativamente mais raso. Modificado de Araújo *et al.* (2013)

Os padrões de empilhamento de fácies interpretados em alta frequência, de ordem decimétrica a métrica, baseados na análise de testemunhos, também são observados com a mesma tendência de empilhamento em baixa frequência. Ou seja, em contexto de menor taxa de acomodação (ciclos regressivos) ocorrem, com maior frequência, argilominerais autigênicos neoformados (kerolita, estevensita, interestratificado kerolita-esmectita estevensítico e sepiolita) associados as fácies carbonáticas *in situ*, em ciclos métricos até a escala sísmica. Da mesma maneira, em um contexto de aumento de espaço de acomodação (ciclos transgressivos/agradacionais), ocorrem, com maior frequência, *packstones* com intraclastos de argilominerais magnesianos e fácies carbonáticas *in situ* com argilominerais autigênicos por transformação e argilominerais detríticos na fração argila (ilita-esmectita, saponita, interestratificado kerolita-esmectita saponítico), em ciclos métricos até a escala sísmica.

Para a melhor compreensão do salto de escala testemunho-perfis-sísmica, a definição de associações de fácies/elementos arquiteturais é fundamental. São discriminadas três associações de fácies que contemplam as fácies carbonáticas com argilominerais (Figura 7.3): A) Embaiamento Argiloso, que compreende predominantemente fácies *in situ* de baixa energia com argilominerais autigênicos neoformados, relativamente rasos; B) Depósitos Clásticos de moderada a baixa energia, constituído predominantemente por *packstones* com intraclastos argilosos de kerolita, interestratificado kerolita-esmectita estevensítico na fração areia, sendo estes intraclastos de kerolita e kerolita-esmectita formados em esferulititos com argilomineral magnesiano autigênico por neoformação e por transformação e C) Depósitos Sublitorâneos, onde ocorrem lamitos e esferulitos com quartzo, feldspato e mica na fração silte, associados com argilominerais detríticos e autigênicos por transformação, além de matéria orgânica, em um contexto de baixíssima energia e relativamente com maior lâmina d´água.

A Figura 7.4 apresenta uma correlação estratigráfica regional entre as diferentes áreas, passando por poços com ocorrência de argilominerais magnesianos. Nesta seção é possível verificar que o tipo de argilomineral predominante nas amostras analisadas (Figura 7.4, trilha DRX) varia tanto verticalmente como lateralmente, seja na alta frequência como na baixa frequência. Além disso, é possível constatar que a espessura dos pacotes sedimentares que contêm argilominerais magnesianos, representados pelas associações de fácies Embaiamento Argiloso, Depósitos Clásticos Argilosos e Depósitos Sublitorâneos (Figura 7.4, trilha AF), varia entre as áreas, o que indica também que a deposição destes argilominerais está condicionada a paleogeografia.

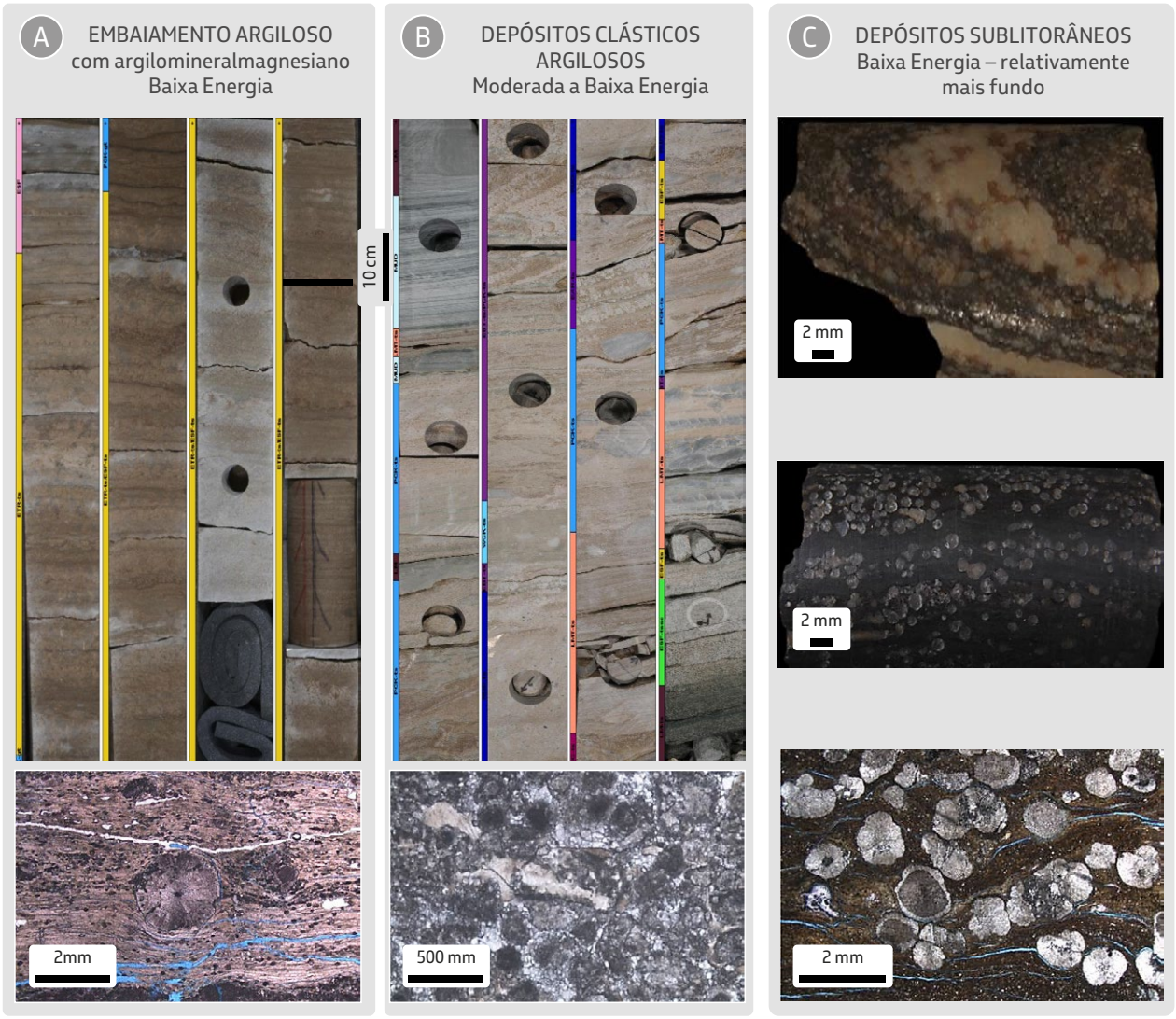


Figura 7.3: Três principais associações de fácies carbonáticas com argilominerais e respectivas fotos macroscópicas de testemunhos e de amostras laterais. As fotomicrografias em luz polarizada plana (LPP) representam as fácies principais de cada associação: A) Embaiamento argiloso, fotomicrografia LPP de esferulitito com kerolita; B) Depósitos clásticos argilosos, fotomicrografia LPP de *packstone* com intraclastos de kerolita e kerolita-esmectita estevensítico e C) Depósitos sublitorâneos, fotomicrografia LPP de esferulitito com matriz de lamito com interestratificado kerolita-esmectita saponítico, ilita-esmectita, saponita, e COT de aproximadamente 4%.

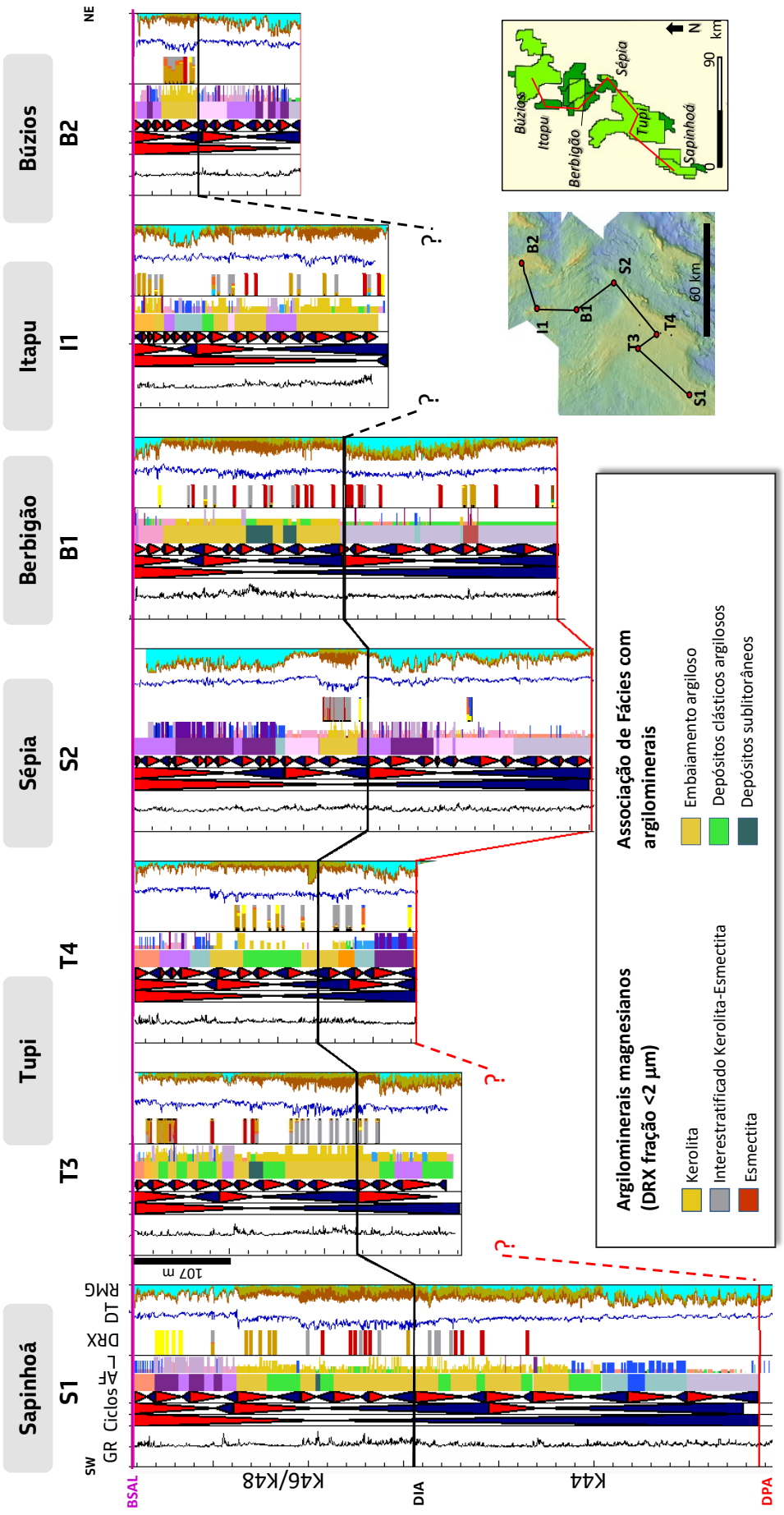


Figura 7.4: Correlação estratigráfica horizontalizada na base do sal (BSAL), passando por poços dos campos de Sapinhoá, Tupi, Sépia, Berbigão, Itapu e Búzios. Notar a variação de associações de fácies argilosas (AF) e as diferentes espécies de argilominerais magnesianos na alta e baixa frequência (DRX), bem como a identificação dos ciclos na baixa e na alta frequência (Ciclos). Observa-se que as associações de fácies com argilominerais magnesianos podem ocorrer na K44 e/ou na K46/K48.

8. PALEOMORFOLOGIA DEPOSICIONAL DAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS DO PRÉ-SAL ALAGOAS E OCORRÊNCIAS DE ARGILOMINERAIS MAGNESIANOS

O Andar Alagoas é constituído pela ocorrência de plataformas carbonáticas isoladas com diferentes morfologias (plataformas com bordas proeminentes, plataformas planas e rampas) em ambiente lacustre, como apresentado no capítulo 8 "Estratigrafia e modelos deposicionais carbonáticos do Pré-sal da Bacia de Santos" e discutido em Minzoni *et al.* (2020) e Araújo *et al.* (2022).

Conforme apresentado, as análises sedimentológicas indicam uma variedade de argilominerais magnesianos associados a um forte controle de ciclos deposicionais carbonáticos (empilhamento de fácies) na alta e baixa frequência. As análises estratigráficas indicam que a ocorrência desses argilominerais não segue uma linha de tempo. Assim sendo, com base no conhecimento adquirido na análise integrada rocha-perfil-sísmica e na estratigrafia de alta resolução em diferentes áreas do Pré-sal da Bacia de Santos, constatou-se três contextos paleomorfológicos principais para a ocorrência de argilominerais magnesianos: a) áreas protegidas no interior da plataforma carbonática; b) rampas íngremes/taludes na porção intermediária a distal e c) rampas suaves na porção intermediária a distal (Figuras 8.1, 8.2, 8.3 e 8.4). A distribuição vertical e lateral das fácies carbonáticas com argilominerais é variável a depender da evolução paleomorfológica da plataforma.

Áreas protegidas no interior da plataforma carbonática

Ocorrem em contexto de altos estruturais, onde depósitos carbonáticos de alta energia formam barreiras e, consequentemente, diminuição do padrão de circulação de água, o qual é favorável ao aumento da taxa de alcalinidade/evaporação do lago e à deposição de fácies carbonáticas de baixa energia associadas à argilominerais magnesianos autigênicos neoformados. A extensão lateral de fácies carbonáticas com argilomineral magnesiano pode ser da ordem de poucos metros a dezenas de quilômetros. Na Figura 8.1, a região de interior da plataforma com argilominerais magnesianos possui extensão lateral da ordem de 7 Km e extensão vertical da ordem de 350 m. Note que o refletor sísmico do topo da sequência com fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos é marcado pela amplitude negativa, conforme mostra a figura 8.1 (interior da plataforma, seta laranja). Porém, fácies carbonáticas de alta energia e porosas, como as de Margem de Plataforma na figura 8.1, também podem apresentar as mesmas respostas sísmicas, como já discutido em Dillon *et al.* (2015) e Vasquez *et al.* (2019).

A Figura 8.2 também apresenta uma região de interior de plataforma, onde a ocorrência de fácies com argilominerais magnesianos apresenta uma extensão vertical de 60 metros e lateral de 2 Km, variando lateralmente para fácies de moderada a alta energia. Verticalmente, a ocorrência também está diretamente associada à evolução desta proteção ao longo do tempo. É importante salientar que podem ocorrer restrições de pequena extensão, de poucos metros, em escala subsísmica, formadas em condições paleomorfológicas de embaiamento local.

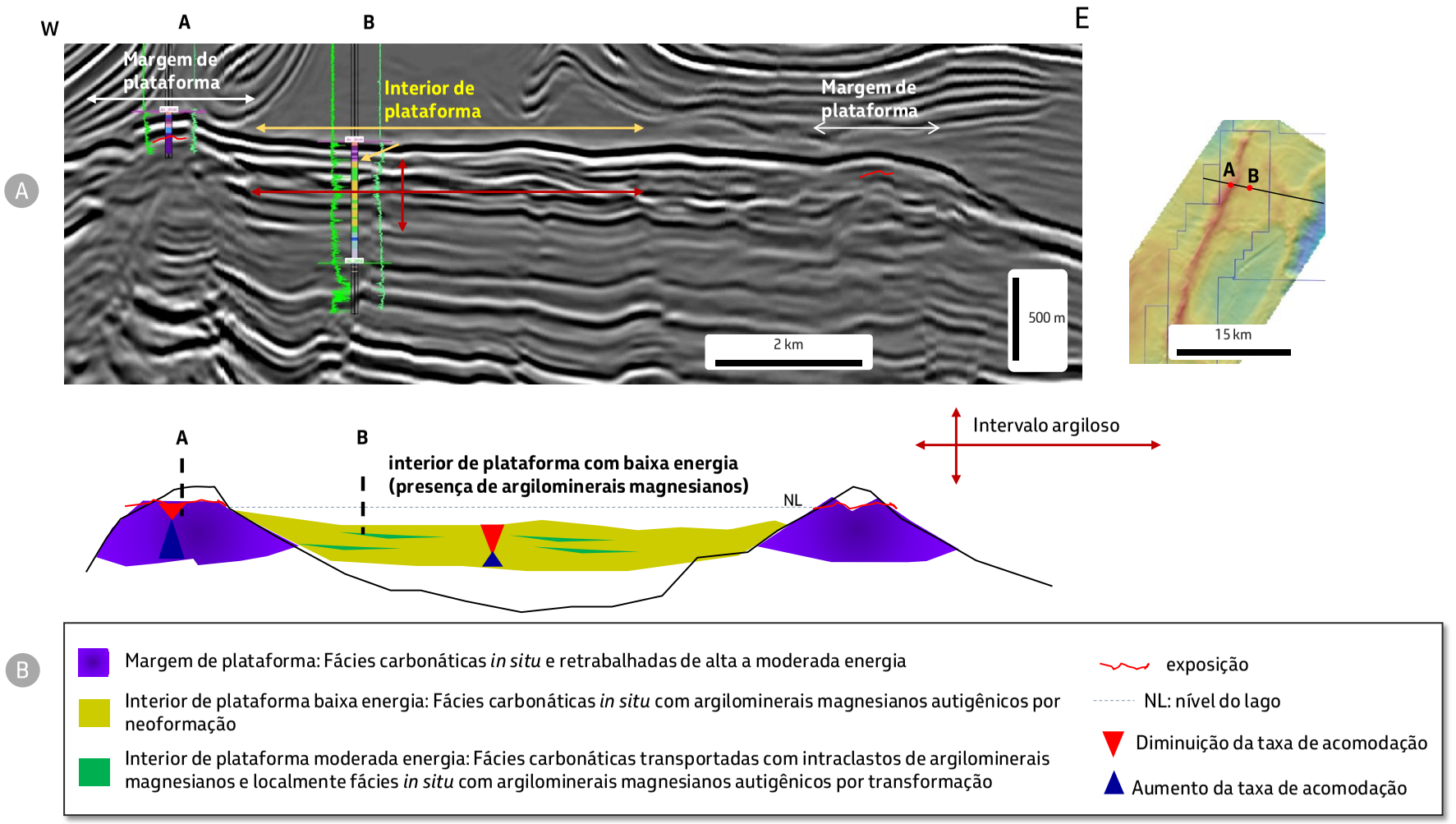


Figura 8.1 A) Seção sísmica W-E mostrando a morfologia da plataforma carbonática e a ocorrência de fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos predominantemente autigênicos por neoformação. B) Seção esquemática com a interpretação dos elementos arquiteturais da plataforma, fácies associadas e os ciclos deposicionais da escala de dezenas a centenas de metros. Fonte: Modificado de Madrucci *et al.* (2019a).

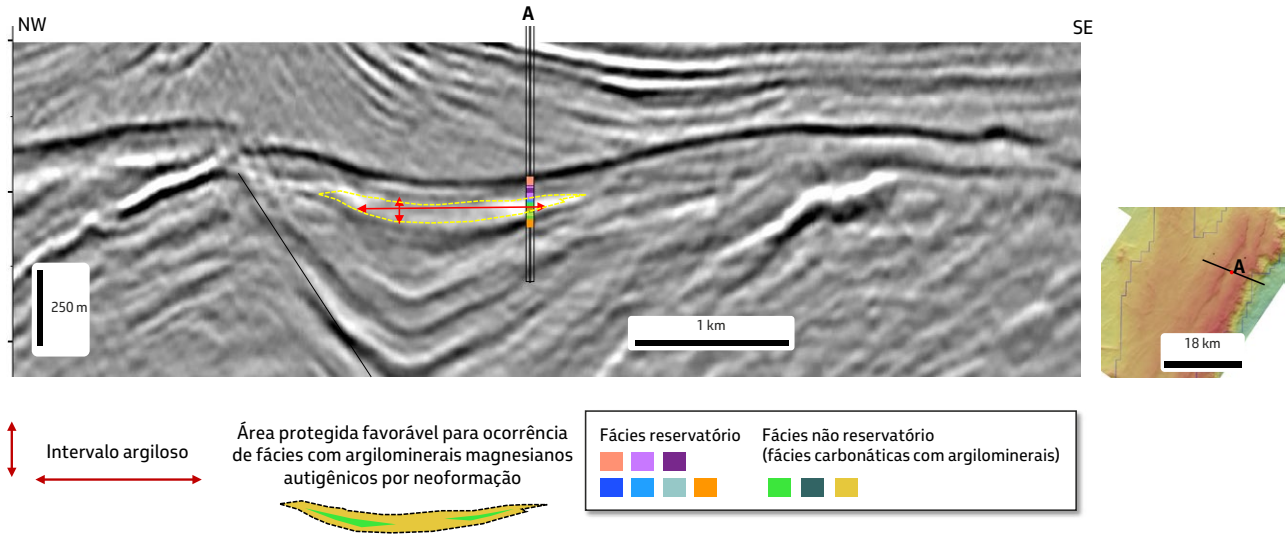


Figura 8.2 A) seção sísmica W-E mostrando uma região paleomorfológica protegida, com ocorrência de fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos predominantemente autigênicos por neoformação. Fonte: Modificado de Madrucci *et al.* (2019a).

E. Rampa íngreme - porção intermediária a distal

Em baixos estruturais relativos, onde prevalecem processos de retrabalhamento e decantação. Há o predomínio de depósitos clásticos com carbonatos transportados e intraclastos de argilominerais magnesianos associados com depósitos carbonáticos de baixa energia, com argilominerais magnesianos autigênicos por transformação, em que predominam processos de decantação. Em menores proporções, há ocorrência de argilomineral magnesiano autigênico neoformado. Há também maior continuidade lateral e vertical das fácies com argilominerais para a porção mais distal da rampa, a não ser que ocorra algum alto relativo, mudando a morfologia do substrato, aumentando a circulação e variação de energia, favorecendo a ocorrência de carbonatos de mais alta energia, sem argilominerais (Figura 8.3).

F. Rampa suave - porção intermediária a distal

Há o predomínio de fácies carbonáticas de baixa energia associadas com argilominerais magnesianos autigênicos neoformados sin-deposicionais aos carbonatos. Também nas rampas distais, observa-se maior continuidade lateral e vertical das fácies com argilominerais para a porção mais distal da rampa, a não ser que ocorra algum alto relativo, mudando a morfologia do substrato, aumentando a circulação e variação de energia, favorecendo a ocorrência de carbonatos de mais alta energia, sem argilominerais (Figura. 8.4).

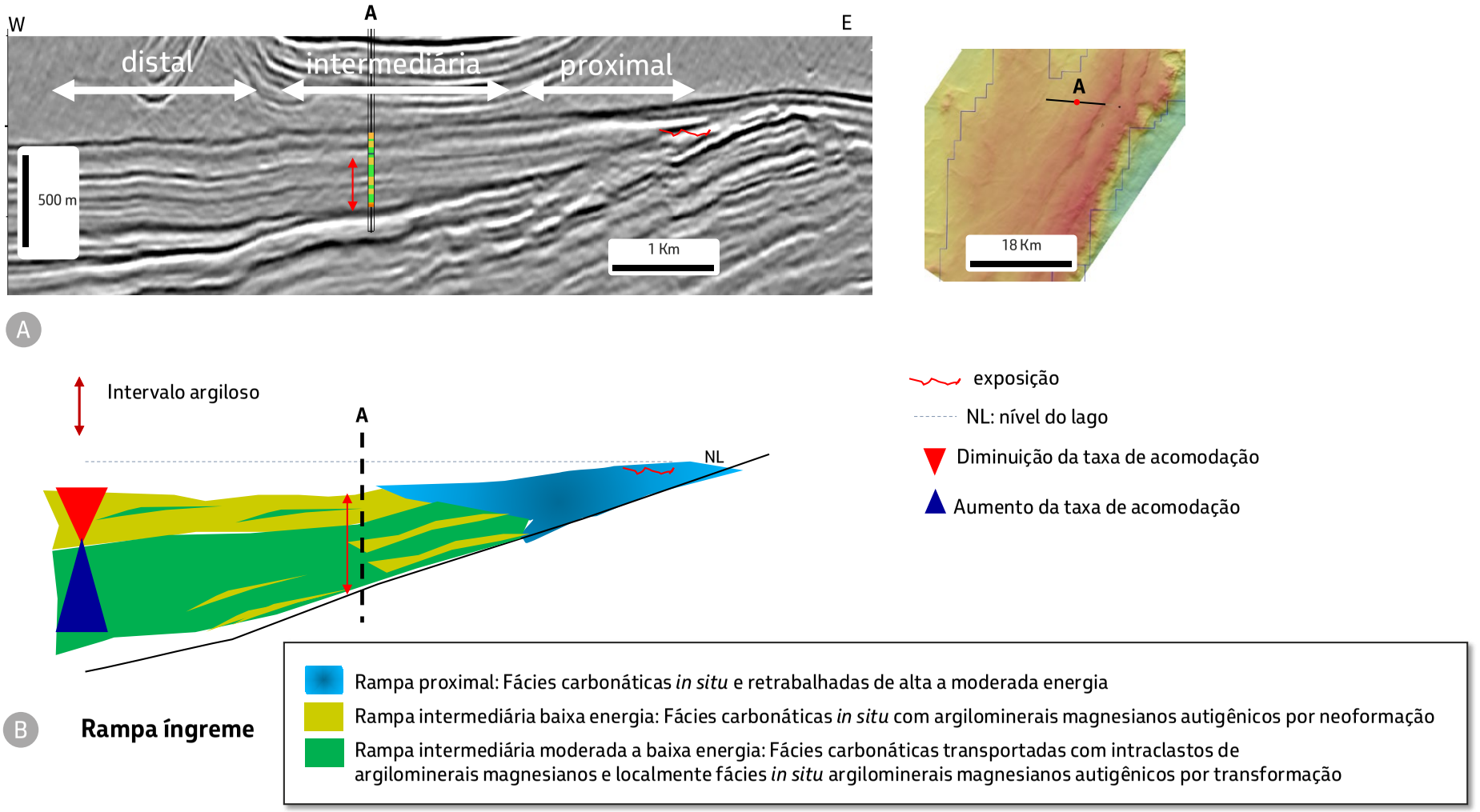


Figura 8.3 A) Seção sísmica de direção W-E, mostrando a morfologia da plataforma carbonática em rampa e a ocorrência de fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos; B) Seção esquemática com a interpretação dos elementos da rampa íngreme e associações de fácies relacionadas e os ciclos deposicionais da escala de centenas de metros. Fonte: Modificado de Madrucci *et al.* (2019a).

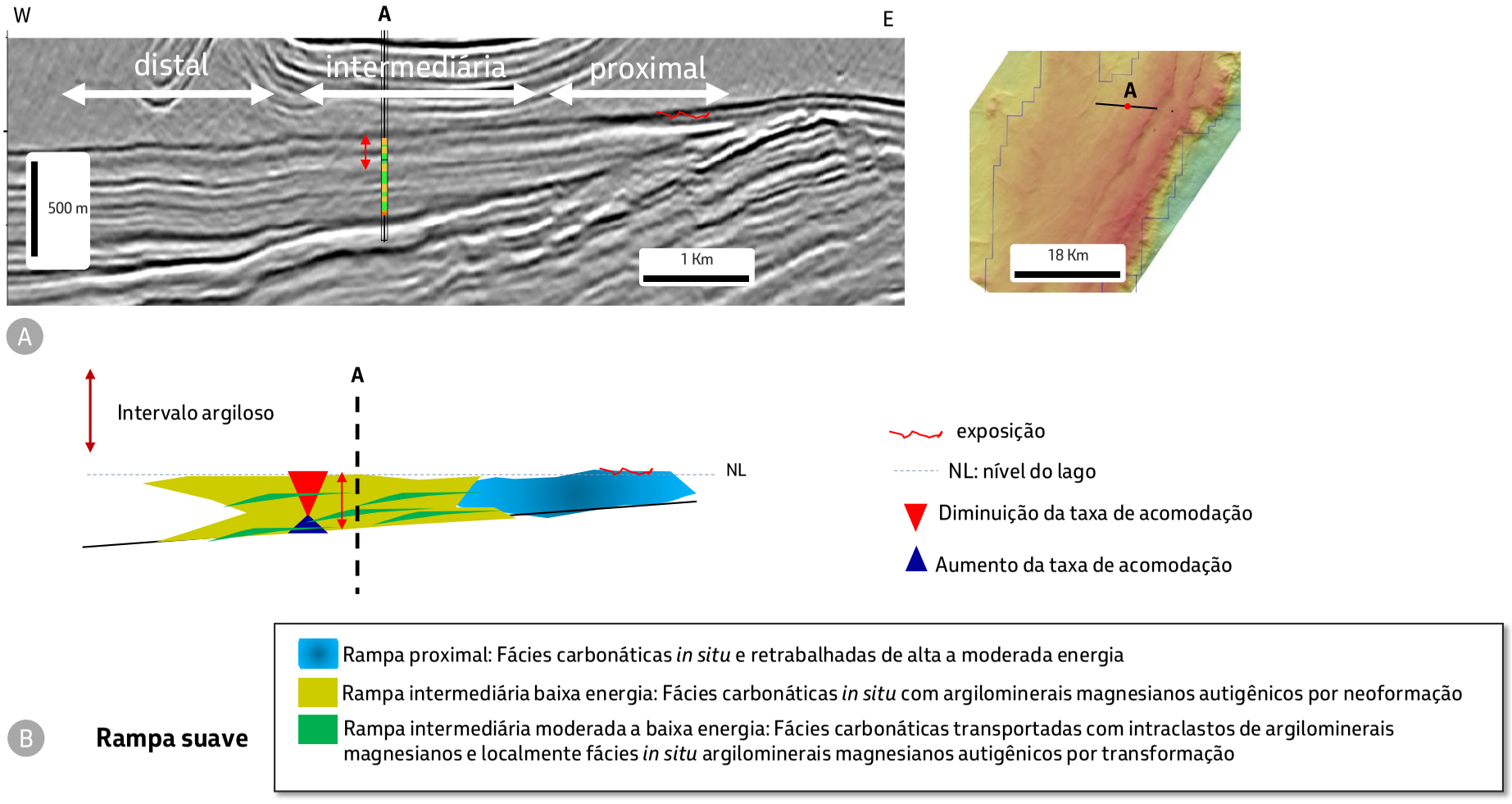


Figura 8.4 A) seção sísmica de direção W-E, mostrando a morfologia da plataforma carbonática em rampa e a ocorrência de fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos; B. seção esquemática com a interpretação dos elementos da rampa suave (de baixo ângulo) e associações de fácies relacionadas e os ciclos deposicionais da escala de centenas de metros. Fonte: Modificado de Madrucci *et al.* (2019a).

Conforme pode ser observado nas Figuras 8.1, 8.2, 8.3 e 8.4, a análise integrada das geometrias sísmicas com o modelo sedimentológico-estratigráfico dos argilominerais auxilia a mitigação da ambiguidade do sinal sísmico onde, por exemplo, amplitudes negativas poderiam significar presença de argilominerais ou fácies reservatório. A partir das geometrias observadas na sísmica, interpretam-se as regiões mais protegidas da plataforma carbonática, caracterizadas como interior de plataforma, sendo estas facilmente identificadas como favoráveis à presença dos argilominerais. Plataformas carbonáticas com morfologia de rampa, em regiões intermediárias a distais e com diferentes inclinações, também são claramente reconhecidas, podendo estar relacionadas com a ocorrência de argilominerais.

A interpretação paleomorfológica/deposicional para a ocorrência dos argilominerais magnesianos também é embasada em dados da literatura sobre as condições para a precipitação destes argilominerais. A seguir, no item Discussão, são apresentados os principais condicionantes de acordo com a literatura, seguida de uma breve comparação com o que é interpretado no Pré-sal.

9. DISCUSSÃO

De acordo com evidências texturais e mineralógicas, a gênese dos argilominerais presentes no Pré-sal é interpretada como relacionada a dois processos: precipitação química e origem detrítica. A precipitação química está relacionada a autigênese por neoformação (precipitação a partir soluções iônicas ou coloidais) e autigênese por transformação (precipitação a partir de minerais precursores, durante a eodiagênese) cujos critérios texturais estão definidos em Galán e Pozo, 2011 e Pozo e Calvo, 2018), com deposição singenética aos carbonatos. A origem detrítica está relacionada a processos de transporte e decantação, os quais são definidos em Millot 1964; Chamley, 1989; Merriman 2005. No Pré-sal, destaca-se a ocorrência de processos de transporte de intraclastos de argilominerais magnesianos na fração areia, orginalmente autigênicos por neoformação (associado com fácies *in situ*) e também processos de suspensão e decantação de argilominerais na fração argila. Tosca e Wright (2015) interpretam que os argilominerais magnesianos do Pré-sal se formaram a partir de um gel rico em silício e magnésio, sendo a assembléia mineral formada por estevensita e interestratificado kerolita-estevensita. Silva *et al.* (2020) também interpretam que os argilominerais magnesianos reconhecidos no Pré-Sal tem sua origem associada a autigênese por neoformação, transformação e detrítica. Assim como apresentado neste trabalho, Netto *et al.* (2022) também interpretam, em amostras da Fm Barra Velha, que a kerolita e a estevensita tem sua origem pela autigênese por neoformação e a saponita pela autigênese por transformação, a partir de minerais precursores ricos em alumínio, mas não descartam a possibilidade de ocorrência da saponita detrítica ou de alteração.

9.1. Estudos experimentais e estudos de depósitos do Quaternário e Neógeno (Plioceno)

Os estudos experimentais, bem como os estudos em depósitos recentes, auxiliam no entendimento das condições físico-químicas para a precipitação das espécies dos argilominerais magnesianos. Os dados experimentais de precipitação de argilominerais magnesianos (Tosca e Masterson, 2014; Jones e Galán, 1988) e os estudos em ambientes recentes com precipitação desses argilominerais (Stoessel e Hay, 1978, Badaut e Risacher, 1983 e Furquim, 2007) indicam que o pH necessário para a precipitação das espécies magnesianas está entre 8,5 a 10,5, mas pode ser um pouco mais baixo, com pH 7, caso haja influência orgânica (Bontognali *et al.* 2014). Como esses minerais tornam-se instáveis em condições de pH inferior ~8,5, é muito provável que as rochas do Pré-sal com espécies de argilominerais magnesianos também estivessem dentro desse range de pH durante a sedimentação. Carvalho e Fernandes (2021) apresentam que, no Pré-sal da Bacia de Santos, estevensitas preciptaram em condições de pH 8 a 9 e talco hidratado (kerolita) em pH entre 9 e 10.

Os trabalhos experimentais também mostram que os argilominerais magnesianos podem se formar com ou sem a presença de agentes biológicos, e que a formação de argilominerais magnesianos e minerais carbonáticos pode ser concomitante em condições favoráveis do meio (Carvalho, 2016; Tutolo e Tosca, 2018). As espécies de argilominerais precipitadas variam de acordo com mudanças no pH, salinidade, razão Si/Mg, pCO_2 e presença de álcalis. Quanto às formas esféricas associadas, estas podem ser calcíticas ou aragoníticas, dependendo da razão Mg/Ca, em que o aumento de Mg favorece a precipitação da aragonita.

Nos lagos salinos do Altiplano Boliviano (Plioceno), Badaut e Risacher (1983) estudaram a formação de estevensita em frústulas de diatomáceas e concluíram que o principal fator que controla a formação da estevensita nesses lagos é o pH (8,5 e 9,18), uma vez que as concentrações de Si e Mg não seriam fatores excludentes.

No Quênia, o lago Amboseli é alimentado por águas subterrâneas, que são agentes de alteração de olivina-basaltos alcalinos, posicionados nas bordas do lago. Segundo Stoessel e Hay (1978), os minerais desses basaltos dissolvem facilmente produzindo altas concentrações de Mg e Si nas águas subterrâneas que abastecem o lago, tornando-o saturado em sepiolita e kerolita. A sepiolita e a kerolita precipitaram em sedimentos pleistocênicos.

No Pantanal (Nhecolândia/MS), Furquim (2007) estudou a formação de saponita e estevensita em solos sódicos. O estudo dos sedimentos de diferentes profundidades da salina analisada (Lagoa do Meio) mostrou que a saponita e a estevensita formaram-se apenas em um horizonte superficial de poucos centímetros, com altas taxas de evaporação, e, segundo a autora, essas esmectitas magnesianas formaram-se por precipitação química diretamente da coluna d'água da salina.

Os estudos nos depósitos recentes indicam a existência de variedade de espécies de

argilominerais, dependendo da posição do depósito no lago e das variações nas condições físico-químicas.

9.2. Depósitos do Neógeno – Bacia de Madri

Nas seções do Neógeno da Bacia de Madri, na região de Esquivias, os depósitos carbonáticos/argilosos apresentam semelhanças mineralógicas e texturais com os depósitos carbonáticos/argilosos do Pré-sal. As principais espécies de argilominerais identificadas tanto na Bacia de Madri quanto no Pré-sal são a kerolita, a sepiolita, a saponita, a estevensita e o interestratificado kerolita-esmectita. O estudo mineraloquímico e textural de 400 amostras, realizado por Martín de Vidales *et al.* (1991) e Pozo e Casas (1999), indicou que a kerolita predomina em ambiente palustre, enquanto a saponita é característica de *mudflats*. Em ambiente palustre, os argilominerais magnesianos formam-se principalmente a partir de géis de Si-Mg, enquanto nos *mudflats* a presença de argilominerais detríticos,

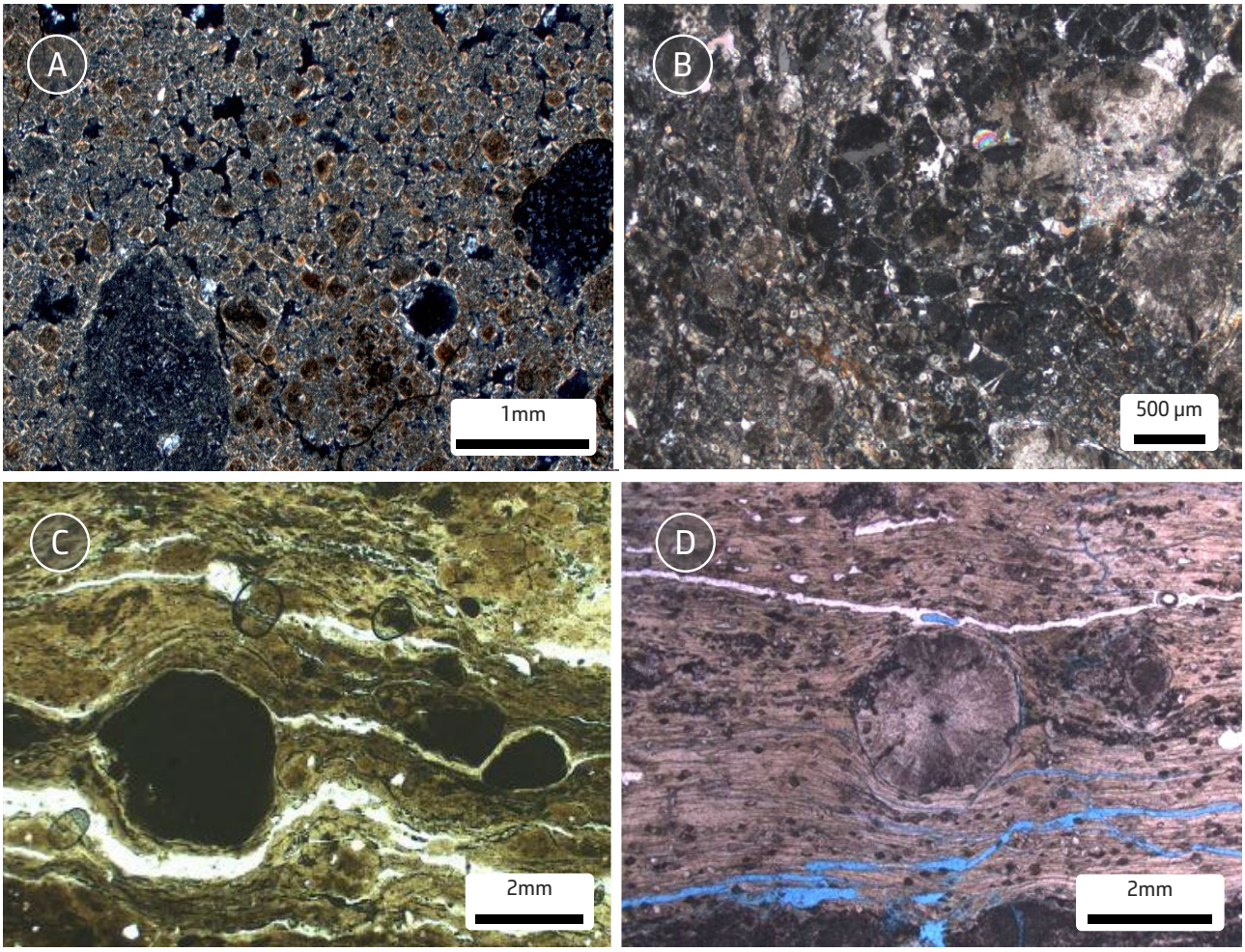


Figura 9.2.1 – Comparação entre as texturas petrográficas, em lâminas delgadas, de argilominerais magnesianos autigênicos por neoformação em amostras da Bacia de Madri e em amostras do Pré-sal. Textura limpa e granular (luz polarizada cruzada - LPX): A) kerolita-estevensita (Depósito Esquivias), bacia de Madri (lâmina delgada cedida por Dr. Manuel Pozo) e B) kerolita e kerolita-esmectita estevensítica, Bacia de Santos. Textura limpa e laminada (luz polarizada paralela - LPP): C) esmectita magnesiana (Depósito Magán), Bacia de Madri (lâmina delgada cedida por Dr. Manuel Pozo) e D) kerolita, Bacia de Santos.

como a beideleita (Al-esmectita), são condicionantes para a formação da saponita. A alternância entre o ambiente palustre kerolítico e o *mudflat* saponítico reflete os ciclos de expansão e contração da linha de costa do lago, segundo os autores. Comparativamente, nas amostras do Pré-sal, as diferentes espécies de argilominerais magnesianos também indicam diferentes condições deposicionais.

As texturas petrográficas dos argilominerais magnesianos presentes na Bacia de Madri também são semelhantes às encontrados na Bacia de Santos (Figura 9.2.1).

Isso não significa que os depósitos carbonáticos argilosos do Pré-sal tenham um contexto deposicional idêntico ao da bacia de Madri, mesmo porque no Pré-sal a sedimentação é predominantemente carbonática. Porém, foi possível reconhecer as mesmas gêneses identificadas para os argilominerais da bacia de Madri, com base em texturas petrográficas: a autigênese por neoformação e a autigênese por transformação, que aliada com a caracterização das espécies de argilominerais, análise sedimentológica, empilhamento das fácies carbonáticas, associação de fácies e geometrias da plataforma carbonática, permitiu o entendimento do contexto deposicional em escala semi-regional. Portanto, a ocorrência de argilominerais no Pré-sal não se restringe somente às condições rasas nas porções marginais do lago, como apresentado por Calvo e Pozo (2015) para a bacia de Madri, mas sim com fortes controles da morfologia das plataformas/rampas carbonáticas lacustres.

A interpretação do contexto deposicional dos argilominerais apresentada neste trabalho é diferente do modelo proposto por Wright e Barnett (2015) e Tosca e Wright (2015). Enquanto este trabalho apresenta as evidências de forte controle deposicional e paleomorfológico, Wright e Burnett (2015) e Tosca e Wright (2015) interpretam que os argilominerais magnesianos são amplamente distribuídos nas áreas e que os processos mesodiagenéticos (alta temperatura devido ao soterramento) seriam os responsáveis pela dissolução desses argilominerais, originando porosidade secundária nas fácies carbonáticas. Evidências de dissolução de argilominerias magnesianos foram retratadas por Carramal *et al.* (2022) em poços do Campo de Tupi. Neste capítulo os autores consideram que no Pré-sal processos localizados de passagem de CO_2 podem desenvolver condições favoráveis para a dissolução de argilominerais e formação de porosidade secundária, mas esse é um processo local e restrito à zona de ação do fluido rico em CO_2. Silva *et al.* (2020) interpretam um forte controle estratigráfico na deposição dos argilominerais magnesianos, enquanto este trabalho mostra que a ocorrências dos argilominerais não está restrita a um único intervalo estratigráfico e, sim, a controles paleomorfológicos distintos entre as plataformas carbonáticas.

9.3. Ambiente marinho versus lacustre

Segundo Pozo e Calvo (2018), a formação de argilominerais magnesianos está relacionada a ambientes marinhos e não marinhos, porém as condições mais favoráveis para a sua formação são encontradas dominantemente em ambientes deposicionais evaporíticos, tanto para depósitos primários quanto eodigenéticos. Segundo Jones e Galán (1988), os ambientes de formação de argilominerais magnesianos são principalmente lagos evaporíticos, salinas e ambiente palustre, e como menor relevância, o marinho. Os corpos aquosos têm em comum valores elevados de pH, acima de 8,5, e concentrações relevantes de $Si(OH)_4$ e Mg^{2+}. É comum a precipitação de fases carbonáticas, sulfatos e quartzo (sílica) no mesmo ambiente de formação dos argilominerais magnesianos. Com a diminuição da lâmina d'água, que modifica os parâmetros ambientais, há a dissolução e/ou precipitação de espécies de argilominerais.

Jones e Galán (1988) compilaram, a partir de dados da literatura, as condições químicas e ambientais necessárias para a formação dos argilominerais magnesianos: sepiolita, paligorsquita e esmectita magnesiana. O aumento de pH favorece a precipitação da esmectita magnesiana (pH>9,5), enquanto em valores próximos a 8, a precipitação de sepiolita é beneficiada. O aumento da concentração de Si em relação ao Mg favorece a precipitação de sepiolita, e, em contrapartida, o aumento de Mg favorece a formação de esmectita magnesiana. A paligorsquita ocorre quando há uma atividade mínima necessária de Al. Quanto ao ambiente deposicional, condições marinhas são mais favoráveis para a formação de paligorsquita e condições lacustres para a precipitação de esmectita magnesiana. Ambientes pedogenéticos silicáticos são propícios para a formação de paligorsquita, enquanto ambientes pedogenéticos carbonáticos favorecem a sepiolita. Além de ambientes lacustres, os argilominerais magnesianos também são formados em sequências carbonáticas marinhas, como estudado por Yalçin e Bozkaya (1995). Os depósitos carbonáticos marinhos do Cretáceo Superior/Terciário da Bacia de Hekimhan (Turquia) contêm quantidades significativas de sepiolita e paligorsquita, além de calcita, dolomita, esmectita e quartzo, entre outros minerais. Os autores interpretam que a fonte dos elementos formadores dos argilominerais magnesianos (Si, Mg, Al e Fe) é provavelmente a suíte ofiolítica localizada na área fonte. Esses elementos seriam disponibilizados para o meio aquoso a partir de processos de hidrólise dos minerais máficos.

Como o Andar Alagoas é entendido como sistema deposicional lacustre, esta poderia ser uma explicação para que não tenham sido encontrado evidências de paligorsquita nas amostras do Pré-sal, já que a precipitação desse argilomineral é favorecida em ambientes marinhos, ou ainda em ambiente lacustre

com disponibilização de Al, ou seja, com atuação expressiva de área fonte siálica.

9.4. Fontes de silício (Si) e magnésio (Mg)

Como descrito no item 9.1 desse capítulo, a formação de argilominerais magnesianos autigênicos neoformados pode ocorrer numa ampla variedade de salinidade, controlada pela concentração de Si e Mg e pelo pH.

No Pré-sal, tanto as rochas do embasamento quanto os derrames basálticos (Eventos Tupi e Parati) são potenciais fornecedores de silício e magnésio para o lago. Uma fonte não excluiu a outra e, considerando a dimensão da bacia de Santos, é possível que tenha havido contribuição de ambas as fontes durante a sedimentação do lago. Araujo *et al.* (2011) e Silva *et al.* (2020) interpretam a influência do vulcanismo Parati na gênese dos argilominerais magnesianos do Pré-Sal.

Em relação às fontes de silício e magnésio, necessárias para a formação dos argilominerais magnesianos, os trabalhos da literatura indicam várias possibilidades, a depender da área fonte próxima aos depósitos de argilominerais magnesianos. Rochas do embasamento (metassedimentares ou ígneas), ou ainda sequências vulcânicas de bacias vulcano-sedimentares, configuram a hipótese de fontes desses elementos, que são transportados para o lago a partir de fluidos subterrâneos ou meteóricos. Um possível condutor do silício do embasamento para o paleolago são as falhas profundas do Pré-sal, como proposto por Pelosi *et al.* (2013). Quanto aos derrames básicos, uma fonte direta de sílica amorfa para o lago desenvolve-se a partir da alteração do vidro basáltico. A cloritização do basalto também pode ser responsável pela disponibilização de sílica para o lago. Esse processo libera $3H_4SiO_4$ para o fluido (Gifkins *et al.* 2005), além de aprisionar Fe e Al na estrutura da clorita. Esses dois elementos têm ocorrência restrita nas rochas carbonáticas do Pré-sal, então a permanência deles na rocha-fonte é mais um fator favorável a esse modelo de transferência iônica segundo a interação rocha-fluído.

9.5. Fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos

Na Bacia de Santos, verifica-se a presença de argilominerais associados às diversas fácies carbonáticas, sejam autóctones como estromatolitos, laminitos e esferulititos, sejam alóctones como lamitos, *packstones* e *grainstones*. A variação das espécies de argilominerais segundo os ciclos deposicionais é expressa na forma de níveis com maior espaço de acomodação com espécies esmectíticas, do tipo saponita, enquanto as fases kerolíticas predominam no menor espaço de acomodação e, em condições de maior aridez, a sepiolita está presente. No Pré-sal, as evidências de processos pedogenéticos em níveis argilosos não são tão claras, embora sejam reconhecidas feições de micritização, brechas sedimentares e calcretes. A presença de argilomineral com textura limpa e granular

(kerolita e interestratificado kerolita-esmectita estevensítico) e *coating* de sepiolita sugere um período de exposição, que eventualmente poderia ter culminado com a formação de perfil de solo. Há evidências de kerolita e sepiolita em estromatolitos em topo de ciclo de rasamento, com feição granular, típica de exposição subaérea (Figuras 5.1.1 C, 5.1.1 D e 5.2.2).

Fácies de estromatolitos com argilominerais magnesianos são relatadas em lagos recentes da Austrália (Guerreiro, no prelo) e em sequências do Neógeno da bacia de Madrid (Calvo *et al.*, 1999), do Paleoceno da bacia de Salta (Bunevich *et al.*, 2017) e do Eoceno, da Formação Green River (Cupertino *et al.*, 2018). O lago recente da Austrália (Lake Richmond) apresenta salinidade baixa e as análises mostram que o microambiente formado pelas bactérias tem a capacidade de fornecer as condições necessárias para a precipitação de argilominerais magnesianos no EPS (Guerreiro, no prelo). Na Formação Green River, Cupertino *et al.* (2018) interpretam que os argilominerais magnesianos autigênicos formaram-se por precipitação direta, a partir de soluções iônicas ou coloidais, em condições evaporativas, com pH>9 e baixa razão Si/Mg. A alternância de camadas com estevensita e interestratificado kerolita-estevensita está relacionada com as oscilações hidroquímicas do lago. O estudo estratigráfico realizado por Gomes *et al.* (2018) na Bacia de Salta mostrou que os microbiolitos com argilominerais magnesianos são encontrados em hemiciclos regressivos de baixa frequência (3ª ordem).

O estudo desenvolvido nessas três áreas levanta fatores importantes para a formação dos argilominerais magnesianos em fácies carbonáticas *in situ*: i) precipitação direta em lago com condições adequadas de salinidade, pH e razão Si/Mg, ou o desenvolvimento de um microambiente favorável dentro dos estromatolitos a partir da interferência biótica; ii) alternância das espécies de argilominerais magnesianos precipitadas segundo os ciclos deposicionais.

A alternância de espécies de argilominerais é bem reconhecida no Pré-sal e também é relacionada com ciclos deposicionais (Figura 7.4). Fácies com argilominerais magnesianos e ação de pedogênese são relatadas nas bacias de Madrid (Espanha) e Amboseli (Quênia). Nessas fácies, o argilomineral predominante é a sepiolita. Gretas de contração, perfis de solo, marcas de raiz e outros icnofósseis são comuns nessas fácies. No Pré-Sal a sepiolita também ocorre, na forma de *coating*, associada aos carbonatos topo dos hemiciclos regressivos, interpretadas como depositados em contexto raso, de baixa energia.

9.6. A hipótese microbial e os argilominerais magnesianos

Madrucci e Zambonato (2013), Madrucci *et al.* (2019a) e Madrucci *et al.* (2019b) estudaram 16 amostras de carbonatos com argilominerais magnesianos do Pré-sal, Bacia de Santos, porém em apenas uma foram encontrados diminutos moldes de filamentos e estruturas esféricas (menos que 5 microns)

impressas nos argilominerais. Os autores explicam que tais feições podem ser indicativas de atividade de organismos microbiais, embora não possa ser usada como critério isolado no entendimento da autigênese dos argilominerais do Pré-sal (Figura 9.6). Portanto, a influência da atividade microbial e a presença de EPS na precipitação dos argilominerais magnesianos ainda permanece como hipótese de trabalho. Neste sentido, diversos estudos, por meio de experimentos de laboratório, têm comprovado a influência microbial na precipitação de argilominerais magnesianos. Os resultados sugerem que a atividade microbial, através da produção de ácidos orgânicos, poderia desempenhar um importante papel, ainda subestimado, na formação de argilominerais autigênicos a baixas temperaturas e sob condições de pH neutro (Konhauser e Urrutia, 1999; Urrutia e Beveridge, 1994; Urrutia e Beveridge, 1995; Beveridge e Fyfe, 1985; Mullen *et al.*, 1989; Fiore *et al.*, 2011; Pacton *et al.*, 2010 e Bontognali e Vasconcelos, 2011 e Bontognali *et al.* 2014). Os biofilmes produzidos por bactérias são capazes de concentrar Si e Mg, promovendo a formação de fases minerais, prováveis precursoras de argilominerais. Já nos experimentos estéreis, isto é, sem bactérias, nas mesmas condições do experimento anterior, não foram formadas as fases minerais ricas em Si e Mg.

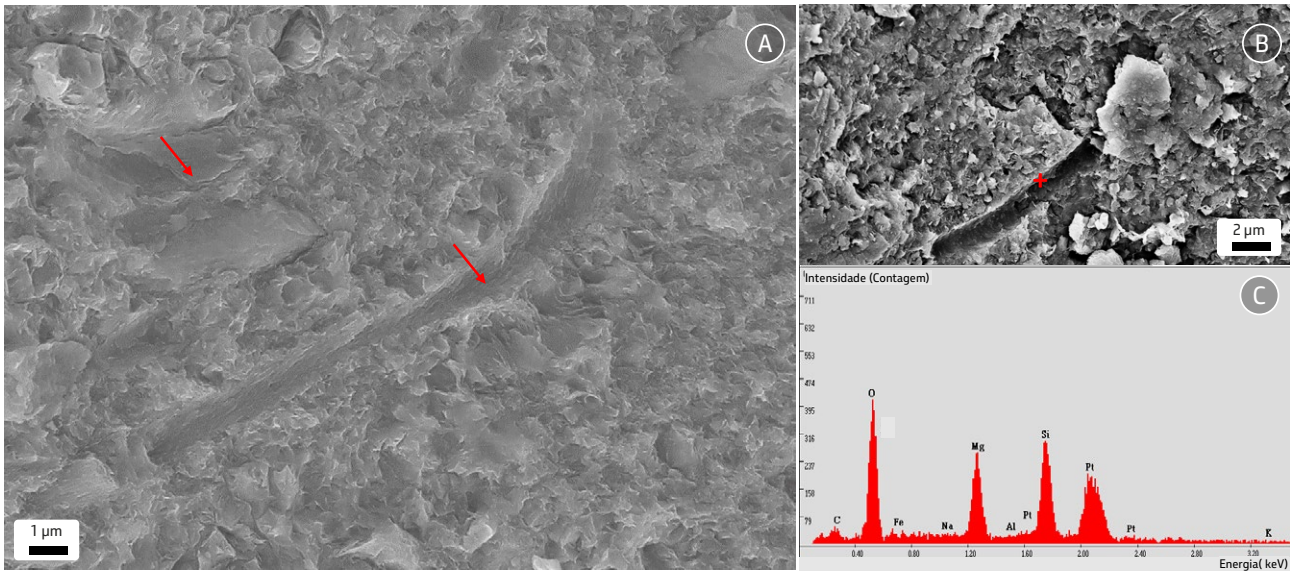


Figura 9.6 – Imagens em MEV em argilomineral magnesiano autigênico por neorformação em amostra do Pré-sal: A) possíveis moldes de filamentos microbiais (setas vermelhas). B) Detalhe do ponto onde foi realizado a amostragem de EDS e C) os elementos identificados: Mg, Si e O. O alto conteúdo de Pt (platina) é devido a cobertura da amostra para a análise de MEV. Fonte: Madrucci e Zambonato (2013) e Madrucci *et al.* (2019a).

10. CONCLUSÕES

Os níveis argilosos associados aos depósitos carbonáticos do Andar Alagoas da Bacia de Santos são constituídos por argilominerais magnesianos autigênicos por neoformação, por transformação e detríticos (processos de retrabalhamento e decantação). Esses intervalos argilosos ocorrem em várias áreas e sua distribuição está relacionada às condições físico-químicas do meio, determinada pela paleomorfologia deposicional das plataformas carbonáticas. Este trabalho mostrou que não há um intervalo estratigráfico específico de ocorrência. Os principais argilominerais magnesianos autigênicos são: kerolita, estevensita, saponita, sepiolita e interestratificado kerolita-esmectita. A saponita e o interestratificado kerolita-esmectita saponítico, com textura suja, do tipo maciça ou finamente laminada, associados com minerais detríticos fração silte, são autigênicos por transformação. A kerolita, a estevensita (laminada e/ou granular), a sepiolita (*coating*) e o interestratificado kerolita-esmectita estevensítico (laminada e/ou granular), todos com textura limpa, são autigênicos por neoformação. Os argilominerais detríticos ocorrem na forma de intraclastos na fração silte/areia (kerolita e kerolita-esmectita, de texturas limpas), associados a processos de retrabalhamento, e na fração argila (saponita, interestratificado kerolita-esmectita saponítico, ilita-esmectita, todos com textura suja) como minerais detríticos na fração silte, associados a processos de suspensão e decantação.

O estudo dos padrões difratométricos da kerolita e da esmectita magnesiana de diferentes poços da Bacia de Santos mostra que esses minerais apresentam modificações no ordenamento (cristalinidade) devido à ação da diagênese. As análises químicas pontuais mostraram que os argilominerais neoformados por vezes apresentam pequenas quantidades de Fe e Al na estrutura, enquanto os argilominerais autigênicos por transformação apresentam quantidades expressivas de Fe, Al, Ti, Mn, Cr e Ni, devido principalmente à alteração de minerais detríticos como micas e feldspato potássico.

O ambiente continental lacustre do Pré-sal apresenta dimensões de centenas de quilômetros, associados a abertura do Atlântico, com morfologias deposicionais de plataformas carbonáticas. Neste sentido, análises sedimentológicas em testemunhos e amostras laterais permitiram o reconhecimento das possíveis condições de taxa de acomodação para a ocorrência das diferentes espécies de argilominerais magnesianos. Na base dos hemiciclos transgressivos, há fácies retrabalhadas (*packstones*) com intraclastos de argilominerais magnesianos, na fração areia. Já na máxima inflexão dos hemiciclos transgressivos, há a ocorrência de esferulititos, laminitos e lamitos com argilominerais magnesianos com textura suja do tipo autigênico por transformação (saponíticos), associados com minerais detríticos, decantados na fração silte e com maior conteúdo orgânico, indicando maior umidade, maior nível do lago (expansão do lago e ou porções relativamente

mais fundas). No topo dos hemiciclos regressivos (sequências de rasamento para o topo), há o predomínio de fácies carbonáticas *in situ* com argilominerais autigênicos neoformados (kerolíticos e estevensiticos).

Foram identificados três importantes controles paleomorfológicos para a deposição de fácies carbonáticas com argilominerais magnesianos, além da hidroquímica do lago (alcalina e rica em Magnésio):

1. Áreas protegidas no interior de plataforma carbonática – neste contexto, depósitos de alta energia da margem da plataforma formam barreiras e, consequentemente, diminuem a energia de circulação de água para o interior da plataforma, o que propicia a baixa energia deposicional e o aumento da taxa de alcalinidade/evaporação. Depositam-se esferulititos, estromatolitos arbustiformes e laminitos, com argilominerais magnesianos autigênicos neoformados, como kerolita, estevensita, kerolita-esmectita estevensítica e sepiolita, em sequências de rasamento para o topo (contexto raso e de baixa energia). Em períodos de maior umidade, carbonatos transportados com intraclastos de argilominerais magnesianos são depositados em contexto de moderada energia. Depósitos de esferulititos com matriz de lamito e laminitos com minerais detríticos fração silte com argilominerais autigênicos por transformação, como sepiolita e interestratificado kerolita-emectita saponítico são depositados no máximo de umidade/espaço de acomodação e/ou em regiões relativamente mais fundas;

2. Rampa íngreme/talude, em porção intermediária a distal - em baixos estruturais relativos onde ocorre predomínio de processos de decantação e retrabalhamento.

Em momento de maior umidade, predominam depósitos carbonáticos híbridos, de baixa energia e subaquosos, como esferulititos com matriz de lamito, laminito e marga, por vezes com maior conteúdo orgânico (COT) e argilominerais detríticos e autigênicos por transformação, como saponita, ilita, interestratificado ilita-esmectita e kerolita- esmectita saponítica (de textura suja). Já os *packstones* com intraclastos de kerolita-esmectita e esmectita são interpretados como depositados em contexto de moderada energia. Em menores proporções, há ocorrência de fácies carbonáticas in situ e com argilomineral magnesiano autigênico neoformado, representando os topos dos hemiciclos regressivos, períodos mais secos e relativamente mais rasos;

3. Rampa suave/talude suave (inclinação menor do que 2 graus) porção intermediária a distal - predomínio de esferulititos, estromatolitos arbustiformes e laminitos, com argilominerais magnesianos neoformados, do tipo kerolita, interestratificado kerolita-esmectita estevensítico e estevensita, interpretados como depositados em águas calmas, em sequências de rasamento para o topo. Localmente ocorrem *packstones* com intraclastos de argilomineral magnesiano, depositados em contexto de moderada energia, no início dos hemiciclos transgressivos, relacionados a maior umidade. A variação vertical e

lateral das fácies com argilominerais magnesianos é controlada pela evolução da morfologia de cada plataforma carbonática.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à gerência executiva de Exploração da Petrobras, na pessoa do gerente executivo Mario Carminatti, e ao Centro de Pesquisas (CENPES) pela oportunidade de apresentar o conhecimento acerca dos argilominerais do Pré-sal neste Livro. Aos gerentes gerais Rogério Cunha, Jonilton Pessoa e Vinicius de França Machado e aos Editores deste livro pela oportunidade e confiança. Um agradecimento especial aos professores: Dr. Crisógono Vasconcelos (ETH-Zurique) e sua equipe pelas discussões técnicas. Ao Dr. Manuel Pozo (Universidad Autónoma de Madrid), Dra. Edi Mendes Guimarães (Universidade de Brasília) e Dra. Daisy Barbosa Alves (Consultora Petrobras) pelos ensinamentos e discussões sobre os argilominerais magnesianos da Bacia de Madrid e do Pré-sal, além da criteriosa revisão deste texto. Aos professores Dr. Alain Meunier (Université de Poitiers) e Dr. André Mexias (Universidade Federal do Rio Grande do Sul) pelas discussões sobre gênese dos argilominerais e alteração de basaltos.

REFERÊNCIAS

ABRAHÃO, D.; WARME, J. E. Lacustrine and Associated Deposits in a Rifted Continental Margin – Lower Cretaceous Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Offshore, Brasil. *In*: Katz, B. J. (ed.). **Lacustrine basin exploration, case studies and modern analogs.** Tulsa: AAPG, 1990. p. 287-305. (AAPG Memoir, v. 50).

ALVES, D. B. **Argilominerais da Seção Pré-sal da Bacia de Santos.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDGEO. IRPS, 2013. 770 p. Relatório Interno. RT IRPS 006/13.

ALVES, D. B. **Argilominerais da Sequência Talco-Estevensita da Bacia de Santos.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDGEO. IRPS, 2014. 58 p. Relatório Interno. CT IRPS 143/14.

ALVES, D. B.; ANJOS, S. M. C.; HOWER, J. Argilominerais do Membro Calumbi, Bacia de Sergipe-Alagoas. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais** [...]. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982. v. 5, p. 2314-2327.

ANJOS, C. W. D. **Petrografia de amostras selecionadas para estudo de argilominerais do Pré-sal da Bacia de Santos.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. GSEP, 2010. 153 p. Relatório Interno. RT GSEP 007/10.

ANJOS, C. W. D. **Composição Química de argilominerais do Pré-Sal obtida com análises por microssonda eletrônica.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDED. IRPS, 2016. 42 p. Relatório Interno. RT IRPS 509/2016.

ANJOS, C. W. D.; SANTOS J. F.; SILVA Y. M. P.; VASQUEZ G. F.; MOERSCBACHER M. J.; MADRUCCI V. **Argilominerais magnesianos da formação Barra Velha, Pré-sal da bacia de Santos.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES.

PDEP. IRPS, 2018. 228 p. Relatório Interno. RT IRPS 27/2018.

ANJOS, C. W. D.; MADRUCCI, V.; SANTOS, J. F. S.; PARIZEK-SILVA, Y. M.; VASQUEZ, G. F.; MORSCHBACHER, M. J. Argilominerais: Considerações Genéticas, Deposicionais, Estratigráficas e Petroacústicas. *In*: MADRUCCI, V. (coord.). **Tectonossedimentação e Mapeamento Regional Integrado e controles na distribuição e qualidade dos reservatórios dos Andares Jiquiá e Alagoas – Bacia de Santo. Áreas**: Tupi (Lula) – Iracema (Cernambi) – Tupi NE (Sépia) – Iara (Sururu, Berbigão, Atapu) – Florim (Itapu) – Franco (Búzios) – Libra. Rio de Janeiro: PETROBRAS. EXP. GEOP. AES, 2017. 29 p. Relatório Interno.

ANJOS, C. W. D.; FREITAS, G. N.; VASQUEZ, G. F.; SANTOS, J. F.; BONZANINI; L. A. F.; SILVA, Y. P**. Alterações e Interações no Contato de Rochas Vulcânicas e Carbonáticas.** Petrobras, Programa Tecnológico de Exploração, Documento Interno. Rio de Janeiro, 2015., RT PROEXP 001/15.

ANJOS, S. M. C**. Diagenetic evolution of marine shales of the Campos Formation (Cretaceous/Tertiary), Campos Basin,** *offshore* **Rio de Janeiro, SE, Brazil.** 1984. Dissertação (Mestrado) - University of Illinois, Illinois, 1984. 76 f.

ARAUJO, A. L. N. A.; ERTHAL, M. M.; SANTOS, J.F.; REZENDE, M.F., JUSCHAKS, L.C.S., MOURA, G.M. Caracterização da influência do magmatismo/ hidrotermalismo na diagênese dos carbonatos de Pré-sal: Importância do vulcanismo Cretácico na precipitração de sílica e de outros minerais autigêncos. PETROBRAS. CENPES. PDGEO. GCAR, 2011. 15 p. Relatório Interno. RT GCAR 001/2011.

ARAÚJO, C. C.; MADRUCCI, V. M.; HOMEWOOD, P.; METTRAUX; RAMNANI, C. W.; SPADINI, A. R. Stratigraphic and sedimentary constraints on Pre-salt carbonate reservoirs of the South Atlantic Margin, Santos Basin, Offshore Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 106 (12). p. 2531-2546, 2022.

ARAÚJO, C. C.; GUERRA, M. M.; METTRAUX, M; PAULO, O. B; HOMEWOOD, P.W.; MADRUCCI, V. **Arcabouço estratigráfico da seção Alagoas no campo de Lula – área Tupi.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO, 2013. 165 p. Relatório Interno.

AVSETH, P.; MUKERJI, T.; MAVKO, G. **Quantitative Seismic Interpretation: Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk.** Cambridge: Cambridge University Press, 2010. 682p.

BADAUT, D.; RISACHER, F. Authigenic smectite on diatom frustules in Bolivian saline lakes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, New York, v. 47, p. 363-375, 1983.

BAILEY, S. W. Nomeclature for regular interstratifications. **American Mineralogist**, Washington, v. 6, p. 394-398, 1982.

BERRYMANN, J. G. Mixture Theories for Rock Properties. *In*: AHRENS, T. J**. Rock Physics and Phase Relations**, A Handbook of Physical Constants. (AGU Reference shelf, v. 3). Washington: AGU, 1995. p. 205-228.

BERTANI, R.T.; CAROZZI, A.V. Lagoa Feia formation (lower cretaceous), Campos basin, offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs — I. **Journal of Petroleum Geology.** v.8, n.1, p. 37–58, 1985.

BEVERIDGE, T. J.; FYFE, W. S. Metal fixation by bacterial cell walls. **Canadian Journal of Earth Science**, Ottawa, v. 22, p. 1893–1898, 1985.

BONTOGNALI, T.; VASCONCELOS, C. **Microbial mediation of clay minerals simulated in laboratory experiments.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO, 2011. 61 p. Projeto PETHROS, ETH-Zurich, Dezembro.

BONTOGNALI, T. R. R.; MARTINEZ-RUIZ, F.; MCKENZIE, J.; BAHNIUK, A.; ANJOS, S.M.; VASCONCELOS, C. Smectite synthesis at low temperature and neutral pH in the presence of succinic acid. **Applied Clay Science**, Amsterdam, v. 101, p. 553-557, 2014.

BRINDLEY, G. W.; BISH, D. L.; WAN, H-M. The nature of kerolita, its relation to talc and stevensite. **Mineralogical Magazine**, Cambridge, v. 41, p. 443-452, 1977.

BRUKER AXS GMBH. **DIFFRAC.TOPAS**. Versão 4.2.0.2. Karlsruhe: Bruker AXS, 2011. CD-ROM.

BUNEVICH, R. B.; BORGHI, L.; GABAGLIA, G. P. R.; TERRA, G. J. S.; BENTO-FREIRE, E.; LYKAWKA, R.; FRAGOSO, D. G. C. Microbialitos da Sequência Balbuena IV (Daniano), Bacia de Salta, Argentina: caracterização de intra-bioarquiteturas e de microciclos. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 44, p. 177-202, 2017.

CALVO, J. P.; BLANC-VALLERON, M. M.; RODRÍGUEZ-ARANDA, J. P.; ROUCHY, J. M.; SANZ, M. E. **Authigenic clay minerals in continental evaporitic environments.** Zaragoza: International Association of Sedimentologists, 1999. p. 129-151. (International Association of Sedimentologists Special Publications, v. 27).

CALVO, J. P.; POZO, M. Geology of magnesian clays in sedimentary and non-sedimentary environments. *In*: POZO, M.; GÁLAN, E. (eds.). **Magnesian Clays**: Characterization, Origin and Applications. Saint Denis: AIPEA, 2015. p. 123-174. (AIPEA Educational Series Publication, n. 2).

CARRAMAL, N. G; OLIVEIRA, D. M; CACELA, A. S. M.; CUGLIERI, M. A. A.;ROCHA, N. P.; VIANA, S. M.; TOLEDO, S. L. V.; PEDRINHA, S. P.; DE ROS, L. F. Paleoenvironmental insights from the deposition and diagenesis of Aptian Pre-Salt magnesium silicates from the Lula field, Santos Basin, Brazil**. Journal of Sedimentary Research**. v.92, p. 12-31, 2022.

CARVALHO, M. D.; FERNANDES, F. L. Pre-Salt Depositional System: Sedimentology, Diagenesis, and Reservoir Quality of the Barra

Velha Formation, as a Result of the Santos Basin Tectono-Stratigraphic Development. In: Marcio R. Mello, Pinar O. Yilmaz and Barry J. Katz, eds. The supergiant Lower Cretaceous pre-salt petroleum systems of the Santos Basib, Brazil. **AAPG Memoir 124**, p. 121-154.2021

CARVALHO, J. **Síntese e Caracterização Estrutural de Silicatos Magnesianos Hidratados no CRTI.** Relatório do projeto "SILCARB - Relações de fase e estabilidade de silicatos de magnésio na deposição e diagênese de rochas carbonáticas: sistemas naturais e experimentais", projeto de cooperação UFG-Petrobras. 2016.

CHAMLEY, H. **Clay Sedimentology.** Berlin: Springer-Verlag, 1989. 623 p.

CUPERTINO, D.; ANJOS, C. W. D.; AWRAMIK, S.; BUCHHEIM, P. Mg-clay Characterization of a Lacustrine Carbonate Deposit: Eocene Green River Formation, Sanpete Valley, Utah, U.S.A. *In*: AMERICAN ASSOCIANTION OF PETROLEUM GEOLOGISTS ANNUAL CONVENTION & EXIHIBITION, Utah, 2018. **Abstracts**. Tulsa: AAPG, 2018.

DIAS, J. L. **Análise sedimentológica e estratigráfica do andar Aptiano em parte da margem leste do Brasil e no Platô das Malvinas - considerações sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do oceano Atlântico Sul Meridional.** 1988. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1988. 222 p.

DILLON, L. D.; SCHWEDERSKY NETO, G.; NUNES, C. Shale Rock Physics: Reducing Exploratory Risk. *In*: INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, 15., 2013, Rio de Janeiro. **Proceedings**. 2013.

DILLON, L. D.; SCHWDERSKY NETO, G.; NUNES, C. Rock Physics: Key for Quantitative Interpretation in Carbonates. *In*: BRAZILIAN PETROLEUM CONFERENCE, 2015, Rio de Janeiro. **Proceedings**. 2015.

DVORKIN, J.; GUTIERREZ, M. A.; GRANA, D. **Seismic Reflections of Rock Properties.** Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 352 p.

EBERL, D. D.; JONES, B. F.; KHOURY, H. N. Mixed-layer kerolite/stevensite from the Amargosa Desert, Nevada. **Clays and Clay Minerals**, Bloomington, v. 30, p. 321–326, 1982.

EBERLI, G. P.; BAECHLE, G. T.; ANSELMETTI, F. S.; INCZE, M. L. Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks. **The Leading Edge**, Tulsa, v. 22, p. 654-660, 2003.

FIORE, S.; DUMONTET, S.; HUERTAS, F. J.; PASQUALE, V. Bacteria-induced crystallization of kaolinite. **Applied Clay Science**, Amsterdam, v. 53, p. 566–571, 2011.

FURQUIM, S. A. C. **Formação de Carbonatos Recentes e Argilo-minerais em Solos Sódicos do Pantanal Sul-Mato-Grossense.** 2007.

Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007. 170p.

GALÁN, E.; POZO, M. Palygorskite and Sepiolite Deposits in Continental Environments. Description, Genetic Patterns and Sedimentary Settings. In: GALÁN, E.; SINGER, A. (eds.). **Developments in palygorskite-sepiolite research:** a new outlook on these nanomaterials. Oxford: Elsvier, 2011. p. 125-173. (Developments in Clay Science, v. 3).

GIFKINS, C.; HERRMANN, W.; LARGE, R. **Altered volcanic rocks**: a guide to description and interpretation. Tasmania: ARC Special Research Centre, 2005. 275 p.

GOMES, J. P. B.; TONIETTO, S. N.; BUNEVICH, R. B.; ALVES, D. B.; SANTOS, J. F. Ocorrência de argilominerais, dolomita e calcita fibro-radial associados à depósitos lacustres da Sequência Balbuena IV, Bacia de Salta, e sua relação com ciclos estratigráficos de baixa e alta frequência. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, 2018, Rio de Janeiro; SIMPÓSIO DE SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA, 2018, Rio de Janeiro. **Resumo Expandido**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2018.

GUERREIRO, J. P. B. **Holocene Microbial Sedimentation in Lakes of the Rockingham Region, Western Australia.** Tese (Doutorado) - Curtin University, Perth, Australia. No prelo.

ICDD. PDF-2, Release 2013. **Pennsylvania: International Centre for Diffraction data.** 2013. CD-ROM.

JONES, B. F.; GALÁN, E. Sepiolite and palygorskite. *In*: BAILEY, S. W. (ed.). **Hidrous Phyllosilicates (exclusive of micas).** Washington: Mineralogical Society of America, 1988. p. 631-674. (Reviews in mineralogy, v. 19).

KONHAUSER, K. O.; URRUTIA, M. M. Bacterial clay authigenesis: a common biogeochemical process. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 161, p. 399-413, 1999.

MADRUCCI, V.; ARAUJO, C. C.; ANJOS, C. W. D.; ALVES, D. B.; SPADINI, A. R.; ANJOS, S. M. C. **Contexto deposicional dos argilominerais magnesianos do Pré-sal (Alagoas) da Bacia de Santos: exemplo do campo de Lula.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO. ES, 2015. 43 p. Relatório Interno.

MADRUCCI, V.; ZAMBONATO, E. E. **Estudo das fácies carbonáticas argilosas do Pré-sal e sua resposta em perfis.** Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2013. 238 p. Relatório de participação do PDRHE no ETH.

MADRUCCI, V.; SPADINI, A. R.; ANJOS, C. W. D.; ALVES, D. B.; ANJOS, S. M. C. Authigenic Magnesian Clays in Carbonate Reservoirs in Brazil. *In*: INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, 15., 2013, Rio de Janeiro. **Abstracts**.

MADRUCCI, V.; ARAÚJO, C. C.; ANJOS, C. W. D.; SPADINI, A. R. **Argilominerais magnesianos do Pré-sal da bacia de Santos: contexto deposicional e predição de ocorrência.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEOP. AES, 2019a. 61 p. Relatório interno.

MADRUCCI, V.; ARAÚJO, C. C.; ANJOS, C. W. D.; SPADINI, A. R. Depositional paleoenvironment of authigenic magnesium clays in Pre-Salt of Santos Basin – Brazil. *In*: INTERNATIONAL MEETING OF CARBONATE SEDIMENTOLOGISTS, 16., 2019, Mallorca. **Abstract**. 2019b.

MARTÍN DE VIDALES, J. L.; POZO, M.; ALIA, J. M.; GARCÍA NAVARRO, F. Y.; RULL, F. Kerolite-stevensite mixed-layers from the Madrid Basin, Central Spain. **Clay Minerals**, London, v. 26, p. 329-324, 1991.

MAVKO, G.; MUKERJI, T.; DVORKIN, J. **Rock Physics Handbook**. 3. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2020.

MDI, 2015. Jade 9, versão 9.6. **Livermore: Materials Data**, 2015. CD-ROM.

MERRIMAN, R. J. Clay minerals in sedimentary basin history. **European Journal of Mineralogy**, Stuttgart, v. 17, p. 7-20, 2005.

MEUNIER, A. **Clays**. Berlin: Springer, 2005. 472 p.

MEUNIER, A.; VELDE, B. Solid solutions in I/S mixed-layer minerals and illite. Amer. **Mineral**, v. 74, p. 1106-1112, 1989.

MILLOT, G. **Géologie des Argiles**: Altération, Sédimentologie, Géochimie. Paris: Masson et Cie, 1964. 499 p.

MINZONI, M.; CANTELLI, A.; THORNTON, J.; WIGNALL, B. Seismic-scale geometries and sequence-stratigraphic architecture of Early Cretaceous syn-post rift carbonate systems, Presalt Section, Brazil. *In*: HENDRY, J.; BURGESS, P.; HUNT, D.; JANSON, X.; AND ZAMPETTI, V. (eds.). **Seismic Characterization of Carbonate Platforms and Reservoirs.** London: Geological Society, 2020. p. 509. (Special Publications).

MOREIRA, J. L. P.; C. V. MADEIRA, J. A. GIL; M. A. P. MACHADO. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 531–549. 2007.

MORSCHBACHER, M.; VASQUEZ, G.; JUSTEN, J. Methods for Seismic Velocity Estimation from Pulse Transmission Laboratory Experiments. *In*: INTERNATION ROCK PHYSICS WORKSHOP, 1., 2011, Golden. **Proceedings**. 2011.

MULLEN, M. D.; WOLF, D. C.; FERRIS, F. G.; BEVERIDGE, T. J.; FLEMMING, C. A.; BAILEY, G. W. Bacterial sorption of heavy metals. **Applied and Environmental Microbiology**, Washington, v. 55, p. 3143-3149, 1989.

NETTO, P.R.A; POZO, M.; da SILVA, M.D.; MEXIAS, A.S.; GOMES, M.E.B.; BORGHI, L; RIOS-NETTO, A.M. Authigenic Mg-clay assemblages in the Barra Velha Formation (Upper Cretaceous) from Santos Basin (Brazil): The role of syngenetic and diagenetic process. **Applied Clay Science**. 2022. https://doi.org/10.1016/j.clay.2021.106339

PACTON, M.; VASCONCELOS, C.; MCKENZIE, J. **Microbial mediation of amorphous Mg-silica**

precipitates: A new hypothesis to explain the formation of Si-rich phases. Report PE-THros Project. ETH-Zurich, 2010.

PANT, R. R. **Nanoindentation characterization of clay minerals and clay-based hybrid bio-geomaterials.** 2013. Tese (PhD) - Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College, Louisiana, 2013.

PELOSI, A. P. M. R.; PESTILHO, A. L. S.; JESUS, C. M.; SILVA, C. M. A.; SOUZA, D. M.; ZAMBONATO, E. E.; LIMA, F. M.; INVERNIZZI, F. R. S.; LOBO, J. T.; BAHNIUK, J.; GOMES, L. C.; MACHADO, M. A. P.; GUIMARÃES, M. S. B.; MATSUDA, N. S.; DEHLER, N. M.; VIANA, S. M. **Silicificação nos Reservatórios do Pré-sal.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO, 2013. 270 p. Relatório Interno.

POZO, M. Origin and evolution of magnesium clays in lacustrine environments: sedimentology and geochemical pathways. *In*: LATIN-AMERICAN CLAY CONFERENCE, 1., Funchal, 2000. **Proceedings**. 2000. p. 117–133.

POZO, M.; CALVO, J. P. An Overview of Authigenic Magnesian Clays. **Minerals**, v. 8, n. 11, p. 520, 2018.

POZO, M.; CASAS, J. C. Origin of kerolite and associated Mg clays in palustrine-lacustrine environments. The Esquivias deposit (Neogene Madrid Basin, Spain). **Clay Minerals**, London, v. 34, n. 3, p. 395-418, 1999.

POZO, M., GALÁN, E. Magnesian clay deposits: Mineralogy and origin. *In*: M. Pozo & E. Gálan (editors) **Magnesian Clays**: Characterization, Origin and Applications. Saint Denis: AIPEA, 2015. p. 175-227. (AIPEA Educational Series, Publication, n. 2).

RAMNANI, C. W.; SANTOS, J. F.; PARIZEK-SILVA, Y. M.; TEIXEIRA, A. F. L. Diagênese de argilominerais magnesianos na Formação Barra Velha, Bacia de Santos. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, 2., 2020, Rio de Janeiro; SIMPÓSIO DE SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA, 10., 2020, Rio de Janeiro. **Resumo Expandido**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2020. p. 7.

RAMNANI, C.W.; SANTOS, J.F.; PARIZEK-SILVA, Y.; MADRUCCI, V.; ARAUJO, C.C.; VASQUEZ, G.F.; MORSCHBACHER, M.J., BONZANINI, L.A.F.; VIANA, S.M.; SOUZA, R.S.; ALVES, D.B.; ANJOS, S.M.C. 2021. Magnesian Clay Minerals in Brazilian Pre-Salt Province. *In*: INTERNATIONAL MEETING FOR APPLIED GEOSCIENCE & ENERGY, 01, 2021, Denver. **Abstract**.

REHIM, H. A.; MIZUSAKI, A. M. P.; CARVALHO, M. D.; MONTEIRO, M. Talco e estenvensita na Formação Lagoa Feia da Bacia de Campos - Possíveis implicações no ambiente deposicional. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais** [...]. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986. v. 1, p. 416-422.

REYNOLDS JUNIOR, R. C.; REYNOLDS, R. C. Newmod-For-Windows Version 2™. **The Calculation of One-Dimensional X-Ray Diffraction Patterns of Mixed-Layered Clay Minerals.** Newmod X-Ray Diffraction of Mixed layer

Clay Minerals Software by Reynolds. 2014. CD-ROM.

SILVA, C. M. A.; ANJOS, S. M. C. Diagênese dos Arenitos do Membro Mucuri, Cretáceo Inferior das bacias de Espírito Santo e Mucuri. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 10, n. 1/4, p. 61-80, 1996.

SILVA, C. M. A.; CACELA, A. S. M.; LEITE, C. O. N.; ROCHA, N. P.; OLIVEIRA, V. C. B.; MENEZES, T. R. N. G.; ANJOS, C. W. D. Gênese e distribuição dos argilominerais magnesianos na BVE-200, campo de Búzios. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, 2., 2020, Rio de Janeiro; SIMPÓSIO DE SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA, 10., 2020, Rio de Janeiro. **Resumo Expandido**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2020.

STOESSELL, R. K.; HAY, R. L. The Geochemical Origin of Sepiolite and Kerolite at Amboseli, Kenya. **Contributions to Mineralogy and Petrology,** Berlin, v. 65, p. 255-267, 1978.

TETTENHORST, R.; MOORE, G.E.. Stevensite oolites from the Green River Formation of Central Utah. Journal of Sedimentary Research, 48(2):587-594, 1978.

TOSCA, N.; MASTERSON, A. L. Chemical controls on incipient Mg-silicate crystallization at 25°C: Implications for early and late diagenesis. **Clay Minerals**, London, v. 49, p. 165-194, 2014.

TOSCA, N.; WRIGHT, V. P. **Diagenetic pathways linked to labile Mg-clays in lacustrine carbonate reservoirs**: A model for the origin of secondary porosity in the Cretaceous Pre-salt Barra Velha Formation, offshore Brazil. London: Geological Society, 2015. p. 33-46. (Geological Society Special Publication, v. 435).

TUTOLO, B. M.; TOSCA, N. J. Experimental examination of the Mg-silicate-carbonate system at ambient temperature: Implications for alkaline chemical sedimentation and lacustrine carbonate formation. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, New York, v. 225, p. 80–101, 2018.

URRUTIA, M. M.; BEVERIDGE, T. J. Formation of fine-grained metal and silicate precipitates on a bacterial surface (Bacillus subtilis). **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 116, p. 261-280, 1994.

URRUTIA, M. M.; BEVERIDGE, T. J. Formation of short-range ordered aluminosilicates in the presence of a bacterial surface (Bacillus subtilis). and organic ligands. **Geoderma**, Amsterdam, v. 65, p. 149-165, 1995.

VASQUEZ, G. F.; DILLON, L. D.; LIRA, J. E. M.; PINHEIRO, J. E. F. **Propriedades anisotrópicas de folhelhos geradores do campo de Rio Uatumã, bacia do Amazonas.** Rio de Janeiro: PETROBRAS: CENPES. PDEP. TRO, 2001. 14 p. Relatório interno. CT TRO 115/01.

VASQUEZ, G. F.; MORSCHBACHER, M. J.; JUSTEN, J. C. R.; SILVA, M. L. **Coeficientes de biot estático e dinâmico e verificação do modelo de Gassmann em amostra do campo de Libra.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES.

PDGEO. IRPS, 2015. 36 p. Relatório interno. RT IRPS 001/15.

VASQUEZ, G. F.; JUSTEN, J. C. R.; MORSCHBACHER, M. J., **Análise petrossísmica de amostras de folhelho do poço 3-SES-186, bacia de Sergipe (mar), entre as profundidades de 5924,26 e 5924,76 m.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDGEO. IRPS, 2015. 23 p. CT IRPS 034/15.

VASQUEZ, G. F.; MORSCHBACHER, M. J.; ANJOS, C. W. D.; SILVA, Y. M. P.; MADRUCCI, V.; JUSTEN, J. C. R., Petroacoustics and composition of presalt rocks from Santos Basin, **The Leading Edge**, Tulsa, v. 38, p. 342–348, 2019.

VELDE, B.; MEUNIER, A. **The Origin of Clay Minerals in Soils and Weathered Rocks.** Amsterdam: Springer-Verlag, 2008. 406 p.

VERNIK, L.; KACHANOV, M. Modeling elastic properties of siliciclastic rocks. **Geophysics**, Tulsa, v. 75, v. 6, p. E171–E182, 2010.

WANG, Z. The Gassmann Equation Revisited: Comparing Laboratory Data with Gassmann's Predictions. *In*: **Seismic and Acoustic Velocities in Reservoir Rocks: Recent Developments.** NUR, A. M, WANG, Z. Tulsa: Society of Exploration Geophysisicsts, 2001. 633 p. (Geophysics Reprint Series, n. 19).

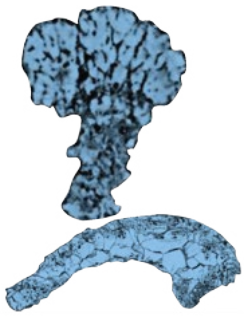
WEGER, R. J.; EBERLI, G. P.; BAECHLE, G. T.; MASSAFERRO, J. L.; SUN, Y-F. Quantification of pore structure and its effect on sonic velocity and permeability in carbonates. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 93, n. 10, p. 1297-1317, 2009.

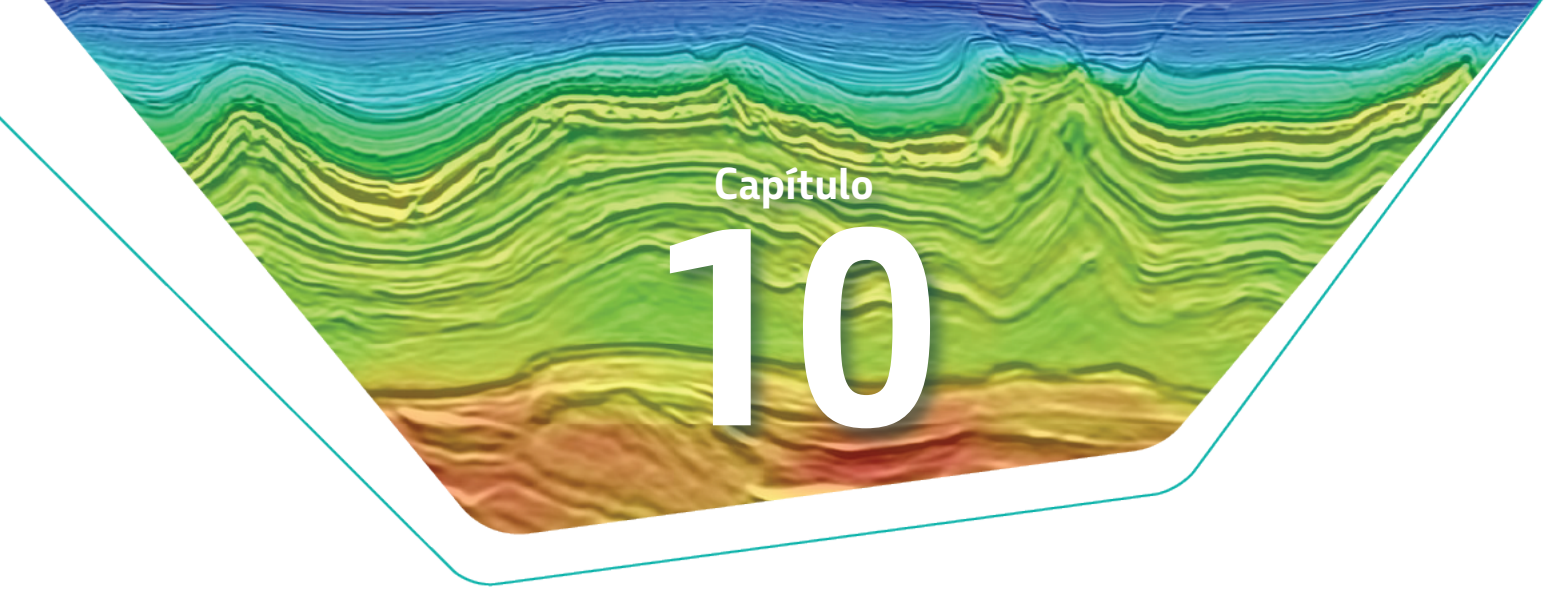
WHITNEY, G. Hydrothermal reactivity of saponite. **Clays and Clay Minerals**, v. 31, p. 1-8, 1983.

WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic Early Cretaceous lacustrine carbonates, In: BOSENCE, D. W. J.; GIBBONS, K.; LEHERON, D.; PRITCHARD, T.; VINING, B. (eds.). **Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production.** London: Geological Society of London, 2015. p. 209–219. (Special Publication, v. 418).

YALÇIN, H.; BOZKAYA, O. Sepiolite-Palygorskite from the Hekiman Region (Turkey). **Clays and Clay Minerals**, London, v. 43, n. 6, p. 705-717, 1995.

YOUNG, R.A. The Rietveld Method. Oxford University Press, Oxford.1995.





Capítulo

10

Geração, migração e caracterização do petróleo do Pré-sal da Bacia de Santos

AUTORES

Henrique Luiz de Barros Penteado[1] (*hpenteado@petrobras.com.br*), Alexandre Jaime Mello Vieira[1], André Luiz Durante Spigolon[1], Anna Eliza Svartman Dias[1], Carla Viviane Araujo[2], Carlos Pinto Fracalossi[1], Caroline Marchon Caetano[1], Cíntia Destez Fonseca de Medeiros Lima[1], Cleriston Ferreira Silva[1], Erica Tavares de Morais[1], Eugênio Vaz dos Santos Neto[3], Joelma Pimentel Lopes[1], Juliana Andrade Iemini[1], Krishna Milani Simões Silva[1], Laury Medeiros de Araújo[2], Maria Anna Abreu de Almeida dos Reis[1], Nolan Maia Dehler[1], Rogério Oliveira Espósito[1], Taíssa Rego Menezes[1], Victor Hugo Guimarães Pinto[1], Ygor dos Santos Rocha[1]

[1] Petróleo Brasileiro S.A.

[2] Associação Brasileira de Geólogos do Petróleo (ABGP)

[3] Consultor Independente

Palavras-chave: rocha geradora, petróleo, PVT, geoquímica, modelagem de sistemas petrolíferos, CO_2.

RESUMO

O objetivo deste capítulo é fornecer uma visão atualizada e abrangente das características das rochas geradoras e dos petróleos expulsos que posteriormente migraram para formar as grandes acumulações em reservatórios carbonáticos aptianos do pré-sal da Bacia de Santos, Brasil. As propriedades litológicas e geoquímicas das rochas lacustres potenciais ou efetivamente geradoras de idade Jiquiá são descritas no arcabouço estratigráfico da bacia. Os petróleos e suas frações líquida e gasosa são caracterizados em termos de suas propriedades físico-químicas

e geoquímicas, incluindo a origem e a evolução térmica interpretadas para a matéria orgânica de suas rochas geradoras, com base em um amplo leque de técnicas analíticas que permitem investigar compostos de diferentes faixas de pesos moleculares. As modelagens numéricas de sistemas petrolíferos, apoiadas por informações geológico-geoquímicas, permitiram reconstituir as histórias de geração, expulsão e migração do petróleo a partir dos baixos deposicionais onde se encontram as rochas geradoras maturas até as trapas estruturais situadas na base da espessa sequência evaporítica aptiana onde o petróleo gradualmente preencheu o espaço poroso e se acumulou. Pelo fato dos petróleos do pré-sal da Bacia de Santos conterem teores variáveis de CO_2, são apresentados dados analíticos, experimentais e de simulação que possibilitam a caracterização das variações verticais e laterais de sua concentração nas acumulações conhecidas, da origem desse gás, e dos efeitos que o CO_2 causa quando misturado ao petróleo em diferentes proporções e sequências de preenchimento em condições de reservatório.

1. INTRODUÇÃO

Durante as últimas décadas do século XX, a seção do pré-sal na Bacia de Santos, diferentemente da seção cronocorrelata na Bacia de Campos, não foi considerada um objetivo exploratório prioritário devido às elevadas profundidades em que se encontra, resultado da evolução do seu arcabouço de espessos pacotes sedimentares e devido às altas taxas de sedimentação durante o Meso e o Neocretáceo. Limitações tecnológicas, como a qualidade dos dados de sísmica de reflexão, que não permitiam uma visualização razoável da seção pré-sal, e a capacidade de perfuração em condições de altas temperaturas e pressões previstas para as grandes profundidades somente começaram a ser gradualmente superadas na década de 1990, quando apenas alguns poucos poços atingiram o pré-sal em posições relativamente proximais da bacia (Pereira e Macedo, 1990; Chang *et al.*, 2008).

Com a intensificação da atividade exploratória na Bacia de Santos a partir de meados da década de 1990 e início dos anos 2000, petróleos recuperados em reservatórios cretácicos acima da seção evaporítica, e até mesmo em turbiditos do Cenozoico, revelaram características geoquímicas distintivas de origem a partir de rochas geradoras depositadas em ambientes lacustres, ou seja, sugestivas da existência de um sistema petrolífero com geração na seção do pré-sal. Com a perfuração dos poços pioneiros nas locações Parati (1-RJS-617D-RJ) e Tupi (1-RJS-628-RJ) em 2006 e a descoberta das primeiras acumulações de petróleo no pré-sal, confirmou-se a existência de um sistema petrolífero longamente conjecturado desde os anos 1990 por geólogos e geofísicos atuando na Bacia de Santos. Nos últimos anos da década de 2000, novos poços nos blocos BM-S-8 a 11, cobrindo áreas cada vez maiores e levando à descoberta de vários campos de petróleo, permitiram estender ainda mais a compreensão da abrangência e da pujança do sistema petrolífero baseado nas rochas geradoras, reservatórios e trapas do pré-sal na Bacia de Santos.

Neste capítulo apresenta-se o estado da arte do conhecimento relativo à geração, migração e caracterização dos petróleos, bem como da ocorrência do dióxido de carbono (CO_2) neles contido, no pré-sal da Bacia de Santos. Não obstante a ocorrência de petróleos gerados a partir de rochas geradoras depositadas em ambientes lacustres do pré-sal em reservatórios do pós-sal da Bacia de Santos, a discussão se concentrará apenas naqueles acumulados em reservatórios subjacentes aos sais aptianos. Para tanto, recorre-se a um vasto acervo de conhecimento proveniente de disciplinas geocientíficas fortemente baseadas em técnicas analíticas experimentais e em simulações numéricas.

Inicialmente, serão apresentados os aspectos relativos às suas rochas geradoras, em particular a riqueza, a qualidade (relacionadas ao ambiente deposicional dessas rochas) e a maturação da matéria orgânica. Em seguida, serão abordadas as características físico-químicas gerais e a distribuição geográfica e estratigráfica dos petróleos acumulados no pré-sal da Bacia de Santos. As características físico-químicas e geoquímicas do petróleo são discutidas com foco no entendimento

de sua origem, evolução térmica e alterações pós-acumulação. Para tanto, um amplo espectro de resultados de análises laboratoriais é utilizado. Com base em técnicas de estatística multivariada aplicadas sobre os parâmetros geoquímicos, procedeu-se à classificação das famílias de petróleos. Considerando-se a distribuição geográfica dessas famílias, integrando-se com o contexto estrutural dos depocentros na bacia, e empregando-se simulações numéricas dos processos dos sistemas petrolíferos, foi possível inferir a localização das cozinhas geradoras, as rotas de migração e as áreas de acumulação do petróleo do pré-sal da Bacia de Santos.

Os petróleos do pré-sal da Bacia de Santos contêm teores variáveis de CO_2, como será descrito também neste capítulo. A origem do CO_2 e seus mecanismos formadores são discutidos em função das informações disponíveis e do conhecimento atual. Visando ao entendimento dos efeitos que a mistura com CO_2 causa sobre o petróleo, experimentos laboratoriais que objetivaram reproduzir a sequência de eventos responsáveis por condicionar essa mistura sob condições de pressão e temperatura de reservatório são aqui reportados.

Por fim, os principais resultados destes estudos são sumarizados como conclusões.

2. ROCHA GERADORA E POTENCIALMENTE GERADORA

A seção-tipo da rocha geradora depositada em ambiente lacustre do pré-sal foi definida na Bacia de Campos, no poço 3-RJS-0168-RJ (Dias *et al.*, 1987). Essa seção-tipo compreende intervalos ricos em matéria orgânica no Andar Jiquiá (local), entre a Discordância Pré-Jiquiá (DPJ) e a Discordância Pré-Alagoas (DPA), definidas pelas biozonas NRT-009 e NRT-010 cronocorrelatas ao Aptiano Médio, no Cretáceo Inferior. Na Bacia de Campos, a seção geradora Jiquiá foi amostrada em 99 poços e, devido à grande quantidade de dados de rocha, foi possível discriminar a biozona OS-1000 (Silva-Telles, 1992) como principal intervalo gerador. Na Bacia de Santos, apesar de somente poucos poços terem sido perfurados abaixo da Discordância Pré-Jiquiá (DPJ), a amostragem dos intervalos de rocha geradora ocorreu em 39 poços na seção do Andar Jiquiá, na Sequência K38, da Formação Itapema (mais detalhes sobre a estratigrafia da Bacia de Santos podem ser encontrados nos Capítulos 7 e 8).

Esta seção 2 tem como foco discorrer sobre as propriedades e características geoquímicas (carbono orgânico total ou COT, dados de pirólise *Rock-Eval* e análise óptica) das rochas geradoras do Andar Jiquiá da Bacia de Santos, dentro do contexto paleofisiográfico deposicional, no empilhamento do arcabouço estratigráfico dos tratos de sistemas deposicionais de nível de lago alto e de lago baixo. Adicionalmente, são tecidas inferências sobre as condições redox do ambiente deposicional, o enriquecimento e a preservação da matéria orgânica nas fácies carbonática (*mudstones*), carbonático-siliciclástica (margas) e siliciclástica (folhelhos). Resultados de estudos sedimentológicos e geoquímicos dos níveis delgados portadores de matéria

orgânica na Formação Barra Velha reconhecidos como superfície de inundação máxima (SIM) são brevemente apresentados.

Para a caracterização das rochas potencialmente geradoras e das geradoras efetivas, foram utilizadas amostras laterais e de testemunhos de poços para análises nos laboratórios do Centro de Pesquisas Leopoldo A. M. de Mello (CENPES-Petrobras, Rio de Janeiro). A avaliação analítica compreendeu a determinação do teor de carbono orgânico total (COT, % em massa), do resíduo insolúvel (RI, % em massa, que é a fração siliciclástica da rocha que não é dissolvida sob ataque de ácido clorídrico quente), análises de pirólise *Rock-Eval* (*e.g.* Peters e Cassa, 1994; Behar *et al*., 2001) para determinação da fração de petróleo livre na rocha (S_1 em kg HC/ton rocha), do potencial gerador de petróleo (S_2 em kg HC/ton rocha), da quantidade de CO_2 produzida a partir da decomposição térmica da matéria orgânica (S_3 em mg CO_2/g rocha) e da temperatura no pico máximo de geração (Tmax em °C). Esses parâmetros possibilitaram a identificação do tipo de querogênio por meio dos índices de hidrogênio (IH, em mg HC/g COT) e de oxigênio (IO em mg CO_2/g COT), e a determinação de seu estágio de maturação térmica (Tmax). Para a caracterização dos tipos de matéria orgânica, foram adicionalmente empregadas técnicas de microscopia óptica, com procedimentos de análise de Palinofácies para o exame dos componentes orgânicos particulados e de Petrografia Orgânica para a avaliação da maturação. Os parâmetros de maturação utilizados incluíram as análises de Índice de Coloração de Esporos (ICE) e a medição direta de propriedades ópticas, como a reflectância da vitrinita (Ro%) e do betume sólido (Barnard *et al.*, 1976; Trigüis, 1986; Taylor *et al*., 1998; Hackley *et al*., 2015; Mendonça Filho e Borrego, 2017), bem como a fluorescência qualitativa, em complemento ao Tmax da pirólise *Rock-Eval*. Perfis elétricos de poços, em especial os de raios gama, resistividade e densidade, auxiliaram na identificação e posicionamento de intervalos ricos em matéria orgânica.

2.1. Carbono orgânico e pirólise Rock-Eval

Na Bacia de Campos, segundo estudos internos da Petrobras, a seção rica em matéria orgânica do Andar Jiquiá apresenta ótimas características para geração de petróleo, com teores de carbono orgânico (COT) médios (entre 1,07 e 2,4%) e potencial gerador (S_2 da pirólise *Rock-Eval*) médio (entre 14 e 28 kg HC/ton rocha), atingindo espessuras da ordem de 300 m.

Na Bacia de Santos ainda não existe a definição formalizada de uma seção-tipo da rocha geradora depositada em ambiente lacustre do pré-sal. Os intervalos ricos em matéria orgânica encontram-se no Andar Jiquiá (local), definido entre as biozonas NRT-008 e NRT-010, no Aptiano Médio (Figura 2.1.1). Nessa seção, os melhores registros de riqueza orgânica, de modo análogo aos da Bacia de Campos, foram constatados na biozona OS-1000 (em especial na OS-1010), com teores de COT atingindo 18% e Índice de Hidrogênio (IH) máximo de 998 mg HC/g COT, resultando em um potencial gerador excelente, de até 160 kg HC/ton rocha. A análise de palinofácies permite caracterizar o predomínio da matéria

orgânica do Grupo Amorfo, subgrupo MOA (MOA – Matéria Orgânica Amorfa *sensu* Tyson, 1995; Araujo *et al*., 2000; Menezes *et al*., 2008; Mendonça Filho *et al*., 2010; Menezes, 2015; Mendonça Filho e Borrego, 2017).

Em perfis elétricos, a seção geradora do Jiquiá da biozona OS-1000, que contém a maior riqueza em carbono orgânico, se expressa por uma correspondência entre o aumento do COT e o aumento da radioatividade no perfil de raios gama, da resistividade e do tempo de trânsito no perfil sônico, acompanhados pela diminuição da densidade (Figura 2.1.1). O perfil da Figura 2.1.1 exemplifica a acomodação sedimentar de cerca de 250 m de espessura na biozona OS-1000, dos quais mais de 100 m contêm fácies enriquecidas em carbono orgânico, relacionadas ao depocentro regional de Araruama.

No arcabouço estratigráfico definido no Capítulo 8, a acomodação deposicional da seção geradora do Jiquiá ocorreu entre o topo da Sequência K36 e o topo da K38. Nos grandes depocentros regionais mapeados sismicamente (Araruama, Ilha Grande e Paranaguá; Capítulo 7), a seção geradora do Jiquiá se depositou na forma de sinéclise, enquanto nos depocentros locais sua deposição está condicionada pelas clássicas geometrias alongadas com rampa e borda falhada. O intervalo estratigráfico contendo as fácies ricas em carbono orgânico é caracterizado pelo empilhamento de fácies siliciclástica (folhelhos, com resíduo insolúvel ou RI > 70%), siliciclástico-carbonática (margas, RI entre 30 e 70%) e carbonática (*mudstones*, RI <30%).

A expressão máxima da concentração do carbono orgânico ocorre nos folhelhos (COT entre 6% e 18%), e a menor nos *mudstones* carbonáticos (COT < 3%; Figura 2.1.2a). Interpreta-se que a menor concentração do COT nos *mudstones* carbonáticos e a maior nos folhelhos constitua uma resposta ao processo de diluição da matéria orgânica sedimentar pela matriz mineral, visto que a menor taxa de sedimentação do folhelho (em torno de quatro a cinco vezes inferior à do *mudstone*) resulta na diminuição da concentração de COT no *mudstone* nessa mesma proporção ao se assumir uma produtividade orgânica primária constante no tempo. As fácies siliciclástico-carbonáticas (margas) se caracterizam pelo aumento do COT (3% a 9%) e da fração siliciclástica (RI entre 30% e 70%), correspondendo o conjunto de fácies associadas a ciclos formados entre um período de aridez (*mudstone*) e um de aumento de umidade (folhelho). O ciclo completo compreende os tratos de sistemas deposicionais de nível de lago alto e de nível de lago baixo, repetindo-se inúmeras vezes.

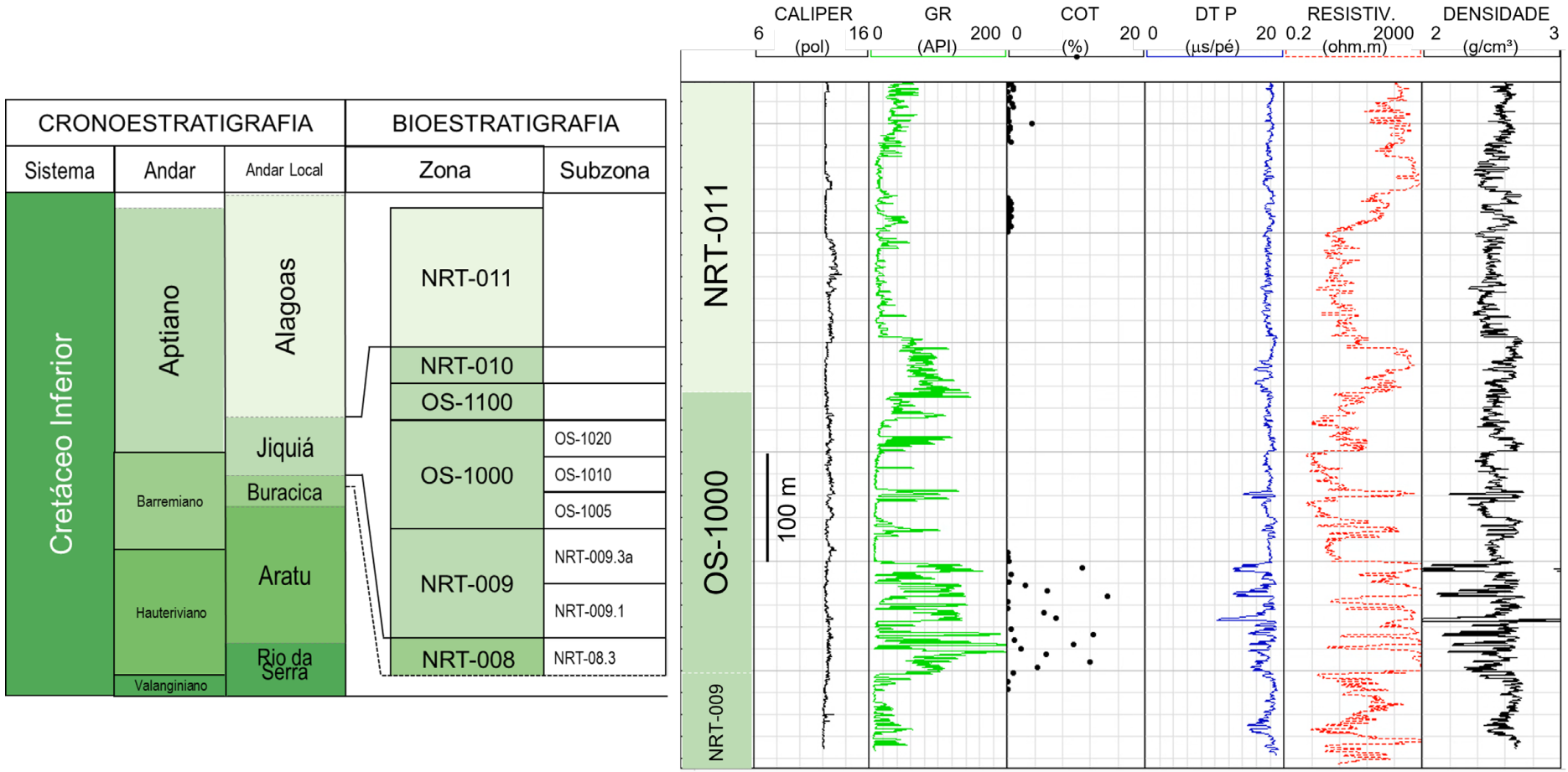


Figura 2.1.1: Carta estratigráfica esquemática à esquerda, com os andares locais na Bacia de Santos. Empilhamento estratigráfico da rocha geradora do Jiquiá na Sequência K38, entre as zonas bioestratigráficas NRT-008 e NRT-010. À direita, detalhe em perfis elétricos da biozona OS-1000 com o aumento conspícuo do Carbono Orgânico Total (COT) associado ao aumento da radioatividade no perfil de raios gama (GR), da resistividade e do tempo de trânsito no perfil sônico (redução de DT P), e acompanhado pela diminuição da densidade. Diâmetro do poço na trilha do perfil de CALIPER.

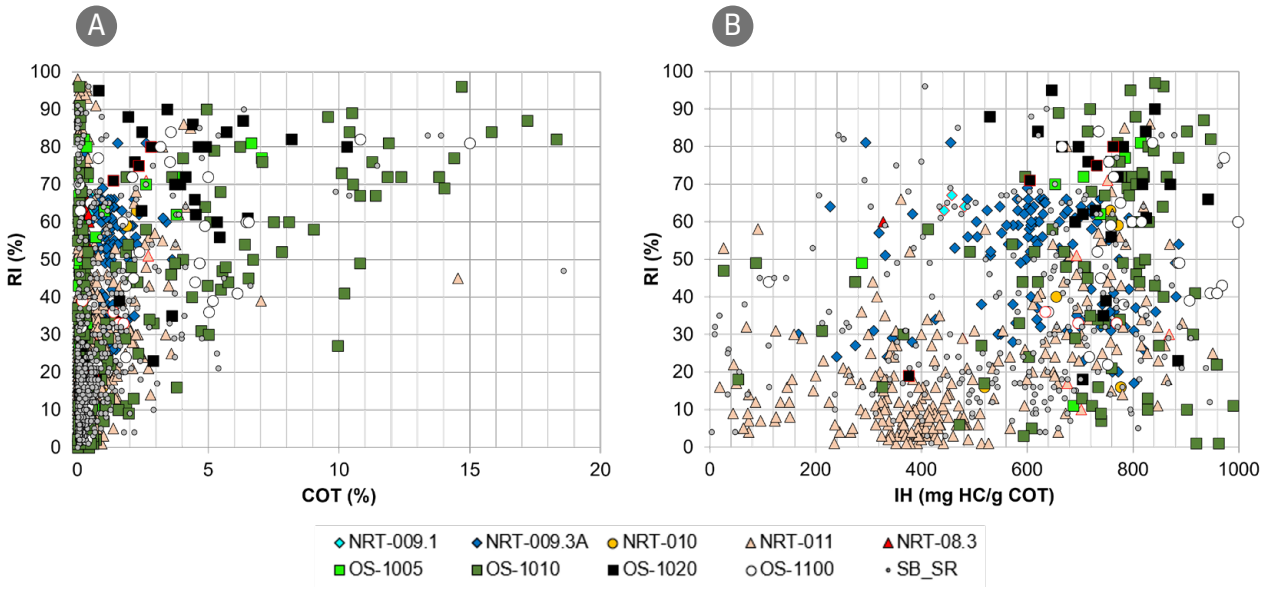


Figura 2.1.2: Gráficos do resíduo insolúvel (RI em %) versus teor de carbono orgânico total (COT em %; a) e versus o Índice de Hidrogênio (IH em mg HC/g COT; b) para as amostras das subzonas bioestratigráficas do Andar Jiquiá (local), Aptiano Médio (Figura 2.1.1; SB_SR: biozona indeterminada) da Bacia de Santos.

No caso do exemplo da Figura 2.1.1, alcança-se a ocorrência de oito ciclos expressos pelo aumento da radioatividade no perfil de raios gama devido ao aumento do potássio dos argilominerais e ao enriquecimento relativo do urânio (observado no perfil de raios gama espectral). O enriquecimento relativo do urânio no perfll gama espectral é sugestivo de condições anóxicas do substrato deposicional (< 0,5 mL O_2/L água), principalmente nas superfícies de inundação máxima (SIM). As SIM estão associadas aos maiores teores de COT e às melhores condições de preservação da matéria orgânica, com o Índice de Hidrogênio atingindo seu máximo (IH superior a 700 mg HC/g COT). Todavia, embora se registrem os maiores valores de IH nas proximidades da SIM, a resposta do grau de preservação da matéria orgânica, expressa por valores variáveis de IH nos tratos de sistemas deposicionais de níveis alto e baixo do lago, indica maior oscilação no potencial redox. Nos ciclos de aridez, as fácies carbonáticas (*mudstones*) registram valores de IH entre 200 e 980 mg HC/g COT (Figura 2.1.2b), apontando para uma grande variação no potencial redox do ambiente sedimentar, entre regime anóxico e disóxico. Nos ciclos de aumento de umidade e de maior aporte de argila, nas fácies siliciclástico-carbonáticas (margas), a variação no resíduo insolúvel de 30% para 70% não se reflete em uma correlação positiva com o aumento do grau de preservação, visto que os valores de IH oscilam dominantemente entre 500 e 900 mg HC/g COT, independentemente da variação do RI (Figura 2.1.2b). As fácies siliciclásticas (folhelhos, RI > 70%) que representam o clímax dos ciclos de nível alto do lago se caracterizam por valores de IH oscilando entre 600 e 900 mg HC/g COT, também sem uma tendência de correlação com o aumento da fração argilosa, porém denotando melhoria das condições de anoxia no ambiente deposicional.

A variação do teor de carbono orgânico total (COT) com o Índice de Hidrogênio (IH) se caracteriza por larga dispersão do IH nas fácies carbonáticas (RI < 30%, *mudstones*; Figuras 2.1.2b e 2.1.3). Embora as fácies *mudstones* se caracterizem pelos menores teores de COT (< 3%), a variação do IH entre 200 e 998 mg HC/g COT denota que a menor concentração do COT decorra do processo de diluição da matéria orgânica pela matriz mineral carbonática, e não necessariamente de condições desfavoráveis de anoxia e preservação da matéria orgânica no ambiente deposicional. Por sua vez, a grande variação do IH nos *mudstones* sugere forte oscilação no potencial redox, alternando-se condições disóxicas com anóxicas, explicitadas pelas fortes variações do IH no intervalo de COT inferior a 3%. Nas fácies siliciclástico-carbonáticas (margas) e fácies siliciclásticas (folhelhos) com COT > 3%, observa-se que o IH aumenta exponencialmente com o COT, com o teor de COT atingindo mais de 18% e o IH até 933 mg HC/g COT, denotando que o melhor grau de preservação se associa com o aumento do aporte da matéria orgânica e a intensificação de condições anóxicas no substrato deposicional (Figura 2.1.3).

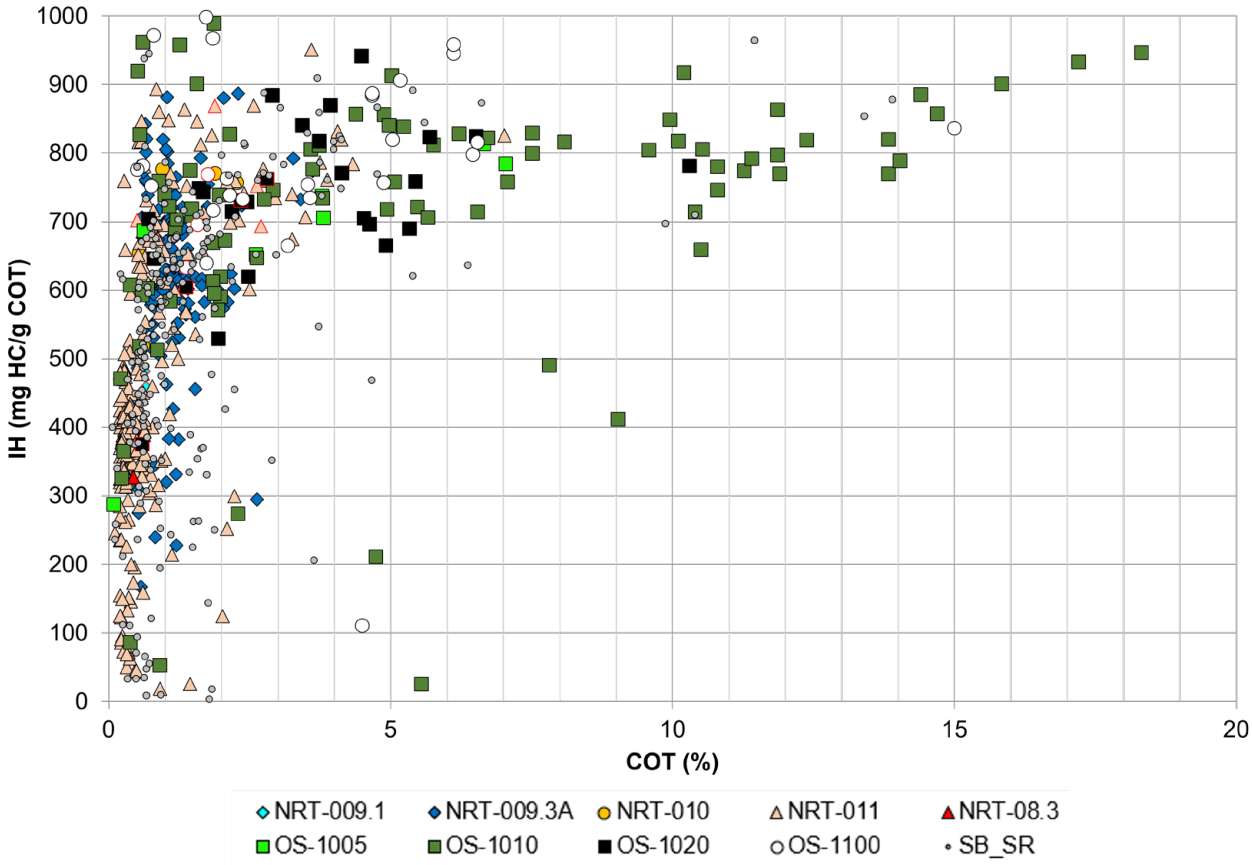


Figura 2.1.3: Gráfico do teor de carbono orgânico total (COT) versus o Índice de Hidrogênio (IH) para as amostras das subzonas bioestratigráficas do Andar Jiquiá (local), Aptiano Médio da Bacia de Santos (Figura 2.1.1; SB_SR: biozona indeterminada). As fácies carbonáticas (RI < 30% na Figura 2.1.2) se caracterizam pelos menores teores de COT (< 3%) e alta variabilidade de IH (entre 200 e 980 mg HC/g COT). Nas fácies siliciclástico-carbonática (margas) e siliciclástica (folhelhos, RI > 70% na Figura 2.1.2) com COT > 3%, observa-se um padrão de crescimento exponencial na correlação entre o COT e IH.

A boa correlação exponencial entre o aumento do COT e do IH (Figura 2.1.3) se traduz por um aumento quase linear do potencial gerador (S_2) com o COT para as amostras das subzonas bioestratigráficas do Andar Jiquiá (Figura 2.1.4). As fácies carbonáticas caracterizadas pelos menores teores de COT (< 3%) apresentam S_2 de até 20 kg HC/ton rocha. As fácies siliciclástico-carbonáticas (margas) e siliciclásticas (folhelhos) se caracterizam por S_2 entre 20 e 170 kg HC/ton rocha, correspondendo a um potencial gerador bom a excelente na escala de Peters e Cassa (1994).

Existe a possibilidade de que a deposição das fácies geradoras do Jiquiá esteja relacionada ao evento anóxico global OAE1a. Esse evento, denominado de Selli (Schlanger e Jenkyns, 1976), originou-se pelo aquecimento global no Cretáceo (125 a 121 Ma) associado ao vulcanismo submarino de formação do platô oceânico do Ontong Java Plateau e pelo vulcanismo subaéreo do Platô de Kerguelen. Essa intensa atividade vulcânica teria provocado o aumento da pressão parcial do CO_2 (pCO_2) na atmosfera do planeta em mais de seis vezes (2000 ppm), causando aumento do intemperismo continental e de aporte de nutrientes (P, Ni e Fe) às áreas sedimentares, promovendo grande fertilização nos oceanos e nos corpos aquosos continentais (Erba *et al.*, 2015). Tais atividades vulcânicas teriam constituído o gatilho para o aumento generalizado da bioprodutividade primária e a indução da formação de ambientes anóxicos em escala global. De acordo com Dias (2005), esse período denominado *greenhouse* encontra-se caracterizado no sul do Gondwana, onde folhelhos ricos em matéria orgânica amorfa foram amostrados no Platô das Malvinas (poço DSDP-511) e em poços perfurados na Bacia de Orange (África do Sul), o que expressa a alta produtividade primária vigente no Oceano Atlântico Sul Meridional.

Na Sequência K46-48 da Formação Barra Velha, principal reservatório do pré-sal, que se estende da Discordância Pré-Alagoas (DPA) até a base da sequência evaporítica K50 da Formação Ariri (Capítulo 8), constatou-se a presença de intervalos de expressão milimétrica a centimétrica com enriquecimento em COT na porção superior do reservatório. O intervalo com melhor potencial gerador caracteriza-se por um teor de COT atingindo até 7% e IH entre 400 e 981 mg HC/g COT, acompanhados por aumento do RI e do teor em enxofre, em correlação positiva com a resposta do perfil de raios gama espectral. Esses parâmetros indicam que a baixa alcalinidade do meio deposicional teria inibido a precipitação carbonática, ocasionando como resposta o aumento do resíduo insolúvel que registra uma fácies de afogamento nesta seção, identificada como SIM (intervalo com picos no perfil de raios gama na porção mediana da biozona NRT-011, Figura 2.1.1).

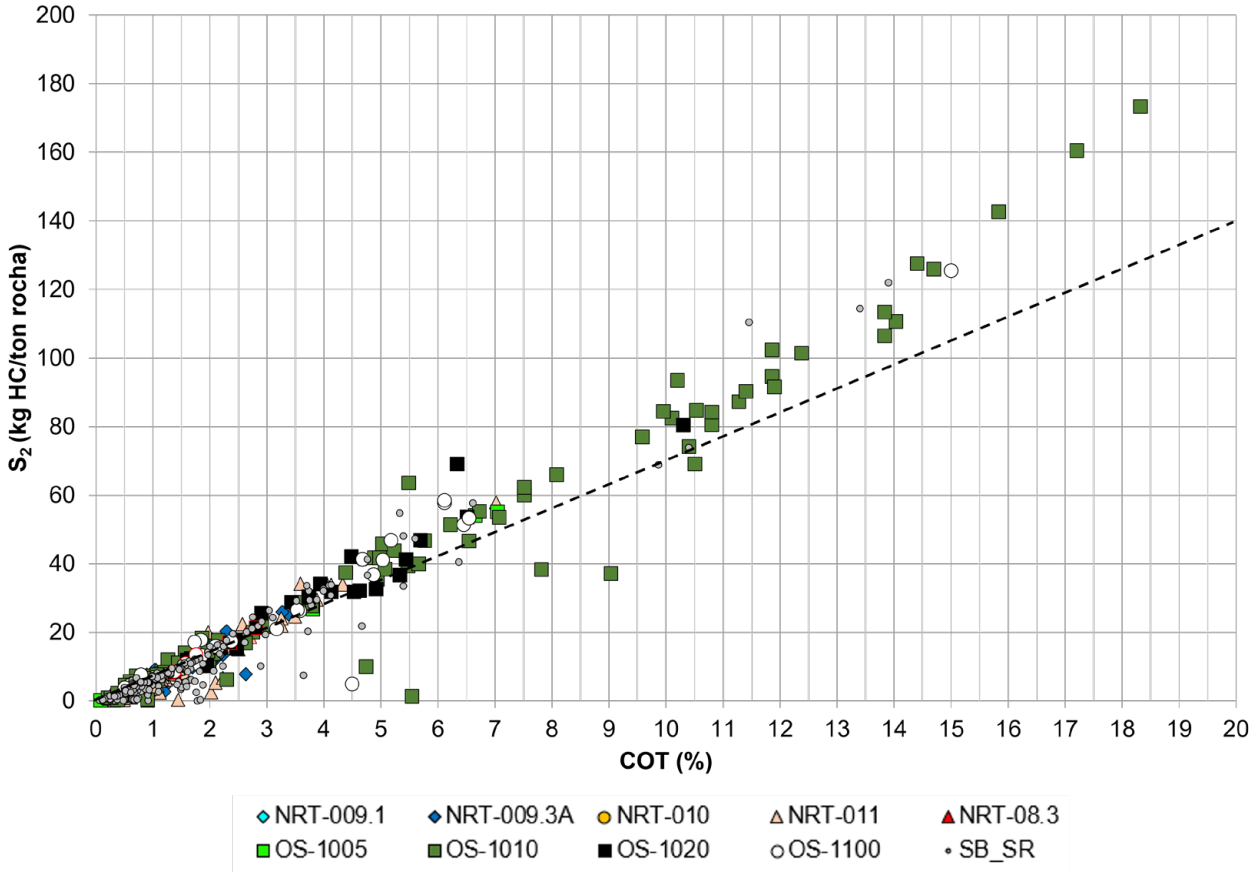


Figura 2.1.4: Correlação entre o teor de carbono orgânico total (COT em % massa) e o potencial gerador (S_2 em kg HC/ton rocha) para as amostras das subzonas bioestratigráficas do Andar Jiquiá (local), Aptiano Médio da Bacia de Santos (Figura 2.1.1; SB_SR: biozona indeterminada). A linha tracejada corresponde ao limite entre querogênio tipo I (IH > 700 mg HC/g COT) e tipo II (IH < 700 mg HC/g COT). As fácies carbonáticas caracterizadas pelos menores teores de COT (< 3%) apresentam S_2 de até 20 kg HC/ton rocha. As fácies siliciclástico-carbonática (margas) e siliciclástica (folhelhos) predominantemente com COT > 3% se caracterizam por S_2 entre 20 e 170 kg HC/ton rocha.

2.2. Microscopia óptica: palinofácies e petrografia orgânica

Pela caracterização da matéria orgânica por microscopia óptica, a seção geradora no Andar Jiquiá, na Sequência K38, apresenta fácies orgânica típica de deposição em períodos de elevada produtividade primária, sob condições disóxicas-anóxicas no substrato deposicional e na coluna d'água, de regime hidrodinâmico de baixa energia, e de regime hídrico oscilando entre nível de lago alto na deposição das fácies siliciclástico-carbonáticas (margas) e siliciclásticas (folhelhos), e de nível de lago baixo na deposição das fácies carbonáticas (*mudstones*). Nessas condições, ocorreu a deposição de matéria orgânica do tipo I, correlacionável na análise de palinofácies ao Grupo Amorfo (Figura 2.2.1), subgrupo Matéria Orgânica Amorfa ou MOA (*sensu* Tyson, 1995; Araujo *et al.*, 2000; Menezes *et al.*, 2008; Mendonça Filho *et al.*, 2010; Menezes, 2015; Mendonça Filho e Borrego, 2017). Nas seções imaturas, esse predomínio da MOA se correlaciona diretamente com o aumento de COT. No geral, a matéria orgânica tem intensa coloração de fluorescência, em

boa correlação com os elevados Índices de Hidrogênio (até 998 mg HC/g COT), aspecto grumoso e, por vezes, constitui uma mistura de material derivado de fitoplâncton e/ou bactérias e de material mucilaginoso que sofreu retrabalhamento microbiológico em condições redutoras. Há ainda raras ocorrências de esporomorfos (Grupo Palinomorfo, Figura 2.2.1H) e constituintes do Grupo Fitoclasto. Em uma correlação da análise de palinofácies com a composição macerálica, esse tipo de matéria orgânica corresponde, predominantemente, à betuminita e, suplementarmente, à lamalginita (Taylor *et al.*, 1998; Kus *et al.*, 2017; Pickel *et al.*, 2017; Figuras 2.2.1I e J). Destaca-se ainda a presença de betume sólido, produto secundário cuja abundância relativa é proporcional à ocorrência de betuminita/MOA, o que sugere sua formação singenética deposicional (Fonseca *et al.*, 2019; Sanei, 2020; Figura 2.2.1I). Os parâmetros ópticos de maturação obtidos apresentam valor de reflectância da vitrinita (Ro) de no máximo 0,63%, indicativo de início de janela de óleo. Por outro lado, as amostras estudadas que foram submetidas a maiores soterramentos e temperaturas têm Tmax da pirólise *Rock-Eval* entre 445 e 447 °C e Ro entre 0,9 e 1,20%, estando, portanto, dentro da janela de geração de óleo.

Na seção do Andar Alagoas da Formação Barra Velha, no intervalo superior do reservatório principal do pré-sal, as fácies siliciclástico-carbonáticas contêm níveis milimétricos a centimétricos enriquecidos em matéria orgânica (COT até 7% e IH até 981 mg HC/g COT), correspondendo, pelas análises ópticas, a querogênio do tipo I-II. A associação de palinofácies é composta pelo predomínio do Grupo Amorfo, com elevados percentuais tanto do subgrupo MOA *sensu* Tyson (1995; Figuras 2.2.2A e B) quanto do subgrupo MOA oriundo da atividade de bactérias fotossintetizantes (*matière organique pelliculaire*, *sensu* Combaz, 1980; Mendonça Filho *et al.*, 2010; Figuras 2.2.2C e D). Nota-se ainda um aumento na abundância relativa do Grupo Palinomorfo, representado principalmente por esporomorfos (Figura 2.2.2H), em relação à fácies orgânica da geradora do Andar Jiquiá. A correlação com a composição macerálica indicou que esse tipo de material orgânico consiste majoritariamente em lamalginita, sugerindo outro precursor botânico (Figuras 2.2.2E, F e G). As sequências com esse potencial gerador perfuradas até o momento encontram-se estratigraficamente próximas à base dos evaporitos, sob temperaturas ao tempo presente inferiores a 100°C, registrando, na maioria das amostras analisadas, imaturidade térmica, com ICE de até 3, valores de Ro de até 0,3-0,35% (Figura 2.2.2H), e Tmax da pirólise *Rock-Eval* de 430°C, à exceção de algumas áreas afetadas por intrusões ígneas (Figura 2.2.2I). Além disso, as análises microscópicas possibilitaram identificar a presença de betume sólido com características de baixa e alta evolução térmica (Figura 2.2.2J) nos intervalos mais ricos em matéria orgânica do Andar Alagoas.

Em suma, a interpretação dos dados de COT, pirólise *Rock-Eval* e análise óptica das rochas geradoras e potencialmente geradoras do pré-sal pode ser resumida em sete tópicos:

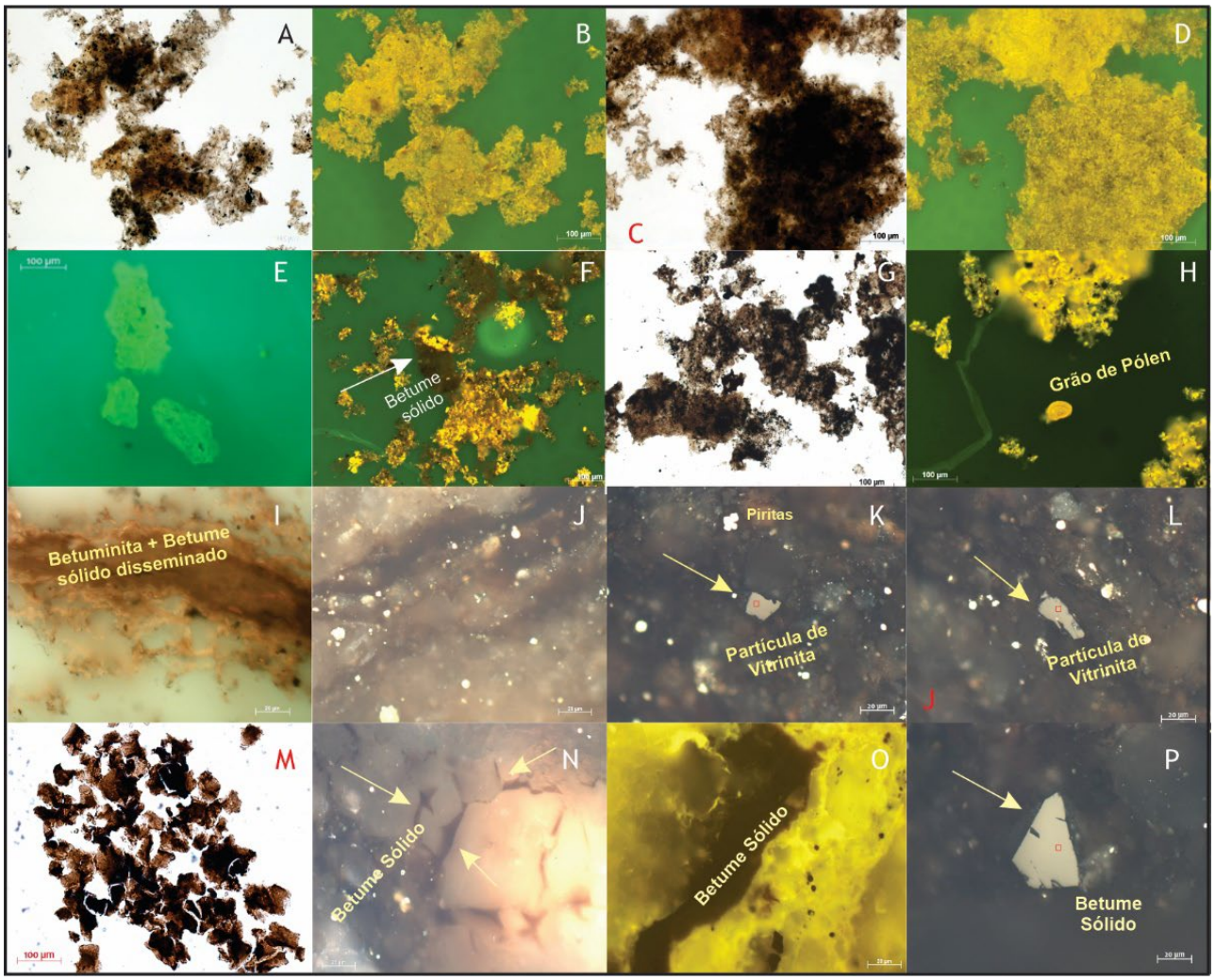


Figura 2.2.1: Fotomicrografias da matéria orgânica dispersa e produtos secundários em níveis ricos em matéria orgânica do Andar Jiquiá, Bacia de Santos, caracterizados pelas técnicas de microscopia óptica. Fotomicrografias A a H: predomínio do Grupo Amorfo, subgrupo MOA (*sensu* Tyson, 1995) exibindo aspecto denso, grumoso, por vezes em placas (padrão *flat*) ou aspecto "gelatinoso" (gelificado) com coloração caramelo (luz branca transmitida - fotomicrografias A e C) e intensa coloração de fluorescência (fotomicrografias B, D, E e F). No detalhe: ocorrência frequente de betume sólido (fotomicrografia F). Predomínio do subgrupo MOA com coloração marrom escuro devido ao estágio mais avançado de maturação (luz branca transmitida em lâmina de concentrado de querogênio; fotomicrografia G). Grão de pólen do gênero *Classopollis* sp. (Grupo Palinomorfo; fotomicrografia H). Fotomicrografias I e J: *plug* de concentrado de querogênio ilustrando o maceral primário betuminita associado ao betume sólido singenético (modo fluorescência e luz branca refletida a óleo de imersão, respectivamente). Fotomicrografias K e L: partículas de vitrinita em *plug* de concentrado de querogênio e seção polida de rocha total, respectivamente, sob luz branca refletida a óleo de imersão. Fotomicrografia M: betume sólido em lâmina de concentrado de querogênio sob luz branca transmitida. Fotomicrografias N e O: betume sólido em seção polida de rocha total sob luz branca refletida e luz azul incidente a óleo de imersão, respectivamente. Fotomicrografia P: betume sólido de baixa maturação (*plug* de concentrado de querogênio sob luz branca refletida a óleo de imersão).

1. No Andar Jiquiá, na Sequência K38 da Formação Itapema, os maiores registros do enriquecimento em matéria orgânica ocorrem na biozona OS-1000, com espessuras superiores a 100 m, constatados em depocentros regionais com geometria de sinéclise (Araruama, Ilha Grande e Paranaguá) e em vários depocentros locais com geometrias alongadas, rampa e borda falhadas.

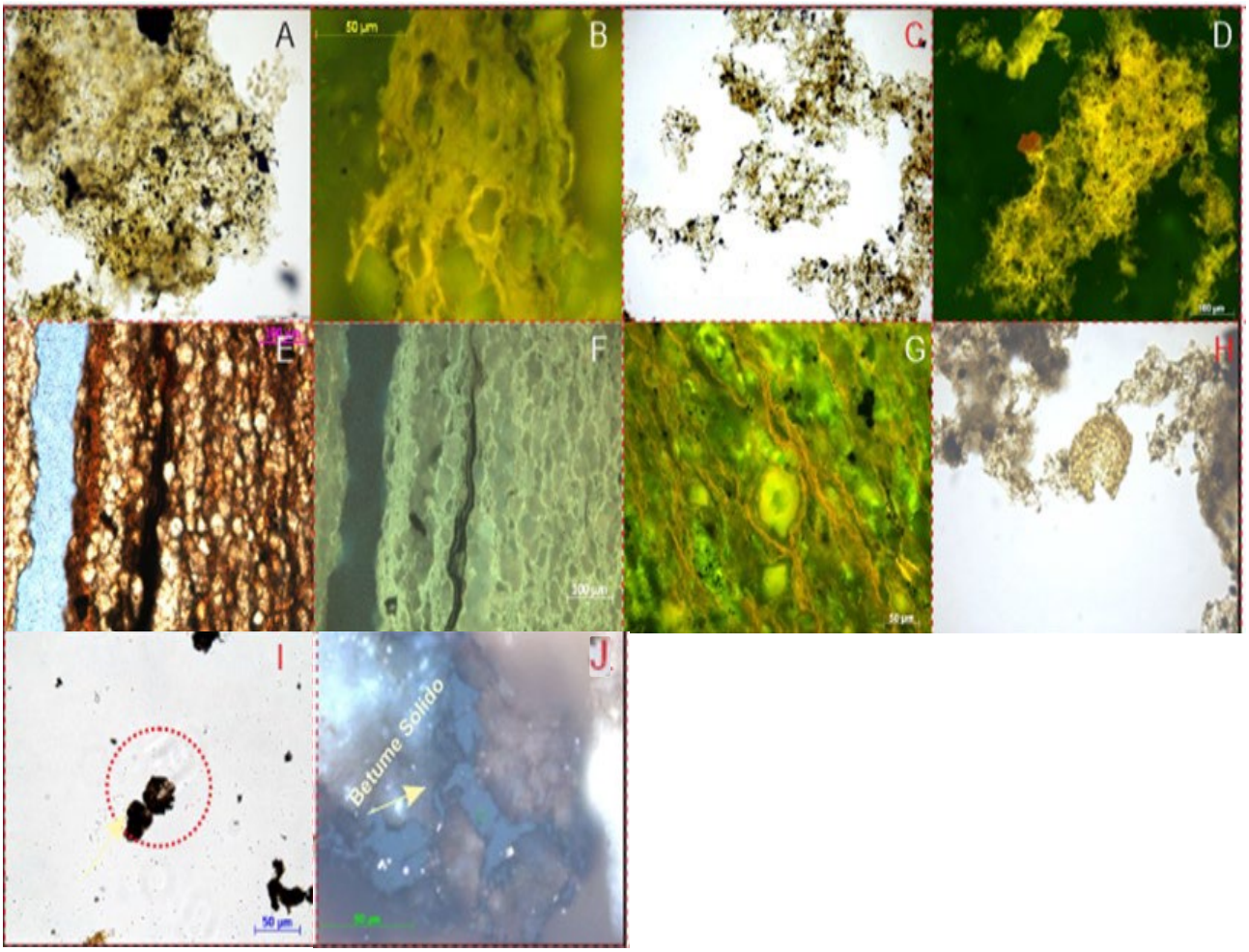


Figura 2.2.2: Fotomicrografias da matéria orgânica dispersa e produtos secundários em níveis ricos em matéria orgânica do Andar Alagoas, Bacia de Santos, caracterizados pelas técnicas de microscopia óptica. Fotomicrografia A: predomínio do Grupo Amorfo, subgrupo MOA (sensu Tyson, 1995) exibindo aspecto denso, grumoso, com coloração variando do amarelo ao laranja claro. Fotomicrografia B: maceral lamalginita correcionável ao Grupo Amorfo caracterizado na análise de palinofácies, com intensa coloração de fluorescência (luz azul incidente a óleo de imersão). Fotomicrografias C e D: palinofácies com predomínio do subgrupo MOA oriundo da atividade de bactérias fotossintetizantes, com aspecto tênue e intensa coloração de fluorescência (matéria orgânica pelicular, luz branca transmitida em lâmina de concentrado de querogênio sob luz branca transmitida e luz azul incidente, respectivamente). Fotomicrografias E, F e G: lâmina delgada de rocha sedimentar da fácies siliciclástico-carbonática enriquecida em matéria orgânica com elevado teor de COT. Notar, em luz branca transmitida, a coloração laranja avermelhada a castanha (Fotomicrografia E), e intensa coloração de fluorescência amarelo e laranja da matéria orgânica dispersa com aspecto lamelar (Fotomicrografias F e G). Fotomicrografias H e I: Esporomorfos com ICE indicativo de baixa e alta maturidade, respectivamente. Fotomicrografia J: Betume sólido de baixa maturação em *plug* de concentrado de querogênio sob luz branca refletida a óleo de imersão.

2. A expressão máxima da concentração do carbono orgânico ocorre nos folhelhos (RI > 70%; COT atingindo 9% a 18%) e a menor nos *mudstones* carbonáticos (RI < 30%; COT < 3%). As fácies siliciclástico-carbonáticas (margas, RI entre 30% e 70%) se caracterizam pelo aumento do COT (3% a 9%) com o aumento da fração siliciclástica.

3. Em termos estratigráficos, as fácies geradoras foram depositadas em ambiente lacustre com padrões de empilhamento regressivos, com folhelhos e margas na

base (períodos úmidos, lago alto) sucedidos por *mudstones* carbonáticos no topo (períodos áridos, lago baixo). Esses ciclos deposicionais ocorrem em alta frequência.

4. Nos ciclos de aridez, as fácies carbonáticas (*mudstones*) registram valores de IH entre 200 e 980 mg HC/g COT, sugestivos de grande variação no potencial redox do ambiente sedimentar, entre regime anóxico e disóxico. Nos ciclos de aumento de umidade e de maior aporte de argila, nas fácies siliciclástico-carbonáticas (margas), a variação no resíduo insolúvel de 30% para 70% não se reflete em uma resposta positiva de aumento do grau de preservação da matéria orgânica, visto que os valores de IH oscilam entre 500 e 900 mg HC/g COT, independentemente da variação do RI. As fácies siliciclásticas (folhelhos), que representam o clímax dos ciclos de nível alto do lago, se caracterizam por valores de IH oscilando dominantemente entre 600 e 1000 mg HC/g COT, também sem uma tendência de correlação com o aumento da fração argilosa, porém denotando condições redox anóxicas mais intensas e favoráveis para preservação da matéria orgânica.

5. No Andar Jiquiá, a boa correlação entre o aumento do COT e do IH se traduz no aumento do potencial gerador (S_2, mg HC/g rocha) e fácies carbonáticas (*mudstones*) com menores teores de COT (< 3%) caracterizadas por S_2 de até 20 mg HC/g rocha, enquanto as fácies siliciclástico-carbonáticas (margas) e as fácies siliciclásticas (folhelhos) com COT > 3% registram S_2 entre 20 e 170 kg HC/ton rocha.

6. Por meio da análise de palinofácies de amostras do Andar Jiquiá, constata-se que a matéria orgânica dispersa em *mudstones*, margas e folhelhos pertence ao Grupo Amorfo, predominantemente subgrupo MOA, sendo que o querogênio se caracteriza por intensa coloração de fluorescência em resposta aos elevados Índices de Hidrogênio, sugestivos de condições redutoras do ambiente deposicional induzidas pela elevada bioprodutividade primária. Há raras ocorrências de esporomorfos (Grupo Palinomorfo) e de constituintes do Grupo Fitoclasto nas associações de palinofácies, além da ocorrência significativa do maceral betuminita.

7. Na seção do Andar Alagoas da Formação Barra Velha, as fácies siliciclástico-carbonáticas contêm níveis milimétricos a centimétricos enriquecidos em matéria orgânica (COT até 7% e IH até 981 mg HC/g COT) que correspondem a fácies de afogamento (SIM). Por meio das análises ópticas, verifica-se tratar de querogênio tipo I-II, constituído pelo predomínio do Grupo Amorfo, mas com aumento no porcentual relativo de esporomorfos em relação à geradora do Andar Jiquiá. Adicionalmente, a correlação da composição macerálica com o predomínio do Grupo Amorfo revelou o predomínio de lamalginita, indicativa de outro precursor botânico em relação a esse grupo no Andar Alagoas.

Em termos de perspectivas futuras, novos dados obtidos diretamente pela perfuração das seções ricas em matéria orgânica serão de grande valia para o avanço do conhecimento

sobre as rochas geradoras do pré-sal da Bacia de Santos, sobretudo no setor oeste da bacia, onde há relativamente menos poços perfurados até o momento. Cabe mencionar também o grande potencial da Modelagem de Fácies Orgânicas para o aprimoramento dos modelos estratigráficos e geológicos, o que possibilitará uma redução do risco atrelado às incertezas e imprecisões nos quesitos geração e migração de petróleo na avaliação de áreas exploratórias. Para tanto, será necessária a aplicação de *softwares* de modelos de produção-preservação-acumulação da matéria orgânica e o uso maciço de transformação digital a fim de acelerar o *input* de dados de entrada e de calibração visando a uma modelagem de sistemas petrolíferos cada vez mais precisa.

3. DISTRIBUIÇÃO E CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS ACUMULAÇÕES DE PETRÓLEO DO PRÉ-SAL NA BACIA DE SANTOS

Na Bacia de Santos, as acumulações de petróleo em rochas reservatório do pré-sal localizam-se principalmente nas porções central e norte da bacia (Figura 3.1). Os petróleos investigados nesse estudo provêm dos campos de Mero, Búzios, Itapu, Berbigão, Sururu, Atapu, Sépia, Tupi/Cernambi e Sapinhoá, e dos Planos de Avaliação de Descobertas (PADs) de Júpiter e Libra, todos operados pela Petrobras. Também estão incluídos nesse trabalho os petróleos dos campos de Lapa e de Bacalhau, descobertos pela Petrobras e posteriormente vendidos a outras companhias.

Os reservatórios depositados no pré-sal são de idade Alagoas (Fm. Barra Velha) ou Jiquiá (Fm. Itapema) e têm exemplos descritos nos Capítulos 8, 13, 14 e 15 deste livro. Na maior parte das acumulações conhecidas, o petróleo está acumulado em reservatórios carbonáticos da Fm. Barra Velha (sistema petrolífero Itapema-Barra Velha (!)) depositados em altos estruturais. Em geral, as trapas são estruturais, com geometria quaquaversal na base do sal, e seladas pela seção evaporítica da Fm. Ariri. Secundariamente, algumas acumulações estão presentes nos reservatórios formados por coquinas da Fm. Itapema, de idade Jiquiá (sistema petrolífero Itapema-Itapema (!)).

Nesta seção 3, são abordadas as principais propriedades físico-químicas de petróleos do pré-sal da Bacia de Santos, com destaque à variabilidade composicional entre as diversas acumulações investigadas.

3.1. Propriedades gerais dos petróleos do Pré-sal da Bacia de Santos

Os petróleos nos reservatórios do pré-sal da Bacia de Santos apresentam variações no que diz respeito às propriedades físicas e PVT (pressão, volume e temperatura), à composição química e às características geoquímicas. Em geral, constituem-se de acumulações do tipo *black oil* (segundo a classificação de McCain e Bridges, 1994), com Razão Gás/Óleo (RGO) entre 100 e 300 m^3/m^3, e grau API em torno de 28. Na maior parte dos casos, as exceções são resultantes de processos pós-expulsão, como contaminação por CO_2 e separação de fases. A maior variação composicional

relaciona-se ao teor de CO_2, o qual varia entre <1% e 78% em fração molar no fluido de reservatório. Na Tabela 3.1.1 podem ser observados os intervalos de valores das propriedades gerais dos petróleos em descobertas da Bacia de Santos. Destacam-se os baixos teores em enxofre (em geral abaixo de 0,5% em massa) e o baixo valor de Número de Acidez Total (NAT < 0,5 mg KOH/g), reforçando outras propriedades que tornam esses óleos atrativos para o refino.

Da mesma forma que os teores de CO_2 variam nos petróleos do pré-sal da Bacia de Santos, ocorrem variações composicionais laterais e verticais relacionadas a outro gás contaminante, o H_2S. Os valores de H_2S variam de 0,2 ppmv (limite de detecção em partes por milhão em volume) a menos de 10 ppmv na fase gasosa da maioria dos petróleos do pré-sal da bacia. No entanto, valores elevados foram encontrados localmente. Uma variação de 0,2 até cerca de 400 ppmv de H_2S ocorre no Campo de Sururu, e de 1 ppmv a 160 ppmv no Campo de Búzios. Os processos de formação, migração e acumulação do H_2S e seu impacto nas acumulações de petróleo não serão abordados neste estudo.

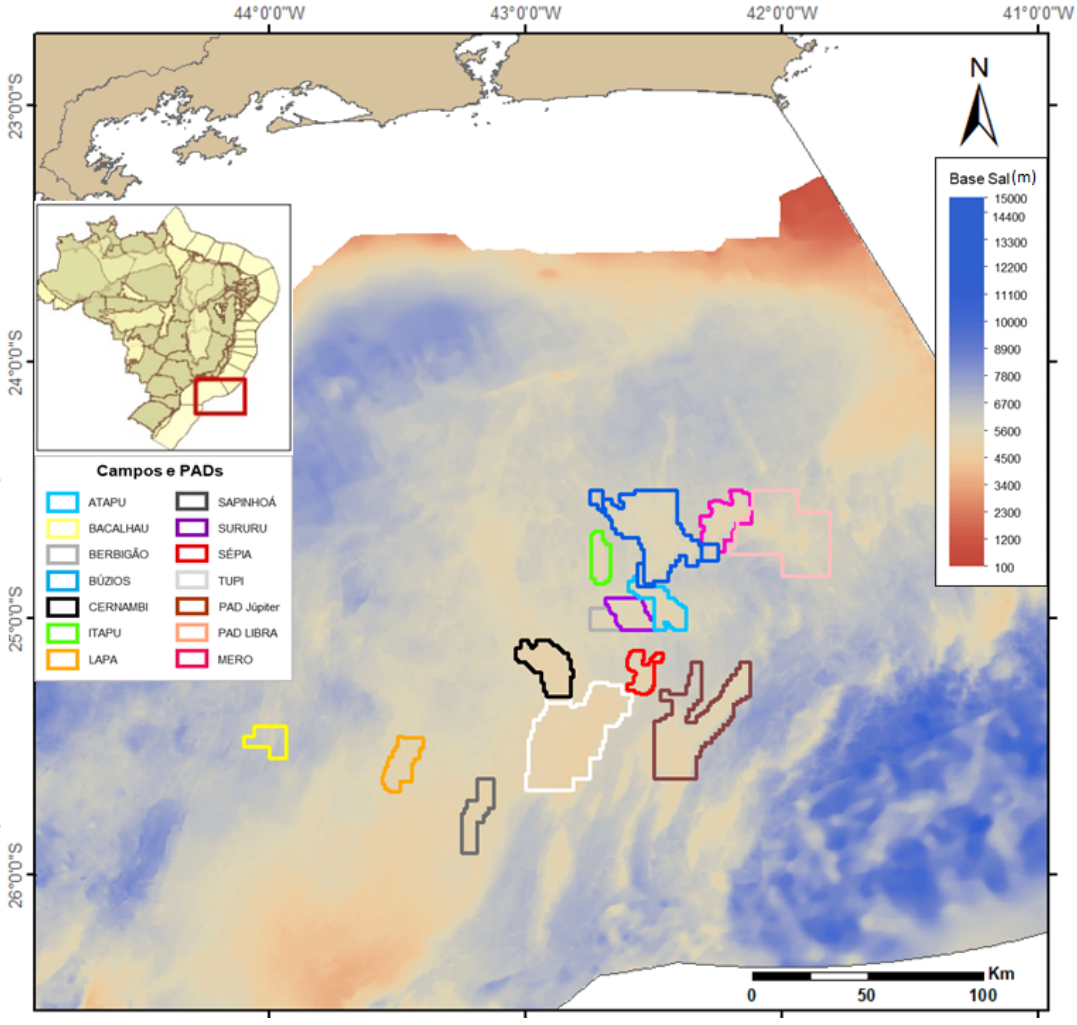


Figura 3.1: Mapa estrutural da base do sal, com a localização dos campos de petróleo e Planos de Avaliação de Descobertas (PAD) da Bacia de Santos discutidos neste capítulo.

Nome do campo	MERO	BÚZIOS	ITAPU	BERBIGÃO	SURURU	ATAPU	SÉPIA
Unidade(s) litoestratigráfica(s) do reservatório	Fm. Barra Velha e Itapema	Fm. Barra Velha e Itapema	Fm. Barra Velha	Fm. Barra Velha	Fm. Barra Velha	Fm. Barra Velha	Fm. Barra Velha
Fase (Líquida, Líquida/Gasosa, Gasosa)	Líquida	Líquida	Líquida	Líquida	Líquida	Líquida	Líquida
Grau API	26,07 - 28,73	21,61 - 32,01	19,66 -29,13	18,06 - 27,9	20,52 - 28,68	23,79 - 27,33	23,11 - 27,01
RGO (m^3/m^3)	345,44 - 459,89	179,76 - 285,21	90,67 - 99,35	49,47 - 97,63	52,06 - 279,71	230,12 - 252,69	173,71 - 201,35
Bo/Bg m^3 sat/m^3 std	1,89 - 2,16	1,54 - 1,78	1,26 - 1,37	1,20 - 1,29	1,45 - 1,64	1,59 - 1,76	1,45 - 1,55
% CO_2 no fluido de reservatório	36,83 - 37,85	1,23 - 18,92	0 - 0,07	0,05 - 1,85	13,91 - 25,76	19,67 - 22,20	16,12 - 17,64
Enxofre (%m/m)	0,278 - 0,344	0,25 - 0,34	0,25	0,31 - 0,50	0,36 - 0,41	0,37 - 0,40	0,37 - 0,41
Nitrogênio total (%m/m)	0,26 - 0,32	0,29 - 0,35	0,28	0,31 - 0,36	0,31 - 0,35	0,29 - 0,37	0,32 - 0,37
Número de acidez total - NAT (mg KOH/g)	0,17 - 0,31	0,11 - 0,31	0,01 - 0,06	0,15 - 0,28	0,22 - 0,37	0,23 - 0,35	0,33 - 0,42
Temp. início aparecimento cristais (TIAC em °C)	43,53 - 50,01	40,50 - 46,42	40,00 - 46,39	35,47 - 45,48	39,53 - 45,94	39,32 - 43,09	35,18 - 40,93
Asfaltenos (%m/m)	< 0,5	0,60 - 1,50	1,2 - 1,3	0,7 - 1,2	<0,5 - 1,3	0,5 - 1,1	1,1 - 1,6

Nome do campo	TUPI	CERNAMBI	SAPINHOÁ	PAD JÚPITER	PAD LIBRA	LAPA	BACALHAU
Unidade(s) litoestratigráfica(s) do reservatório	Fm. Barra Velha e Itapema	Fm. Barra Velha e Itapema	Fm. Barra Velha	Fm. Barra Velha	Fm. Barra Velha	Fm. Barra Velha	Fm. Barra Velha
Fase (Líquida, Líquida/Gasosa, Gasosa)	Líquida/Gasosa	Líquida	Líquida	Líquida/Gasosa	Gasosa	Líquida	Líquida
Grau API	18,43 - 35,31	26,78 - 36,86	15,95 - 29,46	14,39 - 36,02	37,21	14,91 - 29,76	28,97 - 32,24
RGO (m^3/m^3)	16,56 - 635,86	268,24 - 789,74	46,12 - 300,40	91,12 - 3403,97	2837,55	37,17 - 246,02	289,15 - 366,43
Bo/Bg m^3 sat/m^3 std	1,28 - 2,57 / 0,0035	1,86 - 1,88	1,46 - 1,64	1,33 - 1,49 / 0,00229	0,0025	1,11 - 1,65	2,03 - 2,14
% CO_2 no fluido de reservatório	0 - 20,99	0,73 - 1,64	0,08 - 14,33	54,35 - 77,29	66,98	0,61 - 29,57	0,0 - 0,12
Enxofre (%m/m)	0,25 - 0,44	0,27 - 0,30	0,34 - 0,40	0,74		0,34 - 0,56	0,22 - 0,25
Nitrogênio total (%m/m)	0,15 - 0,37	0,23 - 0,26	0,24 - 0,34	0,61		0,34 - 0,40	0,21
Número de acidez total - NAT (mg KOH/g)	0,13 - 0,44	0,08 - 0,20	0,23 - 0,37	0,79		0,20 - 0,42	0,11
Temp. início aparecimento cristais (TIAC em °C)	30 - 40,62	36,51 - 43,05	35,70 - 40,33	45,55		45,43 - 48,48	46,06 - 49,27
Asfaltenos (%m/m)	<0,5 - 2,0	<0,5	<0,5	2,7		<0,5 - 2,1	<0,5
*Enxofre, nitrogênio, NAT, TIAC e asfaltenos (petróleos amostrados em TFRs, TPs de poços e *blends* de produção das plataformas)							
*Grau API, RGO, Bo/Bg e %CO_2 (análises PVTs de petróleos amostrados em TFRs, TFCs e TPs)							

Tabela 3.1.1: Intervalos de valores das propriedades dos petróleos amostrados em reservatórios em campos e Planos de Avaliação de Descoberta (PADs) do pré-sal da Bacia de Santos. TFR: teste de formação a poço revestido; TFC: teste de formação a cabo; TP: teste de produção.

3.2. Variações composicionais dos petróleos do Pré-sal da Bacia de Santos

Processos secundários como gradação composicional (Sage e Lacey, 1938), separação de fases e fracionamento evaporativo (Thompson, 1987) são interpretados como responsáveis por alterações nos petróleos estudados. Em alguns casos, como na acumulação de Júpiter, a existência de uma espessa capa de gás associada a uma coluna de óleo subjacente é resultante da interação do petróleo original, provavelmente do tipo *black oil* ou óleo volátil, com o CO_2. Os efeitos do processo de interação entre petróleo e CO_2 serão discutidos em detalhe mais adiante, nas seções 7 e 9 deste capítulo.

Verificam-se padrões distintos de gradientes composicionais verticais e laterais dos fluidos, variando desde colunas de petróleos relativamente homogêneas nos campos de Búzios, Mero, Sépia e Atapu, até acumulações contendo fortes gradientes composicionais, como aqueles observados nos campos de Sururu e Tupi e no PAD de Júpiter. Nas acumulações onde se observa um gradiente composicional, os petróleos normalmente apresentam um aumento do grau API em direção ao topo do reservatório. Já os petróleos dos campos de Lapa e Tupi mostram padrões distintos, com valores de grau API que aumentam ou diminuem em direção ao topo do reservatório em diferentes setores do campo.

Essas variações composicionais verticais e horizontais resultam da mistura de cargas petrolíferas com variado grau de evolução térmica, diferentes proporções de CO_2 e, provavelmente, do *timing* relativo entre o aporte de CO_2 e de petróleo ao reservatório, temas que serão discutidos nas seções 4, 5, 7 e 9 deste capítulo.

Cargas petrolíferas provenientes de cozinhas de geração distintas também são identificadas em algumas acumulações e têm impacto na composição do petróleo acumulado em determinado campo. O aporte de cargas petrolíferas das diversas cozinhas geradoras e a proveniência dos petróleos no pré-sal da Bacia de Santos serão abordados nas seções 4, 5 e 6 deste capítulo. Adicionalmente, cabe mencionar que o gradiente composicional de uma acumulação também pode ser controlado pelas variações laterais e verticais da porosidade e da permeabilidade nos reservatórios.

4. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS ÓLEOS DO PRÉ-SAL

Esta seção tem como objetivo apresentar uma análise e descrição das características geoquímicas dos óleos do pré-sal da Bacia de Santos. Foram consideradas na caracterização da origem e da maturação térmica todas as frações moleculares do óleo e suas respectivas técnicas analíticas de avaliação.

As primeiras constatações de petróleo de origem lacustre na Bacia de Santos por meio de técnicas geoquímicas ocorreram nos poços 1-BSS-0074-BS, 1-BSS-0075-BS e 1-BSS-0076-BS. No caso do 1-BSS-0075-BS, perfurado em 1994, o

petróleo de origem lacustre foi identificado em reservatórios siliciclásticos do pós-sal, na unidade litoestratigráfica da Formação Itajaí-Açu. Contudo, o primeiro poço exploratório com alvo no pré-sal da Bacia de Santos foi perfurado em 2006, no bloco exploratório BM-S-10, e denominado prospecto Parati (1-RJS-0617D-RJ ou 1-BRSA-0329D-RJS). Apesar da constatação de uma acumulação de gás condensado pouco atrativa comercialmente, foi comprovada, por meio de técnicas da Geoquímica Orgânica do petróleo, a existência de um sistema petrolífero com rocha geradora depositada em ambiente lacustre naquela região da bacia, e assim fomentaram-se novas perspectivas para o *play* exploratório pré-sal. Desde então, centenas de poços tiveram suas descobertas de óleo avaliadas por meio das técnicas da Geoquímica Orgânica do petróleo, o que permitiu desvendar vários aspectos de sua história de geração, migração e acumulação.

Os dados utilizados para essa caracterização geoquímica de óleos são provenientes de um conjunto de 31 amostras do pré-sal da Bacia de Santos coletadas de reservatórios na Formação Barra Velha. Os dados provêm do emprego de diversas técnicas analíticas, tais como cromatografia líquida, cromatografia gasosa *whole oil*, cromatografia gasosa acoplada à espectrometria de massas para determinação das razões isotópicas de carbono e hidrogênio, cromatografia gasosa utilizando o método Carburane (hidrocarbonetos C_6-C_{10}), cromatografia gasosa acoplada à espectrometria de massas (hidrocarbonetos poliaromáticos ou HPA, diamantoides, biomarcadores saturados e aromáticos), todas realizadas nos Laboratórios do Centro de Pesquisa Leopoldo A. M. de Mello (CENPES) da Petrobras, no Rio de Janeiro (mais detalhes sobre essas técnicas analíticas podem ser obtidos, por exemplo, em Caetano, 2018). Dessa forma, foram investigadas as moléculas e as razões isotópicas de carbono estável do petróleo no intuito de se obter informações sobre a origem e maturação térmica de sua rocha geradora, bem como de processos de alteração após a expulsão do petróleo, visando caracterizar os sistemas petrolíferos ativos na Bacia de Santos e aplicar esse conhecimento em estudos de previsibilidade de fluidos em novas locações exploratórias.

4.1. Composição global dos óleos e suas propriedades

Com base na composição global dos fluidos, é possível realizar as primeiras inferências acerca das acumulações de petróleo. Por meio de análises relativamente simples, pode-se identificar o tipo de fluido (parafínico ou aromático) e a provável natureza da matéria orgânica que o gerou por craqueamento térmico, inferir o nível de evolução térmica da rocha geradora da qual o petróleo foi expulso, avaliar processos de alteração pós-acumulação (como a biodegradação, por exemplo) e obter informações relacionadas à homogeneidade vertical e lateral das acumulações. As proporções das frações de compostos saturados, aromáticos e polares e os cromatogramas gasosos *whole oil* representativos dos óleos de algumas das principais acumulações da Bacia de Santos podem ser vistos na Figura 4.1.1. Em geral, os óleos são

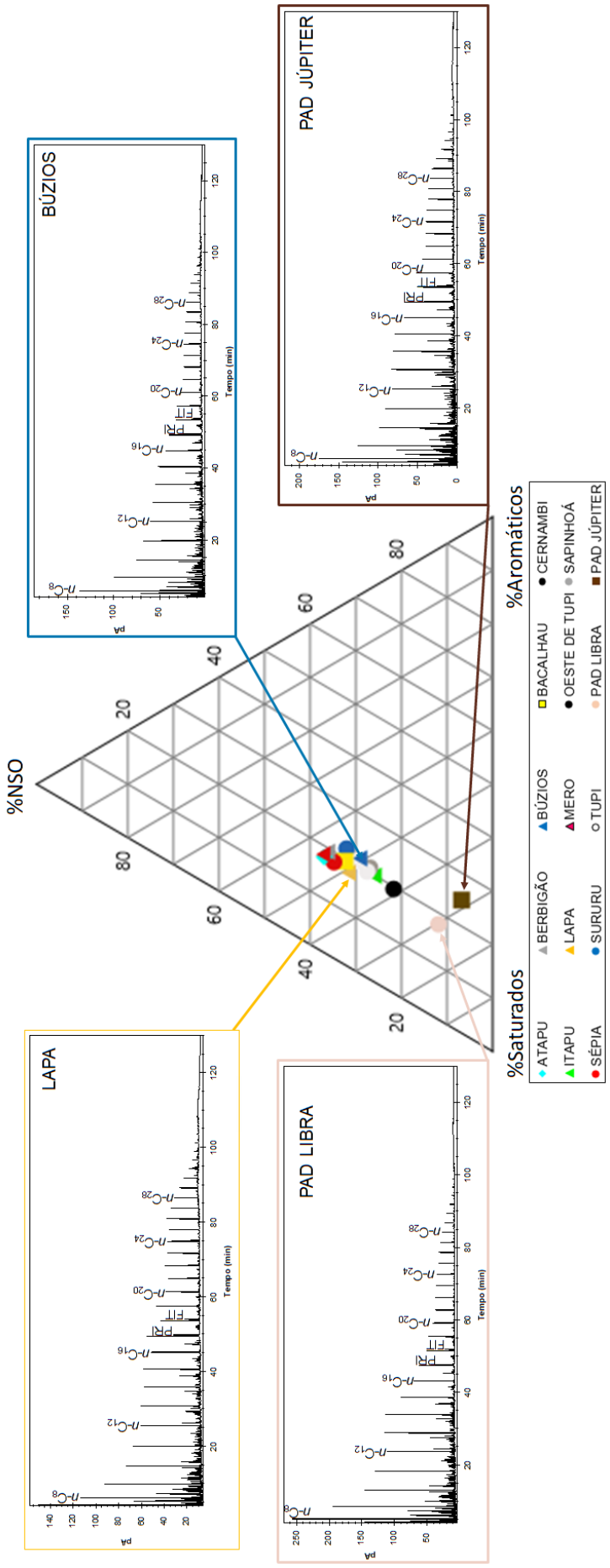


Figura 4.1.1: Gráfico ternário com as proporções das principais classes de compostos do óleo (%Saturados, %Aromáticos e %NSO ou Polares) na fração C_{15+} e destaque de quatro cromatogramas gasosos whole oil representativos de óleos acumulados no pré-sal da Bacia de Santos. Para identificação dos compostos, consultar Apêndice ao final deste capítulo. Abundância relativa dos compostos no eixo das ordenadas dos cromatogramas em picoampères (pA).

parafínicos, com teores mínimos de 44% de compostos saturados na fração C_{15+}. Destacam-se as amostras de condensado coletadas nas capas de gás nos Planos de Avaliação de Descoberta (PADs) de Libra e de Júpiter, as quais são as mais enriquecidas em compostos saturados.

A partir dos resultados da cromatografia gasosa *whole oil*, é possível observar a distribuição das parafinas lineares e ramificadas, e de outros compostos em menores abundâncias, como cicloparafinas e aromáticos. Na Figura 4.1.1 apresentam-se os quatro cromatogramas que sumarizam as distribuições desses compostos nas frações líquidas de petróleos do pré-sal da Bacia de Santos: (1) os condensados das capas de gás dos PADs de Júpiter e Libra são os mais enriquecidos nos compostos mais leves, corroborando os elevados valores de grau API e RGO apresentados na seção 3 (Tabela 3.1.1); (2) os óleos do Campo de Lapa desempenham uma importante contribuição relativa de parafinas de maior peso molecular, na faixa de 20 a 30 átomos de carbono, indicando diferenças nos ambientes deposicionais das rochas geradoras que deram origem aos óleos desse campo em relação às geradoras em outras partes da bacia; e (3) o cromatograma gasoso típico de óleos das principais jazidas do pré-sal, representadas pelo óleo do Campo de Búzios, que tem um declive (*slope*) da envoltória das parafinas lineares intermediário ao apresentado pelos óleos dos outros dois tipos citados anteriormente. De modo geral, os cromatogramas gasosos dos óleos do pré-sal da Bacia de Santos não apresentam feições indicativas da ocorrência de processos de biodegradação, exibindo predomínio de parafinas normais com 8 a 35 átomos de carbono sem predominância evidente de parafinas ímpares sobre as pares, isoprenoides como pristano (PRI) e fitano (FIT) em abundância relativa correspondente a cerca de metade daquela de *n*-parafinas adjacentes (*n*-C_{17} e *n*-C_{18}, respectivamente), e razão pristano/fitano > 1 (Figura 4.1.1).

4.2. Composição molecular e isotópica dos óleos e suas implicações na caracterização dos sistemas petrolíferos

Os biomarcadores encontrados no petróleo são moléculas complexas formadas principalmente por carbono e hidrogênio, derivadas de organismos como bactérias, algas e vegetais. Essas moléculas são utilizadas na Geoquímica Orgânica para a interpretação de parâmetros de origem e maturação do petróleo, auxiliando no reconhecimento da fácies orgânica da rocha geradora, na reconstrução de seu ambiente deposicional e na sua respectiva história térmica (*e.g.* Peters e Moldowan, 1993; Peters *et al.*, 2005). Adicionalmente, utilizando-se moléculas de várias faixas composicionais do petróleo, pode-se estimar a existência de processos secundários que ocorrem após a expulsão, migração e acumulação do petróleo (biodegradação, fracionamento evaporativo, gradiente composicional, craqueamento secundário no reservatório, interação com CO_2, processos de preenchimento cumulativos e instantâneos, precipitações por desequilíbrio de fase, aporte de gases nobres e de H_2S, vazamento pelo selo e injeção de cargas petrolíferas tardias).

Tipicamente, uma acumulação de petróleo representa uma história complexa relacionada à interação espacial e temporal dos elementos e dos processos ativos dos sistemas petrolíferos (*e.g.* Magoon e Dow, 1994). Esse conjunto de informações, que podem ser registradas em uma acumulação, constitui o principal subsídio para a atividade de Modelagem de Sistemas Petrolíferos, cujo objetivo é simular numericamente os processos associados à formação de acumulações de petróleo e avaliar o risco exploratório em áreas pioneiras (*e.g.* Welte *et al.*, 1997; Hantschel e Kauerauf, 2009).

Os petróleos das acumulações dos campos de Itapu, Búzios, Atapu, Sururu, Berbigão, Sépia, Mero, Tupi (incluindo a área de Cernambi em sua porção oeste), Sapinhoá, Bacalhau e Lapa, e dos PADs de Libra e de Júpiter (Figuras 3.1 e 4.1.1), preencheram reservatórios carbonáticos do Andar Alagoas e têm características geoquímicas, moleculares e isotópicas correlacionáveis principalmente aos betumes da seção geradora de idade Jiquiá Superior. No entanto, é possível observar variações na composição molecular e isotópica de carbono dos óleos e dos extratos orgânicos analisados que podem estar relacionadas a diferenças na matéria orgânica dentro das zonas bioestratigráficas OS-1000 e OS-1100 (Figura 4.2.1).

As principais características geoquímicas que possibilitam individualizar esses dois tipos de petróleo, associados a sistemas petrolíferos lacustres distintos, são indicadas pelos parâmetros de biomarcadores terpanos (m/z 191) e esteranos (m/z 217) e pela composição isotópica de carbono do óleo total e das *n*-parafinas individuais (Figuras 4.2.2 e 4.2.3).

Os gráficos binários envolvendo indicadores moleculares de origem, como as razões hopanos/esteranos (HOP/EST), gamacerano/C_{30} hopano (GAM/H30), pristano/fitano (PRI/FIT), a proporção de esteranos com 27 átomos de carbono em relação ao total de esteranos (%C_{27} esteranos) e a composição isotópica de carbono do óleo total ($\delta^{13}C_{Total}$) indicam duas principais composições geoquímicas para os óleos do pré-sal de Santos (Figura 4.2.2). Em comum, esses dois tipos de composições têm razões hopanos/esteranos > 4, amplo predomínio de terpanos pentacíclicos sobre terpanos tricíclicos, Ts < Tm, presença de 25-norhopano (provavelmente de fonte, e não resultante de intensa biodegradação), C_{29} hopano < C_{30} hopano, predomínio de C_{27} esteranos em relação a seus homólogos com 28 e 29 átomos de carbono e a ocorrência de metil-esteranos (Figura 4.2.1). A principal característica de distinção entre essas composições é a abundância relativa do composto gamacerano, expressa pela razão GAM/H30, obtida no fragmentograma de massas característico dos biomarcadores terpanos (m/z 191). O índice de gamacerano (GAM/H30) é um indicador de estratificação de coluna d'água em ambientes deposicionais marinhos e não marinhos (Sinninghe Damsté *et al.*, 1995), e geralmente é resultante da hipersalinidade no meio deposicional aquoso (Peters *et al.*, 2005). Contudo, a estratificação da coluna d'água também pode ser gerada pela diferença no gradiente de temperatura e de nível de oxidação. Consequentemente, para a interpretação de ambientes hipersalinos,

deve-se levar em consideração a associação da razão GAM/H30 com outros indicadores, como a razão pristano/fitano menor que 1 (*e.g.* Junghong e Summons, 2001), a presença do composto β-carotano e dos isoprenoides *i*-C_{25} e *i*-C_{30} (*e.g.* Penteado, 1995; Souza Júnior *et al.,* 2013) e o predomínio do terpano tricíclico com 23 átomos de carbono (TRI23; Tao *et al.,* 2015). O precursor do gamacerano é o tetraimanol, sendo sua principal fonte as membranas lipídicas de protozoários ciliados que se alimentam de bactérias cuja ocorrência se dá na interface de zonas disóxicas e anóxicas em colunas d'água estratificadas (Sinninghe Damsté *et al.,* 1995).

A maioria dos óleos estudados, como os das acumulações de Búzios, Mero, PAD de Libra, Atapu, Sururu, Berbigão, Itapu, Sépia, Tupi/Cernambi e Sapinhoá pertence ao grupo caracterizado pelo índice de gamacerano (GAM/H30) menor ou igual a 0,3, e por $\delta^{13}C_{Total}$ entre -25 e -26‰, indicativos de uma rocha geradora depositada em ambiente lacustre salobro sob condições disóxicas. Os óleos dos campos de Bacalhau e Lapa têm $\delta^{13}C_{Total}$ entre -27 e -26‰ e índices de gamacerano mais elevados (0,3 a 0,6), porém não são acompanhados por razões pristano/fitano abaixo de 1, os isoprenoides *i*-C_{25} e *i*-C_{30} estão presentes em concentrações relativas muito baixas, e o composto β-carotano não foi identificado, características cuja ausência não indica, necessariamente, uma condição de estratificação da coluna d´água por salinização do lago. Os parâmetros de biomarcadores saturados indicativos de fonte e, secundariamente, de maturação que podem indicar variações laterais da fácies geradora, seus respectivos depocentros e rotas de migração serão avaliados com a aplicação da técnica estatística multivariada de análise de componentes principais mais adiante, na seção 4.3.

A composição isotópica do carbono e do hidrogênio dos precursores do petróleo é controlada por fatores como as condições do ambiente de deposição e a variabilidade da fonte de matéria orgânica (*e.g.* Schoell, 1984). Os valores de isótopos estáveis de carbono e hidrogênio não apresentam variações muito significativas com o aumento da maturação dos querogênios, o que os qualifica como parâmetros importantes na determinação da origem do petróleo e, consequentemente, na correlação óleo-óleo e óleo-rocha.

A composição isotópica do óleo total ($\delta^{13}C_{Total}$) dos campos petrolíferos estudados foi obtida por meio da análise da composição isotópica de carbono, utilizando a Análise Elementar acoplada à Espectrometria de Massas para Razão Isotópica (AE-EMRI). Os dados de composição isotópica de carbono do óleo total ($\delta^{13}C_{Total}$) variam de -26,77‰ a – 24,78‰ e, quando correlacionados aos diversos parâmetros moleculares indicadores de fonte da fração de saturados, permitem separar os óleos em dois grupos (Figura 4.2.2). O grupo principal compreende os óleos com carbono isotopicamente mais pesado ($\delta^{13}C_{Total}$ > -26,0‰) dos campos de Itapu, Búzios, Atapu, Sururu, Sépia, Sapinhoá, Tupi (incluindo a área de Cernambi) e Berbigão, enquanto o segundo grupo, com carbono isotopicamente um pouco mais leve ($\delta^{13}C_{Total}$ < -26,0‰), é composto pelos óleos dos campos de Lapa e Bacalhau, situados mais a oeste (Figura 3.1), sugerindo

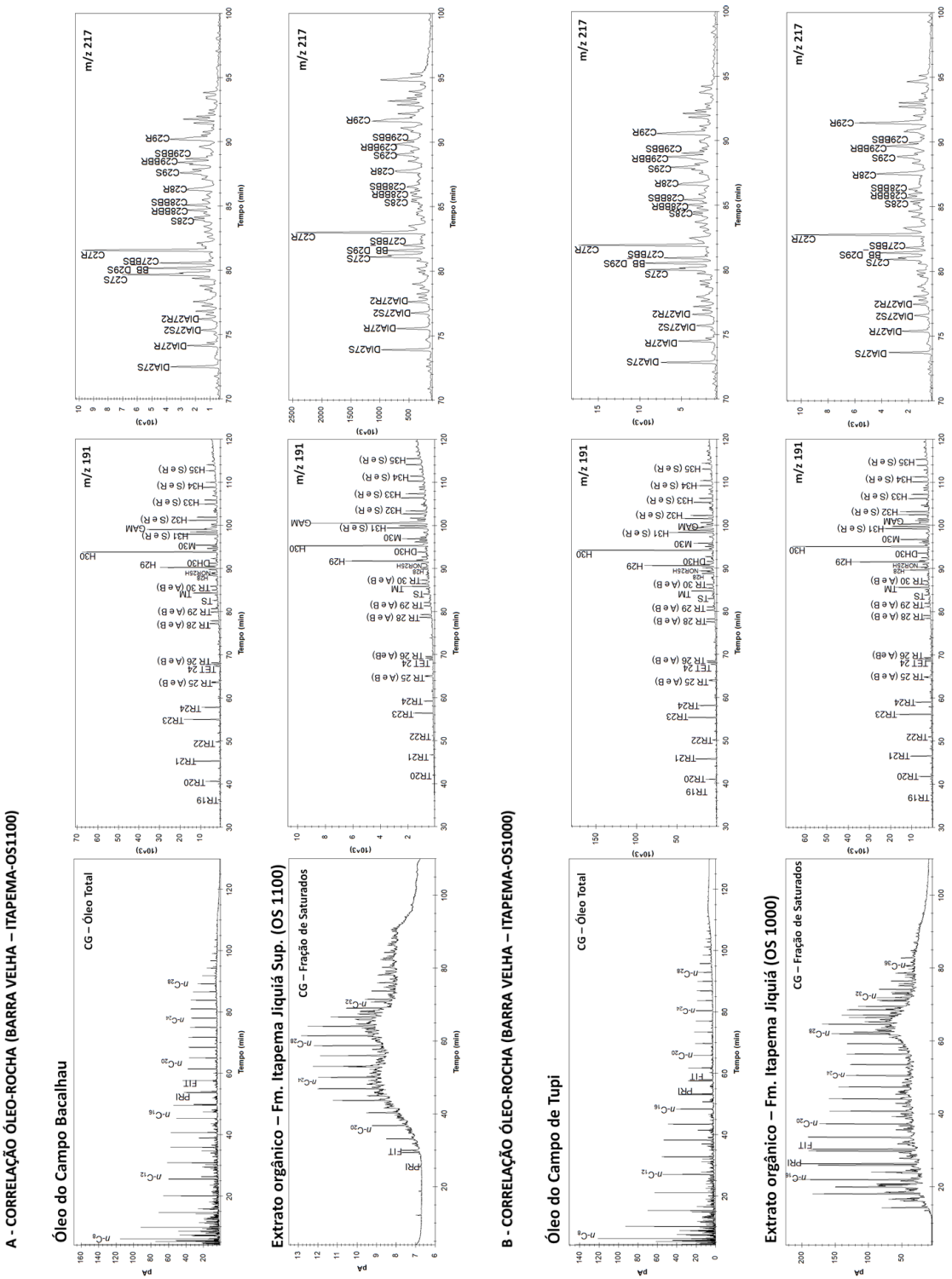


Figura 4.2.1: (A) Correlação entre os cromatogramas gasosos *whole oil* (CG – Óleo Total) e os perfis de distribuição dos biomarcadores saturados terpanos (m/z 191) e esteranos (m/z 217) dos óleos acumulados na Formação Barra Velha (campos de Lapa e de Bacalhau, exemplificados por óleo de Bacalhau), com os extratos orgânicos da Formação Itapema da zona OS-1100; (B) Correlação entre os cromatogramas gasosos *whole oil* (CG – Óleo Total) e os perfis de distribuição dos biomarcadores saturados terpanos (m/z 191) e esteranos (m/z 217) dos óleos acumulados na Formação Barra Velha (campos de Búzios, Mero, Atapu, Sururu, Berbigão, Itapu, Tupi/Cernambi e Sapinhoá, e PAD de Libra, exemplificados por óleo de Tupi), com os extratos orgânicos da Formação Itapema da zona OS-1000. Para identificação dos compostos, consultar Apêndice ao final deste capítulo.

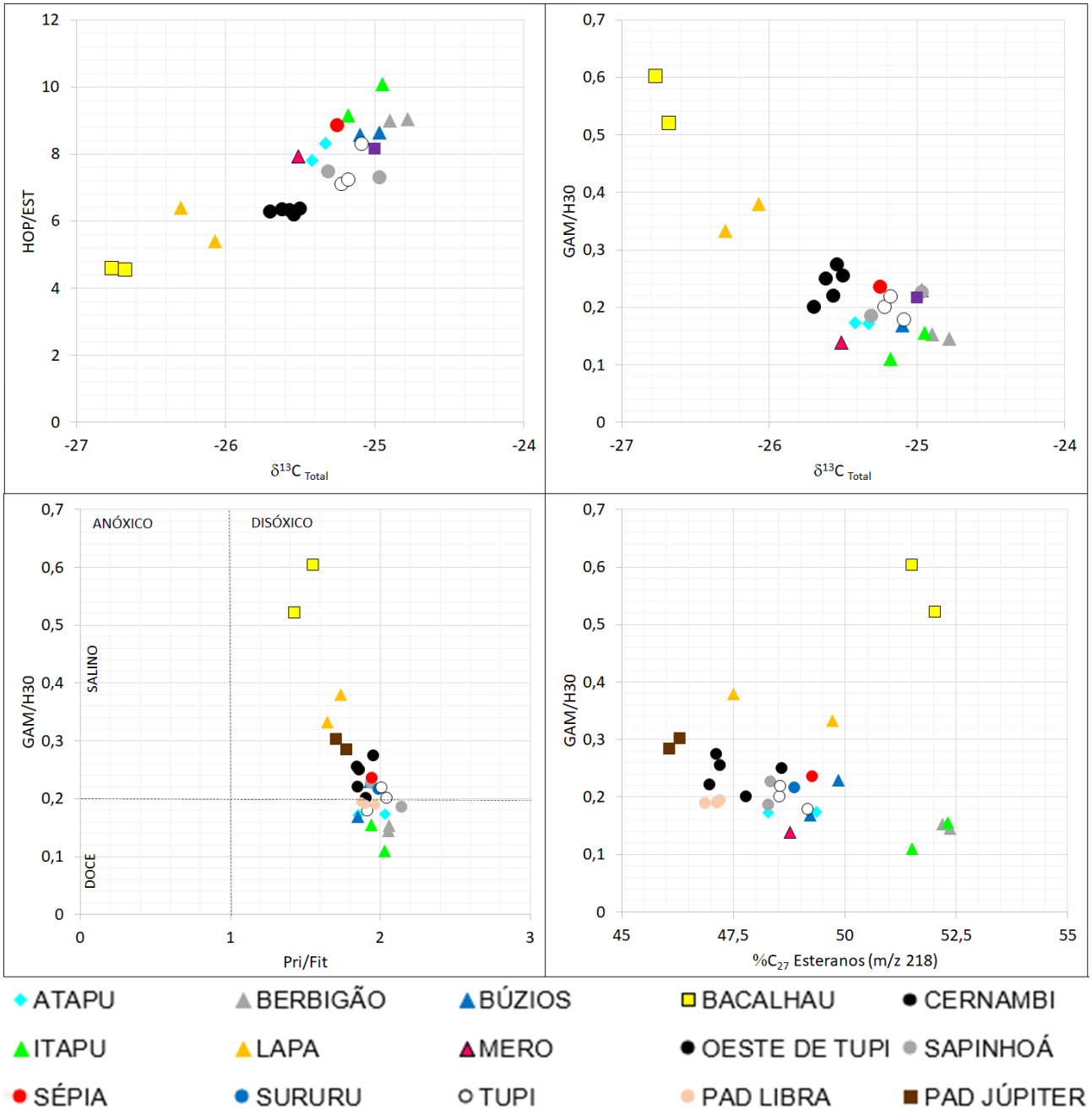


Figura 4.2.2: Parâmetros moleculares (razões HOP/EST, GAM/H30, PRI/FIT e $\%C_{27}$ esteranos regulares) e isotópicos de carbono do óleo total ($\delta^{13}C_{Total}$ em ‰) indicadores de fonte de matéria orgânica em óleos do pré-sal da Bacia de Santos. Para identificação dos compostos usados nas razões, consultar Apêndice ao final deste capítulo.

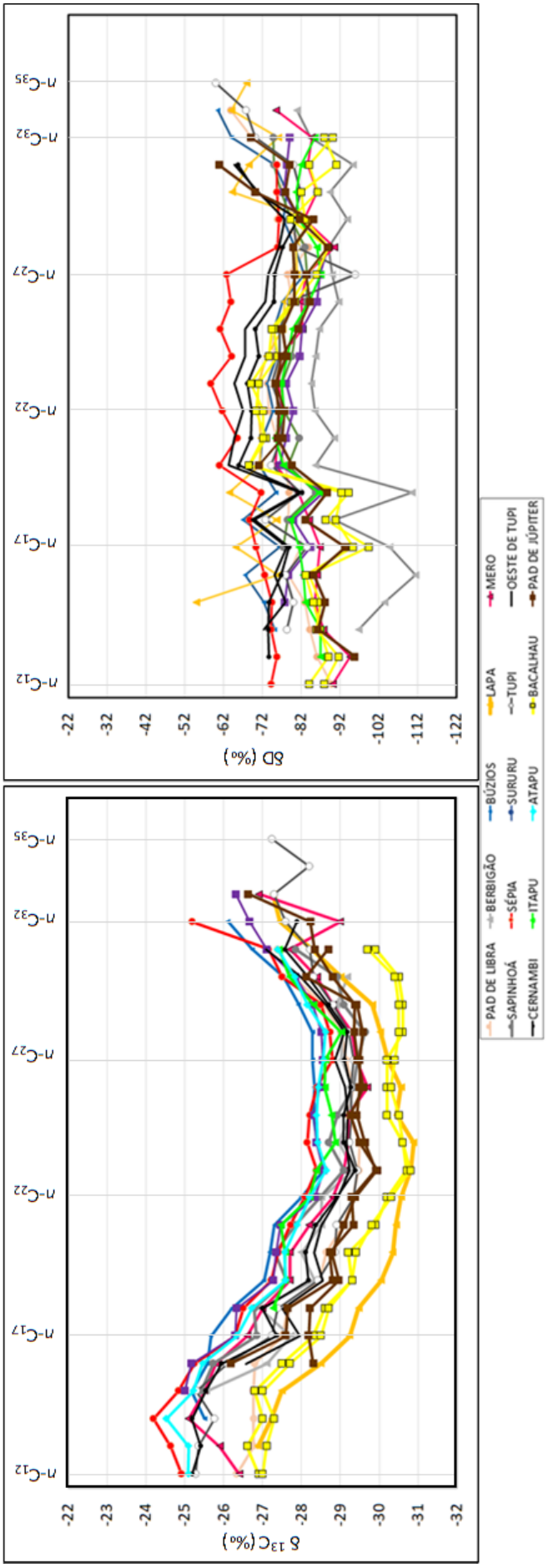


Figura 4.2.3: Perfis da composição isotópica de carbono ($\delta^{13}C$ em ‰, à esquerda) e de hidrogênio (δD em ‰, à direita) das *n*-parafinas de óleos do pré-sal da Bacia de Santos.

diferentes fontes de matéria orgânica para os dois grupos. Para a acumulação de petróleos do PAD de Júpiter, não foram utilizados os dados de $\delta^{13}C$, pois as amostras de óleo apresentam forte contaminação por fluido de perfuração com composição parafínica (*n*-C_{13} a *n*-C_{15}), o que impactou consideravelmente o resultado obtido.

Também foi aplicada a técnica de análise de isótopos estáveis de carbono e de hidrogênio de compostos individuais (parafinas lineares entre *n*-C_{12} e *n*-C_{35}) dos óleos acumulados no pré-sal da Bacia de Santos, inclusive naqueles do PAD de Júpiter. Para os isótopos estáveis de carbono das *n*-parafinas, observou-se um perfil em "U" assimétrico, com grande amplitude isotópica ($\delta^{13}C$ entre -31 e -24‰), típico dos óleos lacustres da seção rifte da margem sudeste brasileira (Guzzo *et al.*, 2011; Figura 4.2.3). Quanto à isotopia do hidrogênio das parafinas lineares, nota-se também uma expressiva amplitude de valores relativamente pesados (δD de -112 a - 54‰), mas uma certa tendência de constância dos valores para a gama de parafinas de cada óleo individualmente (Santos Neto *et al.*, 1998).

Ao longo das últimas décadas, diversos estudos dedicados à avaliação da evolução térmica de óleos têm recorrido a parâmetros moleculares de maturação derivados de compostos com diferentes estruturas químicas e faixas de pesos moleculares. Observou-se com certa frequência que a faixa de maturação estimada (equivalente em reflectância da vitrinita em Ro%; Peters *et al.,* 2005) a partir dos diversos parâmetros de um mesmo óleo era bastante variável, aparentemente com níveis de maturação conflitantes. De modo geral, constatou-se que diferentes parâmetros moleculares de maturação, a depender da sua natureza química e da faixa de peso molecular dos compostos utilizados, revelavam faixas de evolução térmica específicas. Essas observações levaram autores como Wilhelms e Larter (2004) a propor que as acumulações de petróleo seriam produto, em grau maior ou menor, de múltiplas e sucessivas cargas de petróleo de diferentes graus de maturação. O sistema de preenchimento de petróleo denominado "cumulativo" constitui o processo dominante de formação de acumulações de petróleo, visto que o progressivo craqueamento primário da matéria orgânica da rocha geradora causa a expulsão de cargas petrolíferas com diferentes assinaturas de maturação térmica ao longo do tempo geológico. Por outro lado, petróleos cujos parâmetros de maturação são bastante coerentes entre si, indicativos de uma faixa relativamente estreita de maturação de suas rochas geradoras durante a expulsão, seriam produto de preenchimentos ditos "instantâneos". Os sistemas de preenchimento de petróleo "instantâneos" tendem a ser mais raros porque as condições de armazenamento do petróleo (*timing* e volume do espaço poroso) devem ser favoráveis para que uma carga de faixa de maturação estreita e homogênea possa se acumular sem receber contribuições posteriores de cargas de maior evolução térmica. Como o conjunto dos parâmetros de Geoquímica Orgânica em óleos e de isotopia dos gases registra amplas faixas de maturação térmica, a análise integrada desses paleotermômetros fornece um registro

da natureza cumulativa ou "instantânea" de aporte das cargas petrolíferas (Figura 4.2.4).

Com o intuito de se avaliar a natureza do processo de acumulação do petróleo (sistemas cumulativos *versus* "instantâneos") com base nos parâmetros de maturação obtidos a partir de diferentes classes de componentes dos óleos do pré-sal, foram estimadas suas maturações térmicas expressas como reflectância da vitrinita equivalente (Ro eq.). A análise da maturação equivalente da rocha geradora foi realizada empregando-se as correlações com Ro eq. dos parâmetros de biomarcadores saturados e aromáticos (Peters *et al.*, 2005), hidrocarbonetos poliaromáticos – HPA's (Radke e Welte, 1983; Radke *et al.* 1986), hidrocarbonetos leves (Índice de Heptano *versus* Índice de Isoheptano; Thompson, 1983; Isaksen, 2004) e diamantoides (Chen *et al.*, 1996). Apesar dos hidrocarbonetos com sete átomos de carbono (C_7) indicarem uma ampla faixa de maturação, estes são facilmente susceptíveis a processos de alteração secundária, como fracionamento molecular (Wang *et al.*, 2010), promovido por separações entre as fases líquida e gasosa. Como as acumulações de Libra, Júpiter e Lapa apresentam grandes concentrações de CO_2, aumentando a RGO e ocasionando a formação de capas de gás, não avaliamos a maturação com base em parâmetros de compostos C_7 para esses petróleos.

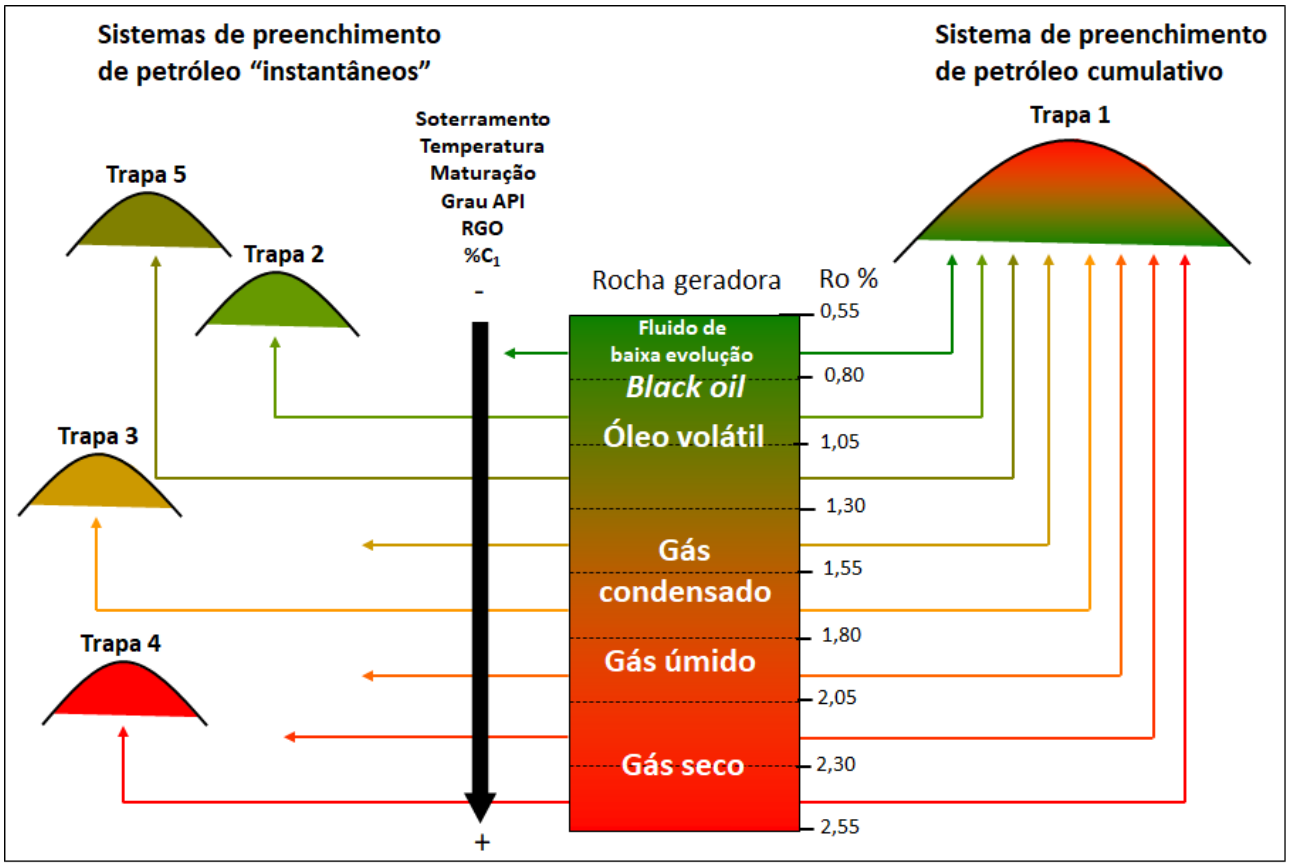


Figura 4.2.4: Esquema simplificado dos modelos de preenchimento de acumulações de petróleo em sistemas cumulativos e "instantâneos". RGO: Razão Gás/Óleo; $\%C_1$: porcentagem de metano entre os gases hidrocarbonetos; Ro%: reflectância da vitrinita.

Por outro lado, o parâmetro baseado em diamantoides definido como Índice de Metildiamantano (MDI; Chen *et al.*, 1996) não apresentou variações entre a capa de gás e o anel de óleo em acumulações bifásicas; portanto, foi utilizado para o cálculo da reflectância de vitrinita equivalente (Ro eq.). A presença de CO_2 promoveu diferenças verticais e laterais das propriedades globais dos petróleos, como será descrito na seção 7, e as alterações relacionadas a essa interação serão abordadas na seção 9.

Apesar de tais correlações de parâmetros de maturação com Ro eq. não serem necessariamente específicas para a matéria orgânica depositada no ambiente lacustre das geradoras da Bacia de Santos, elas fornecem uma aproximação bastante elucidativa sobre a natureza do processo de acumulação dos óleos investigados. Para essas análises, foram utilizadas 29 amostras com dados de biomarcadores saturados, 18 com dados de biomarcadores aromáticos, 17 com dados de diamantoides, oito com dados de cromatografia de hidrocarbonetos leves (C_6-C_{10}) e 33 com dados de hidrocarbonetos poliaromáticos (HPA's).

Antes mesmo de se investigar a maturação indicada pelas diferentes frações do óleo, cabe mencionar que, ao se examinar as propriedades-macro (ou *bulk*) dos fluidos estudados (Tabela 4.2.1), já se constata que os petróleos do pré-sal da Bacia de Santos apresentam características bem heterogêneas, como discutido na seção 3 deste capítulo. Enquanto em Lapa os valores médios de grau API e de RGO_{HC} (RGO somente dos gases hidrocarbonetos, isto é, descontada do efeito da presença de CO_2) dos petróleos são de 23° e 39 m^3/m^3, respectivamente, no PAD de Libra esses valores chegam a 37° e a RGO_{HC} a 838 m^3/m^3 na capa de gás.

Examinando-se os biomarcadores saturados (razões H30/M30 e C_{29} esteranos $\alpha\beta\beta/(\alpha\beta\beta+\alpha\alpha\alpha)$ na Figura 4.2.5), verifica-se que os óleos nos campos de Bacalhau, Lapa, Sapinhoá e Tupi (incluindo a área de Cernambi) e no PAD de Júpiter têm um Ro eq. de início de janela de geração (0,55 – 0,7%). Os óleos nos campos de Sépia, Berbigão, Sururu, Atapu, Mero, Itapu e PAD de Libra apresentam uma distribuição de Ro eq. entre 0,65 e 0,8%. Com base nessas razões de maturação obtidas de biomarcadores saturados, os óleos dos campos de Búzios e Itapu são os que apresentam os maiores valores de Ro eq. (0,8 – 0,9%).

Os hidrocarbonetos poliaromáticos (HPA; parâmetro MPI1 na Figura 4.2.5) indicam a contribuição de pulsos de geração com maturação na faixa de Ro eq. de 0,8% em todas as acumulações, exceto em Berbigão, Lapa e Bacalhau, cujos óleos têm menores valores de MPI1 (Ro eq. < 0,8%), e em Atapu, onde o MPI1 indica um valor de 0,96% de Ro eq. (Figura 4.2.5).

Com base nas maturações indicadas pelos compostos C_7 (Índice de Heptano x Índice de Isoheptano de Isaksen, 2004; Figura 4.2.5), quase todos os óleos dos campos estudados registram Ro eq. entre 0,80 e 1,08%, o que corresponde à geração de óleo tardio. Excetuam-se os óleos de Lapa, Bacalhau, Tupi e Sapinhoá, cuja maturação remete à geração inicial de óleo (Ro eq. < 0,8%; Figura 4.2.5).

Campo/PAD	Média RGO_{HC} (m^3/m^3)	Média °API	Ro eq. mín (%)	Ro eq. máx (%)
ATAPU	170	24,2	0,65	1,40
BERBIGÃO	79	24,9	0,65	1,41
BÚZIOS	205	26,3	0,70	1,44
BACALHAU	370	30,3	0,55	1,42
CERNAMBI (TUPI)	346	29,4	0,60	1,57
ITAPU	95	28,2	0,65	1,47
PAD JÚPITER	641-59*	27,4	0,60	1,52
LAPA	128-39*	22,9	0,55	1,35
PAD LIBRA	838	37,1	0,60	1,45
MERO	232	27,5	0,60	1,38
SAPINHOÁ	198	26,1	0,55	1,39
SÉPIA	148	25,4	0,60	1,41
SURURU	161	24,2	0,65	1,43
TUPI	193	27,5	0,55	1,41
*valor à esquerda é referente ao RGO da capa de gás, valor à direita referente ao RGO da fase óleo				

Tabela 4.2.1: Dados de PVT e a estimativa da maturação térmica (Ro eq. mínimo e máximo em %) com base em diversos parâmetros geoquímicos. Os valores de RGO_{HC} são a Razão Gás/Óleo (RGO) considerando apenas a proporção de gases hidrocarbonetos no petróleo, sem computar o efeito da presença de CO_2.

Ainda na fração leve C_{10}-C_{15} do óleo (histograma do Índice de Metildiamantanos ou MDI na Figura 4.2.5), os valores de Ro eq. calculados com base em razões de diamantoides registram uma evolução térmica ainda maior em todos os óleos analisados. Os valores mais elevados foram encontrados nos óleos de Cernambi (a NW do Campo de Tupi, com Ro eq. de 1,57%) e do PAD de Júpiter (Ro eq. de 1,52%), ou seja, valores indicativos da janela de geração de gases condensados. Como contraponto, os óleos dos demais campos e do PAD de Libra apontam para um intervalo de Ro eq. entre 1,3 e 1,4%, valores mais elevados do que aqueles sugeridos pelos parâmetros de maturação discutidos anteriormente.

Analisando a amplitude dos parâmetros de maturação derivados das diferentes frações do óleo, pode-se inferir que as rochas geradoras que forneceram petróleo para essas acumulações foram submetidas a um amplo intervalo de estágios de geração (Tabela 4.2.1). Os óleos estudados registram, portanto, um sistema de preenchimento do reservatório cumulativo e contínuo que abrange do início da geração do óleo até a geração de gás condensado (Figura 4.2.4). Considerando o conjunto dos parâmetros de maturação, pode-se discernir um decréscimo da evolução térmica das acumulações situadas mais ao norte, próximas ao depocentro de Araruama (PAD de Libra e campos de Mero e Búzios) em direção de Sapinhoá a SW (Figura 3.1). Condições mais localizadas e específicas de maturação são identificadas nos óleos do PAD de Júpiter, a leste, na área de Cernambi (porção NW do Campo de Tupi), e nos campos de Lapa e Bacalhau, posicionados mais a oeste (Figura 3.1).

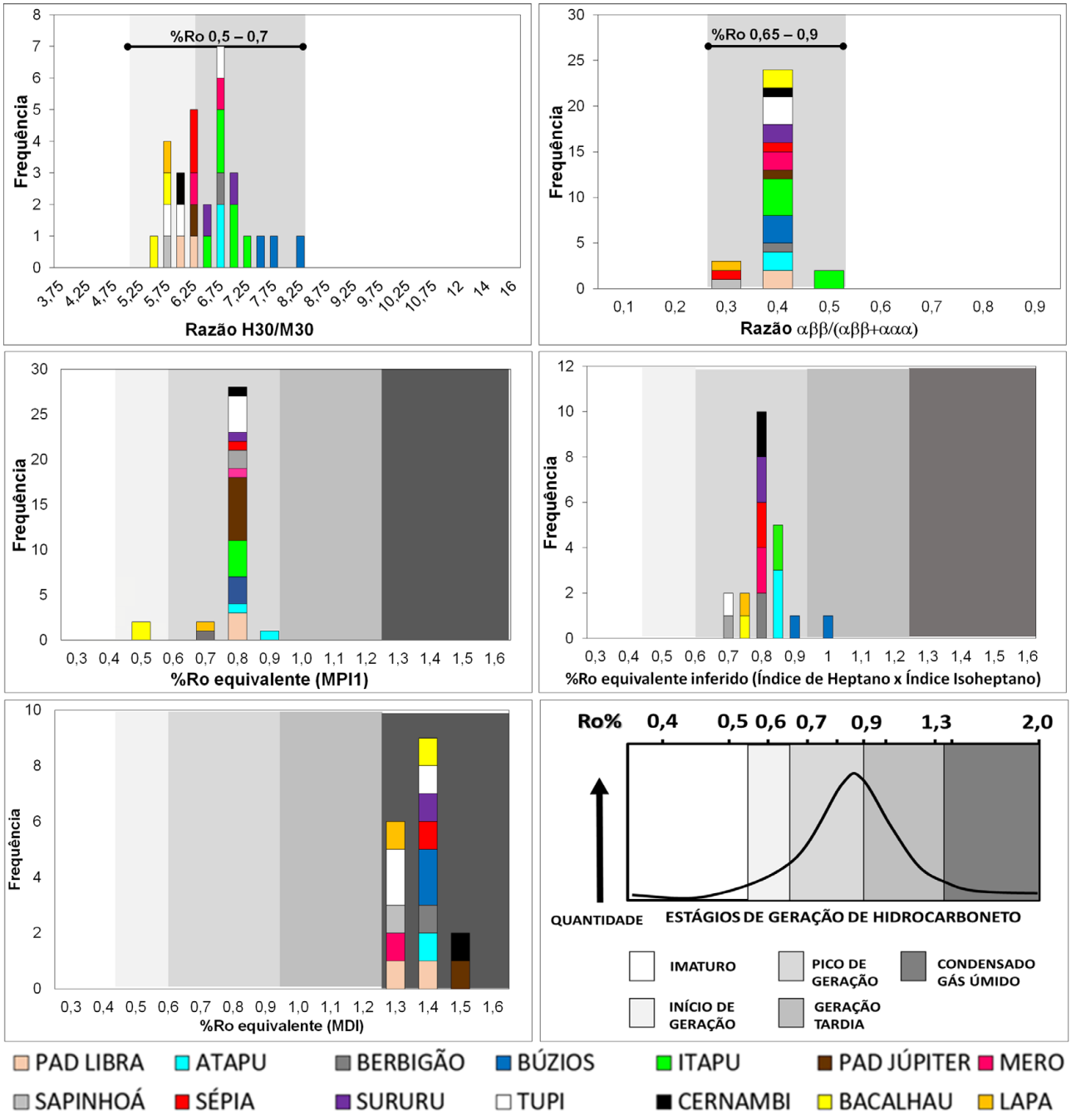


Figura 4.2.5: Histogramas com diferentes parâmetros de maturação, abrangendo ampla faixa de pesos moleculares de compostos, incluindo hidrocarbonetos na faixa da gasolina (Índice de Heptano *vs* Índice de Isoheptano segundo Thompson, 1983; Isaksen, 2004), diamantoides (MDI=100*(4-Metildiamantano/4+1+3-Metildiamantano; %Rc = MDI*1,3/40; Chen *et al.*, 1996), hidrocarbonetos poliaromáticos (MPI1 = 1.5 × (2MP + 3MP)/(P + 1MP + 9MP); Radke *et al.*, 1982; %Rc = 0,6*MPI1+0,4) e da fração de biomarcadores saturados (razões H30/M30 e C_{29} esteranos αββ/(ααα+αββ); modificado de Peters *et al.*, 2005). Para identificação dos compostos usados nas razões, consultar Apêndice ao final deste capítulo.

4.3 Distribuição geográfica das famílias de óleos

Apresenta-se nesta seção a utilização de técnicas estatísticas multivariadas para uma melhor correlação e definição das famílias de óleos das principais acumulações de petróleo estudadas no pré-sal da Bacia de Santos, visando subsidiar um melhor entendimento

regional das relações genéticas entre as famílias de óleos e suas cozinhas de geração e rotas de migração.

A utilização de um elevado número de parâmetros geoquímicos torna o processo de interpretação complexo, exigindo grande dispêndio de tempo, com algum risco de um viés interpretativo em função da importância relativa que se atribui às variáveis. Dessa forma, a aplicação da técnica multidimensional de Análise de Componentes Principais (PCA – *Principal Components Analysis*) em um grande conjunto de petróleos facilita e acelera o processo de interpretação geoquímica, proporcionando um melhor detalhamento por meio da análise global de todos os parâmetros geoquímicos, de modo que as principais novas variáveis recombinadas reflitam a maior parte da variação nos dados. Esse procedimento estatístico se utiliza de uma transformação ortogonal que reorienta os eixos das variáveis no espaço multidimensional, convertendo um conjunto de variáveis não correlacionadas em um conjunto de variáveis correlacionadas. A PCA também é considerada uma técnica de aprendizado de máquina não supervisionado, de modo similar à análise de agrupamento hierárquica (HCA - *Hierarchical Cluster Analysis*) e de agrupamento K-*means*. Previamente à aplicação desses métodos estatísticos, realizou-se o tratamento dos dados e variáveis, envolvendo a seleção das amostras, a escolha dos parâmetros geoquímicos e o pré-processamento de dados para normalizar a distância medida entre as amostras no espaço dimensional elevado. Todos esses tratamentos estão intimamente ligados à confiabilidade dos resultados da correlação. A escolha dos parâmetros geoquímicos obedeceu às premissas de parâmetros menos suscetíveis à alteração secundária, como biodegradação e fracionamento evaporativo, segundo a escala de Peters e Moldowan (1993). Deve-se ressaltar que não são observadas evidências de biodegradação nos óleos analisados, como descrito acima. Não foram utilizados dados de composição isotópica de carbono estável em óleo total devido à ocorrência de contaminação de óleos por fluido de perfuração para as amostras do PAD de Júpiter.

A análise contemplou 31 amostras de óleos do pré-sal da Bacia de Santos e doze parâmetros moleculares da fração de saturados indicadores de fonte e maturação: razões tetracíclico C_{24}/tricíclico C_{26} (TET24/26TRI), tricíclico C_{19}/tricíclico C_{23} (19/23TRI), tricíclico C_{21}/tricíclico C_{23} (21/23TRI), tricíclico C_{26}/tricíclico C_{25} (26/25TRI), tricíclico C_{26}/tricíclico C_{28} (26/28TRI), hopanos/esteranos (HOP/EST), norhopano C_{29}/hopano C_{30} (H29/H30), Ts/(Ts+Tm), C_{29} esteranos $\alpha\beta\beta/(\alpha\alpha\alpha+\alpha\beta\beta)$ e S/(S+R), Índice de Gamacerano (GAM/H30), Índice de Diasteranos, razão poliprenoides tetracíclicos/(diasteranos + poliprenoides tetracíclicos), porcentagens de C_{27} e C_{28} esteranos regulares (m/z 218; Figura 4.3.1).

As componentes principais PC1 (46%) e PC2 (20%) juntas representam 66% da variabilidade dos dados. Quando se analisa o peso de cada variável sobre as componentes principais, observa-se que os parâmetros HOP/EST, Índice de Diasteranos, Ts/(Ts+Tm) e o Índice de Gamacerano (GAM/H30) possuem uma influência importante na PC1, e

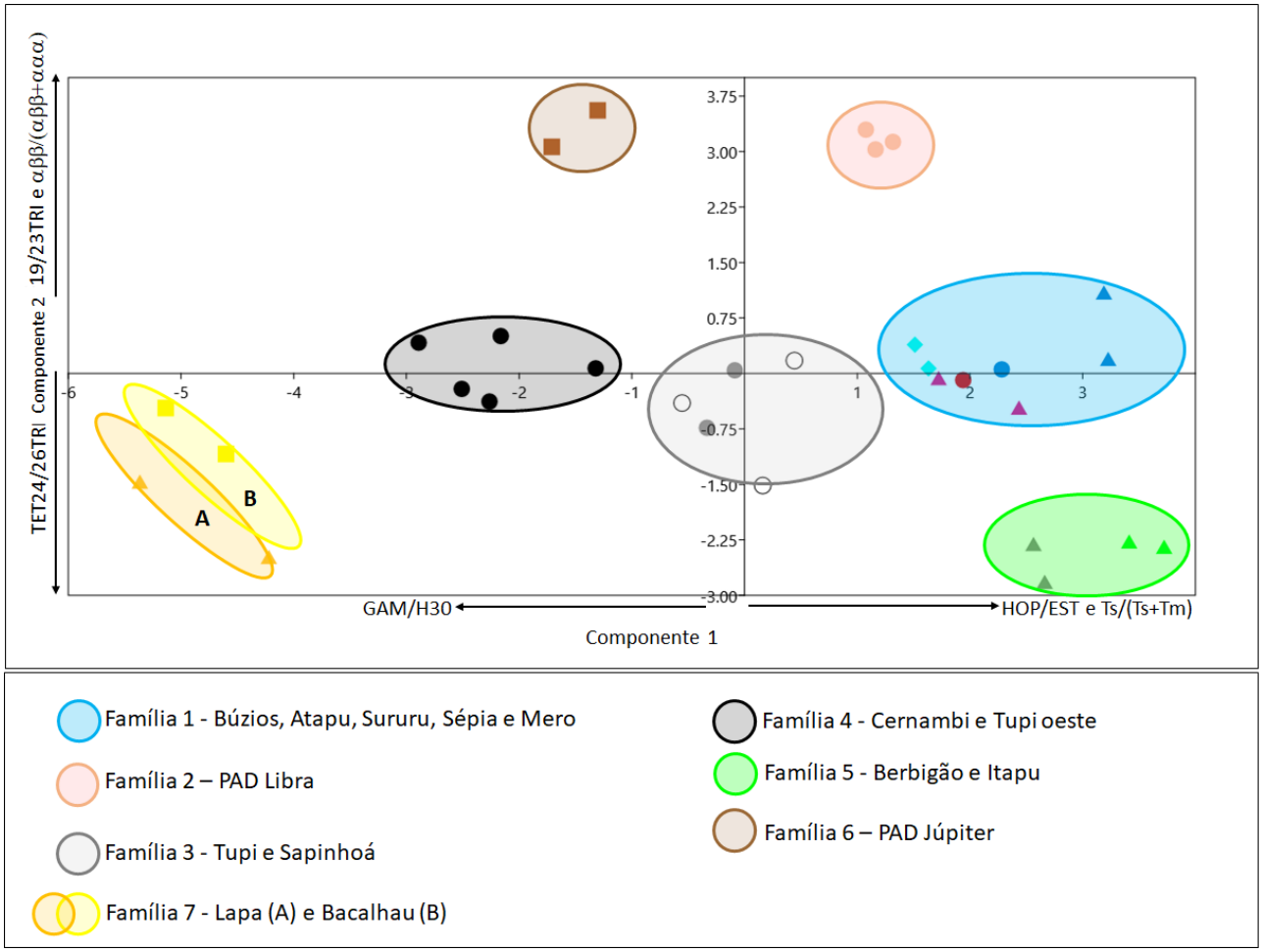


Figura 4.3.1: Gráfico binário entre os *scores* (Componente Principal 1 *vs*. Componente Principal 2) da Análise de Componentes Principais (PCA) utilizando-se razões de biomarcadores saturados de um conjunto compreendendo 31 amostras de óleos acumulados no pré-sal da Bacia de Santos. Para identificação dos compostos usados nas razões, consultar Apêndice ao final deste capítulo.

as razões 19/23TRI, TET24/26TRI, C_{29} esteranos αββ/(ααα+αββ) e a porcentagem de C_{27} esteranos regulares (m/z 218) na componente PC2. Foram reconhecidas sete famílias de óleos distintas (Figura 4.3.1), cuja distribuição geográfica encontra-se na Figura 4.3.2. A correlação óleo-rocha discutida no item 4.2 revela que as acumulações pertencentes às famílias de 1 a 5 (isto é, todos os óleos investigados, à exceção daqueles provenientes dos campos de Lapa e Bacalhau e do PAD de Júpiter) foram correlacionadas aos extratos orgânicos do Andar Jiquiá (biozona OS-1000). Não obstante a correlação geral óleo-rocha com as geradoras da biozona OS-1000, a análise estatística multidimensional possibilita reconhecer cinco famílias distintas, revelando assim variações provavelmente relacionadas ao produto final dos processos de geração e migração, considerando as variações laterais de fácies litológicas/mineralógicas/orgânicas, de condições de oxirredução/salinidade nos ambientes sedimentares e de evolução térmica de diferentes compartimentos de suas respectivas cozinhas geradoras.

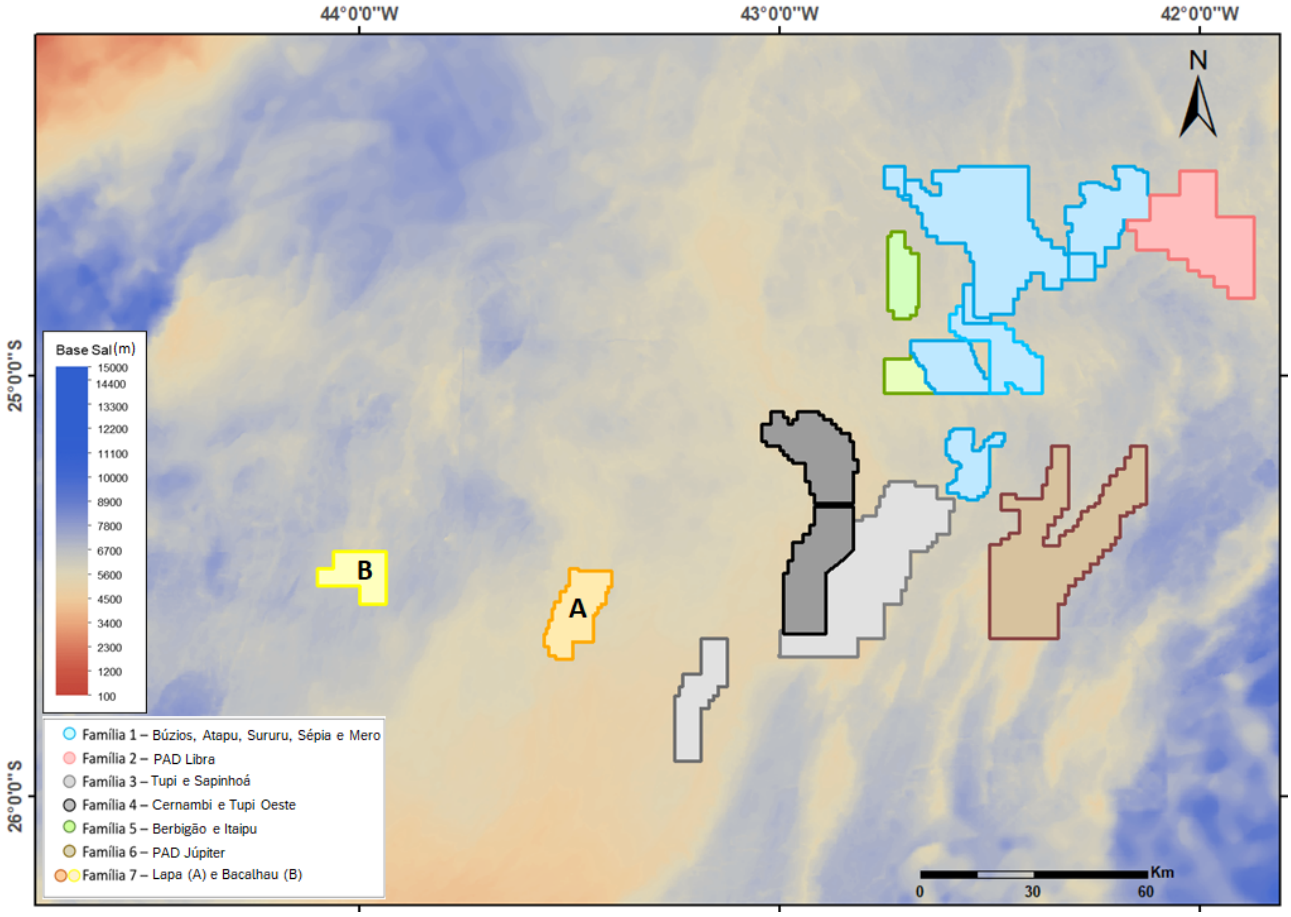


Figura 4.3.2: Mapa estrutural da base do sal com a distribuição regional das famílias de óleos da Bacia de Santos obtidas com a Análise de Componentes Principais (PCA; Figura 4.3.1).

A PC1 sugere que as famílias de óleos com *scores* mais positivos têm menor influência de ambiente de baixa energia e condições mais disóxicas (Famílias 1 e 5, Figura 4.3.1), e as famílias com *scores* mais negativos um aumento na estagnação ambiental e nas condições de anoxia durante a deposição de suas fácies geradoras (Família 7). A Família 3 apresenta composição intermediária entre as famílias 1 e 4; portanto, sugere-se a confluência de proveniências de petróleos de dois possíveis depocentros geradores ou de um depocentro no qual prevaleciam condições ambientais intermediárias. A PC2 individualizou a acumulação do PAD de Libra denominada de família 2, localizada no quadrante superior direito do gráfico da PCA. Os *scores* mais positivos desse quadrante apontam indicadores de maturação com maior evolução térmica, e corroboram com a avaliação da maturação apresentada na seção 4.2 acima.

A partir da caracterização geoquímica apresentada nos itens anteriores, acoplada à análise estatística multidimensional, foi possível aprimorar o modelo geoquímico de geração e migração de óleos, reconhecendo-se espacialmente a variabilidade genética das principais famílias de óleos da Bacia de Santos e sua distribuição regional (Figura 4.3.2). Espera-se

que, futuramente, a perfuração de mais poços que atinjam seções geradoras profundas em uma área ampla permita a realização de correlações óleo-rocha de detalhe. Na seção 6 deste capítulo, a distribuição geográfica das famílias de óleos será confrontada à localização de cozinhas geradoras de petróleo, visando investigar suas proveniências e rotas de migração no contexto dinâmico da modelagem de sistemas petrolíferos.

5. CARACTERIZAÇÃO DOS GASES HIDROCARBONETOS DO PRÉ-SAL

Na Geoquímica do Petróleo, as composições molares e isotópicas de carbono e hidrogênio dos gases hidrocarbonetos têm sido empregadas para a interpretação da origem biótica dos gases, derivados de processos termogênicos de craqueamento do querogênio e por atividade microbial biogênica (Bernard *et al.*, 1976 e 1977; Schoell, 1980 e 1983; Whiticar *et al.*, 1986). Aos campos genéticos empíricos dos gases de origem biótica, incorporou-se nesses gráficos o campo dos gases abióticos caracterizados pela composição isotópica do metano enriquecido em ^{13}C, geralmente com $\delta^{13}C$ mais pesado do que -20‰ (Milkov e Etiope, 2018). Para a interpretação da origem e maturação dos gases hidrocarbonetos das acumulações do pré-sal da Bacia de Santos, empregaram-se os diagramas tradicionalmente utilizados na investigação da origem e evolução térmica dos gases:

1. Diagrama genético baseado na relação $\delta^{13}C_1$ *versus* o coeficiente de secura ($C_1/(C_2+C_3)$) proposto por Bernard *et al.* (1976), com os campos genéticos e de maturação modificados, posteriormente, por diversos autores (Bernard *et al.*, 1977; Faber *et al.*, 1988; Horita e Berndt, 1999; Whiticar, 1999; Milkov, 2011; Liu *et al.*, 2018);

2. Diagrama genético do metano baseado na relação entre a composição isotópica do carbono ($\delta^{13}C_1$) *versus* a do hidrogênio (δD_1) proposto por Schoell (1980 e 1983), com modificação posterior dos campos genéticos (Whiticar *et al.*, 1986; Whiticar, 1994);

3. Para a interpretação da relação cogenética do processo cumulativo do aporte dos gases hidrocarbonetos com diferentes graus de evolução térmica, empregou-se a relação entre a composição isotópica do carbono de cada gás ($\delta^{13}C$ em ‰) *versus* 1/n, sendo n equivalente ao número de átomos de carbono da molécula de gás (Chung *et al.*, 1988).

A estimativa da reflectância da vitrinita equivalente (Ro eq. em %) e da temperatura equivalente (Teq em °C) de formação do metano, etano e propano foi calculada por modelagem numérica da composição isotópica desses gases com o *software* GOR-Isotopes 2.0 (GeoIsoChem), seguindo o modelo de fracionamento isotópico proposto por Tang *et al.* (2000). Para tanto, foram utilizadas uma história de fluxo

térmico e uma cinética composicional de craqueamento primário do gerador lacustre de idade Jiquiá proprietária da Petrobras, esta última acoplada a um modelo de fracionamento isotópico de carbono cujos parâmetros foram invertidos a partir de dados de gases hidrocarbonetos obtidos por meio de experimentos de pirólise em meio fechado realizados pela GeoIsoChem Corporation. A investigação do processo cumulativo do aporte dos gases hidrocarbonetos abrangeu as médias calculadas a partir de dados de 187 amostras, coletadas em 14 áreas (campos de petróleo e PADs na Figura 3.1), de gases coletados em condições PVT e em testes de formação e produção na Formação Barra Velha, que constitui o principal reservatório das acumulações dos campos e áreas aqui contemplados.

A composição molar dos gases hidrocarbonetos foi mensurada utilizando-se um cromatógrafo a gás (CG) com detector por ionização por chama (DIC), analisando-se a fração gasosa entre metano e pentano (C_1 até C_5). A composição isotópica do carbono ($\delta^{13}C$) e do hidrogênio (δD) dos gases hidrocarbonetos foi medida em um cromatógrafo a gás acoplado a um espectrômetro de massas (CG-EMRI). Os valores da composição isotópica do carbono ($\delta^{13}C$) são reportados em partes por mil (‰) referenciados ao padrão Pee Dee Belemnite (*Vienna-PDB*). A composição isotópica de hidrogênio também é reportada em ‰, referenciada ao padrão V-SMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*).

5.1. Resultados das análises dos hidrocarbonetos gasosos e discussões

A Tabela 5.1.1 contém os valores médios das composições molares (excluídos CO_2 e gases não hidrocarbonetos) e isotópicas de carbono e hidrogênio dos gases hidrocarbonetos dos 14 campos e áreas do pré-sal investigadas. Observa-se que o aumento da fração molar do metano (%C_1 entre 59,1% e 84,2%) se relaciona diretamente com a positivação da composição isotópica do carbono deste gás ($\delta^{13}C_1$ entre -45,8‰ e -30,4‰).

A Razão Gás/Óleo, considerando apenas os gases hidrocarbonetos (RGO_{HC}, descontando-se o efeito do conteúdo em CO_2), se correlaciona exponencialmente com a secura dos gases (fração molar de C_1 em % no somatório dos gases hidrocarbonetos C_1 a C_5, Figura 5.1.1). A baixa Razão Gás/Óleo (RGO_{HC} de 95,4 m^3/m^3) corresponde à menor secura do gás (%C_1 de 59,1%) no Campo de Itapu. Por outro lado, as maiores razões Gás/Óleo (RGO_{HC} de 641 m^3/m^3 e 838 m^3/m^3) coincidem com as maiores securas (%C_1 de 84,2% e 83,4%) constatadas, respectivamente, nos PADs de Júpiter e de Libra. A mistura de hidrocarbonetos gasosos com altas proporções de CO_2 nas capas de gás condensado dos PADs de Júpiter e de Libra seguramente alterou a correlação entre a RGO_{HC} e a secura dos hidrocarbonetos (os efeitos da interação entre o CO_2 e o petróleo são discutidos nas seções 7 e 9 deste Capítulo).

CAMPO / PAD	RGO (m^3/m^3STD)	°API	$\delta^{13}C_1$ (‰)	$\delta^{13}C_2$ (‰)	$\delta^{13}C_3$ (‰)	$\delta^{13}C_4$ (‰)	δDC_1 (‰)	C_1 (%)	C_2 (%)	C_3 (%)	C_4 (%)	C_5 (%)
ATAPU	170,0	24,2	-38,1	-28,7	-27,1	-25,5	-145,1	73,8	11,3	7,6	3,3	1,7
BERBIGÃO	79,3	24,9	-43,1	-30,8	-28,8	-26,2	-181,3	64,1	11,1	12,0	5,8	3,1
BÚZIOS	205,0	26,3	-38,2	-28,7	-26,9	-25,4	-140,8	73,9	10,8	7,6	3,5	1,8
BACALHAU	370,2	30,3	-37,8	-29,0	-28,6	-28,0	-135,8	78,8	9,9	6,1	2,3	1,0
CERNAMBI (TUPI)	345,9	29,4	-38,6	-29,0	-27,9	-27,0	-129,1	78,4	9,7	6,3	2,5	1,2
ITAPU	95,4	28,2	-45,8	-32,0	-29,3	-26,9	-198,6	59,1	14,9	12,8	5,9	3,3
PAD JÚPITER	641-59*	27,4	-32,6	-29,1	-28,1	-26,8	-124,5	84,2	7,0	4,4	1,9	1,0
LAPA	128-39*	22,9	-36,8	-29,8	-28,5	-26,9	-140,9	71,3	11,0	9,1	3,7	1,9
PAD LIBRA	838,0	37,1	-30,4	-29,3	-28,1	-26,6	-131,1	83,4	8,0	4,5	1,8	0,9
MERO	232,0	27,5	-34,4	-28,6	-27,1	-25,6	-142,6	76,6	9,9	6,9	3,0	1,6
SAPINHOÁ	198,0	26,1	-37,8	-29,2	-28,0	-26,4	-144,7	74,3	10,5	7,9	3,3	1,7
SÉPIA	148,0	25,4	-38,2	-28,9	-27,2	-25,5	-148,9	71,9	11,6	8,3	3,7	2,0
SURURU	161,0	24,2	-38,8	-29,0	-27,3	-25,5	-150,8	70,8	11,6	8,7	3,9	2,2
TUPI	192,5	27,5	-38,7	-29,0	-27,8	-26,2	-141,3	74,2	10,5	7,7	3,4	1,7

Tabela 5.1.1: Médias das composições isotópicas de carbono e hidrogênio, e frações molares dos gases hidrocarbonetos *n*-alcanos das acumulações do pré-sal estudadas. *valor à esquerda, RGO_{HC} (descontado o efeito do conteúdo em CO_2) da capa de gás; *valor à direita, RGO_{HC} da fase óleo. Frações molares somente de *n*-alcanos, frações molares de *iso*-butano e de *iso*-pentano não incluídas na tabela.

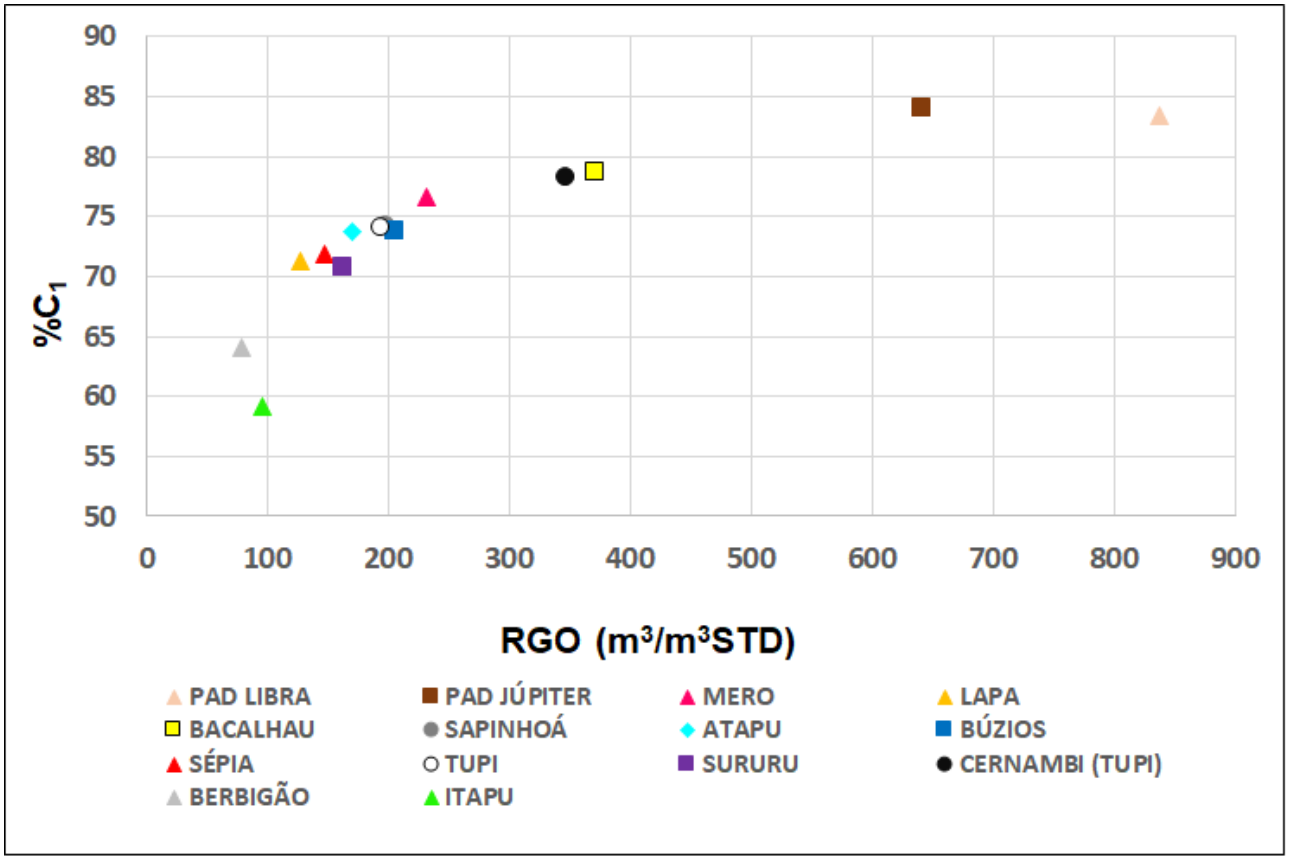


Figura 5.1.1: Secura dos gases hidrocarbonetos (%C_1 entre os gases hidrocarbonetos C_1 a C_5) *versus* Razão Gás/Óleo dos hidrocarbonetos gasosos ($RGO_{HC,}$ descontando-se o efeito do conteúdo em CO_2 em m^3/m^3).

Empregando-se o diagrama da relação $\delta^{13}C_1$ *versus* o coeficiente de secura ($C_1/(C_2+C_3)$) proposto por Bernard *et al.* (1977) com os campos genéticos e de maturação modificados por diversos autores (versão Liu *et al.*, 2018), constata-se que a composição isotópica do carbono do metano se correlaciona diretamente com o aumento do coeficiente de secura dos gases (Figura 5.1.2). Dentre os 14 campos e áreas analisados, nota-se que os gases associados ao petróleo de dois campos (Itapu e Berbigão) ocupam o campo genético de gás termoquímico de menor evolução térmica, gerados durante o estágio de craqueamento do querogênio associado à janela de geração de óleo, definido no gráfico por baixo coeficiente de secura ($C_1/(C_2+C_3)$ < 3,5) e composição isotópica do carbono do metano mais negativa ($\delta^{13}C_1$ < -40‰). Os gases associados e livres dos petróleos dos demais campos e áreas se dispõem bastante agrupados no campo genético de gás termoquímico de maior evolução térmica, gerados durante o estágio de craqueamento do querogênio correspondente à janela de geração de gás condensado, definido por alto coeficiente de secura ($C_1/(C_2+C_3$ entre 3,5 e 7,3) e composição isotópica de carbono do metano mais enriquecida em $^{13}C_1$ ($\delta^{13}C_1$ entre -40‰ e -30,4‰). O gás associado ao óleo do Campo de Mero se destaca em relação a esse *cluster* de gases devido a um certo aumento do coeficiente de secura e da isotopia de carbono do metano. Em que pese o fato de que muitas das amostras desse estudo serem gases associados em acumulações de *black oils* (RGO até 300 m^3/m^3 ± 50 m^3/m^3), a correlação direta entre o coeficiente de secura ($C_1/(C_2+C_3)$) e a positivação da composição isotópica do carbono do metano é sugestiva de um processo cumulativo de aporte da fração de hidrocarbonetos. Interpreta-se, portanto, que o aumento da secura dos hidrocarbonetos e o enriquecimento em $^{13}C_1$ no metano se deve a cargas crescentes e sucessivas de gases de mais alta evolução térmica. As acumulações de gás condensado nos PAD de Júpiter e de Libra, com RGO_{HC} de 641 m^3/m^3 e 838 m^3/m^3, respectivamente, se caracterizam pelos maiores valores do coeficiente de secura e pela composição isotópica do carbono mais pesada do metano, posicionados no campo limítrofe dos gases derivados da janela de geração de gás condensado e de metagênese.

Considerando o diagrama genético do metano (Figura 5.1.3), baseado na relação entre a composição isotópica de carbono ($\delta^{13}C_1$) *versus* a isotopia do hidrogênio (δD_1), proposto por Schoell (1980 e 1983) com modificação posterior dos campos genéticos (*software* GOR-Isotopes 2.0), observa-se, nas acumulações analisadas, que a tendência de evolução térmica do metano é similar àquela verificada na relação com o coeficiente de secura dos gases (Figura 5.1.2), havendo algumas diferenças no tocante aos campos de maturação térmica. Os gases associados aos *black oils* das acumulações de Itapu e de Berbigão, com composição isotópica mais negativa do $\delta^{13}C_1$ e δD_1, se agrupam no campo de maturação térmica dos gases da janela de geração de óleo. O enriquecimento conspícuo em ^2H (δD_1 > -150‰) desloca os gases das demais acumulações de *black oils* e de gases condensados (PADs de Júpiter e de Libra Central) para o campo de evolução térmica equivalente à metagênese (Figura 5.1.3), a qual se

caracteriza pelo craqueamento térmico dos gases úmidos e o predomínio do metano (janela de gás seco). Com base na tendência das composições isotópicas de carbono e de hidrogênio do metano ($\delta^{13}C_1$ e δD_1), infere-se a ocorrência nas acumulações investigadas de uma mistura de gases originalmente gerados concomitantemente às frações líquidas com posteriores cargas de metano isotopicamente pesado, geradas provavelmente sob alto grau de maturação térmica.

Para investigar a possibilidade de uma relação cogenética entre os gases úmidos (C_2-C_4) e o metano no processo cumulativo de aporte dos gases hidrocarbonetos, com diferentes graus de evolução térmica, empregou-se a relação entre a composição isotópica do carbono ($\delta^{13}C$) *versus* 1/n, sendo "n" o número de átomos de carbono de cada molécula de gás (Chung *et al.*, 1988; Figura 5.1.4). O enriquecimento relativo de ^{13}C na composição isotópica dos gases úmidos conjuntamente ao enriquecimento em ^{13}C do metano (C_1) é coerente com o padrão verificado nos gráficos anteriores. Os gases associados das acumulações de *black oils* de Itapu e Berbigão se revelam como os mais empobrecidos em ^{13}C (e, portanto, menos evoluídos termicamente). Por outro lado, os gases livres das acumulações de gás condensado (PADs Júpiter e Libra) se notabilizam pelo enriquecimento em ^{13}C, caracterizando um padrão crescente e simultâneo de maturação térmica dos gases úmidos e do metano. Ressalte-se que não se caracteriza um alinhamento perfeito das assinaturas isotópicas de carbono dos gases C_1 a C_4, tal como proposto como indicativo de origem comum desses hidrocarbonetos (Chung *et al.*, 1988), à exceção, talvez, daqueles do Campo de Mero e dos PADs de Libra e de Júpiter. Ao longo da tendência crescente de maturação dos gases (de Itapu ao PAD de Libra), o alinhamento razoável da composição isotópica ($\delta^{13}C$) dos gases úmidos (C_2-C_4) com a do metano parece sugerir que existiu uma relação cogenética do aporte desses gases durante a evolução das principais cozinhas geradoras da Bacia de Santos que forneceram gases a essas áreas (seção 6 deste capítulo). No entanto, essa interpretação de possível cogeneticidade entre gases úmidos C_2-C_4 e metano não se confirma quando se analisam as composições isotópicas de carbono do metano e do etano medidas com a tendência simulada sob taxas geológicas de aquecimento, calculada com base em parâmetros de fracionamento isotópico do carbono em gases obtidos a partir de experimentos de maturação artificial da rocha geradora lacustre.

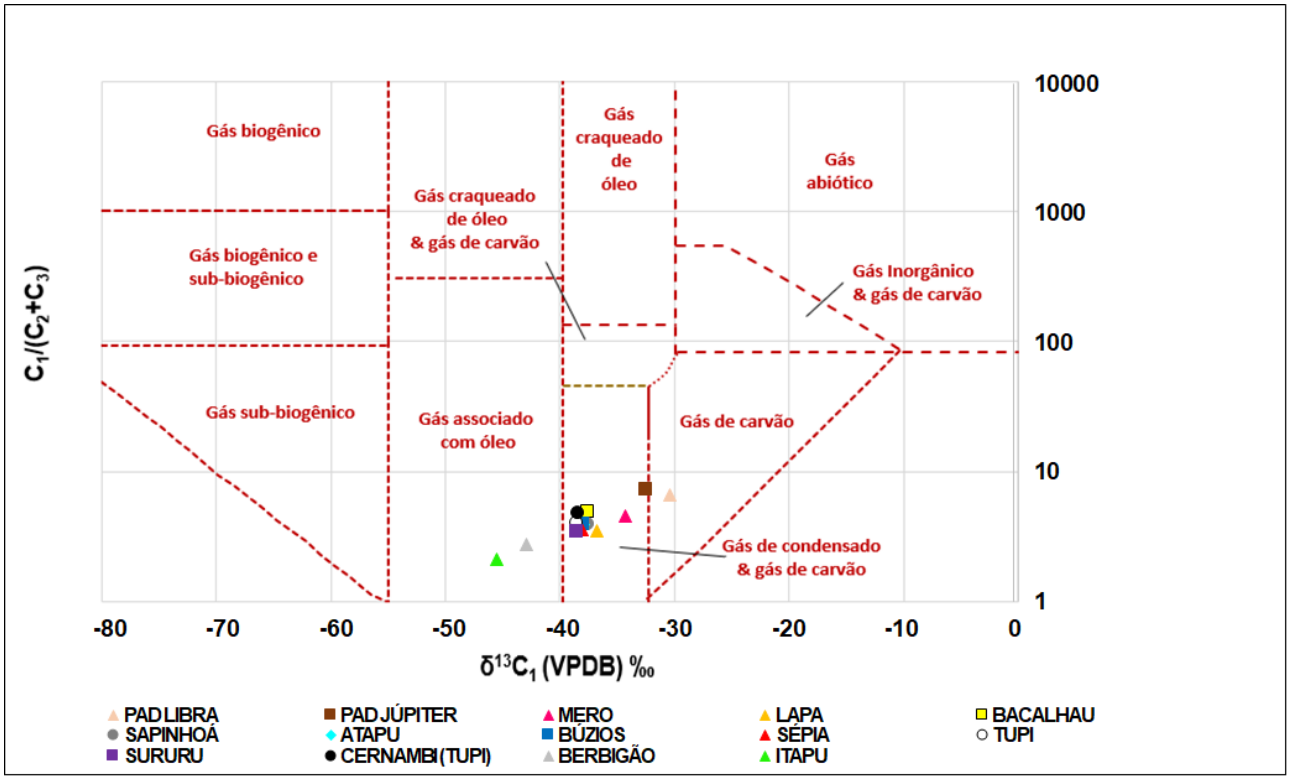


Figura 5.1.2: Diagrama genético baseado na relação entre a composição isotópica de carbono do metano ($\delta^{13}C_1$) *versus* o coeficiente de secura do gás ($C_1/(C_2+C_3)$; gráfico de Bernard *et al.*, 1977, modificado por Liu *et al.*, 2018).

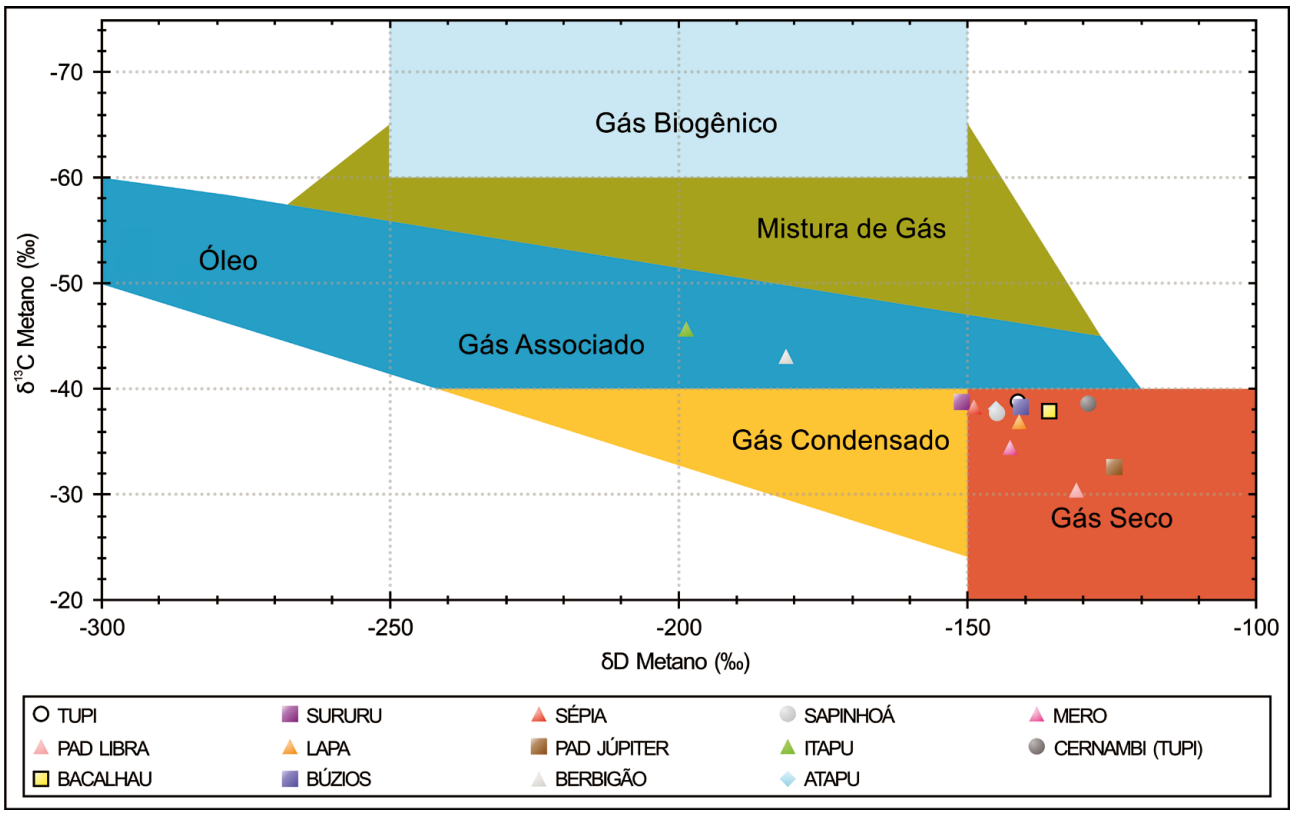


Figura 5.1.3: Diagrama genético do metano baseado na relação entre as composições isotópicas de carbono e de hidrogênio ($\delta^{13}C$ *versus* $\delta^{2}D$; *software* GOR-Isotopes 2.0, gráfico modificado de: Schoell, 1980 e 1983; Whiticar *et al.*, 1986; Whiticar, 1994).

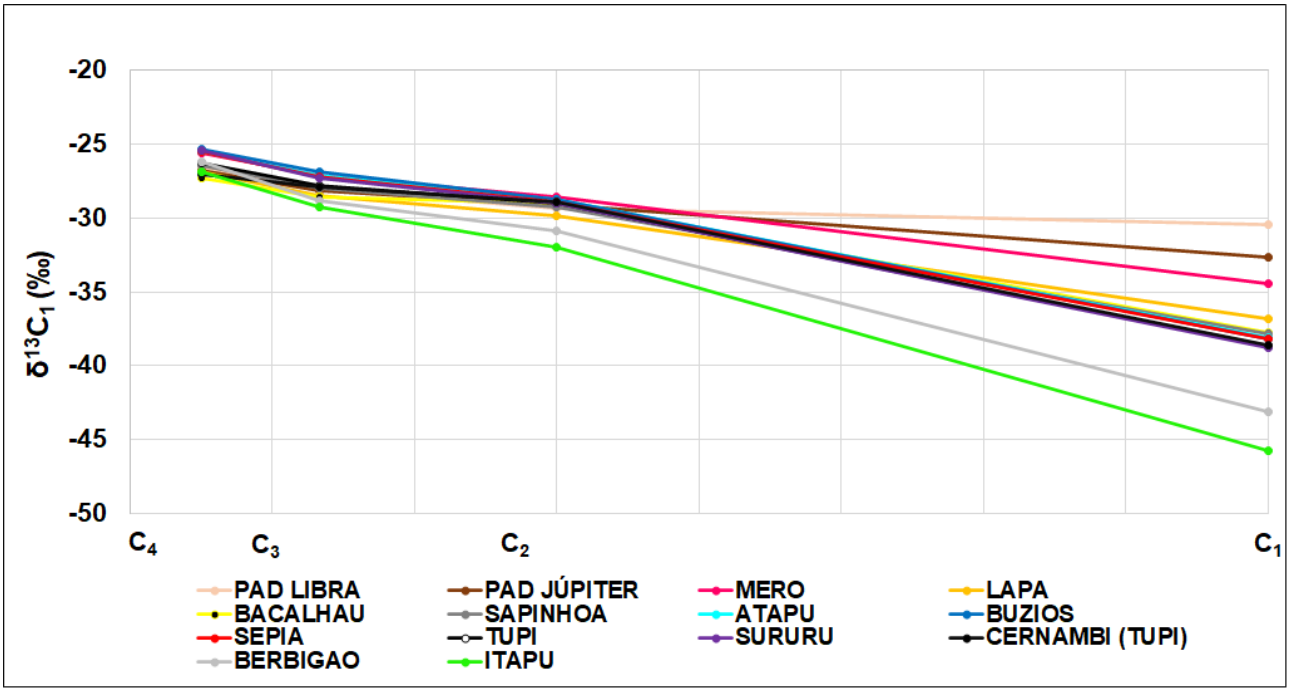


Figura 5.1.4: Relação entre a composição isotópica do carbono ($\delta^{13}C$) dos gases hidrocarbonetos de cadeia linear C_1-C_4 *versus* 1/n, sendo n = número de átomos de carbono da molécula de gás (Chung *et al.*, 1988).

As correlações simuladas entre a composição isotópica de carbono do etano ($\delta^{13}C_2$) com as do metano ($\delta^{13}C_1$) e do propano ($\delta^{13}C_3$) foram comparadas com os valores medidos para aqueles gases nas áreas do pré-sal aqui contempladas. As simulações das correlações referentes às composições isotópicas de carbono dos gases metano, etano e propano foram realizadas com o auxílio do *software* GOR-Isotopes 2.0, da GeoIsoChem Corp. Como pré-requisito, realizou-se um estudo anterior pelo qual os parâmetros de fracionamento isotópico do carbono dos gases C_1 a C_3 (Tang *et al.*, 2000) foram invertidos a partir de experimentos de pirólise em meio fechado para maturação artificial de uma amostra de rocha geradora lacustre do Andar Jiquiá. As simulações com o GOR-Isotopes também necessitaram do emprego de uma cinética de craqueamento primário proprietária atribuída ao gerador lacustre do Andar Jiquiá. Para efeito das simulações, foi utilizada uma taxa de aquecimento geológica constante, de 2°C/Ma. Essas simulações possibilitaram testar a coerência entre a variação da composição isotópica do carbono das séries naturais de gases das acumulações estudadas com as extrapolações dos modelos de composição isotópica de carbono dos gases a partir dos dados de laboratório. Utilizando-se o *software* GOR-Isotopes 2.0 (GeoIsoChem), também foi possível estimar a reflectância da vitrinita equivalente (Ro eq. em %) e a temperatura equivalente (Teq em °C) de formação cumulativa do metano, etano e propano.

Os dados medidos da composição isotópica do $\delta^{13}C_2$ e $\delta^{13}C_3$ das acumulações estudadas

se sobrepõem à curva teórica cumulativa, baseada nos experimentos de pirólise da geradora do Jiquiá (Figura 5.1.5). A coincidência entre a distribuição dos dados de composição isotópica do carbono do etano e do propano de gases do pré-sal com o padrão derivado da extrapolação geológica de dados de laboratório de maturação artificial da geradora do Jiquiá reforça a relação cogenética de aporte desses gases úmidos com o incremento da maturação térmica, como também sugerido pelo gráfico de $\delta^{13}C$ *versus* 1/n (Figura 5.1.4). Já na comparação entre o padrão simulado de variação da composição isotópica do $\delta^{13}C_2$ e do $\delta^{13}C_1$ e os dados de gases do pré-sal, à exceção dos gases das acumulações de Itapu e Berbigão, observa-se um conspícuo enriquecimento relativo de ^{13}C, com os dados de gases tendo sua composição isotópica de carbono do metano bem acima da curva teórica produzida com base na extrapolação dos parâmetros de fracionamento isotópico dos gases da geradora do Jiquiá. Esse enriquecimento da composição isotópica de carbono do metano em relação à do etano nos gases de áreas do pré-sal é coerente com a positivação concomitante dos isótopos de carbono e hidrogênio observada no gráfico de $\delta^{13}C_1$ x δD_1 (Figura 5.1.3), pelo qual se nota uma tendência de evolução térmica do metano que adentra a janela de maturação da metagênese. Esse padrão isotópico de enriquecimento relativo de $\delta^{13}C_1$ é sugestivo de um certo grau de desacoplamento entre o aporte cumulativo dos gases úmidos, de um lado, e do metano, por outro lado, tendo este último possivelmente uma contribuição de um aporte de metano isotopicamente mais pesado do que aquele que normalmente acompanharia os gases úmidos.

A reflectância da vitrinita equivalente (Ro eq. em %) e a temperatura equivalente (Teq em °C) de geração dos gases das acumulações estudadas, calculadas por meio do *software* GOR Isotopes 2.0 em simulação com uma taxa de aquecimento de 2°C/Ma, constam da Tabela 5.1.2. A formação dos gases úmidos (C_2 e C_3) dos *black oils* dos campos de Itapu e Berbigão ocorreu em Ro eq. entre 1,5% e 1,6% e Teq entre 174°C e 180°C, na mesma magnitude da formação do metano (Ro eq. entre 1,3% e 1,6% e Teq entre 164°C e 179°C). Os gases úmidos (C_2 e C_3) das demais acumulações com enriquecimento anômalo em ^{13}C do metano (C_1) registram formação estimada a Ro eq. entre 1,7% e 2,1%, e Teq entre 185°C e 192°C, com alta evolução térmica para a formação do metano (C_1) estimada a Ro eq. entre 2,3% e 4,8%, e Teq entre 206°C e 327°C. Embora no alinhamento da composição isotópica dos gases no diagrama de Chung *et al.* (1988; Figura 5.1.4) não se observe um enriquecimento conspícuo do metano em ^{13}C, é notório que, ao se comparar os dados medidos com o padrão teórico de correlação entre $\delta^{13}C_2$ e $\delta^{13}C_1$ no GOR-Isotopes, o desacoplamento entre as condições de formação do metano e do etano torna-se evidente, corroborando a correlação positiva do $\delta^{13}C_1$ e δD_1 (Figura 5.1.3), que também aponta alta evolução térmica do metano. Resultados iniciais de temperatura de formação do metano calculados pela técnica de *clumped isotopes* (não reportados neste trabalho) tendem a confirmar temperaturas de formação próximas àquelas estimadas pelo *software* GOR-Isotopes.

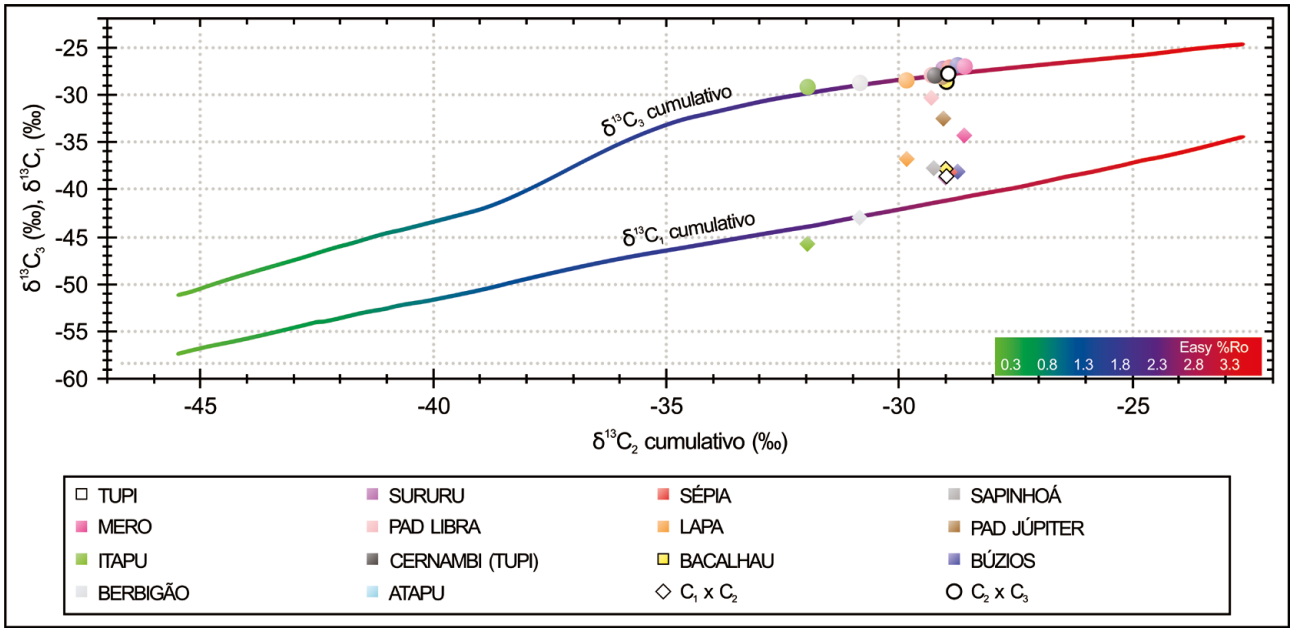


Figura 5.1.5: Relação entre a composição isotópica do carbono do etano ($\delta^{13}C_2$) *versus* a do metano e do propano ($\delta^{13}C_1$ e $\delta^{13}C_3$) e o grau de maturação térmica dos gases (Ro eq. com base na cinética Easy %Ro de Sweeney e Burnham, 1990), calculada no *software* GOR-isotopes 2.0, com taxa de aquecimento de 2°C/Ma (padrão cumulativo de inversão em Ro eq.) e dados de composição isotópica de carbono do metano, etano e propano de gases do pré-sal da Bacia de Santos. As linhas correspondem às tendências das composições isotópicas cumulativas dos gases e os pontos representam os dados das amostras estudadas.

Campo	Média RGO_{HC} (m^3/m^3)	média °API	$\%C_1$	Ro eq C_1 (%)	Teq C_1 (°C)	Ro eq C_2 (%)	Teq C_2 (°C)	Ro eq C_3 (%)
ATAPU	170,0	24,2	73,8	2,4	211,3	1,9	191,7	2,1
BERBIGÃO	79,3	24,9	64,1	1,6	179,1	1,6	180,3	1,6
BÚZIOS	205,0	26,3	73,9	2,4	210,6	1,9	191,6	2,1
BACALHAU	370,2	30,3	78,8	2,5	213,8	1,8	190,1	1,7
CERNAMBI (TUPI)	346,0	29,4	78,4	2,3	207,6	1,8	190,2	1,8
ITAPU	95,4	28,2	59,1	1,3	164,2	1,5	174,6	1,6
PAD JÚPITER	641-59*	27,4	84,2	4,2	280,0	1,8	189,8	1,8
LAPA	128-39*	22,9	71,3	2,7	221,8	1,7	185,6	1,7
PAD LIBRA	838,0	37,1	83,4	4,8	327,0	1,8	188,5	1,8
MERO	232,0	27,5	76,6	3,6	250,0	1,9	192,4	2,1
SAPINHOÁ	198,0	26,1	74,3	2,5	213,7	1,8	188,8	1,8
SÉPIA	148,0	25,4	71,9	2,4	210,5	1,8	190,7	2,0
SURURU	161,0	24,2	70,8	2,3	206,3	1,8	190,0	2,0
TUPI	192,5	27,5	74,2	2,3	207,0	1,8	190,3	1,8

Tabela 5.1.2: Médias de RGO_{HC}, grau API, fração molar de metano entre gases hidrocarbonetos ($\%C_1$) das áreas do pré-sal estudadas e estimativas da reflectância da vitrinita equivalente (Ro eq. em %) e temperatura equivalente (Teq em °C) calculadas para os gases C_1 a C_3, sob uma taxa de aquecimento constante de 2°C/Ma (inversão de dados cumulativos de composição isotópica do carbono).

Por fim, cabe mencionar que, se por um lado este estudo indica a ocorrência de um aporte de metano isotopicamente pesado em carbono e hidrogênio, produto de uma evolução térmica maior do que a inferida para seus congêneres hidrocarbonetos C_2 e C_3, em algumas acumulações de gases do pré-sal da Bacia de Santos (em especial, no Campo de Mero e nos PADs de Júpiter e de Libra), a natureza da formação desse metano ainda não é clara. Pode-se supor que se trate de um metano termoquímico gerado em avançados estágios de maturação (metagênese), mas não há elementos para se determinar se o C_1 teria sido formado por intenso soterramento das rochas geradoras ou por ação de fluxos térmicos elevados associados a atividades magmáticas ou hidrotermais sobre as mesmas seções geradoras. Adicionalmente, pode-se cogitar alguma contribuição, ainda que por enquanto dificilmente determinável, de metano isotopicamente pesado de origem abiótica. De qualquer forma, independentemente da origem do metano isotopicamente pesado, sua contribuição aos gases em Mero/Libra e Júpiter parece apontar para uma área-fonte possivelmente localizada nos baixos deposicionais adjacentes, isto é, nas Cozinhas de Araruama e de Júpiter, respectivamente (ver discussão sobre cozinhas geradoras na seção 6 deste capítulo).

A intepretação dos valores médios das composições molares e isotópicas dos gases hidrocarbonetos das acumulações estudadas do pré-sal na Bacia de Santos pode ser sumarizada em seis tópicos.

1. A Razão Gás/Óleo, considerando somente os gases hidrocarbonetos (RGO_{HC}), se correlaciona exponencialmente com a secura (%C_1 molar em relação aos gases hidrocarbonetos). A baixa Razão Gás/Óleo (RGO_{HC} de 95,4 m^3/m^3) observada no Campo de Itapu se correlaciona com a menor secura do gás (%C_1 de 59,1%), e as maiores razões Gás/Óleo (RGO_{HC} de 641 m^3/m^3 e 838 m^3/m^3) com as maiores securas (%C_1 de 84,2% e 83,4%) nos PADs de Júpiter e de Libra.

2. Pela relação $\delta^{13}C_1$ *versus* o coeficiente de secura ($C_1/(C_2+C_3)$), constatou-se que a composição isotópica de carbono do metano se correlaciona diretamente com o aumento do coeficiente de secura dos gases. Os gases de Itapu e Berbigão ocupam o campo genético de gás termoquímico na janela de geração de óleo, e os gases dos demais campos se dispõem no campo genético de gás termoquímico na janela de geração de gás condensado.

3. Pela relação entre as composições isotópicas do carbono e do hidrogênio do metano ($\delta^{13}C_1$ versus δD_1), verificou-se um enriquecimento conspícuo em ^2H (δD_1 > -150‰) que desloca o metano das acumulações de *black oils* (exceto em Itapu e Berbigão) e de gás condensado (Júpiter e Libra Central) para o campo de evolução térmica equivalente à janela de metagênese.

4. Empregando-se a relação entre a composição isotópica do $\delta^{13}C$ *versus* 1/n, verificou-se que o enriquecimento relativo de ^{13}C na composição isotópica dos gases úmidos (C_2-C_4) e do metano (C_1) é coerente com o

padrão crescente de maturação térmica dos gases úmidos e do metano.

5. Pela comparação entre o padrão de variação da composição isotópica do $\delta^{13}C_2$ e $\delta^{13}C_1$ no *software* GOR-Isotopes 2.0, com os dados isotópicos dos gases do pré-sal, à exceção dos gases das acumulações de Itapu e Berbigão, observa-se um conspícuo enriquecimento relativo de ^{13}C que desloca a composição isotópica do metano medido bem acima da curva teórica construída por extrapolação dos dados obtidos em experimentos de pirólise da geradora do Jiquiá. Por outro lado, as composições isotópicas medidas de $\delta^{13}C_2$ e $\delta^{13}C_3$ de todas as acumulações estudadas se sobrepõem à curva teórica de composição cumulativa isotópica de carbono do etano e do propano, indicando cogeneticidade para esses dois gases.

6. Pelas inversões da composição isotópica de carbono dos gases em reflectância da vitrinita equivalente (Ro eq.) e temperatura equivalente (Teq), estima-se que a formação dos gases úmidos (C_2 e C_3) contidos nos *black oils* dos campos de Itapu e Berbigão ocorreu em Ro eq. entre 1,5% e 1,6%, na mesma magnitude da formação do metano associado. Os gases úmidos (C_2 e C_3) das demais acumulações com enriquecimento anômalo em ^{13}C do metano tiveram suas condições de geração estimadas em Ro eq. entre 1,7% e 2,1%, com evolução térmica do metano ainda mais elevada, com Ro eq. entre 2,3% e 4,8%.

6. COZINHAS GERADORAS, ROTAS DE MIGRAÇÃO E ÁREAS DE ACUMULAÇÃO DO PETRÓLEO NO PRÉ-SAL

As correlações genéticas óleo-rocha geradora apresentadas na seção 4 deste capítulo foram estabelecidas por meio de comparação da assinatura geoquímica de petróleos e de extratos de rochas geradoras amostradas em poços, sendo os petróleos correlacionáveis, principalmente, aos betumes de intervalos geradores de idade Jiquiá Superior (zonas bioestratigráficas OS-1000 e OS-1100, como ilustrado nas seções 2 e 4 deste capítulo). No entanto, em geral, as amostras de intervalos geradores são provenientes de poços perfurados em altos estruturais com o objetivo de encontrar as melhores fácies de reservatórios preenchidas por petróleo. Isso limita a avaliação da espessura e o potencial desses intervalos geradores, que tendem a se depositar sob condições de melhor preservação da matéria orgânica nos baixos estruturais, bem como impossibilita avaliar diretamente seu grau de maturação nesses baixos, ou cozinhas geradoras (Magoon e Dow, 1994), assim como a interpretação das rotas de migração a partir dessas cozinhas.

O posicionamento estratigráfico e estrutural desses intervalos geradores ou potencialmente geradores, sua espessura e geometria podem ser interpretados ou inferidos utilizando-se a correlação de poços integrada à interpretação de dados sísmicos com especial atenção aos refletores e geometrias nos baixos estruturais. Quanto maior o refinamento

na interpretação sísmica dos baixos estruturais, melhor é a individualização das cozinhas potencialmente geradoras e das vergências das rotas de migração de suas potenciais cargas petrolíferas. No entanto, para delimitar a extensão geográfica de cozinhas geradoras ativas onde ocorre a geração do petróleo, os tipos e propriedades dos petróleos gerados (óleo/gás) e os volumes gerados/expulsos provenientes de cada uma dessas cozinhas, é essencial avaliar sua evolução térmica, ou maturação, ao longo do tempo geológico (Hantschel e Kauerauf, 2009; Al-Hajeri *et al*., 2009; Baur *et al*., 2018; Curry, 2019). A maturação pode ser estimada de maneira aproximada avaliando-se o soterramento de intervalos geradores, mas idealmente é calculada utilizando-se uma combinação de técnicas geoquímicas e de modelagem de bacias (*e.g.*, Welte *et al*., 1997; Hantschel e Kauerauf, 2009; He *et al*., 2014).

Para avaliar apropriadamente a maturação de rochas geradoras e realizar uma análise quantitativa de sistemas petrolíferos, em especial em caráter regional, há que se considerar uma extensa lista de variáveis relacionadas ao modelo geológico interpretado para uma bacia ou área de estudo, bem como as condições de contorno desse modelo (Al-Hajeri *et al*., 2009; Peters *et al*., 2017). Pode-se citar, como exemplos, o arcabouço tectonossedimentar e sua evolução temporal, paleobatimetria, idade de deformação (do rifteamento ou do evento compressivo, de formação de falhas e fraturas), espessura e propriedades térmicas crustais e mantélicas, parâmetros petrofísicos e térmicos das rochas preenchendo a bacia (como permeabilidade, porosidade, pressão capilar, densidade, condutividade térmica e calor radiogênico), idade de formação de estruturas e de abertura de janelas de sal, entre outras.

Além das variáveis e parâmetros como os mencionados, recorre-se a leis físico-químicas e equações propostas para descrever os processos geológicos de interesse (geração, migração, acumulação e trapeamento do petróleo) em escala temporal. Dentre essas equações, pode-se citar, como exemplos: equações de cálculo de porosidade e *stress* efetivo, como as leis de Athy e de Terzaghi, para compactação mecânica e definição de porosidades no tempo; equação do *backstripping* (Steckler e Watts, 1978), para cálculo de histórias de subsidência; a equação transiente do calor no tempo, para cálculo de histórias térmicas (*e.g*. McKenzie, 1978; Baur *et al*., 2010); a equação de fluxo multifásico (água, óleo e gás) e a Lei de Darcy, para cálculo de migração (Hantschel e Kauerauf, 2009). Sínteses das variáveis, leis físico-químicas e condições de contorno das simulações de processos geológicos podem ser encontradas em Welte *et al*. (1997), Penteado (1999), Coutinho (2008) e Hantschel e Kauerauf (2009).

Para resolver muitas das equações de interesse, principalmente para estudos em duas e três dimensões, de forma que o cálculo de uma variável influencia o de outra a cada passo de tempo, são necessárias soluções numéricas com o acoplamento de todos os processos geológicos intervenientes. Assim, o ideal é que sejam empregadas simulações numéricas de sistemas petrolíferos, também denominadas modelagens de sistemas petrolíferos (Hantschel e Kauerauf, 2009).

As modelagens de sistemas petrolíferos servem de ferramenta para testar cenários geológicos e aprimorar a compreensão espacial e temporal dos processos geológicos, visando à mitigação dos riscos exploratórios na descoberta do petróleo. Nesta seção, foram utilizados resultados de modelagens de sistemas petrolíferos com o *software* PetroMod 2022 (Schlumberger) para testar e complementar as relações genéticas estabelecidas entre dados de rochas geradoras e o petróleo armazenado nos reservatórios, e avaliar quantitativamente o sequenciamento dos eventos dos sistemas petrolíferos no tempo geológico e seu impacto nos processos de geração, migração, acumulação e trapeamento do petróleo. Esta seção, portanto, é dedicada a discutir a geração de petróleo e a ilustrar a extensão em área de cozinhas geradoras de idade Jiquiá ativas, além das prováveis rotas de migração principais dessas cozinhas às acumulações de petróleo do pré-sal da Bacia de Santos abordadas neste capítulo.

6.1. Geração e cozinhas geradoras ativas na Bacia de Santos

A geração de petróleo, ou maturação térmica, é um processo de conversão, decomposição ou craqueamento termoquímico de parte da matéria orgânica (querogênio) presente em rochas geradoras em moléculas mais leves de compostos líquidos e gasosos (petróleo) a partir do aumento de pressão e temperatura ao qual essas rochas são submetidas, refletindo sua história térmica e de soterramento ao longo do tempo geológico. Essa maturação pode ser medida em amostras de rocha ou do petróleo gerado, ou estimada por simulações numéricas e, quando combinada a dados de quantidade, qualidade e riqueza da matéria orgânica, pode ser utilizada para estimar a quantidade de petróleo gerada por rochas geradoras.

Diversas variáveis como paleobatimetria, pressão de poros, fluxo de fluidos, propriedades químicas e térmicas da matriz rochosa e dos fluidos preenchendo os poros dessas rochas podem impactar a história térmica e de pressão de uma bacia sedimentar e, consequentemente, a maturação ou taxa de transformação da matéria orgânica contida em rochas geradoras.

Termodinamicamente, a geração de petróleo pode ser descrita por modelos cinéticos baseados na Lei de Arrhenius, sendo uma função do efeito combinado da temperatura e do tempo no craqueamento das ligações químicas do querogênio (*e.g.* Tissot, 1969; Tissot e Espitalié, 1975; Ungerer *et al.*, 1986; Ungerer e Pelet, 1987; Behar *et al.*, 1997; Schenk *et al.*, 1997; Dieckmann e Keym, 2006; Peters *et al.*, 2006; Huc, 2013).

As janelas de geração de óleo e de gás em um intervalo gerador podem ser estimadas usando-se o Índice de Coloração de Esporos (ICE) e a reflectância de vitrinita (Ro%) medida em amostras de rochas geradoras ou potencialmente geradoras, ou calculadas em simulações numéricas de sistemas petrolíferos. O aumento da reflectância da vitrinita devido ao incremento de sua aromaticidade ao longo dos craqueamentos primário e secundário na rocha geradora também é descrito por um processo cinético (*e.g.* Sweeney e Burnham,

1990). Mesmo em rochas geradoras de tipos I e II, onde a ocorrência de vitrinita é rara, como é o caso das rochas geradoras da seção Jiquiá na Bacia de Santos, pode-se utilizar escalas de maturação equivalentes às da reflectância das vitrinitas para se estimar o grau de maturação das geradoras, como na Figura 6.1.1.

Os limites em Ro% de cada janela de geração (inicial, pico e regressiva de óleo, de gás condensado e de gás úmido, e metagênese) variam de acordo com o tipo de querogênio e a taxa de aquecimento ao longo do tempo geológico. Neste trabalho, classificamos as rochas geradoras quanto ao seu grau de maturação térmica como imatura ou inativa (ainda não gerando petróleo – com Ro < 0,6%, ou seja, na zona de diagênese da matéria orgânica), matura (zona de catagênese, ou janela de geração de óleo e gás), ou zona de metagênese (onde ocorre essencialmente geração de gás seco, ou metano). A zona de catagênese pode ser subdividida em quatro subzonas: início de geração de óleo (Ro ~ 0,6 a 0,7%), pico de geração de óleo (Ro ~ 0,8 a 1,0%), janela regressiva de óleo (Ro ~ 1,0 a 1,35%) e geração de gases condensados ou úmidos (maior parte do óleo já foi gerado e possivelmente craqueado – Ro de 1,35 a 2,0%). A metagênese, ou zona senil, é caracterizada pela geração de gás seco tardio (metano) a Ro > 2,0%.

Uma cozinha geradora ativa é um volume contíguo de rochas geradoras que estão gerando/expulsando, ou já geraram/expulsaram, substancialmente, seu petróleo, o qual pode ser encontrado na forma de indícios, *seeps* ou acumulações de volume mais expressivo geneticamente relacionado (Magoon e Schmocker, 2000). Uma cozinha geradora ativa inclui tanto rochas maturas quanto senis (isto é, aquelas com potencial gerador exaurido).

O preenchimento do rifte da Bacia de Santos originou três principais depocentros regionais, os quais são denominados de Araruama, Ilha Grande e Paranaguá (Capítulo 7). Nos cenários de modelagem de sistemas petrolíferos, aplicando-se uma cinética de geração obtida a partir de análises de amostras da seção Jiquiá da própria Bacia de Santos, esses depocentros receberam o epíteto de cozinhas geradoras de Araruama, de Ilha Grande e de Paranaguá (Figura 6.1.1), constituindo-se nas principais áreas de geração de petróleo, posteriormente migrado para os reservatórios do pré-sal, sobretudo na Formação Barra Velha. Além dos três principais depocentros internos/proximais, foram individualizadas cozinhas geradoras relativamente menores na porção mais central da bacia, como as cozinhas de Oeste de Florim, de Oeste de Lula, de Sagitário e de Bem-te-vi (Figura 6.1.1). Também foram identificadas cozinhas relacionadas a depocentros externos, localizados a leste dos altos internos, onde há diversos meio-grabens nos quais se presume a ocorrência de matéria orgânica no Andar Jiquiá, como, por exemplo, a Cozinha de Júpiter, no depocentro a leste do PAD de Júpiter.

Na Figura 6.1.1 estão discriminadas as diferentes cozinhas geradoras ativas citadas, de dimensões variadas, com suas rotas de migração associadas. As cozinhas geradoras foram discriminadas integrando-se as análises geoquímicas dos fluidos descritas nas seções 4 e 5 deste capítulo e a geometria dos baixos estruturais do rifte (Capítulo 7) ao mapa de

maturação (Ro%) do intervalo Jiquiá Superior resultante de modelagens de sistemas petrolíferos. A extensão geográfica das cozinhas geradoras ativas (Figura 6.1.1) faz parte da abrangência espacial total dos sistemas petrolíferos, os quais incluem não só a área de ocorrência das cozinhas geradoras ativas, mas também as áreas de ocorrências das acumulações geneticamente associadas a essas cozinhas. Na discussão sobre migração (seção 6.2 a seguir), serão abordadas as rotas de migração das cozinhas geradoras até as áreas de acumulação de petróleo conhecidas do pré-sal e a relação entre as propriedades dos fluidos acumulados com a maturação das cozinhas geradoras.

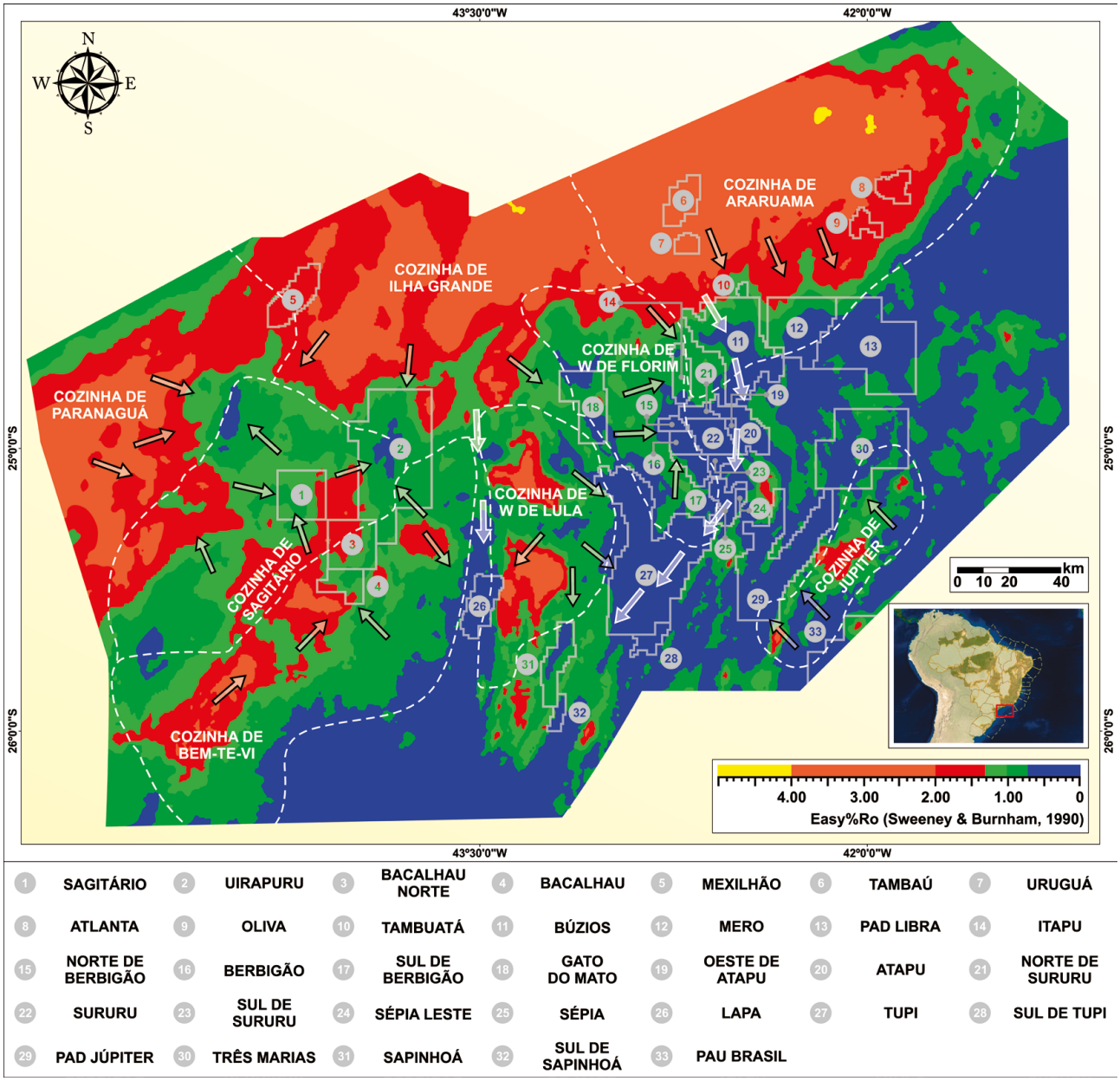


Figura 6.1.1: Cozinhas geradoras e tendência de rotas de migração no pré-sal da Bacia de Santos. Os contornos das cozinhas geradoras (polígonos de borda branca tracejada) estão sobrepostos ao mapa-base de reflectância da vitrinita (Ro%) que representa a maturação das rochas geradoras do Jiquiá Superior. As setas com contorno preto indicam a direção geral de migração a partir do intervalo gerador. As setas com contorno branco indicam migração de mais longa distância. Esse modelo de geração-migração foi elaborado com base em modelagem 3D, utilizando-se o *software* PetroMod 2022, e calibrado com resultados de análises geoquímicas disponíveis de rochas geradoras, óleos e gases.

A área central das três grandes cozinhas proximais (Araruama, Ilha Grande e Paranaguá; Figura 6.1.1) está atualmente em janela de gás, mas essas áreas passaram pela janela de geração de óleo no passado geológico, como discutido na seção 4.2. Nas áreas onde as geradoras se encontram atualmente na janela de gás, o soterramento é elevado, com menor espessura de sal e proporcionalmente maior espessura de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos do pós-sal sobrepostos, em comparação com as porções mais distais da bacia. O maior soterramento implica temperaturas mais elevadas na seção rifte, já que o gradiente geotérmico médio no sal é em torno de 10°C/km, e nos sedimentos é de cerca de 30°C/km. Nas cozinhas de geração de Sagitário, de Bem-te-vi, de Oeste de Lula e de Júpiter, as janelas de gás têm área mais limitada. Diferentemente, a Cozinha de Oeste de Florim alcançou apenas a janela de geração de óleo.

A delimitação geográfica das cozinhas geradoras aqui descritas para a Bacia de Santos seguramente será refinada à medida que novas aquisições sísmicas e interpretações, bem como novos dados geoquímicos, permitam discriminar, de modo mais detalhado, os depocentros e seus petróleos gerados e expulsos. Um maior refinamento na interpretação sísmica dos baixos estruturais possibilitará melhor individualização das cozinhas potencialmente geradoras e das vergências de migração de suas cargas petrolíferas, assim como uma melhor discriminação de famílias de petróleo ocorrerá ao se utilizar um maior número de amostras e uma suíte ainda mais completa de compostos e parâmetros geoquímicos que contemple o suprimento cumulativo de cargas petrolíferas com diferentes níveis de maturação térmica e, consequentemente, diferentes propriedades composicionais e físico-químicas.

6.2. Rotas de migração do petróleo na Bacia de Santos

O processo de migração contempla a expulsão de petróleo das rochas geradoras (migração primária) e a posterior migração desse petróleo pelas rochas que preenchem a bacia sedimentar das geradoras até um eventual preenchimento de reservatório em uma trapa (migração secundária). A migração é um processo complexo e sensível a diversos parâmetros, como porosidade, permeabilidades absolutas e relativas, pressão capilar, campo de pressão de poros e a presença de falhas e fraturas. A migração primária não depende apenas da drenagem relacionada à geometria do intervalo gerador, mas também de características ligadas à evolução térmica das rochas geradoras, como tipo e riqueza da matéria orgânica, taxa de transformação, saturação de expulsão e composição variável do petróleo gerado com o avanço da maturação. A expulsão do petróleo também é condicionada pela composição da matriz sedimentar da rocha geradora, por sua compactação mecânica e pelo contexto das pressões capilares das rochas sotopostas e sobrepostas à geradora. Igualmente, a migração secundária não depende apenas da geometria das camadas na sequência que preenche o espaço entre as rochas geradoras e o topo dos reservatórios (base do sal), mas também da distribuição e propriedades permoporosas das fácies que

as preenchem e, principalmente, dos gradientes de excesso de pressão nos poros, nos quais a diferença de densidade entre o petróleo e a água de formação (flutuabilidade ou *buoyancy*) tem um papel fundamental.

As tendências gerais de migração a partir das cozinhas geradoras estão esquematizadas na Figura 6.1.1 por meio de setas. As setas com contorno preto indicam a direção geral de migração a partir do intervalo gerador. As setas com contorno branco indicam migração de mais longa distância, seguindo também a tendência a altos na seção rife e da geometria de drenagens da base do sal. Essas migrações de longa distância são inferidas pela análise das famílias de petróleos e contribuiriam em certa proporção para os volumes acumulados. As tendências gerais de migração também refletem os padrões de fluxo observados em resultados de simulações de migração. Em uma escala de maior detalhe, observa-se um padrão de migração vertical do petróleo após sua expulsão da seção geradora do Andar Jiquiá, seguido por um padrão de migração horizontal de maiores distâncias ao longo de vários níveis de camadas carreadoras nas formações Itapema e Barra Velha, até sua eventual acumulação em reservatórios no topo da seção pré-sal em altos estruturais selados por rochas evaporíticas.

O aporte de cargas petrolíferas das diversas cozinhas geradoras e a proveniência dos petróleos no pré-sal da bacia descritos neste capítulo estão resumidos, a seguir, para cada família de petróleos definida na seção 4 (Figuras 4.3.1 e 4.3.2). As acumulações contendo petróleos das famílias 1 (campos de Búzios, Mero, Atapu, Sururu e Sépia) e 2 (PAD de Libra) receberam carga exclusivamente da Cozinha de Araruama. Os petróleos da família 4 (Cernambi e Tupi Oeste) foram gerados e migraram a partir das cozinhas de Ilha Grande e de Oeste de Lula. Os petróleos da família 5 (campos de Berbigão e Itapu) podem ser atribuídos à Cozinha de Oeste de Florim. A família 6 de petróleos (PAD de Júpiter) se relaciona à carga local adjacente a leste, proveniente da Cozinha de Júpiter. As demais acumulações parecem ter sido preenchidas por petróleo proveniente de mais de uma cozinha geradora. A família 3 (campos de Tupi, excetuadas as áreas Cernambi e de Tupi Oeste, e de Sapinhoá) se destaca e pode ser resultado da mistura entre petróleos gerados na Cozinha de Oeste de Lula e na Cozinha de Araruama (área de proveniência da família 1), desta última por migração de longa distância. Por fim, a família 7 (campos de Lapa e Bacalhau) é constituída por petróleos provenientes principalmente da Cozinha de Bem-te-vi, com possíveis contribuições minoritárias das cozinhas de Sagitário, Oeste de Lula e de Ilha Grande, esta última por migração a longa distância e possivelmente com a menor proporção na mistura final.

Conforme discutido na seção 5, os petróleos acumulados nos campos de Itapu e de Berbigão têm as menores RGOs, com as menores securas dos gases associados dentre o grupo de petróleos discutidos neste capítulo. Essas propriedades dos petróleos de Itapu e Berbigão são compatíveis com a evolução térmica da Cozinha de Oeste de Florim, em janela de

óleo, reforçando a interpretação de que foram providos por essa cozinha. Os petróleos acumulados em todos os demais campos contêm gases da janela de geração de gás condensado e de gás úmido (Ro eq. ~ 1,7% a 2,1%), oriundos das respectivas cozinhas às quais suas cargas foram atribuídas na discussão acima. A proximidade dos campos de Búzios e de Mero com a Cozinha de Araruama imediatamente a norte, atualmente em estágio senil, é coerente com a interpretação dessas acumulações serem uma mistura de diversos pulsos de migração sucessivos, desde grandes volumes de *black oil* até gases condensados e úmidos, acumulados todos em uma mesma trapa com volumes porosos gigantescos. Consequentemente, a modelagem de sistemas petrolíferos corrobora o modelo de que os petróleos de Búzios e Mero são produtos de uma mistura de um *black oil* inicial com um aporte posterior de fluidos mais evoluídos que conduziram a um aumento de sua Razão Gás/Óleo (RGO; Figura 4.2.4). O mesmo pode ser interpretado para a Cozinha de Júpiter. No entanto, apenas o estágio de maturação das geradoras por soterramento e fluxo térmico variável segundo modelos de margens rifteadas que evoluíram para margens passivas, representado na Figura 6.1.1, não parece ser suficiente para justificar o aparente desacoplamento entre o aporte cumulativo dos gases úmidos e do metano, ou os valores elevados de isótopos estáveis de carbono para o metano com evolução térmica estimada de até 4,8% de Ro eq. (seção 5). Se ao menos uma parte desse metano com carbono isotopicamente pesado discutido na seção 5 for de origem abiótica, é possível que esteja associado às áreas que também receberam altos volumes de CO_2, com proveniência nas proximidades das cozinhas geradoras. Por outro lado, não se pode descartar um possível impacto de geração não convencional por rochas ígneas intrusivas nas proximidades das seções geradoras, já que rochas intrusivas foram amostradas no Campo de Mero e no PAD de Libra, e podem ser interpretadas por sísmica nas áreas da Cozinha de Araruama próximas a intervalos geradores.

Em bacias com grande extensão geográfica, como no caso da Bacia de Santos (várias centenas de milhares de km^2), os sistemas petrolíferos podem ser distintos em diferentes compartimentos da bacia, e suas delimitações e ocasionais sobreposições são, invariavelmente, modificadas à medida que novas fronteiras são exploradas e maiores profundidades perfuradas por poços exploratórios.

Ademais, cabe lembrar que o petróleo acumulado em alguns dos campos citados neste capítulo tem variações laterais e verticais (seção 3) que podem estar relacionadas a propriedades permoporosas variáveis dos reservatórios, à história de preenchimento do reservatório por petróleos com composições variáveis, ou a alterações de propriedades de fluidos devidas, por exemplo, à interação com CO_2, que foi responsável pela origem de uma capa de gás nos PADs de Júpiter e de Libra, como será discutido nas seções a seguir.

7. TEORES E ORIGEM DO CO_2 EM ACUMULAÇÕES DE PETRÓLEO NO PRÉ-SAL DA BACIA DE SANTOS

Desde o início das perfurações de poços exploratórios na seção do pré-sal da Bacia de Santos, diversas ocorrências de petróleos com diferentes concentrações de dióxido de carbono (CO_2) foram constatadas. A presença do CO_2 afeta a acumulação e a produção do petróleo de três formas principais: (i) preenchendo parcialmente o espaço poroso dos reservatórios carbonáticos; (ii) contribuindo para problemas de corrosão ao longo das linhas de escoamento; (iii) introduzindo desafios tecnológicos para a separação do gás nas instalações de processamento primário em superfície, particularmente quando presente em elevadas concentrações. Adicionalmente, na indústria do petróleo, adota-se como premissa geral no projeto de explotação a não emissão desse gás de efeito estufa para a atmosfera (Pizarro e Branco, 2018). Os três aspectos são pontos de atenção negativos, uma vez que o primeiro reduz o volume de poros para preenchimento pelo petróleo, reduzindo a economicidade de acumulações, enquanto os dois últimos geram custos adicionais de produção. Por outro lado, o CO_2 produzido pode ser reinjetado nos reservatórios como um mecanismo suplementar para o aumento do fator de recuperação da jazida (*e.g.* Almeida *et al.*, 2010).

Nas condições de pressão e temperatura de subsuperfície, o CO_2 puro pode se encontrar no estado supercrítico, desenvolvendo a capacidade de se misturar ao petróleo imediatamente ou por intermédio de mecanismos de troca de massa (múltiplos contatos sucessivos), reduzindo a viscosidade final, aumentando o volume *in-situ* e até mesmo extraindo componentes leves do petróleo. Misturas de petróleo com CO_2 em elevadas proporções podem apresentar comportamento similar, monitoradas mediante avaliação da pressão mínima de miscibilidade e de testes de inchamento.

7.1. Distribuição de teores de CO_2 e gradações composicionais em petróleos do Pré-sal

Nos campos do pré-sal da Bacia de Santos, os teores de CO_2 estão distribuídos em diferentes concentrações, refletindo as distintas proporções de mistura com petróleo durante a história de preenchimento dos reservatórios em função das suas propriedades permoporosas. O CO_2 encontra-se em teores médios a elevados principalmente nas acumulações da porção centro-distal da Bacia de Santos, sendo as maiores concentrações localizadas nas áreas dos PADs de Júpiter e de Libra, e no Campo de Mero (Figura 7.1.1).

Os comportamentos geralmente observados para as concentrações de CO_2 nos petróleos do pré-sal da Bacia de Santos são de aumento do teor de CO_2 em direção ao topo da estrutura, ou teores homogêneos ao longo da coluna de óleo (Figura 7.1.2). Os poços

com fluidos nos quais os teores de CO_2 diminuem para o topo da estrutura são menos frequentes, constatados até o momento na Crista Oeste do Campo de Tupi e localmente no Campo de Lapa. O padrão homogêneo de distribuição de CO_2 ocorre nas acumulações com boas condições de porosidade e permeabilidade e/ou com variações laterais de temperatura significativas que, em geral, favorecem a homogeneização do fluido, principalmente por mecanismos de convecção e difusão.

No Campo de Búzios, o teor molar de CO_2 no petróleo em condições de reservatório é homogêneo, da ordem de 18% (Figura 7.1.2), assim como os valores médios da Razão Gás/Óleo (RGO) e de grau API são relativamente estáveis em 258 m³/m³ e 28°, respectivamente (Tabela 3.1.1). A homogeneidade lateral e vertical dos fluidos também foi constatada no Campo de Mero, contendo, em média, 37% molar de CO_2, e apresentando valores médios de RGO e de grau API de 426 m³/m³ e 28°, respectivamente (Tabela 3.1.1 e Figura 7.1.2).

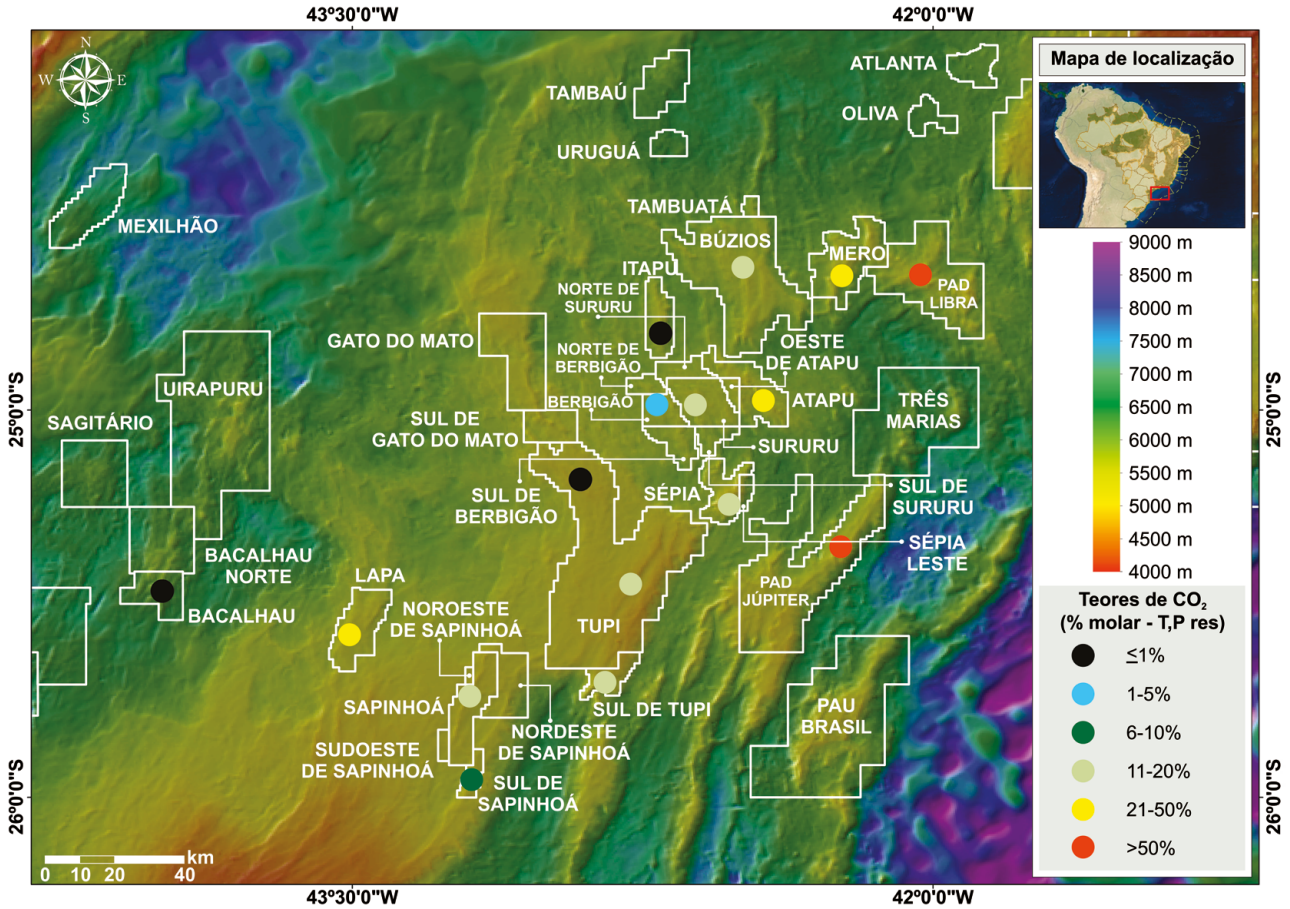


Figura 7.1.1: Mapa estrutural da base do sal e distribuição de teores médios de CO_2 nos petróleos, em condições de pressão e temperatura de reservatório das acumulações do pré-sal da Bacia de Santos.

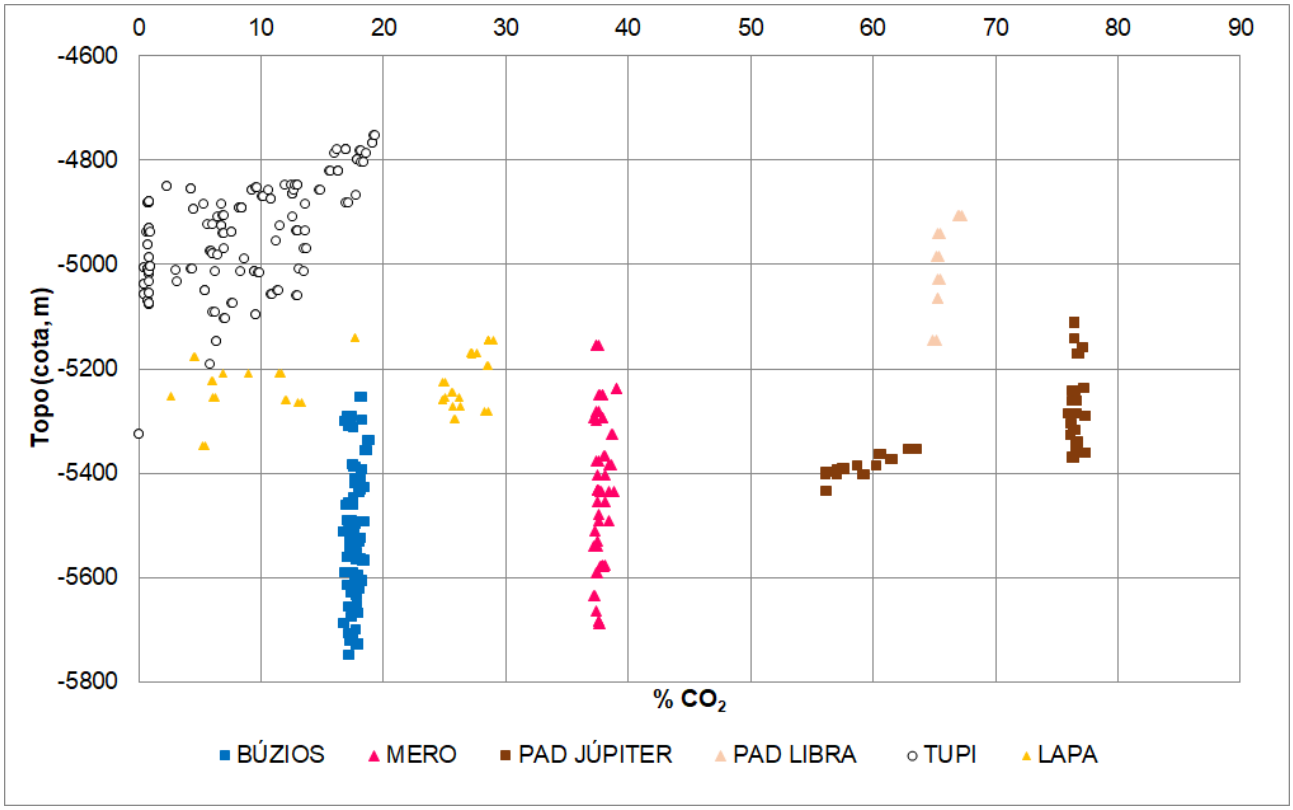


Figura 7.1.2: Distribuição vertical de teores de CO_2 em condições de pressão e temperatura de reservatório nas acumulações de petróleo nos campos de Búzios, Mero, Tupi (incluindo a área de Cernambi a NW) e Lapa, e nos PADs de Júpiter e de Libra.

O Campo de Tupi, em contrapartida, apresenta gradientes laterais e verticais significativos, com teores de CO_2 variando entre 0 e 21% molar (Tabela 3.1.1 e Figura 7.1.2). Na estrutura a noroeste do Campo de Tupi, conhecida por área de Cernambi, observam-se petróleos com teores de CO_2 inferiores a 2% molar, grau API variando de 27 a 37° e valores de RGO desde 268 até 790 m³/m³, ambos com tendência de aumento para o topo da estrutura. A estrutura principal do Campo de Tupi na Fm. Barra Velha contém petróleos com valores de grau API variando entre 25 e 35°, enquanto a RGO situa-se entre 201 e 636 m³/m³, aumentando da base em direção ao topo do reservatório. Adicionalmente, observa-se uma ampla faixa de variação de CO_2, com conspícuo gradiente vertical nas cristas leste e oeste da estrutura principal do Campo de Tupi, acima da cota de -4880 m (Figura 7.1.2). Na crista oeste, a fração molar de CO_2 no petróleo diminui daquela cota para o topo da estrutura de 8% para 2%. Na crista leste, por sua vez, o padrão de variação é contrário àquele da crista oeste, com o aumento no teor de CO_2 da cota de -4880 m para o topo da crista, de 8% para 19% molar. Abaixo dessa cota, as frações molares de CO_2 não indicam um padrão consistente de comportamento, com amplas variações laterais de 3 a 16%. Além disso, nota-se que a concentração de CO_2 diminui na direção oeste do campo, tendendo a propriedades do

petróleo semelhantes às encontradas na estrutura noroeste (área de Cernambi).

É importante ressaltar que a fração molar do CO_2 não corresponde à fração volumétrica que ele ocupa no petróleo em condições de pressão e temperatura de reservatório. Essa diferença se deve ao fato de que a fração volumétrica do CO_2 no petróleo é função não somente da sua fração molar no petróleo com o qual se misturou, mas principalmente da sua fração mássica e da densidade *in situ* do CO_2, esta última variando substancialmente com a pressão e a temperatura. O petróleo do Campo de Búzios, por exemplo, contém cerca de 18% molar de CO_2 em condições de reservatório, mas esse composto ocuparia, se isolado, apenas 8% do volume ocupado pelo petróleo de Búzios nas mesmas condições de pressão e temperatura. Por sua vez, no caso de Júpiter, o CO_2 ocupa mais de 60% do volume da acumulação de petróleo.

Observa-se empiricamente a ocorrência de separação de fases e de um gradiente composicional vertical relevante na fase líquida quando a proporção volumétrica global de CO_2 na mistura com o petróleo é superior a 40%. Em casos de acumulações bifásicas, é frequente observar-se na fase líquida um significativo acréscimo na massa específica do óleo em relação àquela do petróleo original (anterior a sua mistura com CO_2). Por sua vez, notam-se também massas específicas relativamente altas (graus API relativamente baixos) no condensado dissolvido na fase gasosa, com teores de CO_2 crescentes para o topo ou relativamente constantes ao longo da coluna gasosa. A capacidade do CO_2 de extrair preferencialmente os componentes leves do petróleo original para a fase gasosa é constatada nas áreas dos PAD's de Júpiter e de Libra. No PAD de Júpiter, onde se verificou uma coluna de óleo subjacente à capa de gás, a interação do petróleo com proporções relativamente elevadas de CO_2 causou o aumento da concentração das frações pesadas na região basal da fase líquida. Na estrutura de Júpiter, a coluna líquida apresenta grau API, RGO e teor de CO_2 crescentes em direção ao contato gás/óleo, variando de 14 a 21°, 91 a 278 m^3/m^3 e 43 a 64% molar, respectivamente. Já na coluna de gás, os valores encontrados de grau API, RGO e teor de CO_2 são relativamente homogêneos: 33°, 3016 m^3/m^3 e 77% molar em média, respectivamente (Tabela 3.1.1 e Figura 7.1.2).

Além do grau API e da RGO, outras propriedades-macro do fluido de reservatório original são modificadas pela interação com CO_2, tais como o fator volume de formação do óleo (B_o), a pressão de saturação (Psat) e a viscosidade. É notável a correlação linear entre Psat e RGO em petróleos do pré-sal da Bacia de Santos com frações molares de CO_2 inferiores a 10% (Figura 7.1.3). Em contrapartida, a correlação linear entre Psat e RGO não é constatada em petróleos com frações molares de CO_2 superiores a 10% e RGO acima de 300 m^3std/m^3std, nos quais a Psat tende a se estabilizar em torno de 450 kgf/cm^2. Testes específicos são conduzidos para avaliar as alterações causadas pela interação de petróleos com CO_2, conforme descrito na seção 9 deste capítulo.

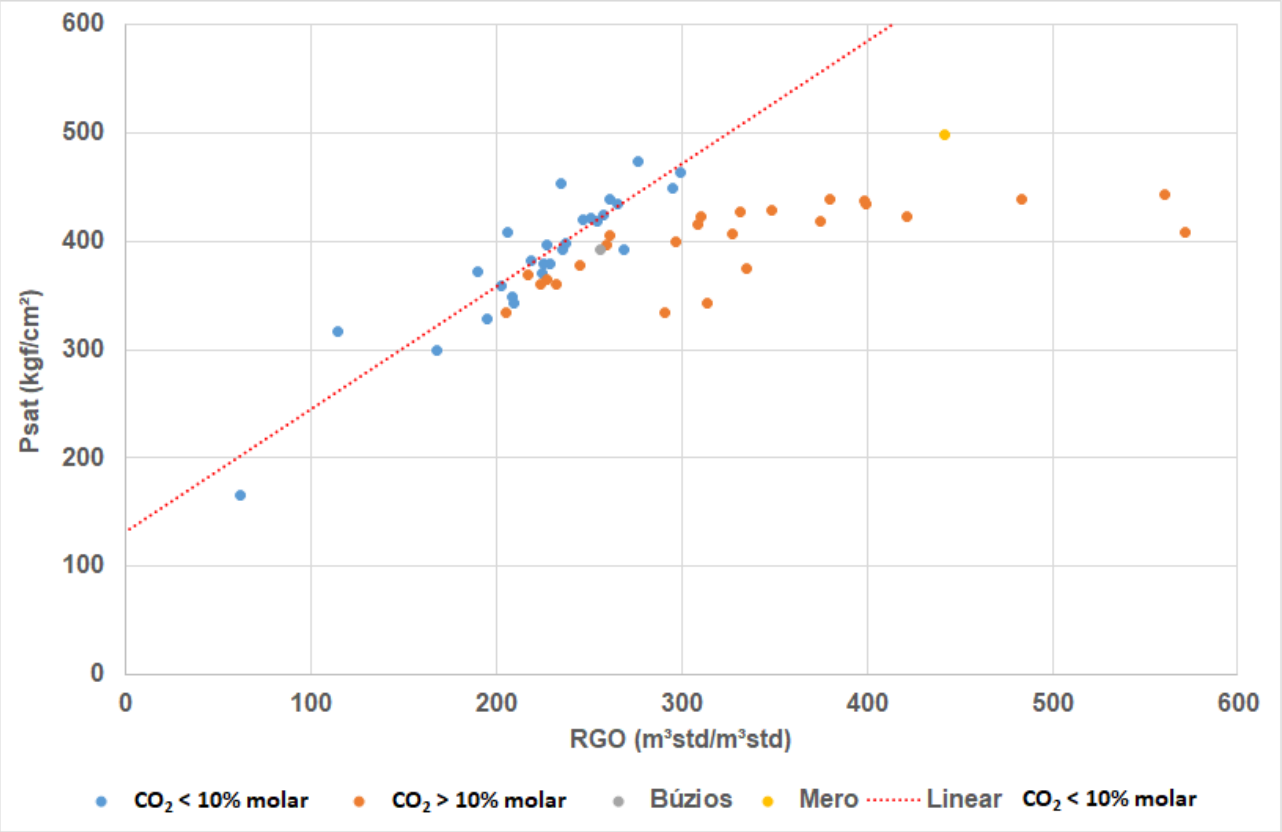


Figura 7.1.3: Efeito do teor de CO_2 no comportamento da pressão de saturação (Psat) em função da Razão Gás/Óleo (RGO) em petróleos do pré-sal da Bacia de Santos. Teores de CO_2 em fração molar (%) do petróleo em condições de pressão e temperatura de reservatório. Valores médios reportados para os campos de Búzios e Mero.

7.2. Origem do CO_2 nas acumulações do Pré-sal

O CO_2 é um gás comum encontrado nos mais variados tipos de bacias sedimentares. Em alguns casos, a proporção de CO_2/hidrocarbonetos pode ser muito elevada e, em tais situações, trará implicações econômicas significativas para o desenvolvimento da acumulação de petróleo, tanto pela redução do volume recuperável de petróleo/gás, como pelos custos adicionais associados à produção e à preservação ambiental. Na Bacia de Santos, a perfuração do poço 1-RJS-628A-RJ, descobridor do Campo de Tupi em 2006, revelou a presença de uma nova e desafiadora província petrolífera, na qual não apenas volumes gigantescos de petróleo, mas também concentrações anômalas de CO_2 associadas ao gás natural (~7,5% molar) foram identificadas. Poucos anos depois, com o avanço da perfuração na bacia para

águas mais profundas, a Área de Júpiter foi descoberta, elevando o valor máximo conhecido da concentração desse contaminante para 77% molar na fase gasosa.

A origem do CO_2 foi identificada utilizando-se a integração da composição isotópica do carbono do CO_2 com a concentração e composição isotópica dos gases nobres associados, em especial o hélio (Santos Neto *et al.*, 2012; Morais *et al.*, 2017). De modo geral, algumas variáveis geológicas tais como os afinamentos crustal e litosférico, a ocorrência de magmatismo na área e a existência de falhas profundas parecem estar associadas a fluidos ricos em CO_2 derivados do manto (Ferraz *et al.*, 2019; Gamboa *et al.*, 2019). A assinatura isotópica de carbono *per se* não pode ser utilizada como diagnóstico seguro da origem do CO_2, pois existem vários processos que formam CO_2 relativamente enriquecido em ^{13}C (desgaseificação do manto ou metamorfismo de carbonatos, por exemplo) ou empobrecido em ^{13}C (processos bacterianos, metamorfismo em carvões e sedimentos ricos em COT; Wycherley *et al.*, 1999). Em muitos casos, os valores de $\delta^{13}C_{CO2}$ se sobrepõem, o que faz com que a identificação inequívoca da origem do CO_2 somente possa ser conclusiva com o uso integrado dos isótopos de gases nobres, *e.g.*, $^{3}He/^{4}He$ (Ballentine *et al.*, 2001). A seção 7.2 tem como objetivo discutir as evidências geoquímicas e isotópicas que discriminam a origem e os processos pós-trapeamento do CO_2 nas acumulações do pré-sal da Bacia de Santos.

7.2.1. Análises laboratoriais e resultados

As amostras de fluido de reservatório foram obtidas em operações de amostragem a cabo, nas quais os fluidos recuperados estão em condições PVT da formação. Nos laboratórios do CENPES, essas amostras foram despressurizadas e o gás natural associado, ou livre, foi então liberado. As alíquotas de gás foram analisadas para caracterização molar e isotópica de carbono dos hidrocarbonetos e não-hidrocarbonetos, de acordo com a metodologia descrita na seção 5 deste capítulo. Uma alíquota adicional desses gases foi encaminhada para quantificação da razão elementar e isotópica de gases nobres no IFPEN (Instituto Francês de Petróleo e Energias Renováveis; detalhes do método descritos em Morais, 2018). A composição dos gases, por área de estudo, com foco nos dados referentes ao CO_2 e aos gases nobres de amostras representativas, é apresentada na Tabela 7.2.1.1.

Campo	% CO_2	% Hidrocarbonetos	$\delta^{13}C_{CO_2}$	R/Ra	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{4}He/^{20}Ne$	$CO_2/^{3}He$
Atapu	25,76	74,24	-3,24	3,42	339	356	1,1E+09
Búzios	22,75	77,25	-4,57	3,45	722	1856	1,1E+09
Iracema	1,00	99,00	-12,96	1,83	489	1075	7,7E+07
PAD de Júpiter	77,24	22,76	-6,71	4,71	1303	2723	1,6E+09
Mero	35,35	64,65	-2,17	3,90	1072	4559	1,2E+09
PAD de Libra	63,87	36,13	-3,05	4,67	1648	1651	1,7E+09
S de Berbigão	3,59	96,41	-8,24	2,73	405	130	1,9E+08
Sapinhoá	16,38	83,62	-5,37	3,79	721	1535	4,2E+08
Sépia	19,76	80,24	-3,54	3,25	552	293	1,4E+09
Sururu	25,65	74,35	-4,76	3,37	669	2224	1,0E+09
Tupi	9,51	90,49	-6,31	3,22	752	1797	3,1E+08

Tabela 7.2.1.1: Composição média de alguns componentes (% molar) e razões isotópicas da fase gasosa de petróleos da Bacia de Santos. (R/Ra = valores da razão $^{3}He/^{4}He$ normalizados para a composição do hélio no ar 1,38 x 10^{6}; Ozima e Podosek, 1983).

7.2.2. Discussão e Implicações

As concentrações relativas medidas de CO_2 nos gases dos petróleos da Bacia de Santos são variadas não apenas internamente às acumulações, mas também entre campos (seções 3 e 7.1 deste capítulo, e Tabela 7.2.1.1). No entanto, o CO_2 e os gases nobres de todas as áreas apresentam características isotópicas semelhantes, sendo relativamente enriquecidos em ^{13}C, ^{3}He e $^{40}Ar/^{36}Ar$, sugerindo uma origem comum para estes fluidos.

A combinação da concentração de CO_2, valores isotópicos de hélio e $\delta^{13}C_{CO2}$ é comumente utilizada para a identificação da presença de fluidos voláteis de origem mantélica (Ballentine *et al.*, 2001). Embora o CO_2 possa ter diversas origens, quando em concentrações molares maiores do que 5%, geralmente está associado a processos de geração abiótica (Wycherley *et al.*, 1999). Nestes casos, a faixa de $\delta^{13}C_{CO2}$ é mais restrita (-8 a -2‰), sobrepondo-se às origens por fontes magmáticas e por metamorfismo de carbonatos (Figura 7.2.2.1a). Todavia, quando essa faixa de valores isotópicos de carbono se correlaciona com razões de isótopos de hélio (razão entre $^{3}He/^{4}He$ da amostra e $^{3}He/^{4}He$ atmosférico, ou R/Ra) maiores que 1 (Figura 7.2.2.1b), a origem mantélica fica evidenciada, uma vez que o ^{3}He é um isótopo primordial cujo reservatório terrestre natural é o manto. As composições típicas de R/Ra da crosta e do manto são conhecidas, sendo de aproximadamente 0,01-0,02 e 8, respectivamente (O'Nions e Oxburgh, 1988). Nos trabalhos de Santos Neto *et al.* (2012) e Morais *et al.* (2017), a partir dos primeiros resultados de composição de CO_2 e de isótopos de hélio, foi identificada a origem não crustal do CO_2 na Bacia de Santos.

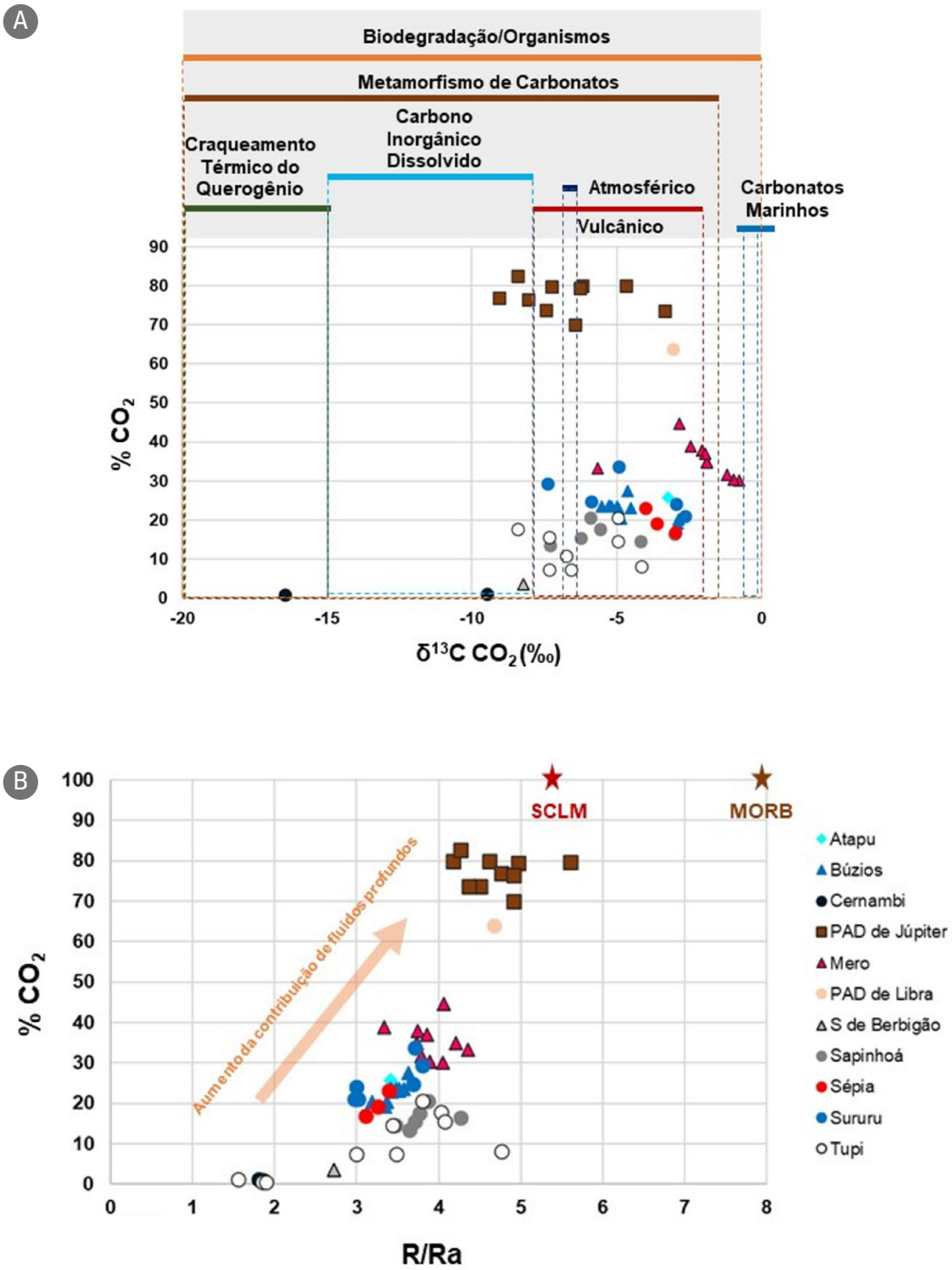


Figura 7.2.2.1: Composição dos gases naturais recuperados na Bacia de Santos, em termos de % molar de CO_2 e razões R/Ra de isótopos de hélio. Em (a) variação da $\%CO_2$ na fase gás e $\delta^{13}C_{CO2}$, mostrando a sobreposição das composições com possíveis origens do gás (limites de $\delta^{13}C_{CO2}$ compilados por e modificados de Wycherley *et al.*, 1999). Em (b) correlação positiva da $\%CO_2$ com o aumento da razão R/Ra confirmando a origem extra-bacinal do CO_2 (modificado de Santos Neto *et al.*, 2012). As estrelas são as composições das possíveis fontes parentais para o CO_2 e ^3He (MORB – *Middle Ocean Ridge Basalt*, média global, Ozima e Podosek (1983) e SCLM - *Subcontinental Lithospheric Mantle,* na região estudada, Morais (2018)).

Processos físicos e químicos pré- e pós-trapeamento podem alterar a abundância de CO_2 nas acumulações (Gilfillan *et al.*, 2009), sendo os reflexos desses processos evidenciados também em variações nos valores de $\delta^{13}C_{CO2}$. Diferentes mecanismos com interveniência independente ou atuação conjugada podem ser considerados. A variação da abundância de CO_2 observada nos gases da Bacia de Santos pode estar relacionada, por exemplo, ao fracionamento por equilíbrio da fase gasosa (e/ou aquela dissolvida nos hidrocarbonetos líquidos) com as quantidades de HCO_3^- e H_2CO_3 presentes na fase aquosa no contato gás/água ou óleo/água, a depender da faixa de pH e temperatura, a misturas com fluidos de origem crustal, e a processos de exsolução do gás do sistema. A Figura 7.2.2.2 ilustra a comparação das proporções relativas de CO_2, ^3He e ^4He por meio das razões $CO_2/^3He$, $CO_2/^4He$ e $^3He/^4He$ (por intermédio da razão R/Ra), em vez das suas concentrações absolutas. Nesse tipo de abordagem, misturas binárias entre fluidos de diferentes origens, assim como processos de perda ou incorporação de um único componente, ficam evidenciados por padrões lineares. Os fluidos com maior concentração de CO_2 partem de uma composição derivada de um fluido do tipo MORB (*Middle Ocean Ridge Basalt*) ou SCLM (*Subcontinental Lithospheric Mantle*) e seguem uma tendência de redução da concentração de CO_2. Essa tendência corresponde à remoção do CO_2 para o sistema, que pode estar associado à dissolução no aquífero, em hidrocarbonetos e/ou precipitação sob a forma de carbonatos. Por outro lado, os gases com menor abundância de CO_2 parecem seguir outra tendência, com maior influência de fluidos crustais, não ricos em CO_2, porém enriquecidos em ^4He (de origem crustal), acarretando a redução mais aparente dos valores de R/Ra.

A utilização em conjunto de resultados de composição molar, de isótopos estáveis e de gases nobres permitiu identificar a presença de um componente profundo de natureza mantélica associado a algumas acumulações de petróleo no pré-sal da Bacia de Santos. A redução dos valores de R/Ra é correlata ao decréscimo da concentração de CO_2, que pode ser decorrente de mistura com fluidos crustais como, por exemplo, pela incorporação de ^4He oriundo do decaimento radioativo de rochas crustais (tempo de residência) ou por assimilação em rotas de migração. As razões de $^{40}Ar/^{36}Ar$ (Tabela 7.2.1.1) também se correlacionam positivamente com os isótopos de hélio e $CO_2/^3He$, corroborando essas hipóteses. A variação da concentração de CO_2 possivelmente está associada a diferentes proporções iniciais de mistura de CO_2 com cargas de petróleo em cada acumulação, bem como a processos secundários em reservatório como dissolução e precipitação. Com base na discriminação da origem mantélica do CO_2, especialistas da Petrobras desenvolveram um método de cálculo volumétrico de CO_2 derivado da fusão parcial do manto decorrente do estiramento litosférico durante o processo de rifteamento. Com isso, a avaliação do "risco CO_2" foi sensivelmente aprimorada para os prospectos do pré-sal.

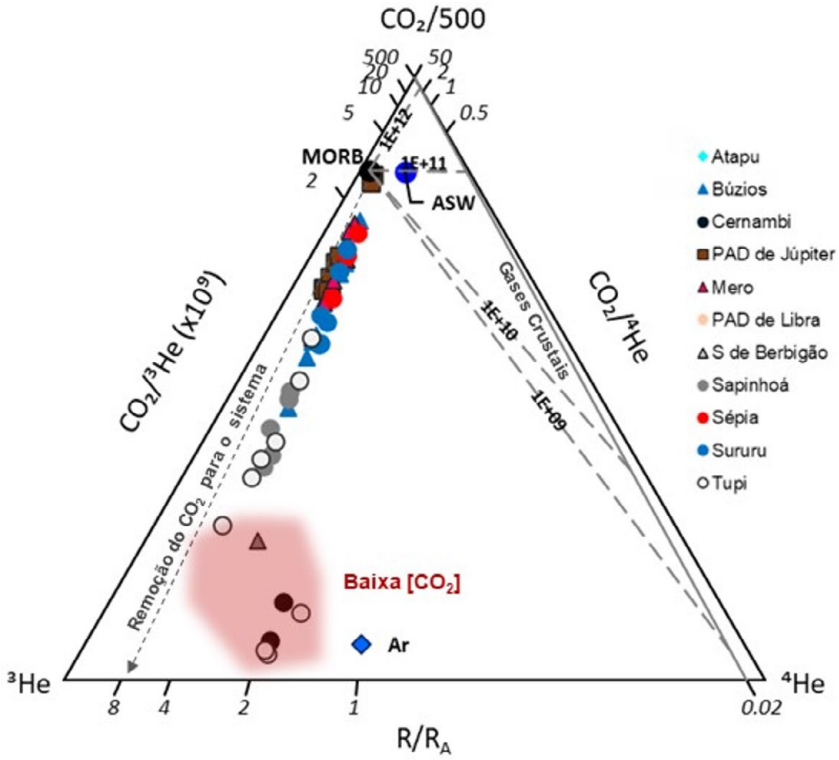


Figura 7.2.2.2: Diagrama ternário com ilustração da relação entre CO_2, ^3He e ^4He, expressos como razões. Observar a redução da concentração do CO_2 ao longo de uma razão de R/Ra similar (< 4,71), sugerindo remoção desse composto do sistema. Áreas com baixa concentração de CO_2 natural formam um grupo isolado com maior influência de fluidos crustais na mistura. ASW: *Air Saturated Water*; MORB: *Middle Ocean Ridge Basalt*s.

Embora ainda não existam métodos para uma avaliação robusta do "risco CO_2" antes da perfuração dos poços, a utilização conjunta de dados de geologia, geofísica e composição geoquímica dos fluidos permite a identificação da sua origem e a avaliação dos processos físico-químicos associados, auferindo maior robustez aos modelos geológicos e ao planejamento dos projetos de perfuração.

8. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E FORMAÇÃO DO CO_2 NA BACIA DE SANTOS

O CO_2 é observado em diversos ambientes tectônicos do planeta. Sua formação pode ocorrer em superfície, relacionada a processos intempéricos de rochas carbonáticas; em bacias sedimentares, durante a diagênese da matéria orgânica ou em níveis crustais,

associada a metamorfismo (*e.g.* Wycherley *et al.*, 1999). Contudo, em termos de volume gerado, o processo de desgaseificação de magmas é o mais importante. O magmatismo pode ocorrer em contextos geotectônicos relacionados à divergência e convergência de placas litosféricas, bem como em *hotspots* intraplaca. Em todos esses ambientes, o CO_2, com H_2 e CH_4, é um dos principais gases expelidos em vulcões. O Monte Etna, por exemplo, é considerado um dos vulcões que mais emite CO_2 no planeta, cerca de 25 MTon/ano (Allard *et al.*, 1991; D'Alessandro *et al.*, 1997). Nas dorsais oceânicas, fumarolas hidrotermais — principalmente as do tipo *black smokers* — expelem gases com altas concentrações de CO_2 (Kelley e Shank, 2010). Em ambientes intraplaca, a extensão litosférica pode gerar descompressão adiabática do manto, ocasionando sua fusão parcial e a geração de magmas ricos em CO_2. Esse processo pode ser amplificado quando há influência de plumas mantélicas, como ocorre nos Riftes do Leste Africano, notadamente controlados pela Superpluma da África. Embora o CO_2 seja expelido em vulcões, sua ocorrência pode se dar após atividades vulcânicas. Isso tem sido observado em várias zonas vulcânicas em diferentes ambientes geotectônicos (Allard, 1997; Fontijn *et al.*, 2010).

8.1. Processos extensionais e magmatismo associado

A evolução de bacias riftes está intrinsicamente relacionada a processos de afinamento da crosta e do manto litosférico, bem como a processos magmáticos (Sengör e Burke, 1978). Alguns modelos geológicos e numéricos foram propostos para explicar o processo de formação de bacias riftes e quantificar o afinamento associado a esse processo. A partir desses modelos, é possível explicar a formação de riftes com características simétricas dadas por cisalhamento puro (McKenzie, 1978; Royden e Keen, 1980) e de riftes com características assimétricas dadas por cisalhamento simples (Wernicke, 1985; Lister *et al.*, 1986). Nesse aspecto, percebe-se uma semelhança entre a simetria de uma bacia rifte e de sua curva de afinamento calculada. Interpretações de dados sísmicos e de poços em sistemas riftes preservados em margens passivas (Péron-Pinvidic *et al.*, 2007), bem como observações de campo desses sistemas preservados em orógenos (Mohn *et al.*, 2010; Masini *et al.*, 2014) mostram que sistemas riftes podem ser simétricos em certas áreas, e assimétricos em outras. Em porções distais, próximas à região onde ocorre a ruptura litosférica (*breakup*), predomina a assimetria, sendo ela uma característica geométrica para se definir margens *upper plate/lower plate* (Lister *et al.*, 1986). Resultados de modelos numéricos corroboram as observações estruturais, pelas quais os afinamentos crustal e mantélico mudam no espaço e no tempo, e refletem a simetria/assimetria (Lavier e Manatschal, 2006; Svartman Dias *et al.*, 2015).

Alguns modelos extensionais quantitativos podem ser utilizados com a finalidade de se calcular a subsidência a partir de dados

oriundos de poços ou mesmo das interpretações sísmicas, e são relativamente fáceis de serem implementados (*e.g.* Royden e Keen, 1980). Esses modelos têm as seguintes vantagens: (i) cálculos rápidos; (ii) permitem a comparação com a história de subsidência oriunda de poços ou de mapas estruturais (paleossuperfícies); (iii) permitem a calibração com dados térmicos (ex.: temperatura de fundo de poço e reflectância da vitrinita). Nesse trabalho, utilizou-se esse método para o cálculo de estiramentos crustal e mantélico, basicamente seguindo dois passos. Em um primeiro momento, é feito o cálculo da subsidência tectônica (*water-loaded subsidence*) a partir do modelo estrutural da bacia por meio da técnica de *backstripping* (Steckler e Watts, 1978). A partir dos mapas estruturais interpretados na sísmica de reflexão, das idades dos horizontes mapeados e de curvas de compactação para diversos tipos litológicos, exclui-se o efeito do *stress* causado pelas camadas sedimentares no topo do embasamento. Assim, a subsidência restante estará relacionada a processos tectônicos. Em um segundo passo, faz-se o cálculo da subsidência teórica e do afinamento por meio do modelo de Royden e Keen (1980). Os afinamentos crustal e mantélico têm forte controle na subsidência teórica. Assim, estima-se o afinamento pelo ajuste das curvas de subsidência teórica e calculada por *backstripping*, utilizando-se um método de inversão. Essa técnica é bastante conhecida e aplicada em vários estudos, inclusive na Bacia de Santos (Pinto *et al.*, 2009). A Figura 8.1.1 mostra um exemplo da aplicação desse método.

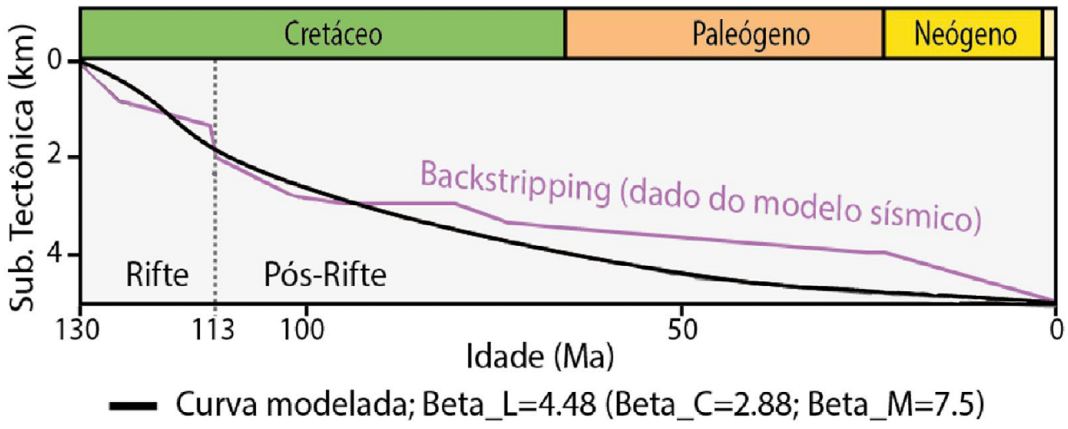


Figura 8.1.1: Comparação entre as curvas de subsidência calculada (obtida pela técnica de *backstripping*) e modelada (derivada de modelos termomecânicos teóricos). O estiramento da litosfera (Beta_L) foi calculado a partir do estiramento da crosta (Beta_C) e do manto (Beta_M) pelo modelo de Royden e Keen (1980).

8.2. Cálculo de fusão parcial do manto

Em ambientes riftes, o afinamento litosférico controla a descompressão adiabática do manto astenosférico, podendo causar a sua fusão parcial. Além do afinamento litosférico, a temperatura da interface litosfera-astenosfera é uma condição importante para a ocorrência da fusão parcial (*e.g.* McKenzie e Bickle, 1988; White e McKenzie, 1989). De forma geral, quanto maior o afinamento e/ou a temperatura dessa interface, maior será a fusão do material peridotítico que constitui o manto astenosférico. Condições de forte afinamento litosférico ocorreram durante a fase rifte na Bacia de Santos, onde os eventos de fusão parcial foram registrados por meio das rochas vulcânicas da bacia. Além do magmatismo associado ao evento de afinamento, outros eventos magmáticos da fase de formação da margem passiva, como o de idade santoniana, são reconhecidos. No evento magmático santoniano, a fusão parcial deve ter ocorrido por um aumento da temperatura, sem diminuição da pressão (sem descompressão adiabática), já que não se reconhece um evento de afinamento litosférico correlato.

A fusão parcial do manto astenosférico associada ao estiramento litosférico pode ser calculada utilizando-se o modelo proposto por McKenzie e Bickle (1988). Esses autores utilizam o fator de estiramento litosférico (β) para calcular a quantidade de fusão parcial do manto astenosférico. Nesse modelo, em situações de expressivo afinamento litosférico (em geral $\beta > 3$), a geoterma que delimita os mantos litosférico e astenosférico pode ascender e cruzar a curva de *solidus* do manto, ocasionando fusão parcial e gerando uma certa quantidade de *melting* (Figura 8.2.1). Com base em mapas de estiramento litosférico, volumes de material magmático gerado por fusão parcial do manto podem ser calculados em uma bacia sedimentar.

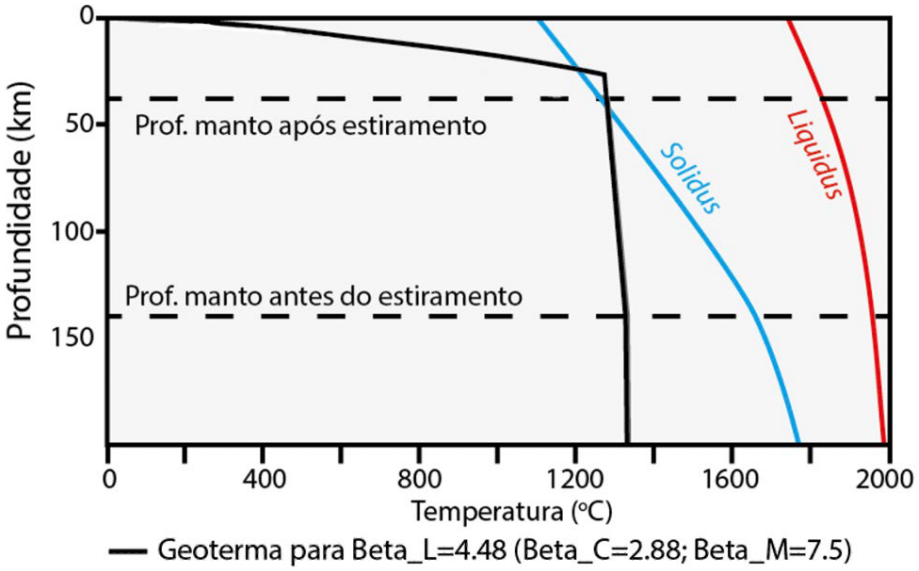


Figura 8.2.1: Cálculo de fusão parcial do manto astenosférico. A linha preta contínua mostra a geoterma logo após o estiramento litosférico. As linhas pretas tracejadas correspondem à base da litosfera antes e depois do estiramento. As linhas azul e vermelha são as curvas de *solidus* e *liquidus* calculadas com as equações de McKenzie e Bickle (1988). Beta_L: estiramento litosférico; Beta_C: estiramento crustal; Beta_M: estiramento do manto litosférico.

8.3. CO_2 e magmatismo

Durante a geração de magmas, o CO_2 pode formar-se pelas reações entre o carbono (C) residual do manto e moléculas de oxigênio. Estas últimas são liberadas a partir de reações mineralógicas que ocorrem em olivinas e piroxênios (Stagno *et al.*, 2013). A quantidade de carbono ou de CO_2 original no manto pode ser estimada por meio de inclusões fluidas em rochas ígneas, de *melting inclusions* em rochas vulcânicas ou por medições de gases em fumarolas vulcânicas. Contudo, ao se analisar inclusões fluidas em amostras de rochas ígneas, pode-se subestimar o valor de CO_2 original no manto caso grande parte desse gás tenha se perdido para a superfície. O mesmo acontece com medições de gases em vulcões, já que uma certa parte do CO_2 pode ficar retida no manto em forma de inclusões fluidas ou por formação de carbonatos. Uma superestimativa pode ser considerada, por exemplo, caso um conjunto de amostras configure uma anomalia de inclusões fluidas de CO_2. Conclui-se que a quantidade de CO_2 original gerada pelo processo de fusão magmática por meio de um balanço de massas se torna bastante difícil de ser estimada. Utilizam-se para efeitos de cálculo, portanto, uma faixa de teores de CO_2 ou de C original no manto com base em diferentes fontes de dados como, por exemplo, inclusões fluidas, ensaios de laboratório e medições em zonas vulcânicas (*e.g.* Wallace, 2003). Esses valores estão aproximadamente em torno de 2000 ppm (em fração mássica) para rochas de composição toleítica, um tipo de basalto semelhante aos associados à fase de extensão da Bacia de Santos. Rochas ígneas intrusivas e extrusivas associadas ao estágio de margem divergente também são encontradas na Bacia de Santos (Santoniano e Eoceno). Essas rochas, por terem uma composição mais alcalina, tendem a ter concentrações de CO_2 mais elevadas se comparadas às do evento extensional.

Após a fusão parcial do manto, o CO_2 originalmente associado a rochas mantélicas tende a incorporar-se ao magma gerado (*melt*) e ascender com ele em direção à superfície. Dessa forma, o CO_2 pode ser transportado com o magma, ou dissociar-se deste e migrar como gás livre em função da redução das condições de pressão ao longo da rota de migração.

8.4. Migração de CO_2 na litosfera

As rochas mantélicas e da crosta continental apresentam baixíssima permeabilidade. Por isso, a migração de fluidos mantélicos na litosfera deve ocorrer, predominantemente, por sistemas de falhas profundas e fraturas associadas. A migração de fluidos na litosfera tem sido relacionada à atividade tectônica de falhas e zonas de cisalhamento crustais e mantélicas (Sibson, 1994; Pinto *et al.*, 2015). Essa atividade resulta na criação e destruição de permeabilidade controlada, por exemplo, pela variação do campo de *stress* e da pressão de fluidos (Sibson, 1994). A área de ocorrência de CO_2 mantélico na Bacia de Santos pode ser entendida como um sistema hiperestendido (Sutra e Manatschal, 2012), de modo que a formação de falhas profundas como, por exemplo, falhas de *detachment* extensionais, ocorre na fase final de extensão crustal (*i.e.*, rifte tardio) que antecede a ruptura litosférica. Evidências de migração

de fluidos profundos nesses sistemas, como veios na foliação tectônica e minerais hidratados sin-cinemáticos em rochas do manto e da crosta, indicam que o processo de migração ocorre, principalmente, durante a atividade tectônica das falhas de *detachment* (Pinto *et al.*, 2015). Na Bacia de Santos, é possível visualizar localmente sistemas de falhas profundas, incluindo as de *detachment*, a partir dos dados de sísmica de reflexão. Algumas dessas falhas deslocam a descontinuidade de Mohorovičić (Moho), chegando ao manto. No entanto, é difícil afirmar quais falhas teriam sido responsáveis pela migração do CO_2. Por isso, uma abordagem empírica pode ser feita modelando-se um determinado sistema de falhas abertas durante a migração de CO_2, e que parte desse fluido teria migrado para os reservatórios.

8.5. Acumulação de CO_2 em trapas estruturais

Existe uma certa correlação entre as áreas de acumulação de CO_2 com a ocorrência das rochas ígneas na Bacia de Santos. Porém, algumas observações empíricas sugerem que as rochas ígneas do evento extensional (fase rifte) são mais importantes no que tange aos volumes de CO_2 gerados e às características dos petróleos da bacia.

Em primeiro lugar, as rochas ígneas do Santoniano e do Eoceno ocorrem, principalmente, em setores distantes das áreas de acumulações de petróleo com altos teores de CO_2 como a do Campo de Lula ou, quando ocorrem nessas áreas, o volume constatado de rochas magmáticas dessas idades e do CO_2 a elas associado é aparentemente incompatível com os volumes de CO_2 acumulados (exemplo: campos de Mero e Búzios).

Em segundo lugar, a comparação entre os experimentos laboratoriais de injeção de CO_2 em petróleo com as acumulações existentes, na maioria dos casos aponta para uma concentração de CO_2 constante na coluna de petróleo ou um aumento dessa concentração para o topo da estrutura (Figura 7.1.2), sugerindo que o CO_2 teria chegado antes do petróleo no reservatório (ver seção 9). Como se estima que a maior parte do petróleo tenha sido gerada e migrada para o reservatório antes do Santoniano, é improvável que o CO_2 esteja relacionado com o magmatismo do Santoniano ou do Eoceno.

No caso do magmatismo relacionado ao evento extensional da Bacia de Santos ser o responsável pelas acumulações de CO_2, há uma defasagem temporal entre a idade de formação do magma e o momento da acumulação de CO_2 no pré-sal, que deve ocorrer principalmente após a deposição das camadas de evaporitos aptianas, de modo que se impeça o escape gradual do CO_2 por meio de rochas sedimentares mais permoporosas para a atmosfera (Figura 8.5.1).

O modelo descrito acima tem sido aplicado para se estimar a quantidade de CO_2 gerada durante a fusão parcial do manto astenosférico, migrada em direção à superfície e eventualmente acumulada em trapas do pré-sal, de modo a compará-la com a quantidade presente nas acumulações de CO_2 conhecidas.

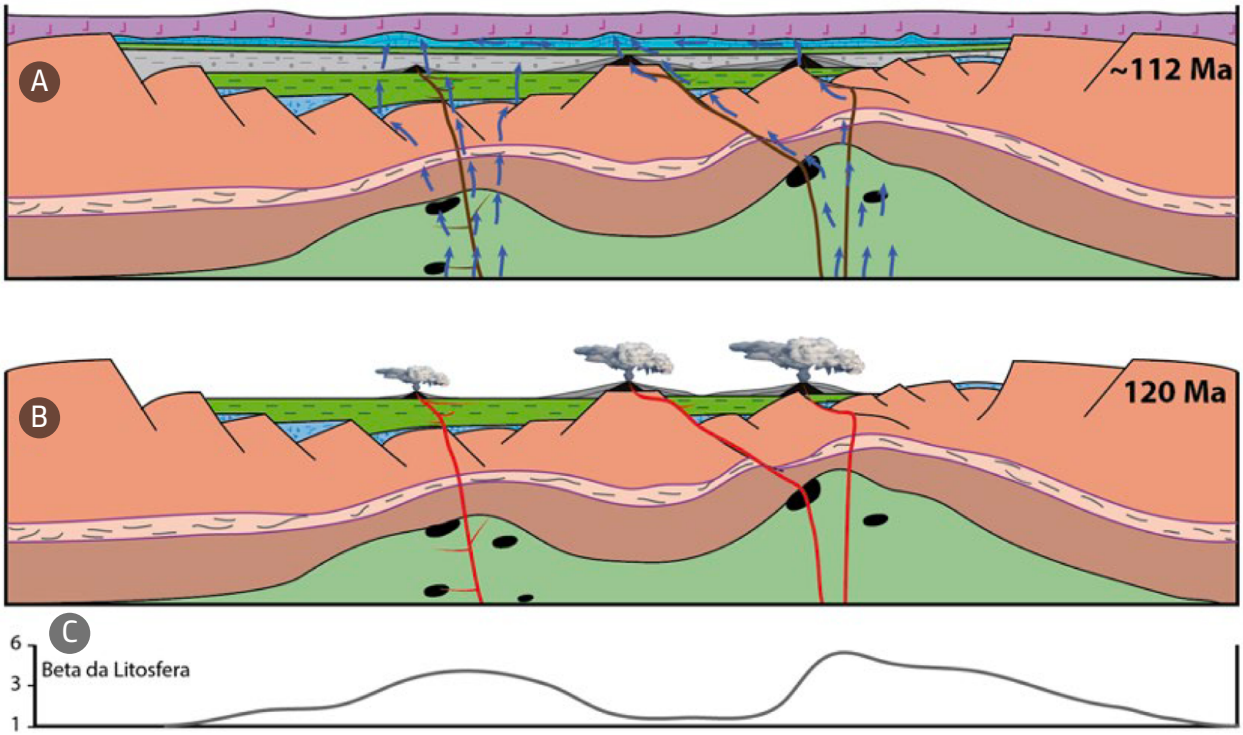


Figura 8.5.1: Modelo esquemático do timing de migração do CO_2. O afinamento da litosfera, representado pela curva de beta (C) causa a fusão parcial do manto, magmatismo e a formação de CO_2. Durante o magmatismo associado ao evento vulcânico com idade de cerca de 120Ma (B), o CO_2 migra verticalmente com o magma por meio de sistemas de falhas e fraturas, e pode se dispersar em sistemas subaquosos e para a atmosfera. A migração de CO_2 e o hidrotermalismo (setas azuis) continuam após a cessação da fase principal de atividade vulcânica, podendo este gás se acumular nas estruturas, em reservatórios do pré-sal, após a deposição do selo constituído por rochas evaporíticas há cerca de 112 Ma (A).

Dessa forma, é possível produzir mapas de riscos e de previsão de ocorrência de CO_2 na área do pré-sal da Bacia de Santos.

O CO_2 acumulado nas estruturas do pré-sal da Bacia de Santos tem origem mantélica (seção 7). No modelo proposto aqui, associa-se o CO_2 a processos de fusão parcial do manto astenosférico. De acordo com os dados de rochas ígneas e de petróleos disponíveis, e com as interpretações estruturais, o evento de afinamento litosférico ocorrido entre 130 e 113 Ma é o principal responsável pela fusão parcial do manto e consequente geração do CO_2 relacionado às acumulações do pré-sal da Bacia de Santos.

O avanço do conhecimento da quantidade de CO_2 gerado e migrado pode se dar por meio da pesquisa de inclusões fluidas em rochas ígneas nas bacias de Campos e Santos, como naquelas em áreas continentais adjacentes. Tais estudos trarão uma visão espacial das concentrações de CO_2, da sua migração e, possivelmente, da idade dessas inclusões. Ainda existe a possibilidade de ocorrência de inclusões fluidas de CO_2 nas rochas mantélicas que podem ser liberadas conforme a ascensão e descompressão do manto, bem como por aumento de temperatura. Em ambos os casos, o afinamento litosférico será um fator importante para a formação desse CO_2. Adicionalmente, estudos de inclusões

fluidas aquosas, de petróleo e de CO_2 em cimentos de rochas sedimentares, acoplados a datações radiométricas pelo método de U-Pb desses cimentos, abrirão a possibilidade de se estimar a idade e as condições de pressão e temperatura das inclusões.

9. ALTERAÇÕES DE PROPRIEDADES DO PETRÓLEO RELACIONADAS À INTERAÇÃO COM CO_2 EM DIFERENTES CENÁRIOS DE MISTURA

Os diferentes campos do pré-sal na Bacia de Santos apresentam teores de CO_2 variáveis, que chegam até quase 80% molar (Tabela 3.1.1). Em acumulações onde as concentrações de CO_2 são mais elevadas, como no caso da estrutura do PAD de Júpiter, constatou-se a coexistência de duas fases distintas de petróleo: uma coluna de gás condensado rico na parte superior com composição homogênea de CO_2 da ordem de 77% molar e uma coluna subjacente de óleo pesado apresentando um gradiente composicional com a concentração de CO_2 crescendo da base para topo, de 55% para 64% molar (Figura 7.1.2).

Para investigar o comportamento termodinâmico da interação entre o CO_2 com o petróleo e tentar entender o processo de mistura de fluidos que poderia resultar em um petróleo como o do PAD de Júpiter, foram realizados diversos experimentos de laboratório em condições de temperatura e pressão similares às condições encontradas em reservatórios de alguns campos, alternando-se a sequência de preenchimento da célula PVT pelos fluidos misturados. Em alguns casos, a injeção do CO_2 foi anterior à do petróleo; em outros, a injeção de CO_2 foi posterior ao preenchimento inicial do reator por petróleo. Esses experimentos foram concebidos para investigar os possíveis cenários relacionados à migração, interação e equilíbrio entre o CO_2 e os componentes do petróleo originalmente presente em determinada região, em condições mantidas constantes de 62 MPa e 60ºC. As simulações físicas foram realizadas em dois tipos de células PVT tradicionalmente empregadas nos ensaios de comportamento de fases, indicando que o histórico de preenchimento do reservatório pode produzir resultados bastante diversos em termos das composições e propriedades dos fluidos.

O fluido de reservatório (óleo vivo) usado neste estudo de misturas com CO_2 puro provém de uma acumulação do pré-sal da Bacia de Santos e contém, originalmente, um baixo teor de CO_2 (0,95% molar). Os valores de Razão Gás/Óleo (RGO) e grau API da amostra original de óleo vivo, respectivamente 233 m^3/m^3 e 26°, foram medidos no teste de liberação *flash* (Danesh, 1998). As composições das fases gasosa e líquida produzidas após as

despressurizações foram obtidas mediante técnicas de cromatografia gasosa (ABNT 14903, 2014; ASTM D7169, 2011) e crioscopia (ASTM D2224, 1983).

As células de equilíbrio usadas nos ensaios diferem em termos do volume máximo operacional e da capacidade de observar as fases presentes. A célula visual (Oilphase-Schlumberger) permite acompanhar o surgimento de diferentes fases e a separação ao longo do tempo, embora esteja limitada ao volume de 80 cm³. Por sua vez, a célula cega (um cilindro de amostragem de alta pressão) acomoda até 750 cm³, possibilitando a retirada de diversas alíquotas ao longo da altura para monitorar a distribuição de componentes, a RGO e o grau API.

O CO_2 (pureza 99,99%) foi injetado nas duas células segundo três modos distintos:

a. adição de óleo vivo e, em seguida, CO_2 pela parte superior;

b. adição de CO_2 e, em seguida, introdução de óleo vivo pela parte inferior;

c. adição de óleo vivo seguida por CO_2 pela parte inferior da célula (somente célula cega).

Embora não tenha havido qualquer agitação forçada durante os experimentos de mistura de fluidos, constatou-se alguma turbulência inicial devido à diferença de massas específicas, observada mesmo usando uma vazão de admissão baixa (5 a 50 cm³/h). Após um período de repouso entre 48 (célula visual) e 120 horas (célula cega), as alíquotas das fases presentes resultantes das diversas formas de mistura de óleo vivo com CO_2 puro foram recuperadas e submetidas ao ensaio de liberação *flash*.

Imediatamente após o contato do CO_2 puro com o óleo vivo, ocorrem interações por extração de componentes diversos, originando até três fases ao final dos experimentos: fase gasosa superior, fase líquida inferior e resíduo de óleo pesado na base (Figura 9.1a e b). As fases presentes nas simulações físicas apresentam modificações relevantes nos valores de RGO e grau API quando comparadas às do óleo vivo original, confirmando as mudanças de composição devido à interação com o CO_2. Além disso, os valores de RGO e grau API constatados nas fases gasosa e líquida resultantes da mistura experimental de óleo vivo com CO_2 puro são semelhantes aos existentes nas fases gasosa e líquida de acumulações de petróleo com teores elevados de CO_2 (PAD de Júpiter; Figura 9.1c), sugerindo que os fluidos observados nessa área resultam dos efeitos das interações de petróleos com o CO_2 puro ou correntes enriquecidas.

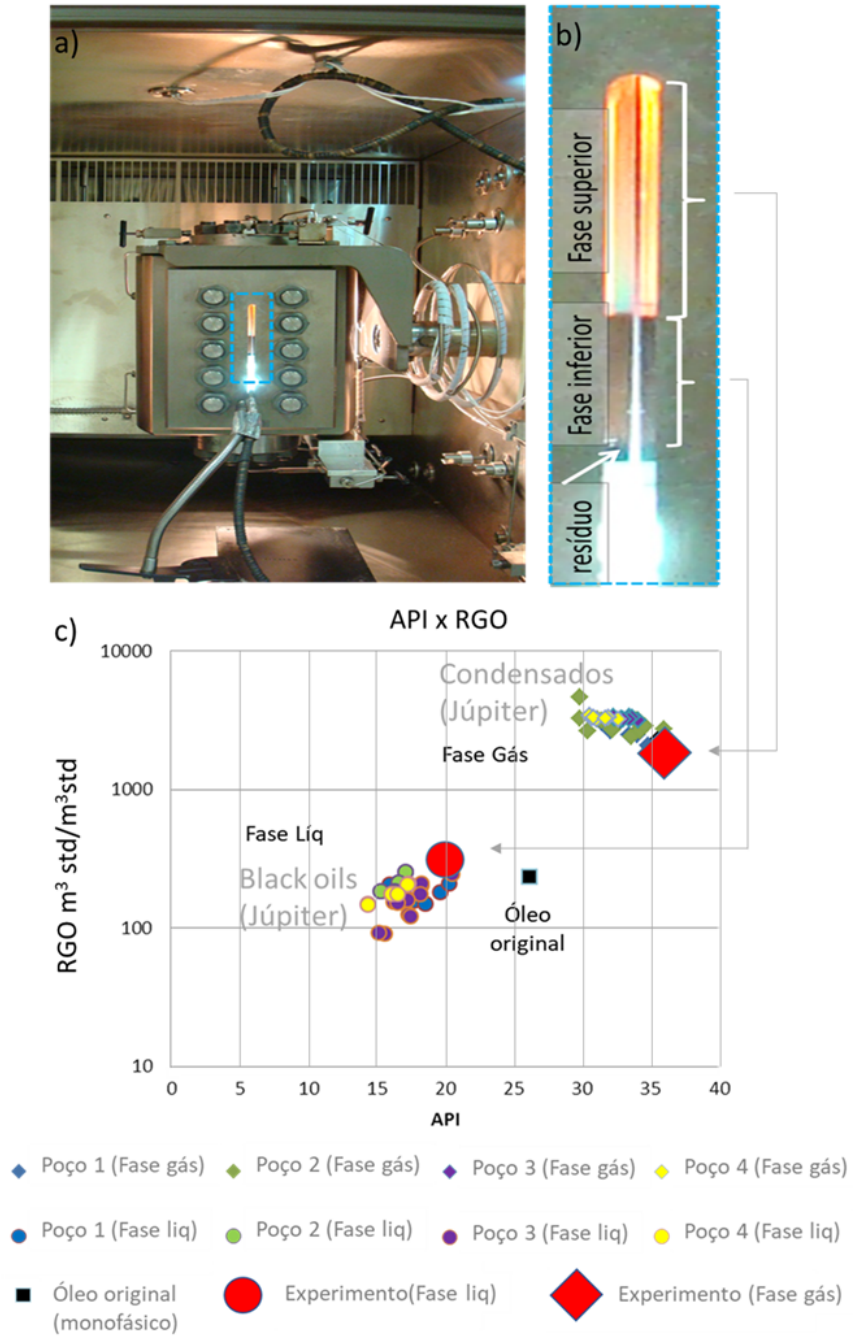


Figura 9.1: Experimentos laboratoriais de mistura de óleo vivo e CO_2 puro sob condições de pressão e temperatura de reservatórios características do pré-sal da Bacia de Santos. a) célula visual ao final do experimento; b) detalhe da célula visual mostrando a presença de três fases; c) gráfico mostrando os valores de grau API e RGO do óleo vivo original (antes do experimento de mistura com CO_2; quadrado preto) e das fases gasosa (losango vermelho) e líquida (círculo vermelho) formadas após o contato petróleo-CO_2, comparados com os fluidos amostrados na área do PAD de Júpiter. Poços 1 a 4 do PAD de Júpiter com suas respectivas amostras de petróleo nas fases líquida (círculos) e gasosa (losangos).

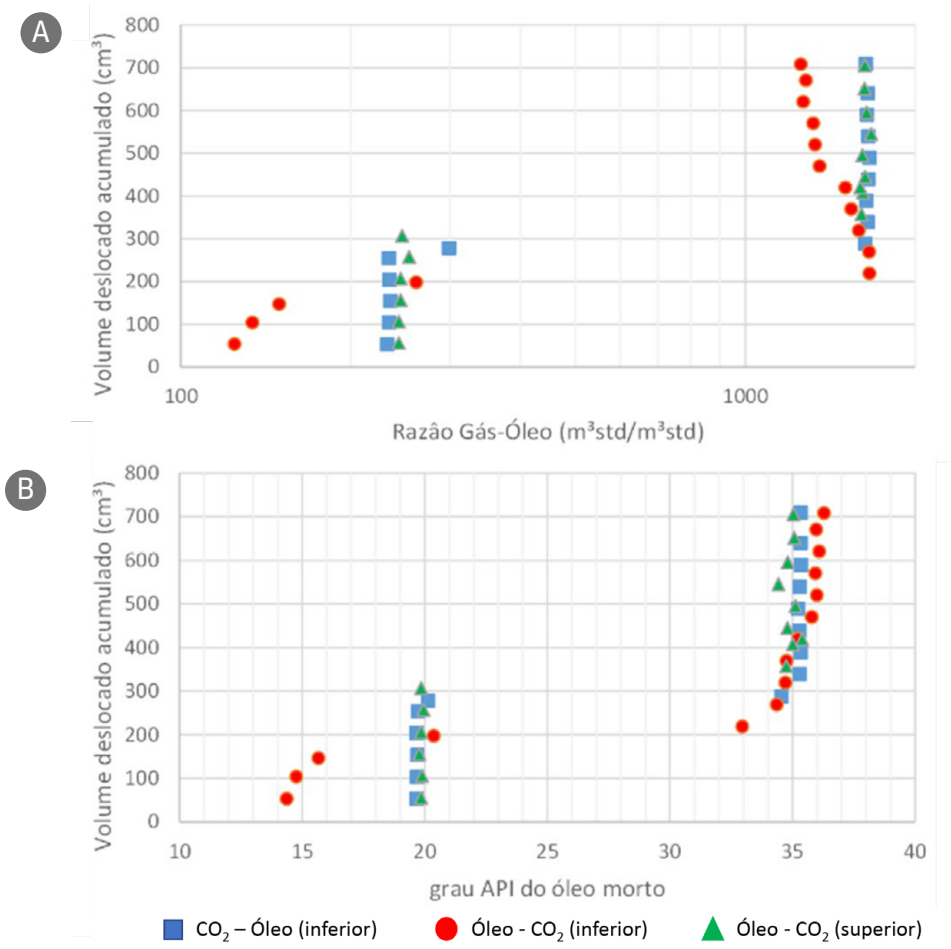


Figura 9.2: a) Distribuição vertical da RGO e b) distribuição vertical do grau API, originados conforme diferentes sequências e direções de injeções de fluidos para estudos do comportamento de misturas de CO_2 e petróleo vivo sob condições de pressão e temperatura de reservatório. CO_2 – Óleo (inferior): CO_2 na parte superior da célula, injeção posterior de óleo vivo por baixo; Óleo – CO_2 (inferior): óleo vivo na parte superior da célula, injeção posterior de CO_2 por baixo; Óleo – CO_2 (superior): óleo vivo inicialmente na célula, injeção posterior de CO_2 por cima.

Os resultados das análises físico-químicas de alíquotas obtidas dos experimentos a) e b) descritos acima apontam para a formação de uma coluna homogênea de fase gasosa quando o CO_2 resulta posicionado na parte superior da célula, de forma análoga a um preenchimento pela parte superior de um reservatório (Figura 9.2a e b). Os padrões de gradientes composicionais constatados nas fases gasosa e líquida por meio desses dois experimentos se assemelham àquele observado na acumulação do PAD de Júpiter (Figura 7.1.2). Por outro lado, observa-se uma gradação composicional vertical na RGO e no grau API (Figura 9.2a e b) quando o CO_2 é introduzido pela parte de baixo da célula previamente preenchida com óleo vivo no topo (experimento c). A exemplo do observado em setores restritos do Campo de Lapa (Figura 7.1.2), gradações desse tipo foram associadas ao aumento acentuado da massa específica em direção à base da coluna de líquido, preservadas ao longo do tempo. No experimento realizado, uma vez que foi observada

gradação na ausência de um meio poroso, em comprimento relativamente pequeno e tempo de contato curto, assume-se que a segregação deva ocorrer também em escala de reservatório, onde a menor permeabilidade e a existência de estreitas gargantas de poros aumentam a dificuldade de homogeneização dos distintos fluidos.

O equilíbrio de fases em sistemas contendo CO_2 e petróleo pode ser bem complexo a altas pressões. Dependendo da proporção da mistura com CO_2 e da natureza do petróleo presente no reservatório, fenômenos relacionados ao surgimento de múltiplas fases podem ocorrer simultaneamente (precipitação de material asfaltênico, equilíbrio líquido-vapor ou líquido–líquido, por exemplo). A Figura 9.3 ilustra o caso do reservatório do PAD de Júpiter, onde o excesso de CO_2 em relação à carga original de óleo vivo promoveu a extração de componentes mais leves, gerando uma coluna de gás condensado sobreposta a uma coluna de óleo pesado. Ao longo dessa coluna de líquido, a gradação composicional é intensa, apresentando o que se supõe ser a formação de uma segunda fase na base, líquida e viscosa, rica em asfaltenos (*tar mat*), embora contendo mais de 40% molar de CO_2. O aquífero existente logo abaixo também apresenta CO_2 dissolvido em função do aumento de sua solubilidade na água em altas pressões e temperaturas relativamente baixas (< 70°C).

Os resultados de modelagens termodinâmicas (Espósito *et al.*, 2017) confirmam que a gradação composicional intensificada pelo efeito de difusão térmica do CO_2 altera o envelope de fases do fluido resultante da mistura com petróleo, que sofre transformações consideráveis ao longo da vertical do reservatório. Considerando apenas o sistema CO_2-petróleo a partir do topo da estrutura, a capa de gás condensado tem cerca de 77% molar de CO_2 e um condensado essencialmente parafínico com grau API igual a 34°. Na região correspondente ao contato gás/óleo (G/O), a pressão de orvalho do gás condensado é igual à pressão de bolha do óleo pesado. Seguindo em direção à base da estrutura, a gradação na região de líquido é intensa, de tal forma que pouco abaixo do contato G/O as condições de pressão e temperatura do reservatório já se encontram acima da linha do ponto de bolha. Um pouco mais abaixo, à medida que a interface com a segunda fase líquida se aproxima, surge uma segunda linha no envelope de fases indicativa do início de precipitação de material rico em asfaltenos. Estes últimos, na realidade, não precipitam e não são modelados como sólidos, mas tão somente ocorrem em maior concentração na segunda fase líquida, aumentando ainda mais sua viscosidade e massa específica, mesmo na presença de quantidade apreciável de CO_2 (Figura 9.3).

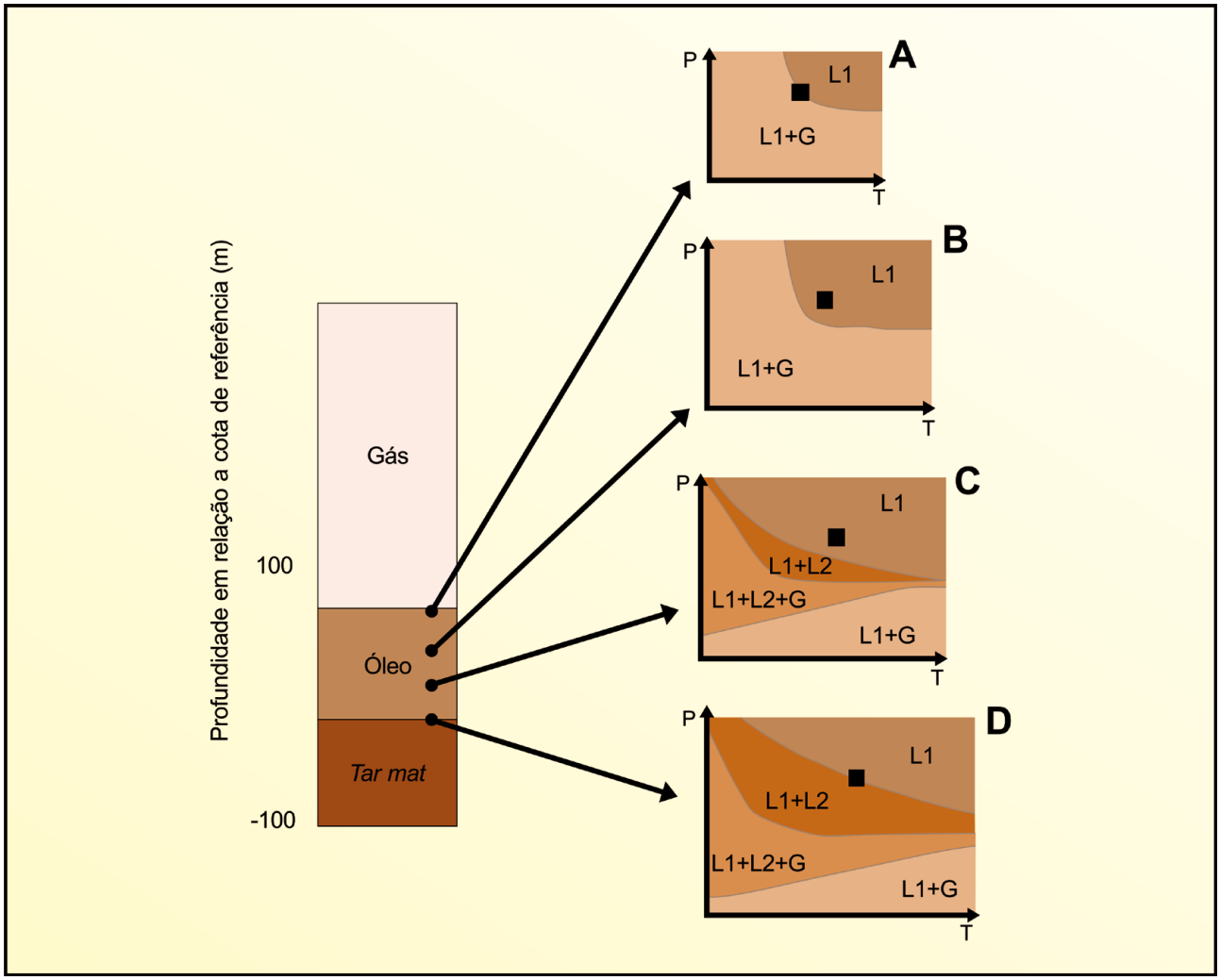


Figura 9.3: Modelagem termodinâmica da coluna de gás condensado e de óleo pesado da área de Júpiter, com envelopes de fases do fluido de reservatório ao longo da profundidade abaixo da capa de gás (Espósito *et al.*, 2017). Do topo para a base da estrutura verificam-se as três fases (capa de gás, óleo pesado e *tar mat*, coluna à esquerda), suas interfaces constituindo pontos notáveis do envelope de fases (por exemplo, o contato gás/óleo entre as fases L1 e L1+G sobre a curva de ponto de bolha do óleo pesado L1 em A). Um pouco abaixo da capa de gás (B), ainda não existe *onset* de asfaltenos, somente a linha de ponto de bolha do óleo pesado L1. A curva de *onset* de asfaltenos ocorre ao longo da zona de óleo (C), onde há uma região de coexistência entre o óleo pesado L1 e L2 (*tar mat* composto principalmente por asfaltenos). Na interface entre o óleo pesado L1 e o *tar mat* L2 (D), as condições de P e T do reservatório encontram-se exatamente sobre a curva de *onset* superior dos asfaltenos. Os quadrados pretos nos diagramas de fase A a D representam as pressões e temperaturas dos pontos de fluidos ao longo da coluna da esquerda.

Os experimentos de simulação física do preenchimento do reservatório indicaram que a sequência, a proporção relativa e o local de admissão do CO_2 ou petróleo (pelo topo ou pela base da estrutura) durante o preenchimento do reservatório alteram significativamente não apenas a distribuição dos componentes, mas também a composição e as propriedades das fases. A simulação termodinâmica corroborou as observações em laboratório. Assim, com base na comparação de dados experimentais, simulados e de campo, é possível sugerir uma história de preenchimento dos reservatórios na área do PAD de Júpiter com a chegada inicial do CO_2 e posterior do óleo. O conhecimento a respeito das

alterações composicionais devido à interação óleo-CO_2 fornece subsídios para o entendimento do sistema petrolífero atuante na área, permitindo a otimização das estratégias de exploração e explotação.

10. CONCLUSÕES

Ao longo deste capítulo, foi realizado um extenso percurso cujo ponto de partida foram as rochas potencial ou efetivamente geradoras de petróleo no pré-sal da Bacia de Santos. Intervalos de rochas da sequência K38 (Formação Itapema), em especial as posicionadas na biozona OS-1000 do Andar Jiquiá, são ricas em matéria orgânica (*mudstones*, margas e folhelhos), com teores de COT que podem chegar a 18%. A quantidade e, sobretudo, a qualidade da matéria orgânica, são fortemente associadas às rochas com as quais foi depositada, sendo os folhelhos as litologias que contêm os maiores teores de matéria orgânica amorfa, de tipo I, com forte fluorescência, decorrentes de excelentes condições de preservação sob anoxia em um ambiente deposicional lacustre de água salobra. Em termos de evolução térmica na Bacia de Santos, as rochas ricas em matéria orgânica da sequência K38 podem se encontrar, de acordo com o contexto estrutural e o soterramento, desde a zona imatura até a janela de geração de gás.

Os parâmetros moleculares dos petróleos descobertos nos reservatórios do pré-sal da Bacia de Santos, principalmente aqueles derivados de biomarcadores saturados indicativos de origem, se correlacionam bem com os dos extratos orgânicos de rochas ricas em matéria orgânica da sequência K38 (Formação Itapema; biozona OS-1000). Os petróleos acumulados em trapas abaixo da sequência evaporítica da Bacia de Santos são, em sua maioria, monofásicos do tipo *black oils*, com graus API em geral superiores a 26° e razões Gás/Óleo (RGO) variáveis entre 50 e 500 m^3/m^3. Capas de gás estão restritas ao Campo de Tupi (crista leste da área principal do campo e na região de Cernambi) e aos PADs de Júpiter e de Libra. São petróleos de excelente qualidade, com baixos teores de enxofre e de asfaltenos, e baixa acidez. Observam-se variações composicionais (verticais e horizontais) internamente e entre as várias acumulações conhecidas, muitas delas associadas a diferenças nos teores em CO_2 nos petróleos.

Os estudos geoquímicos com base em parâmetros moleculares de várias classes de compostos, em diferentes faixas de pesos moleculares, proporcionaram um grande volume de informações e um amplo panorama sobre a origem e evolução térmica dos petróleos. Apesar de todos os óleos terem sido expulsos de rochas geradoras depositadas em ambiente lacustre em vários depocentros na Bacia de Santos, diferenças em parâmetros geoquímicos moleculares ligadas a variações nas condições deposicionais e, por consequência, nas características da matéria orgânica, puderam ser identificadas, de modo que foi possível classificar os petróleos do pré-sal da Bacia de Santos em sete famílias principais. Um exame detalhado de parâmetros moleculares de evolução térmica dos óleos permitiu constatar que esses petróleos abrangem uma larga faixa de maturação, resultante de um processo pelo qual cargas

petrolíferas progressivamente mais leves, geradas durante o gradual avanço do craqueamento térmico da matéria orgânica nos baixos deposicionais, convergiram e se acumularam continuamente nos reservatórios estudados.

Comparando-se os gases hidrocarbonetos das diversas acumulações do pré-sal, ficam evidentes as correlações da RGO_{HC} (descontada do conteúdo em CO_2) com a secura ($\%C_1$ entre os gases hidrocarbonetos) e a isotopia do carbono estável dos gases. No caso do metano, o aumento em carbono isotopicamente pesado é acompanhado pelo aumento na isotopia do hidrogênio, ambos sugestivos de aporte de metano de alta evolução térmica e/ou, possivelmente, com alguma contribuição abiótica. Os dados composicionais e isotópicos dos gases hidrocarbonetos são indicativos de um amplo espectro de maturação (da janela inicial de geração de óleo até a de geração de gases condensados, úmidos e secos), segundo o qual gases de diferentes níveis de maturação puderam se acumular, misturando-se com óleos gerados sob taxas de transformação mais baixas das mesmas rochas geradoras.

Neste estudo, o quadro mais abrangente e dinâmico dos processos de geração do petróleo foi fornecido por simulações numéricas dos processos geológicos intervenientes nos sistemas petrolíferos da Bacia de Santos. A simulação integrada da geração, migração e acumulação do petróleo em escala de bacia permitiu reconhecer os depocentros dos baixos de Araruama e de Ilha Grande, bem como inferir outros de dimensões mais reduzidas, como as áreas-fonte de onde provieram os petróleos das sete famílias identificadas.

As variações nos teores de CO_2 nos petróleos do pré-sal da Bacia de Santos são determinantes para suas variações composicionais laterais e verticais. Constatam-se campos onde os petróleos são bastante homogêneos e outros em que os gradientes laterais e verticais (ascendentes ou descendentes) são condicionados por teores variáveis em CO_2. Estudos isotópicos nesse gás e, principalmente, nos gases nobres associados, foram decisivos para atribuir uma origem mantélica ao CO_2. A formação desse gás está associada ao processo de estiramentos crustal e litosférico que se desenvolveram durante o rifteamento da Bacia de Santos e sua progressiva evolução até o *breakup* continental. Nas porções mais estiradas da litosfera, a ascensão passiva do manto astenosférico favoreceu a fusão parcial e a geração de magma, ao qual o CO_2 está originalmente associado. Posteriormente, esse gás ascendeu de grandes profundidades, com magmas ou em fase gasosa separada, até escapar para a superfície (atmosfera) ou ser bloqueado em sua trajetória por um selo efetivo como a seção evaporítica aptiana, que o impediu de continuar a ascender, acumulando-se assim em reservatórios do pré-sal.

Por fim, cabe mencionar que os efeitos das misturas de CO_2 com petróleos foram investigados por experimentos laboratoriais PVT que reproduzem as condições de pressão e temperatura dos reservatórios do pré-sal. Apesar de bastante curtos quanto à duração em relação aos tempos geológicos de

residência dos fluidos, os experimentos PVT podem esclarecer pontos importantes sobre os resultados das interações entre petróleo e CO_2, bem como sobre os possíveis efeitos de diferentes sequências e posicionamentos relativos durante o preenchimento dos reservatórios por esses fluidos.

AGRADECIMENTOS

A equipe de autores deste capítulo gostaria de agradecer inicialmente à Gerência Executiva de Exploração, da Diretoria de Exploração & Produção da Petrobras S.A., pela iniciativa de publicação deste volume e pela autorização para inclusão deste estudo. Versões iniciais deste capítulo se beneficiaram enormemente de correções, sugestões e aperfeiçoamentos propostos pela geóloga Valéria Cerqueira Condé (Petrobras) e pelos geólogos Luiz Antônio Freitas Trindade (pesquisador visitante no Instituto de Química e Observatório Nacional, UFRJ) e Félix Thadeu Teixeira Gonçalves (Solintec Consultoria e Serviços de Geologia Ltda). Igualmente importantes foram as minuciosas e positivas revisões feitas pelos colegas da Petrobras organizadores desta publicação, Carlos César de Araújo, Luiz Alberto Santos e Anderson Antônio Pinheiro Chagas, todos da Gerência Executiva de Exploração.

Cabe ressaltar que os autores se esforçaram por traduzir, neste capítulo, o estado da arte de todo um histórico de trabalhos anteriores, cobrindo um intervalo de tempo de várias décadas, que assentaram as bases do conhecimento geológico da Bacia de Santos. Merecem destaque na construção coletiva de conhecimento as inúmeras e valiosas contribuições dos colegas geólogos, geofísicos e engenheiros das áreas de Exploração e Reservatório, bem como as dos colegas geoquímicos, químicos, geólogos e engenheiros atuantes no Centro de Pesquisa Leopoldo A. M. de Mello (CENPES) da Petrobras. Fundamental para a consecução deste estudo foi todo o vasto e precioso acervo de informações analíticas de rochas geradoras e petróleos, dados de alta qualidade produzidos por gerações de técnicos, químicos, geólogos e engenheiros de diversas gerências do CENPES, em especial por aqueles da Gerência de Geoquímica (CENPES/PDIEP/GEOQ). Por fim, expressamos nossos agradecimentos a Fabrício da Silva Ormond pelo apoio na confecção de figuras.

REFERÊNCIAS

AL-HAJERI, M. M.; AL SAEED, M.; DERKS, J.; FUCHS, T.; HANTSCHEL, T.; KAUERAUF, A.; NEUMAIER, M.; SCHENK, O.; SWIENTEK, O.; TESSEN, N.; WELTE, D.; WYGRALA, B.; KORNPIHL, D.; PETERS, K. Basin and petroleum system modeling. **Oilfield Review**, Chester, v. **21**, n. 2, p. 14-29, June 2009.

ALLARD, P. Endogenous magma degassing and storage at Mount Etna. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 24, n. 17, p. 2219-2222, Sept. 1997.

ALLARD, P.; CARBONNELLE, J.; DAJLEVIC, D.; BRONEC, J.; MOREL, P.; ROBE, M.; MAURENAS, J.; FAIVRE-PIERRET, R.; MARTIN, D.; SABROUX,

J-C.; ZETTWOOG, P. Eruptive and diffuse emissions of CO_2 from Mount Etna. **Nature**, London, v. 351, p. 387–391, May 1991.

ALMEIDA, A. S.; LIMA, S. T. C.; ROCHA, P. S.; ANDRADE, A. M.; BRANCO, C. C; PINTO, A. C. CCGS opportunities in the Santos Basin pre-salt development. *In*: SOCIETY OF PETROLEUM ENGINEERS. INTERNATIONAL CONFERENCE ON HEALTH, SAFETY AND ENVIRONMENT IN OIL AND GAS EXPLORATION AND PRODUCTION, 10, 2010, Rio de Janeiro. **Proceedings** [...]. Richardson: Society of Petroleum Engineers, 2010.

AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS. **Method of test for mean molecular weight of mineral insulating oils by the cryoscopic method**. Philadelphia: American Society for Testing and Materials, 1983. ASTM D2224-78.

AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS. **Standard test method for boiling point distribution of samples with residues such as crude oils and atmospheric and vacuum residues by high temperature gas chromatography**. Philadelphia: American Society for Testing and Materials, 2011. ASTM D7169.

ARAUJO, C. V.; CONDÉ, V. C.; BOTELHO NETO, J.; FERREIRA, E. P. Palynofacies in a sequence stratigraphy context: an example of Almada Basin, Brazil. *In*: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. [**Proceedings**]. Rio de Janeiro: Geological Survey of Brazil, 2000.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **ABNT 14903**: gás natural - determinação da composição química por cromatografia em fase gasosa. Rio de Janeiro: ABNT, 2014.

BALLENTINE, C. J.; SCHOELL, M.; COLEMAN, D.; CAIN, B. A. 300-Myr-old magmatic CO_2 in natural gas reservoirs of the West Texas Permian Basin. **Nature**, London, v. 409, p. 327-330, Jan. 2001.

BARNARD, P. C.; COOPER, B. S.; FISHER, M. Organic maturation and hydrocarbon generation in the Mesozoic of the Svedrup Basin, Arctic Canada. *In*: INTERNATIONAL PALYNOLOGICAL CONFERENCE, 4., 1976, Lucknow. **Extended abstracts** [...]. Lucknow: India Birbal Sahni Institute of Palaeobotany, 1976. v. 2, p. 581-588.

BAUR, F.; LITTKE, R.; WIELENS, H.; LAMPE, C.; FUCHS, T. Basin modeling meets rift analysis: a numerical modeling study from the Jeanne d'Arc basin, offshore Newfoundland, Canada. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 27, n. 3, p. 585-599, Mar. 2010.

BAUR, F.; SCHEIRER, A. H.; PETERS, K. E. Past, present, and future of basin and petroleum system modeling. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 102, n. 4, p. 549-561, Apr. 2018.

BEHAR, F.; VANDENBROUCKE, M.; TANG, Y.; MARQUIS, F; ESPITALIÉ, J. Thermal cracking of kerogen in open and closed systems: determination of kinetic parameters and stoichiometric coefficients for oil and gas

generation. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 26, n. 5/6, p. 321-339, Mar./Apr. 1997.

BEHAR, F.; BEAUMONT, V.; PENTEADO, H. L. B. Rock-Eval 6 technology: performances and developments. **Oil and Gas Science and Technology**: Revue de l'Institut Français du Pétrole, Paris, v. 56, n. 2, p. 111-134, Mar./Apr. 2001.

BERNARD, B. B.; BROOKS, J. M.; SACKETT, W. M. Natural gas seepage in the Gulf of Mexico. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 31, n. 1, p. 48-54, June 1976.

BERNARD, B. B.; BROOKS, J. M.; SACKETT, W. M. A geochemical model for characterization of hydrocarbon gas source. *In:* OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE, 9, 1977, Houston. **Proceedings** [...]. Dallas: Offshore Technology Conference, 1977. v. 3, p. 435-438.

CAETANO, C. M. **Estudo integrado de parâmetros físico-químicos e geoquímicos de petróleos do Campo de Cexis, da Bacia do Recôncavo**. 2018. 326 f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias; Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

CHANG, H.K.; ASSINE, M.L.; CORREA, F.S.; TINEN, J.S.; VIDAL, A.C.; KOIKE, L. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38 (2 – suplemento), p. 29-46, Jun. 2008.

CHEN, J.; FU, J.; SHENG, G.; LIU, D.; ZHANG, J. Diamondoid hydrocarbon ratios: novel maturity indices for highly mature crude oils. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 25, n. 3/4, p. 179-190, Dec. 1996.

CHUNG, H. M.; GORMLY, J. R.; SQUIRES, R. M. Origin of gaseous hydrocarbons in subsurface environments: theoretical considerations of carbon isotope distribution. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 71, p. 97-104, Jul. 1988.

COMBAZ, A. Les kérogènes vus au microscope. *In:* DURAND, D. (ed.). **Kerogen**: insoluble organic matter from sedimentary rocks. Paris: Technip, 1980. p. 55-111.

COUTINHO, L. F. C. **Análise do balanço material do petróleo em uma região em fase de exploração matura – Bacia do Recôncavo, Brasil**. 2008. 431 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

CURRY, D. J. Future directions in basin and petroleum systems modeling: a survey of the community. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 103, n. 10, p. 2285-2293, Oct. 2019.

D'ALESSANDRO, W.; GIAMMANCO, S.; PARELLO, F.; VALENZA, M. CO_2 output and $\delta^{13}C$ (CO_2) from Mount Etna as indicators of degassing of shallow asthenosphere. **Bulletin of Volcanology**, New York, v. 58, p. 455–458, April 1997.

DANESH, A. **PVT and phase behaviour of petroleum reservoir fluids**. 1st. ed. Amsterdam: Elsevier, 1998. (Developments in Petroleum Science, 47).

DIAS, J. L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 1, p. 7-25, nov. 2004 / maio 2005.

DIAS, J. L.; VIEIRA, J. C.; CATTO, A. J.; OLIVEIRA, J. Q.; GUAZELLI, W.; TRINDADE, L. A. F.; KOWSMANN, R. O.; CHANG, H. K.; MELLO, U. T.; MIZUSAKI, A. M. P.; MOURA, J. A. **Estudo regional da Formação Lagoa Feia**: DEPEX – CENPES. Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPEX, 1987. Relatório interno.

DIECKMANN, V; KEYM, M. A new approach to bridge the effect of organofacies variations on kinetic modeling and geological extrapolations. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 37, n. 6, p. 728-739, June 2006.

ERBA, E.; DUNCAN, R. A.; BOTTINI, C.; TIRABOSCHI, D.; WEISSERT, H.; JENKYNS, H. C.; MALINVERNO, A. Environmental consequences of Ontong Java Plateau and Kerguelen Plateau volcanism. *In*: NEAL, C. R.; SAGER, W. W.; SANO, T.; ERBA, E. (ed.). **The origin, evolution and environmental impact of oceanic large igneous provinces**. Boulder: Geological Society of America, 2015. p. 271-303. (Geological Society of America. Special paper, 511).

ESPÓSITO, R. O; ALIJÓ, P. H. R.; SCILIPOTI, J. A.; TAVARES, F. W. **Compositional grading in oil and gas reservoirs**. Cambridge: Elsevier, 2017.

FABER, E.; GERLING, P.; DUMKE, I. Gaseous hydrocarbons of unknown origin found while drilling. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 13, p. 875-879, 1988.

FERRAZ, A.; GAMBOA, L.; SANTOS NETO, E. V.; BAPTISTA, R. Crustal structure and CO_2 occurrences in Brazilian basins. **Interpretation**, Tulsa, v. 7, n. 4, p. 37-45, Nov. 2019.

FONSECA, C.; MENDONCA FILHO, J. G.; DUARTE, L. V.; LÉZIN, C. Relationship between bituminite and solid bitumen and their correlation with the kerogen group components. *In*: ANNUAL MEETING OF THE INTERNATIONAL COMMITTEE FOR COAL AND ORGANIC PETROLOGY, 71, 2019, The Hague, Netherlands. **Abstracts book**. The Hague: International Committee for Coal and Organic Petrology, International, 2019, v. 1, p. 9-10.

FONTIJN, K.; ERNST, G. G. J.; ELBURG, M. A.; WILLIAMSON, D.; ABDALLAH, E.; KWELWA, S.; MBEDE, E.; JACOBS, P. Holocene explosive eruptions in the Rungwe Volcanic Province, Tanzania. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 196, n. 1/2, p. 91-110, Sept. 2010.

GAMBOA, L.; FERRAZ, A.; BAPTISTA, R.; SANTOS NETO, E. V. Geotectonic controls on CO_2 formation and distribution processes in the pre-salt Brazilian basins. **Geosciences**, Seoul, v. 9, n. 6, 252, 2019.

GILFILLAN, S. M. V.; LOLLAR, B. S.; HOLLAND, G.; BLAGBURN, D.; STEVENS, S.; SCHOELL, M.; CASSIDY, M.; DING, Z.; ZHOU, Z.; LACRAMPE-COLOUME, G.; BALLENTINE, C. J. Solubility trapping in formation water as dominant CO_2

sink in natural gas fields. **Nature**, London, v. 458, p. 614-618, Apr. 2009.

GUZZO, J. V. P.; SANTOS NETO, E. V.; FERREIRA, A. A. Improved genetic characterization of Brazilian oils using combined molecular (biomarkers) and isotope geochemistry. *In*: INTERNATIONAL MEETING ON ORGANIC GEOCHEMISTRY, 25., 2011, Interlaken. [**Proceedings**]. Interlaken: European Association of Organic Geochemists, 2011.

HACKLEY, P. C.; ARAUJO, C. V.; BORREGO, A. G.; BOUZINOS, A.; CARDOTT, B. J.; COOK, A. C.; EBLE, C.; FLORES, D.; GENTZIS, T.; GONÇALVES, P. A.; MENDONÇA FILHO, J. G.; HÁMOR-VIDÓ, M.; JELONEK, I.; KOMMEREN, K.; KNOWLES, W.; KUS, J.; MASTALERZ, M.; MENEZES, T. R.; NEWMAN, J.; OIKONOMOPOULOS, I. K.; PAWLEWICZ, M.; PICKEL, W.; POTTER, J.; RANASINGHE, P.; READ, H. Standardization of reflectance measurements in dispersed organic matter: results of an exercise to improve interlaboratory agreement. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 59, p. 22-34, Jan. 2015.

HANTSCHEL, T.; KAUERAUF, A. I. **Fundamentals of basin and petroleum systems modeling**. Berlin: Springer, 2009.

HE, M.; GRAHAM, S.; SCHEIRER, A. H.; PETERS, K. E. A basin modeling and organic geochemistry study in the Vallecitos Syncline, San Joaquin Basin, California. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 49, p. 15-34, Jan. 2014.

HORITA, J.; BERNDT, M. E. Abiogenic methane formation and isotopic fractionation under hydrothermal conditions. **Science**, Washington, v. 285, n. 5430, p. 1055-1057, Aug. 1999.

HUC, A.-Y. **Geochemistry of fossil fuels**: from conventional to unconventional hydrocarbon systems. Paris: Technip, 2013. 254 p.

ISAKSEN, G. H. Central North Sea hydrocarbon systems: generation, migration, entrapment, and thermal degradation of oil and gas. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 88, n. 11, p. 1545-1572, Nov. 2004.

JUNHONG, C.; SUMMONS, R. E. Complex patterns of steroidal biomarkers in Tertiary lacustrine sediments of the Biayang Basin, China. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 32, n. 1, p. 115-120, Jan. 2001.

KELLEY, D.S.; SHANK, T.M. Hydrothermal systems: a decade of discovery in slow spreading environments. *In*: RONA, P.A.; DEVEY, C.W.; DYMENT, J.; MURTON, B.J. (ed.). **Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges**. Washington: American Geophysical Union, 2010. p. 369-407 (Geophysical Monograph Series 188).

KUS, J.; ARAUJO, C.V.; BORREGO, A. G.; FLORES, D.; HACKLEY, P. C.; HÁMOR-VIDÓ, M.; KALAITZIDIS, S.; KOMMEREN, C. J.; KWIECINSKA, B.; MASTALERZ, M.; MENDONÇA FILHO, J. G.; MENEZES, T. R.; MISZ-KENNAN, M.; NOWAK, G. J.; PETERSEN, H. I.; RALLAKIS, D.; SUÁREZ-RUIZ, I.; SÝKOROVÁ, I.; ZIVOTIC, D. Identification of alginite and bituminite in

rocks other than coal. 2006, 2009, and 2011 round robin exercises of the ICCP Identification of Dispersed Organic Matter Working Group. **International Journal of Coal Geology**, Amsterdam, v. 178, p. 26-38, June 2017.

LAVIER, L.; MANATSCHAL, G. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. **Nature**, London, v. 440, p. 324-328, Mar. 2006.

LISTER, G.; ETHERIDGE, M.; SYMONDS, P. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. **Geology**, Boulder, v. 14, n. 3, p. 246, Mar. 1986.

LIU, Q.; JIN, Z.; WANG, X.; YI, J.; MENG, Q.; WU, X.; GAO, B.; NIE, H.; ZHU, D. Distinguishing kerogen and oil cracked shale gas using H, C-isotopic fractionation of alkane gases. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 91, p. 350-362, Mar. 2018.

MAGOON, L. B.; DOW, W. G. The petroleum system. *In*: MAGOON, L. B.; DOW, W. G. (ed.). **The petroleum system:** from source to trap. Tulsa: American Association Petroleum Geologists, 1994. cap. 3, p. 1-34. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 60).

MAGOON, L. B.; SCHMOKER, J. W. The total petroleum system: the natural fluid network that constrains the assessment unit. *In*: UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY WORLD ENERGY ASSESSMENT TEAM (ed.). **U.S. Geological Survey world petroleum assessment 2000**: description and results. U.S.: Geological Survey, 2000. Chapter PS, 31 p. (United States Geological Survey Digital Data Series DDS, 60).

MASINI, E.; MANATSCHAL, G.; TUGEND, J.; MOHN, G.; FLAMENT, J.-M. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). **International Journal of Earth Sciences**, Berlin, v. 103, n. 6, p. 1569-1596, Apr. 2014.

MCCAIN JR., W. D.; BRIDGES, B. Volatile oils and retrograde gases – what's the difference? **Petroleum Engineer International,** Houston, v. 66, n. 1, p. 35-36, 1994.

MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 40, n. 1, p. 25-32, June 1978.

MCKENZIE, D.; BICKLE, M. J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 29, n. 3, p. 625-679, June 1988.

MENDONÇA FILHO, J. G.; BORREGO, A. G. **ICCP training course on dispersed integrating transmitted and reflected light microscopy organic matter**. Potsdam: International Committee for Coal and Organic Petrology, 2017.

MENDONÇA FILHO, J. G.; CHAGAS, R. B. A.; MENEZES, T. R.; MENDONÇA, J. O.; SILVA, F. S.; SABADINI-SANTOS, E. Organic facies of the Oligocene lacustrine system in the Cenozoic Taubaté Basin, Southern Brazil. **International**

Journal of Coal Geology, Amsterdam, v. 84, n. 4, p.166-178, Dec. 2010.

MENEZES, T. R. **Fácies orgânicas de seções sedimentares mesozoicas e cenozoicas da porção *offshore* da Bacia Lusitânica, Portugal**: poços Mo-1, 14A-1 E 14A-2. 2015. 249 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

MENEZES, T. R.; MENDONÇA FILHO, J. G.; ARAUJO, C. V.; SOUZA, I. V. A. F.; MENDONÇA, J. Fácies orgânica: conceitos, métodos e estudos de casos na indústria do petróleo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38, n. 2, p. 80-96, jun. 2008. Supl. 2.

MILKOV, A. V. Worldwide distribution and significance of secondary microbial methane formed during petroleum biodegradation in conventional reservoirs. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 42, n. 2, p. 184-207, Feb. 2011.

MILKOV, A. V.; ETIOPE, G. Revised genetic diagrams for natural gases based on a global dataset of >20,000 samples. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 125, p.109-120, Nov. 2018.

MOHN, G.; MANATSCHAL, G.; MÜNTENER, O.; BELTRANDO, M.; MASINI, E. Unravelling the interaction between tectonic and sedimentary processes during lithospheric thinning in the Alpine Tethys margins. **International Journal of Earth Sciences**, Berlin, v. 99, p. 75-101, June 2010.

MORAIS, E. T. **A stable isotopes and noble gas perspective on the understanding of multiple origins of the various fluids in Brazilian petroleum systems**. 2018. 257 f. Tese (Doutorado) – Institut de Physique du Globe de Paris, Université Sorbonne, Paris, 2018.

MORAIS, E.T.; ROUCHON, V.; MOREIRA, M. Variable contributions of mantle volatiles to the petroleum systems across the Brazilian South Atlantic margin. *In*: INTERNATIONAL MEETING ON ORGANIC GEOCHEMISTRY, 28, 2017, Florence. **Proceedings** [...]. Amsterdam: Elsevier, 2017. p.17-22.

O'NIONS, R. K.; OXBURGH, E. R. Helium, volatile fluxes and the development of continental crust. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 90, n. 3, p. 331-347, Nov. 1988.

OZIMA, M.; PODOSEK, F. A. **Noble gas geochemistry**. New York: Cambridge University Press, 1983.

PENTEADO, H. L. B. **Caracterização por geoquímica orgânica das camadas Ponta do Tubarão na porção noroeste da Bacia Potiguar.** 1995. 176 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1995.

PENTEADO, H. L. B. **Modélisation compositionnelle 2D de la genèse, expulsion et migration du pétrole dans le compartiment sud du Bassin de Recôncavo, Brésil.** 1999. 233 f. Tese (Doutorado) – Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), Paris, 1999.

PEREIRA, M.J.; MACEDO, J.M. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. **Boletim Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.4, p. 3-11, 1990.

PÉRON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G.; MINSHULL, T.; SAWYER, D. Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: evidence for a complex breakup history. **Tectonics**, Washington, v. 26, n. 2, TC2011, Apr. 2007.

PETERS, K.E.; CASSA, M.R. Applied source rock geochemistry. *In*: MAGOON, L. B; DOW, W. G. (ed.). **The petroleum system:** from source to trap. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1994. p. 93-120, (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 60).

PETERS, K. M.; MOLDOWAN, J. M. **The biomarker guide:** interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. New Jersey: Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1993. 363 p.

PETERS, K. E.; SCHENK, O.; SCHEIRER, A. H.; WYGRALA, B.; HANTSCHEL, T. Basin and petroleum system modeling. *In*: HSU, C. S.; ROBINSON, P. R. (ed.). **Springer Handbook of Petroleum Technology**. Cham: Springer, 2017. p. 318-417.

PETERS, K. E.; WALTERS, C. C.; MANKIEWICZ, P. J. Evaluation of kinetic uncertainty in numerical models of petroleum generation. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 90, n. 3, p. 387-403, Mar. 2006.

PETERS, K. E.; WALTERS, C. C.; MOLDOWAN, J. M. **The biomarker guide.** Cambridge, Reino Unido: Cambridge University Press, 2005. v. 2.

PICKEL, W.; KUS, J.; FLORES, D.; KALAITZIDIS, S.; CHRISTANIS, K.; CARDOTT, B. J.; MISZ-KENNAN, M.; RODRIGUES, S; HENTSCHEL, A.; HAMOR-VIDÓ, M.; CROSDALE, P.; WAGNER, N.; ICCP. Classification of liptinite – ICCP system 1994. **International Journal of Coal Geology**, Amsterdam, v. 169, p. 40-61, Jan. 2017.

PINTO, V. H. G.; COELHO, D. F. S.; ALVES, E. C.; GUIGON, J. M. B. Two-layer lithospheric stretching model applied on the source rock maturity prediction: a 2D BPSM example in Central Santos Basin. *In*: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY & EXPOGEF L, 11, 2009, Salvador. **Expanded abstracts** [...]. Rio de Janeiro: Society of Exploration Geophysicists, 2009. p. 1863-1868.

PINTO, V. H. G.; MANATSCHAL, G.; KARPOFF, A. M.; VIANA, A. Tracing mantle-reacted fluids in magma-poor rifted margins: the example of Alpine Tethyan rifted margins. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, Washington, v. 16, n. 9, p. 3271-3308, Sept. 2015.

PIZARRO, J. O. S.; BRANCO, C. C. M. Challenges in implementing an EOR project in the pre-salt province in deep offshore Brazil. *In*: SOCIETY OF PETROLEUM ENGINEERS. ENHANCED OIL RECOVERY CONFERENCE AT OIL AND GAS WEST ASIA, 2018, Muscat. [**Conference papers**]. [Richardson]: Society of Petroleum Engineers, 2018.

RADKE, M.; WELTE, D. H. The Methylphenanthrene Index (MPI): a maturity parameter based on aromatic hydrocarbons. *In*: Bjoroy, M. (ed.). **Advances in Organic Geochemistry 1981**: proceedings of the 10th International Meeting on Organic Geochemistry. Chichester: J. Wiley, 1983, p. 504-512.

RADKE, M.; WELTE, D. H.; WILLSCH, H. Geochemical study on a well in Western Canada Basin: relation of the aromatic distribution pattern to maturity of organic matter. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, New York, v. 46, n. 1, p. 1-10, Jan. 1982.

RADKE, M.; WELTE, D. H.; WILLSCH, H. Maturity parameters based on aromatic hydrocarbons: influence of the organic matter type. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 10, n. 1/3, p. 51-63, 1986.

ROYDEN, L.; KEEN, C. E. Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 51, n. 2, p. 343-361, Dec. 1980.

SAGE, B. H.; LACEY, W. N. Gravitational concentration gradients in static columns of hydrocarbon fluids. **Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers**, New York, v. 132, n. 1, p. 120-131, 1938.

SANEI, H. Genesis of solid bitumen. **Scientific Reports**, London, v.10, 15595, 2020.

SANTOS NETO, E. V.; HAYES, J. M.; TAKAKI, T. Isotopic biogeochemistry of the Neocomian lacustrine and Upper Aptian marine-evaporitic sediments of the Potiguar Basin, Northeastern Brazil. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 28, n. 6, p. 361-381, Apr. 1998.

SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; PRINZHOFER, A. Origin of CO_2 in Brazilian basins. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. CONVENTION & EXHIBITION, 2012, Long Beach. [**Proceedings**]. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2012.

SCHENK, H. J.; HORSFIELD, B.; KROOSS, B.; SCHAEFER, R. G.; SCHWOCHAU, K. Kinetics of petroleum formation and cracking. *In*: WELTE, D. H.; HORSFIELD, B.; BAKER, D. R. (ed.). **Petroleum and basin evolution:** insights from petroleum geochemistry, geology and basin modeling. Berlin: Springer-Verlag, 1997. p. 233-269.

SCHLANGER, S. O.; JENKYNS, H. C. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. **Geologie en Mijnbouw**, Dordrecht, v. 55, n. 3/4, p. 179-184, 1976.

SCHOELL, M. The hydrogen and carbon isotopic composition of methane from natural gases of various origins. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Oxford, v. 44, n. 5, p. 649-661, May 1980.

SCHOELL, M. Genetic characterization of natural gases. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 67, n. 12, p. 2225-2238, Dec. 1983.

SCHOELL. M. Recent advances in petroleum isotope geochemistry. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 6, p. 645-663. 1984.

SENGÖR, A. M. C.; BURKE, K. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 5, n. 6, p. 419-421, June 1978.

SIBSON, R. H. Crustal stress, faulting and fluid flow. *In*: PARNELL, J. (ed.). **Geofluids**: origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins. London: Geological Society of London, 1994. p. 69-84. (Geological Society of London. Special publication, 78).

SILVA-TELLES JUNIOR, A. C. Novo zoneamento das coquinas da Formação Lagoa Feia (Neojiquiá da Bacia de Campos) com base em ostracodes - aspectos evolutivos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de resumos expandidos** [...]. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992. v. 2, p. 489.

SINNINGHE DAMSTÉ, J. S.; KENING, F.; KOOPANS, M. P.; KOSTER, J.; SCHOUTEN, S.; HAYES, J.M.; DE LEEUW, J. W. Evidence for gammacerane as an indicator of water column stratification. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, New York, v. 59, n. 9, p. 1895-1900, May 1995.

SOUZA JÚNIOR, G. R.; SANTOS, A. L. S.; LIMA, S. G.; LOPES, J. A. D.; REIS, F. A. M.; SANTOS NETO, E. V.; CHANG, H. K. Evidence for euphotic zone anoxia during the deposition of Aptian source rocks based on aryl isoprenoids in petroleum, Sergipe–Alagoas Basin, northeastern Brazil. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 63, p. 93-104, Oct. 2013.

STAGNO, V.; OJWANG, D. O.; MCCAMMON, C. A.; FROST, D. J. The oxidation state of the mantle and the extraction of carbon from Earth's interior. **Nature**, London, v. 493, n. 7430, p. 84-88, Jan. 2013.

STECKLER, M. S.; WATTS, A. B. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 41, n. 1, p. 1-13, Sept. 1978.

SUTRA, E.; MANATSCHAL, G. How does the continental crust thin in a hyperextended rifted margin? Insights from the Iberia margin. **Geology**, Boulder, v. 40, n. 2, p. 139-142, Feb. 2012.

SVARTMAN DIAS, A. E. S.; LAVIER, L. L.; HAYMAN, N. W. Conjugate rifted margins width and asymmetry: the interplay between lithospheric strength and thermomechanical processes. **Journal of Geophysical Research**: Solid Earth, Washington, v. 120, n. 12, p. 8672-8700, Dec. 2015.

SWEENEY, J. J.; BURNHAM, A. K. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 74, n. 10, p. 1559-1570, Oct. 1990.

TANG, Y.; PERRY, J. K.; JENDEN, P. D.; SCHOELL, M. Mathematical modeling of stable carbon isotope ratios in natural gases. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Oxford, v. 64, n. 15, p. 2673-2687, Aug. 2000.

TAO, S.; WANG, C.; DU, J.; LIU, L.; CHEN, Z. Geochemical application of tricyclic and tetracyclic terpanes biomarkers in crude oils of NW China. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 67, p 460-467, Nov. 2015.

TAYLOR, G. H.; TEICHMÜLLER, M.; DAVIS, A.; DIESSEL, C. F. K.; LITTKE, R., ROBERT, P. **Organic Petrology**: a new handbook incorporating some revised parts of Stach's textbook of coal petrology. Berlin: Gebruder Borntraeger, 1998.

THOMPSON, K. F. M. Classification and thermal history of petroleum based on light hydrocarbons. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, New York, v. 47, n. 2, p. 303-316, Feb. 1983.

THOMPSON, K. F. M. Fractionated aromatic petroleums and the generation of gas-condensates. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 11, n. 6, p. 573-590, 1987.

TISSOT, B. Premières données sur les mécanismes et la cinétique de la formation du pétrole dans les sédiments: simulation d'um schéma reactionnel sur ordinateur. **Revue de L'Institut Français du Pétrole**, Paris, v. 24, p. 470-501, 1969.

TISSOT, B.; ESPITALIÉ, J. L'évolution thermique de la matière organique des sédiments: application d'une simulation mathématique. **Revue de l'Institut Français du Pétrole**, Paris, v. 30, p. 743-777, 1975.

TRIGÜIS, J. A. **An organic geochemical investigation of heat-effected sediments in the Paraná Basin**. 1986. 203 f. Tese (Doutorado) – University of Newcastle Upon Tune, United Kingdom, 1986.

TYSON, R. V. **Sedimentary organic matter**: organic facies and palynofacies analysis. London: Chapman & Hall, 1995.

UNGERER, P.; ESPITALIÉ, J.; MARQUIS, F.; DURAND, B. Use of kinetic models of organic matter evolution for the reconstruction of paleotemperatures: application to the Gironville well (France). *In*: BURRUS, J. (ed.). **Thermal modelling in sedimentary basins**. Paris: Technip, 1986, p. 531-546. (Collection colloques et séminaires, 44).

UNGERER, P.; PELET, R. Extrapolation of the kinetics of oil and gas formation from laboratory experiments to sedimentary basins. **Nature**, London, v. 327, p. 52-54, May 1987.

WALLACE, P. J. From mantle to atmosphere: magma degassing, explosive eruptions, and volcanic volatile budgets. *In*: DE VIVO, B.; BODNAR, R. J. (ed.). **Melt inclusions in volcanic systems**: methods, applications and problems. Amsterdam: Elsevier, 2003. p. 105-127. (Developments in Volcanology, 5).

WANG, P.; XU, G.; ZHANG, D.; XIAO, T.; REN, D. Problems with the application of heptane and isoheptane values as light hydrocarbon parameters. **Petroleum Exploration and Development**, Amsterdam, v. 37, n. 1, p. 121-128, Feb. 2010.

WELTE, D. H.; HORSFIELD, B.; BAKER, D. R. **Basin and petroleum evolution:** insights from

petroleum geochemistry, geology and basin modeling. New York: Springer, 1997.

WERNICKE, B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. **Canadian Journal of Earth Sciences**, Ottawa, v. 22, n. 1, p. 108-125, Jan. 1985.

WHITE, R.; MCKENZIE, D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 96 (B6), p. 7685-7729, June 1989.

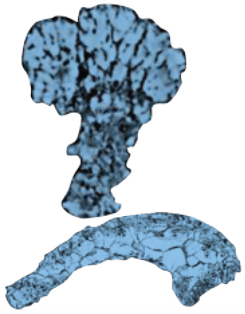
WHITICAR, M. J. Correlation of natural gases with their sources. *In*: MAGOON, L. B.; DOW, W. G. (ed.). **The petroleum system:** from source to trap. Tulsa: American Association Petroleum Geologists, 1994. p. 261-284. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 60).

WHITICAR, M. J. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 161, n. 1/3, p. 291-314, Sept. 1999.

WHITICAR, M. J.; FABER, E.; SCHOELL, M. Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO_2 reduction versus acetate fermentation - isotope evidence. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, New York, v. 50, n. 5, p. 693-709, May 1986.

WILHELMS, A.; LARTER, S. Shaken but not always stirred. Impact of petroleum charge mixing on reservoir geochemistry. *In*: CUBITT, J. M.; ENGLAND, W. A.; LARTER, S. R. (ed.). **Understanding petroleum reservoirs**: towards an integrated reservoir engineering and geochemical approach. London: Geological Society, 2004. p. 27-35. (Geological Society of London. Special Publication, 237).

WYCHERLEY, H.; FLEET, A.; SHAW, H. Some observations on the origins of large volumes of carbon dioxide accumulations in sedimentary basins. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v.16, n. 6, p. 489-494, Oct. 1999.

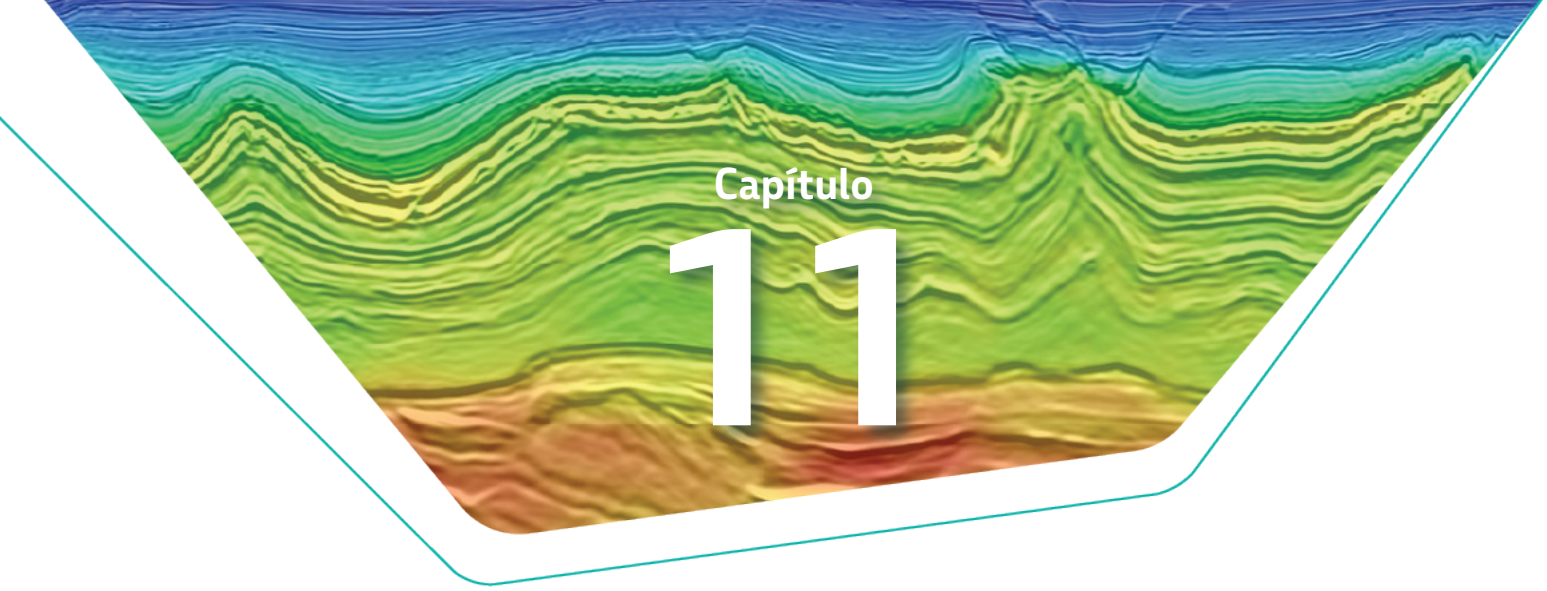


APÊNDICE: NOMENCLATURA DE COMPOSTOS

Cromatografia Gasosa do Óleo Total (CG-*Whole oil*)	
NOMENCLATURA	**ABREVIATURA**
Isoprenoides	
Pristano (2,6,10,14-Tetrametillpentadecano)	PRI
Fitano (2,6,10,14-Tetrametilhexadecano)	FIT
n-Alcanos	
Octano (C_8H_{18})	*n*-C_8
Nonano (C_9H_{20})	*n*-C_9
Decano ($C_{10}H_{22}$)	*n*-C_{10}
Undodecano ($C_{11}H_{24}$)	*n*-C_{11}
Dodecano ($C_{12}H_{26}$)	*n*-C_{12}
Tridecano ($C_{13}H_{28}$)	*n*-C_{13}
Tetradecano ($C_{14}H_{30}$)	*n*-C_{14}
Pentadecano ($C_{15}H_{32)}$	*n*-C_{15}
Hexadecano ($C_{16}H_{34}$)	*n*-C_{16}
Heptadecano ($C_{17}H_{36)}$	*n*-C_{17}
Octadecano ($C_{18}H_{38}$)	*n*-C_{18}
Nonadecano ($C_{19}H_{40}$)	*n*-C_{19}
Eicosano ($C_{20}H_{42}$)	*n*-C_{20}
Heneicosano ($C_{21}H_{44}$)	*n*-C_{21}
Docosano ($C_{22}H_{46}$)	*n*-C_{22}
Ticosano ($C_{23}H_{48}$)	*n*-C_{23}
Tetracosano ($C_{24}H_{50}$)	*n*-C_{24}
Pentacosano ($C_{25}H_{52}$)	*n*-C_{25}
Hexacosano ($C_{26}H_{54}$)	*n*-C_{26}
Heptacosano ($C_{27}H_{56}$)	*n*-C_{27}
Octacosano ($C_{28}H_{58}$)	*n*-C_{28}
Nonacosano ($C_{29}H_{60}$)	*n*-C_{29}
Triacontano ($C_{30}H_{62}$	*n*-C_{30}
Hentriacontano ($C_{32}H_{64}$)	*n*-C_{31}
Dotriacontano ($C_{33}H_{66}$)	*n*-C_{32}
Tritriacontano ($C_{34}H_{68}$)	*n*-C_{33}
Tetratriacontano ($C_{35}H_{70}$)	*n*-C_{34}
Pentatriacontano ($C_{35}H_{72}$)	*n*-C_{35}
Hexatriacontano ($C_{36}H_{74}$)	*n*-C_{36}

NOMENCLATURA	ABREVIATURA
Diamantoides (m/z 187; m/z 188)	
4-Metildiamantano	4-MDIA
1-Metildiamantano	1-MDIA
3-Metildiamantano	3-MDIA
Índice Metildiamantano	MDI = 4-MDIA/(4-MDIA+1-MDIA+3-MDIA)
Biomarcadores Saturados Terpanos (m/z 191)	
Tricíclicos	TRI
C_{19} terpano tricíclico	TRI19
C_{20} terpano tricíclico	TRI20
C_{21} terpano tricíclico	TRI21
C_{22} terpano tricíclico	TRI22
C_{23} terpano tricíclico	TRI23
C_{24} terpano tricíclico	TRI24
C_{25} terpano tricíclico (α) e C_{25} terpano tricíclico (β)	TRI25A e TRI25B
C_{24} terpano tetracíclico	TET24
C_{26} terpano tricíclico (α) e C_{26} terpano tricíclico (β)	TRI26A e TRI26B
C_{28} terpano tricíclico (α) e C_{28} terpano tricíclico (β)	TRI28A e TRI28B
C_{29} terpano tricíclico (α) e C_{29} terpano tricíclico (β)	TRI29A e TRI29B
Hopanos	HOP
18α(H),21β(H)-22,29,30-trisnorneohopano	Ts
17α(H),21β(H)-22,29,30-trisnorhopano	Tm
C_{30} terpano tricíclico (α), C_{30} terpano tricíclico (β)	TRI30A, TRI30B
17α(H),18α(H),21β(H)-28,30-bisnorhopano	H28
17α(H),21β(H)-25-norhopano	NOR25H
17α(H),21β(H)-norhopano	H29
17α(H),21β(H)-hopano	H30
18α(H),21β(H)-30-norneohopano	C29Ts
15α-Metil-17α(H)-27-norhopano (C_{30} diahopano)	DIAH30
17α(H),21 β(H)-30-norhopano (normoretano)	M29
17β(H),21α(H)-hopano (moretano)	M30
17α(H),21β(H)-30-homohopano(22S)	H31S
17α(H),21β(H)-30-homohopano(22R)	H31R
Gamacerano	GAM
17α(H),21β(H) - 30,31,32-trishomohopano(22S)	H33S
17α(H),21β(H) - 30,31,32-trishomohopano(22R)	H33R
17α(H),21β(H) - 30,31,32,33-tetrakishomohopano(22S)	H34S
17α(H),21β(H) - 30,31,32,33-tetrakishomohopano(22R)	H34R
17α(H),21β(H) - 30,31,32,33,34-pentakishomohopano(22S)	H35S
17α(H),21β(H) - 30,31,32,33,34-pentakishomohopano(22R)	H35R

NOMENCLATURA	ABREVIATURA
Biomarcadores Saturados Esteranos (m/z 217)	
Esteranos	EST
C_{20} 5α(H),14α(H),17α(H)-esterano	S20
C_{21} 5α(H),14β(H),17β(H)-esterano	S21
C_{22} 5α(H),14β(H),17β(H)-esterano	S22
13β(H),17α(H)20R-colestano (diasterano)	DIA27R
13α(H),17β(H)20R-colestano (diasterano)	DIA27R2
13β(H),17α(H)20S-colestano (diasterano)	DIA27S
13α(H),17β(H)20S-colestano (diasterano)	DIA27S2
5α(H),14α(H),17α(H)-colestano (20S)	C27S
5α(H),14β(H),17β(H)-colestano (20R)	C27BBR
5α(H),14β(H),17β(H)- colestano (20S)	C27BBS
5α(H),14α(H),17α(H)-colestano (20R)	C27R
13β(H),17α(H)-diaergostano (20S)	DIA28S
13β(H),17α(H)-diaergostano (20R)	DIA28R
13α(H),17β(H)-diaergostano (20S)	DIA28SS
13α(H),17β(H)-diaergostano (20R)	DIA28RR
C_{28} 20S-5α(H), 14α(H), 17α(H)-ergostano	C28S
C_{28} 20R-5α(H), 14β(H), 17β(H)- ergostano	C28BBR
C_{28} 20S-5α(H), 14β(H),17β(H)- ergostano	C28BBS
C_{28} 20R-5α(H), 14α(H), 17α(H)- ergostano	C28R
13β(H),17α(H)-diaestigmastano (20S)	DIA29S
13β(H),17α(H)-diaestigmastano (20R)	DIA29R
13α(H),17β(H)-diaestigmastano (20S)	DIA29SS
13α(H),17β(H)-diaestigmastano (20R)	DIA29RR
5α(H),14α(H),17α(H)-estigmastano (20S)	C29S
5α(H),14β(H),17β(H)-estigmastano (20R)	C29BBR
5α(H),14β(H),17β(H)-estigmastano (20S)	C29BBS
5α(H),14α(H),17α(H)-estigmastano (20R)	C29R
Naftalenos e Fenantrenos (Hidrocarbonetos Poliaromáticos – HPA's)	
3-Metilfenantreno (m/z192)	3MP
2-Metilfenantreno (m/z192)	2MP
9-Metilfenantreno (m/z192)	9MP
1-Metilfenantreno (m/z192)	1MP
Índice de Metilfenantreno	(MPI-1) = 1,5 (2-MP + 3-MP)/(P + 1-MP + 9-MP)



Capítulo

11

Avaliação de formações nas descobertas do Pré-sal

AUTORES

Antonio Carlos de Freitas Nascimento[1] (*acfn@petrobras.com.br*), Ana Patrícia Cavalcanti de Castro Laier[1], Conrado Keidel[1], João de Deus Santos Nascimento, Paulo Sérgio Denicol

[1] Petrobras

Palavras-chave: Petrofísica, Testes Dinâmicos das Formações, Ressonância Magnética, Fluido de Perfuração Sintético a Base de N-Parafinas e Cromatografia Gasosa do Mudlogging.

RESUMO

A rigor o processo de "avaliação de formações" engloba o conjunto de disciplinas, incluindo a petrofísica e a interpretação de testes dinâmicos das formações, responsáveis pela identificação da presença de rochas reservatório, pela avaliação de reservatórios potenciais portadores de hidrocarbonetos e pela estimativa de volume das reservas de hidrocarbonetos. Este é um processo indissociável das grandes descobertas do Pré-sal do Atlântico Sul, pois é responsável pela caracterização petrofísica e determinação do potencial produtor dessas jazidas. Neste capítulo aborda-se a análise dos perfis corridos a poço aberto e a geração de perfis sintéticos, que possibilitaram a identificação dos reservatórios, além de descrever os métodos para a identificação e quantificação dos hidrocarbonetos e as técnicas para escolha e avaliação dos intervalos de interesse para hidrocarbonetos, no contexto dessa nova fronteira exploratória.

Ferramentas como o perfil de ressonância magnética e o perfil de nêutrons epitermais (medida do sigma da formação), métodos como a cromatografia gasosa do serviço de *mudlogging* e de determinação dos cortes de porosidade efetiva e saturação de água, técnicas como o cálculo de permeabilidade absoluta com auxílio de unidades de fluxo e o uso de fluido de perfuração sintético a base de n-parafinas foram fundamentais para as descobertas e avaliação de formações dos reservatórios do Pré-sal. A criação de um ambiente propício para a perfuração e perfilagem dos poços, somada a técnicas e ferramentas adequadas ao desafio dessa nova fronteira exploratória, permitiu que petrofísicos e intérpretes de dados dinâmicos das formações, das gerências executivas de Exploração, Reservatório e do CENPES (Centro de Pesquisas, Desenvolvimento e Inovação Leopoldo Américo Miguez de Mello) chegassem a um conjunto robusto de dados petrofísicos que foram fundamentais na identificação e caracterização desses reservatórios.

1. INTRODUÇÃO

As técnicas de avaliação de formações consagradas para os turbiditos e carbonatos albianos da Bacia de Campos não permitiram a completa avaliação deste novo *play*, especialmente quanto à identificação de intervalos de interesse para hidrocarbonetos. Como identificar esses intervalos, quantificar seus volumes de hidrocarbonetos e investigá-los? Como responder a estas perguntas quando a situação era completamente distinta do "mundo" intergranular tratado com a equação de Archie (Archie, 1942)?

Apesar de algum conhecimento, em termos de avaliação de formações dos reservatórios com coquinas vugulares produtoras de hidrocarbonetos na Bacia de Campos, seria necessário lidar e aprender a conviver com uma série de outros desafios trazidos pelos novos reservatórios do Pré-sal. Neste sentido, foram fundamentais o planejamento minucioso da programação de aquisição de dados, a aplicação de novas tecnologias de perfilagem e de novas técnicas de interpretação de dados, tudo isso realizado por uma equipe composta por petrofísicos experientes imbuídos no objetivo de agregar valor ao processo exploratório.

Neste âmbito as tomadas de pressão estática e amostragem de fluidos da formação, através das ferramentas corridas a cabo, foram fundamentais, não somente para a caracterização dos fluidos das formações, mas também para a constatação de contatos entre fluidos e da extensão dos intervalos portadores de hidrocarbonetos. Igualmente importante foi o uso do fluido de perfuração sintético, a base de n-parafinas, na perfuração dos poços da campanha exploratória do Pré-sal. Este fluido de perfuração, ao mesmo tempo que proporcionou as condições ambientais necessárias para a boa perfuração e perfilagem dos poços, permitiu a amostragem conclusiva dos fluidos presentes nas formações (hidrocarbonetos e água). Trabalhos históricos, como os de Nascimento *et. al.* 2008 e Nascimento e Gomes 2008, resumem como a experiência, aliada às técnicas adequadas de avaliação de formações, foram determinantes para a descoberta do Pré-sal.

Finalmente, serão apresentadas as técnicas de petrofísica e de avaliação de testes dinâmicos das formações que auxiliaram na descoberta do Pré-sal. A apresentação destas técnicas será disposta em três grupos principais: (i) a identificação de reservatórios; (ii) a identificação e quantificação dos hidrocarbonetos; e (iii) a escolha e avaliação dos intervalos de interesse para hidrocarbonetos.

2. IDENTIFICAÇÃO DE RESERVATÓRIOS

Neste item serão apresentados os perfis com maior importância para identificação de reservatórios e sua caracterização no contexto do Pré-sal. Serão abordados desde os perfis tidos como básicos, tais como os perfis de densidade e nêutrons; passando pelo perfil acústico compressional e sua importância para a sintetização do perfil de ressonância magnética; o perfil de ressonância

magnética, causador da grande revolução na avaliação petrofísica dos reservatórios aqui abordados; o perfil de espectroscopia de raios gama (litogeoquímico) que possibilitou o acesso à composição química desses reservatórios, sobretudo no que diz respeito aos níveis de silicificação; e os perfis de imagens, verdadeiros "testemunhos" virtuais.

2.1. Perfis de densidade e nêutrons

No processo de avaliação petrofísica dos reservatórios carbonáticos do Pré-sal, a primeira questão que surge é: o que é e o que não é reservatório?

O primeiro passo para se identificar as rochas reservatório de um determinado intervalo perfurado é quantificar a sua porosidade. Para esta tarefa, os perfis fundamentais são os de densidade e nêutrons. Uma vez que esses carbonatos, em seus níveis reservatórios, apresentam conteúdo argiloso desprezível, a porosidade total calculada, com base nos perfis de densidade e nêutrons, é equivalente à porosidade efetiva. Os níveis não reservatórios são ricos em argilas magnesianas.

O método de cálculo de porosidade total sugerido é o de análise gráfica entre os perfis de nêutrons e densidade (phindxp). Esse método elimina a necessidade de se conhecer *a priori* a densidade de matriz da rocha reservatório.

Cabe salientar que, nos intervalos não reservatórios e/ou microporosos, esse método de cálculo de porosidade total apresenta valores superestimados, devido à influência dos elementos absorvedores de nêutrons sobre as medidas do perfil neutrônico. Adicionalmente, a presença de hidroxila (OH) na composição dos argilominerais também contribui para essa superestimação da porosidade total.

Para calcular a phindxp, primeiramente é necessário calcular a porosidade total, baseada no perfil de densidade (também conhecida como phiden), com densidade de matriz fixada em 2,71 g/cm^3 (equação 01). Esta fixação de densidade de matriz em 2,71 g/cm^3 não tem a ver com a investigação de carbonatos, mas sim com o fato de o perfil de nêutrons apresentar valores de porosidade, calibrados para uma matriz de rocha carbonática. Ambas as porosidades devem ser calculadas sob a mesma base de matriz mineral.

(equação 01).

$$\varphi den = \left(\frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f}\right)$$

Onde:

- ρ_{ma}: é a densidade da matriz mineral do reservatório (g/cc).
- ρ_b: é a densidade *bulk* registrada pela ferramenta de perfilagem (g/cc).
- ρ_f: é a densidade do filtrado do fluido de perfuração (g/cc).

É convenção entre petrofísicos, geólogos, geofísicos e engenheiros na Petrobras traduzir do inglês o termo *density* como densidade. A expressão de massa por unidade de volume em inglês é *density*, e esta, segundo

a ABNT, é massa específica. Densidade é uma grandeza adimensional por se tratar da razão entre uma massa específica e uma massa específica de referência. Em inglês, tal grandeza é referenciada como *specific gravity*. Feita esta observação, o texto utiliza densidade tal qual o jargão dos técnicos.

Na sequência, caso o fluido da formação seja óleo, calcula-se a média entre a porosidade total, calculada com o perfil de densidade e o perfil de nêutrons, para obter os valores de phindxp (equação 02).

(equação 02).

$$\varphi ndxp = \left(\frac{\varphi densidade + \varphi nêutrons}{2}\right)$$

Caso o fluido da formação seja gás, será necessário utilizar a adaptação de Gaymard e Poupon (Shahnawaz, 2012), para obter os valores de phindxp (equação 03).

(equação 03).

$$\varphi ndxp^2 = \left(\frac{\varphi^2 densidade + \varphi^2 nêutrons}{2}\right)$$

Vejamos, na prática, como a phindxp performa na análise dos reservatórios carbonáticos do Pré-sal. Tomemos por base os exemplos dos poços "P" e "T1".

O "P", poço pioneiro do Pré-sal da Bacia de Santos, perfurado com fluido de perfuração a base de água, impôs dificuldades de avaliação petrofísica, advindas do fluido de perfuração do poço e do objeto de estudo em si (os complexos reservatórios carbonáticos).

Na composição de perfis da figura 2.1.1, se observarmos a relação entre os perfis de densidade e nêutrons (trilha 4), fica clara a influência de elementos absorvedores de nêutrons. O fato se reflete na curva de porosidade obtida por análise gráfica entre os perfis de densidade e nêutrons, a despeito das elevadas densidades registradas pelo perfil de densidade.

Algumas perguntas surgem, de imediato. Ora, se a densidade registrada é praticamente a densidade de matriz de carbonato, como a phindxp poderia sugerir porosidade total entre 4% e 10%? As resistividades (maiores que 2000 ohm.m) (trilha 3) seriam efeito de hidrocarboneto, rocha com baixíssima porosidade ou os dois fatores somados? Os níveis porosos, abaixo de 6278 m, correspondem a um aquífero?

As respostas para essas perguntas não eram nada óbvias àquela altura (2005) e a investigação, direta, com a tentativa de tomada de pressão estática e amostragem de fluido da formação, ambas à cabo, constituíram-se num "voo" praticamente às cegas.

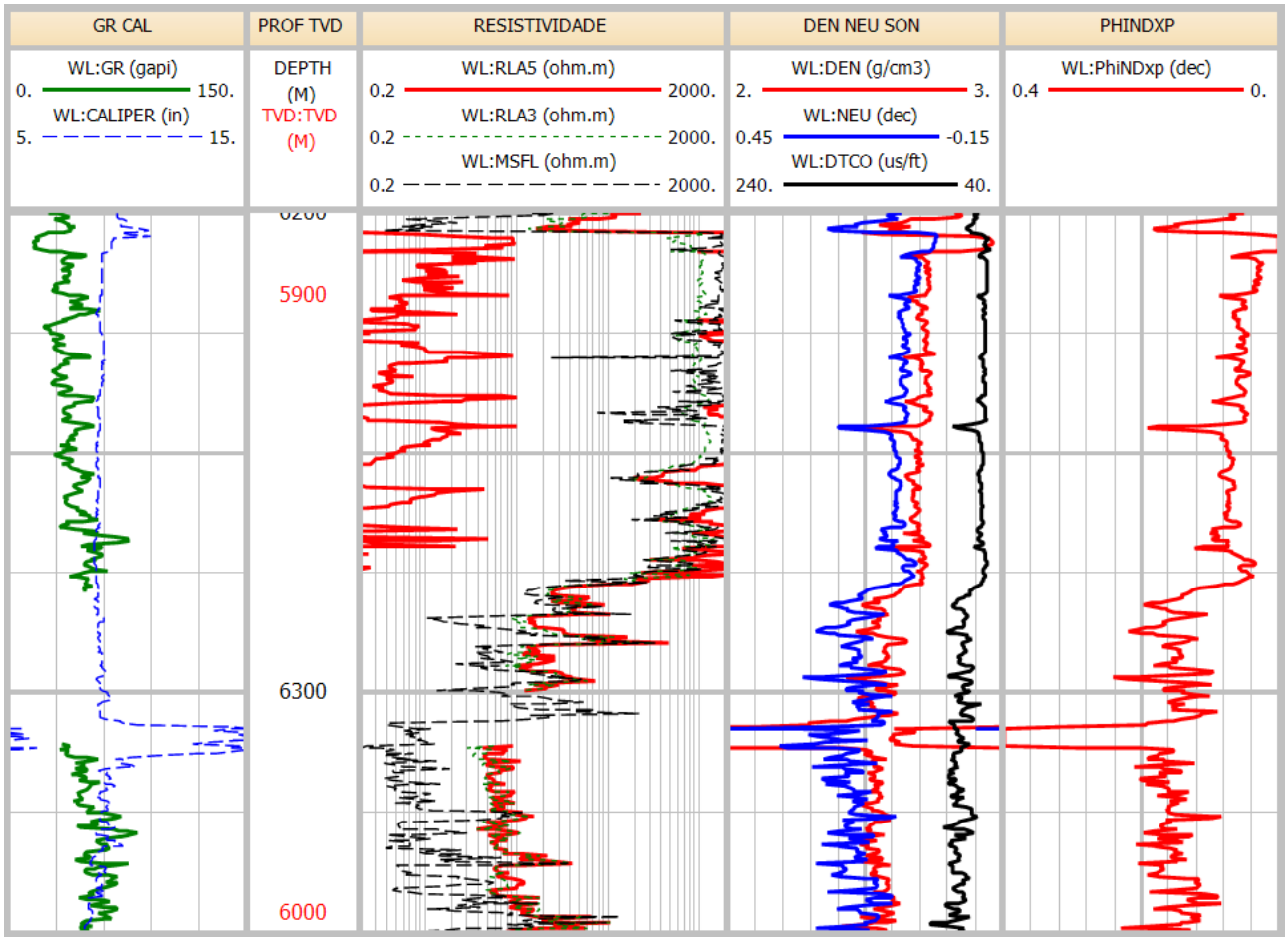


Figura 2.1.1: Composição de perfis para o poço "P". Observar o efeito de elementos absorvedores de nêutrons, no resultado da phindxp, e a dúvida acerca da ocorrência, ou não, de reservatórios, somente com base na relação da curva de phindxp, com os demais perfis.

O "T1", poço perfurado com fluido de perfuração sintético a base de n-parafinas, e que viria a ser o descobridor do Pré-sal da Bacia de Santos, da mesma forma que o "P", apresenta as mesmas questões relacionadas à ocorrência de reservatórios e fluidos. Observe, na composição de perfis da figura 2.1.2, como os registros de perfis entre esse poço e o "P" são similares. Ressalva feita para a relação entre os perfis de densidade e nêutrons (trilha 4), nos intervalos com resistividade mais elevada. Aqui, não se vê efeitos de elementos absorvedores de nêutrons sobre o perfil neutrônico. Porém, as dúvidas de avaliação petrofísica permanecem.

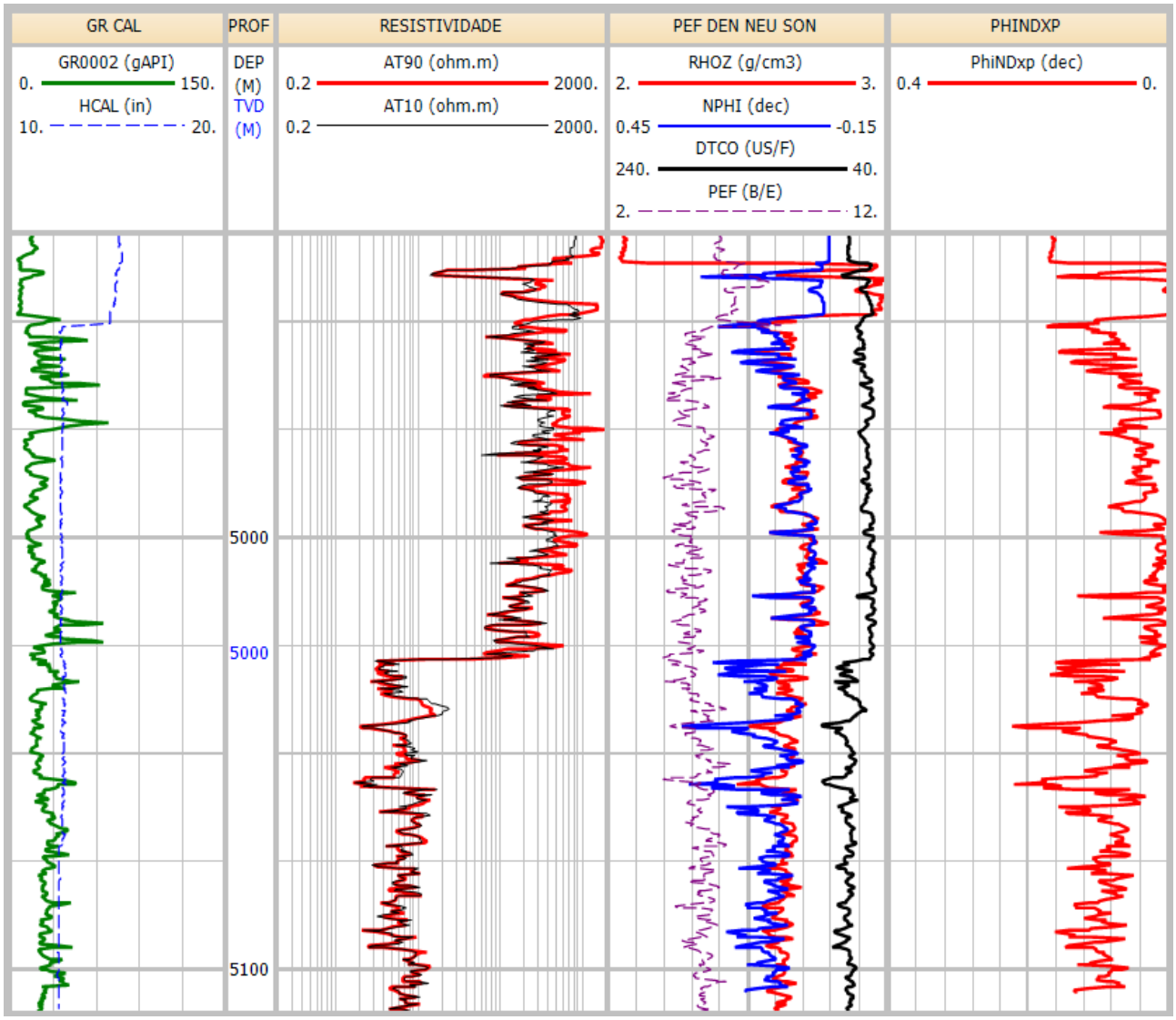


Figura 2.1.2: Composição de perfis para o poço "T1". Acima da cota -5000 m, configura-se uma zona de interesse para hidrocarbonetos? Abaixo dessa cota, há um aquífero?

Por essas razões, fica evidente que calcular uma curva de porosidade e associá-la ao perfil de resistividade não seria suficiente para avaliação petrofísica desse tipo de reservatório.

2.2. Perfil de ressonância magnética

Para solucionar o problema que se apresentava e, doravante, revolucionar a maneira pela qual se realizava a avaliação petrofísica, foi utilizada a ferramenta de ressonância magnética.

Os primeiros registros com perfil de ressonância magnética na Petrobras remontam ao ano de 1997 (nove anos antes da descoberta do Pré-sal).

No poço pioneiro "T1", além da utilização de ferramenta de perfilagem mais moderna, as condições ambientais (poço perfurado com fluido sintético a base de

n-parafinas) permitiram bom diagnóstico dos reservatórios com base no perfil de ressonância magnética.

Apesar de apresentar resultado básico, de fácil entendimento, o perfil de ressonância magnética é bastante complexo, não somente em teoria, mas também em execução e processamento.

A fundamentação teórica dessa forma de medir porosidade está relacionada ao fato de todos os fluidos presentes nas formações possuírem prótons de hidrogênio. Ocorre que estes prótons de hidrogênio, inicialmente, se encontram dispersos no meio poroso. O que a ferramenta de ressonância magnética faz é aplicar um campo magnético sobre a formação, de maneira a orientar estes prótons de hidrogênio (dos fluidos no espaço poroso), segundo esse campo magnético. Para que estes prótons de hidrogênio produzam um sinal magnético mensurável, a ferramenta de ressonância magnética aplica um campo magnético oscilatório (ressonância) que faz com que os hidrogênios sejam inclinados em relação ao eixo principal de orientação. A partir da remoção desse campo oscilatório, o sinal magnético gerado pelos hidrogênios decai (decaimentos) com velocidade que depende do tamanho dos poros, e/ou da viscosidade dos fluidos, e/ou do coeficiente de difusão molecular. Este procedimento é repetido, seguidamente, para que os hidrogênios possam emitir uma série de sinais magnéticos mensuráveis chamados de ecos. A amplitude inicial deste sinal representa o conteúdo em hidrogênio, que é proporcional à porosidade total do meio (Coates *et al*, 2001). A porosidade total obtida deste perfil, ao contrário dos perfis de densidade e nêutrons, é tida como matriz independente.

Após o processamento dos decaimentos, tem-se uma série de formas de ondas referenciadas em tempo, sobre as quais serão aplicados cortes de tempo, em milissegundos, que possibilitarão discriminar as porções porosas do meio (figura 2.2.1).

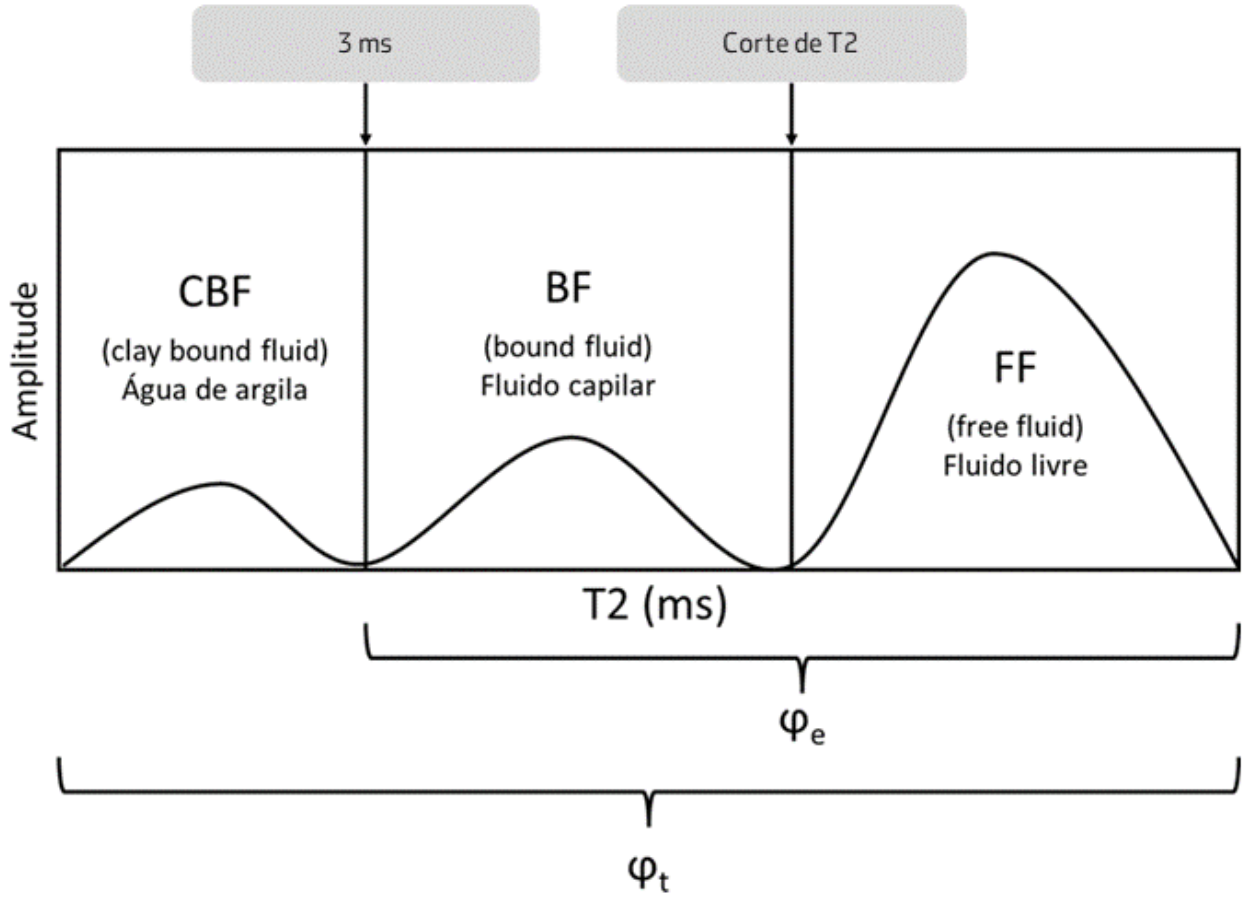


Figura 2.2.1: Esquema de discriminação do meio poroso, a partir dos cortes de T2, sobre o dado do perfil de ressonância magnética processado. O conteúdo em argila é discriminado pela porção da *wavelet*, abaixo dos 3 ms; a fração com fluido capilar associado aos menores poros é calculada pela seção da *wavelet*, entre 3 ms e 100 ms (no caso de carbonatos); e o "perseguido" fluido livre, associado aos poros grandes, é obtido da parcela de *wavelet*, acima dos 100 ms.

A saturação de água irredutível é calculada com base na relação do volume de fluido capilar e porosidade efetiva (equação 04). Esta propriedade petrofísica é proporcional à saturação de água irredutível da rocha reservatório, para o caso de invasão por filtrado de fluido de perfuração à base de óleo.

(equação 04)

$$Swi_e = \frac{(\varphi_e - FF)}{\varphi_e}$$

Onde:

» Swi_e: saturação de água irredutível efetiva (.dec).
» φ_e: porosidade efetiva (.dec).
» *FF*: fluido livre (.dec).

Retornando aos exemplos dos poços "P" e "T1", será que agora, com a utilização do perfil de ressonância magnética, seria possível sanar as dúvidas acerca da avaliação petrofísica? A reposta é: sim!

Observe, no caso do "P" (figura 2.2.2), que o intervalo superior, de resistividade acima dos 2000 ohm.m, possui baixíssima porosidade total, sem aparentes níveis de interesse para

hidrocarbonetos e com algum volume de poros pequenos.

Esses poros pequenos são saturados por água salgada, que possui muito cloro, o que vem a ser o principal elemento químico absorvedor de nêutrons. Por isso, a influência sobre o perfil neutrônico.

Já o intervalo abaixo de 6278 m não se trata de um aquífero. Na verdade, esse intervalo consiste em rochas microporosas com argila e porosidade total mais elevada. Por esta razão, as resistividades apresentam-se reduzidas. Mais uma vez, têm impacto os efeitos da água salgada retida na microporosidade e na argilosidade (argilas magnesianas).

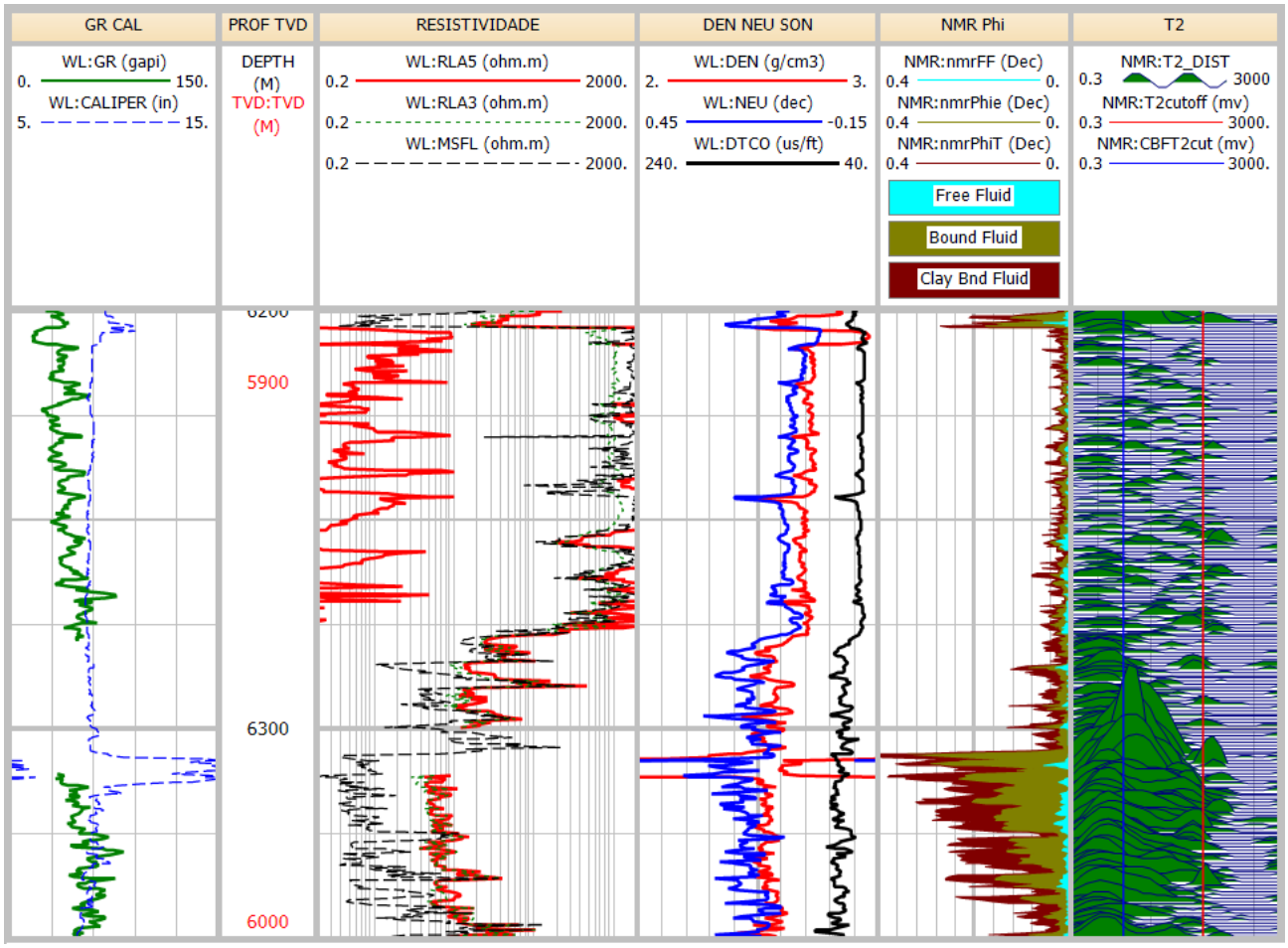


Figura 2.2.2: Composição de perfis do poço "P". Notar, na trilha 5, que tanto para as mais altas resistividades, quanto para as resistividades reduzidas, não há ocorrência de reservatórios (não há fluido livre).

O caso do poço "T1" se tornou especial justamente porque, nesse poço, o perfil de ressonância magnética levou à descoberta do Pré-sal da Bacia de Santos.

À luz do que se conhecia dos carbonatos albianos da Bacia de Campos e de outros prospectos, em outras bacias sedimentares pelo mundo, reservatórios como esse, com porosidade efetiva média de 5% para o intervalo poroso total com hidrocarbonetos, deveriam ser descartados como de interesse para produção.

Veja na figura 2.2.3, na trilha 5, como acima da cota -5000 m, a despeito da baixa porosidade efetiva média, todo o intervalo perfilado apresenta fluido livre, em proporções consideráveis, o que acarreta saturação de água irredutível baixa. Essa é a condição ideal, não somente para o acúmulo de hidrocarbonetos, mas também para a sua mobilidade no meio poroso.

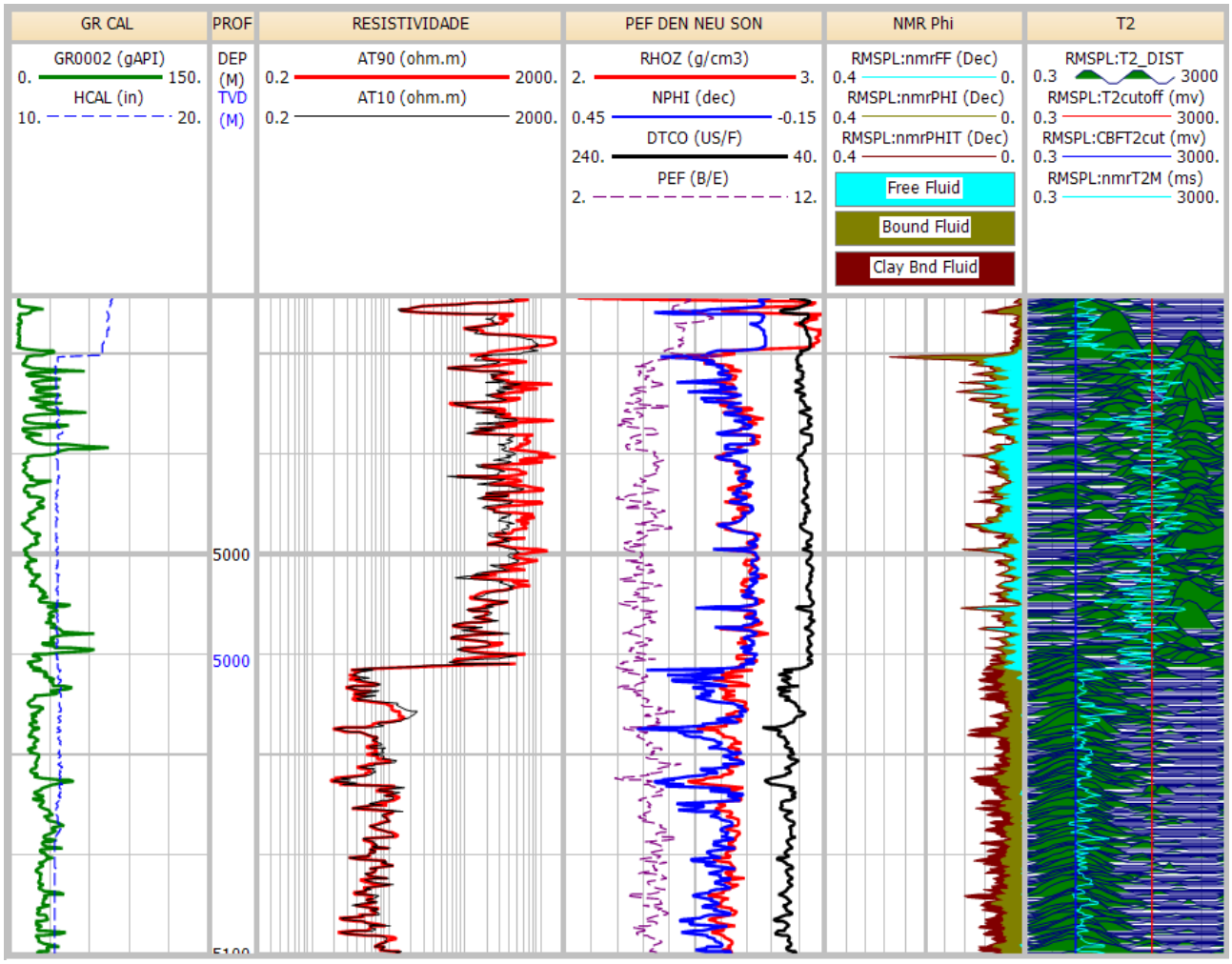


Figura 2.2.3: Composição de perfis do poço "T1". Observe, na trilha 5, a ocorrência de reservatórios acima da cota -5000 m e a presença de intervalo não reservatório, abaixo dessa cota.

A partir dessas conclusões, alcançadas através da análise do perfil de ressonância magnética, em conjunto com os demais perfis, a equipe de petrofísica da Exploração, na sede da companhia, capitaneada pelos petrofísicos João de Deus Santos Nascimento e Paulo Sérgio Denicol, definiu a continuidade operacional no poço. Decisão que culminou por comprovar a presença e mobilidade de hidrocarbonetos, a partir de tomadas de pressão estática e de amostras de fluido da formação. Estava descoberto o Pré-sal da Bacia de Santos.

Assim como no poço "P", o intervalo de baixa resistividade, abaixo da cota -5000 m, não se configura em aquífero. Mais uma vez, tem-se intervalo predominantemente microporoso.

O caso do poço "T1" mostra o quanto a petrofísica foi importante para a descoberta do Pré-sal da Bacia de Santos.

Vale recordar que o intervalo que veio a ser a descoberta do Pré-sal da Bacia de Santos (imediatamente abaixo da camada de sal) não foi previsto como objetivo, nem sequer como reservatório. Os objetivos foram reservatórios em sequências mais profundas.

Esse caso mostrou que o uso da ferramenta certa, no objeto de estudo propício à sua aplicação e uma equipe de petrofísicos bem capacitados e experientes, culminou na descoberta de uma das maiores províncias petrolíferas do século XXI.

As descobertas técnicas feitas com o uso do perfil de ressonância magnética levaram a uma série de revisitas a poços previamente perfurados. Dentre esses, o poço "J", na Bacia de Campos, o primeiro poço a produzir óleo da camada Pré-sal.

Este poço foi abandonado em 2002 e permaneceu nessa condição até o advento da descoberta do Pré-sal na Bacia de Santos, em 2006. Pelo resultado que se atribuiu ao poço, segundo relatório enviado a ANP, esta área teria sido devolvida, não fosse a existência do campo de petróleo no Pós-Sal.

Após reentrada no poço "J" e perfilagem do intervalo de interesse para hidrocarbonetos na Formação Macabu, constatou-se a ocorrência de reservatório no Pré-sal, tal qual observado em "T1", a partir do perfil de ressonância magnética, como mostrado na figura 2.2.4.

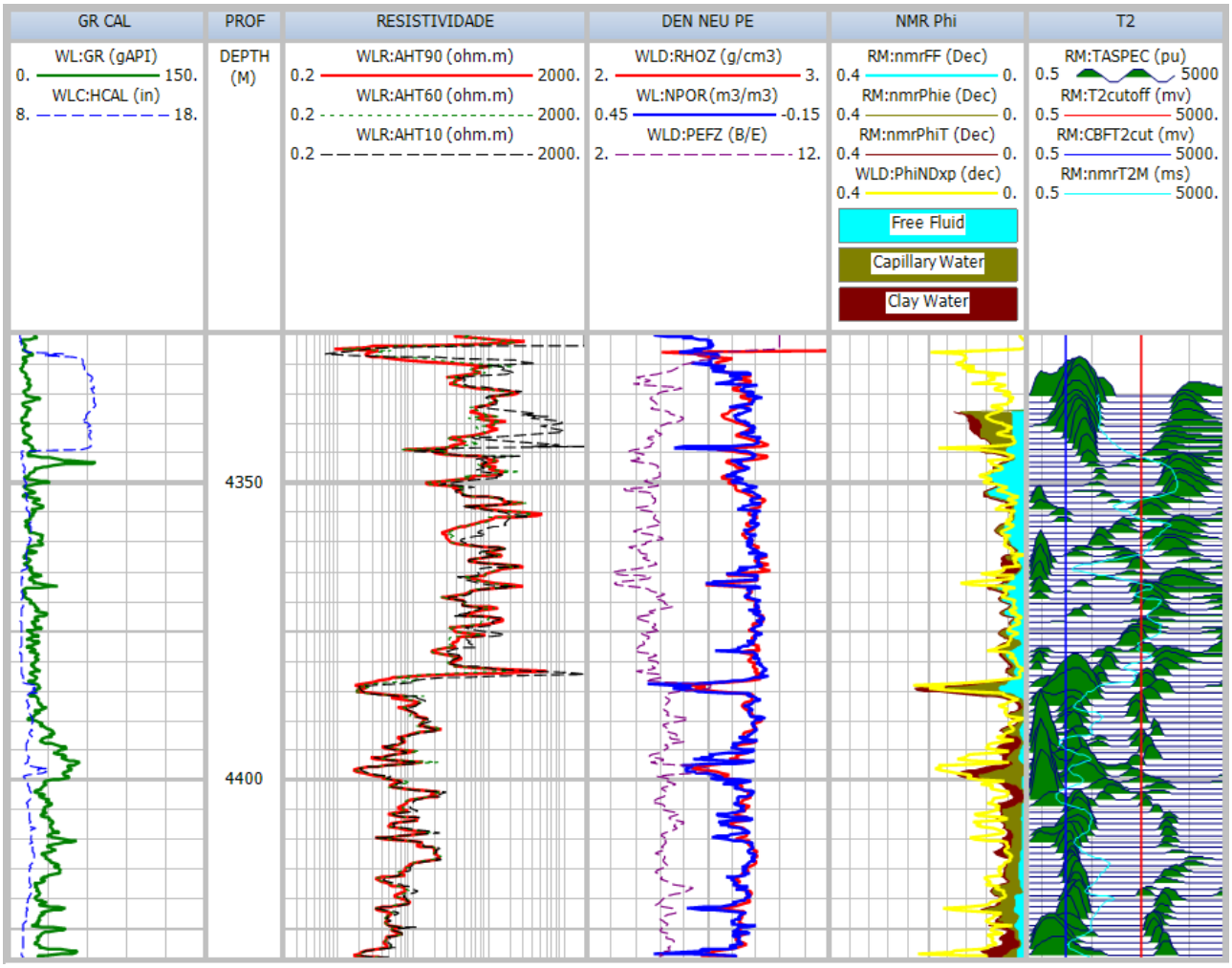


Figura 2.2.4: Composição de perfis do poço "J". Na trilha 5, as porosidades discriminadas pelo perfil de ressonância magnética, em confronto com a phindxp (em amarelo). Observe que, sob a ótica de avaliação petrofísica, anterior ao evento Pré-sal e, apenas, com a phindxp, as dúvidas de avaliação petrofísica, levantadas, anteriormente, se repetem aqui.

2.3. Perfil de Ressonância Magnética Sintético

Com o avanço da campanha exploratória do Pré-sal, não só o ferramental de perfis foi evoluindo, mas também o conhecimento e as técnicas de avaliação petrofísica.

A primeira grande revolução, em termos de investigação por perfis, foi o desenvolvimento da ferramenta de ressonância magnética em LWD (*logging while drilling*). Ocorre que, em sua primeira versão, esta ferramenta foi desenhada para correr em poços com diâmetro de 8.5 polegadas. Caso fosse perfurado poço com diâmetro de 12.25 polegadas, não seria possível obter o perfil de ressonância magnética em tempo real.

Para atender a esta necessidade e reconhecer a ocorrência de reservatórios, nos carbonatos do Pré-sal, Nascimento e Denicol (2010) desenvolveram uma técnica para sintetização do perfil de ressonância magnética, baseada na adaptação do cálculo de porosidade vugular de Nurmi (1984) (equação 05).

(equação 05)

$$\varphi_{vug} = 2 \times (\varphi_{den} - \varphi_{son})$$

Onde:

» φ_{vug}: porosidade vugular (.dec).

» φ_{den}: porosidade total, calculada com o perfil de densidade (.dec).

» φ_{son}: porosidade total, calculada com o perfil sônico compressional (.dec).

A base teórica, utilizada por Nurmi, para que se acessasse a porosidade vugular, residia no fato de que o perfil de densidade investiga a formação, de maneira volumétrica, e o perfil sônico necessita de caminhos ("pontes") para que a onda compressional viaje pela formação. Logo, a diferença entre as duas porosidades, oriundas dos perfis de densidade e sônico, seriam justamente os poros móldicos, ou *vugs*.

A arquitetura do meio poroso das rochas do Pré-sal é distante daquilo que poderia ser considerado como intergranular. Partindo dessa premissa, Nascimento e Denicol (2010) testaram a equação de Nurmi, nos reservatórios do Pré-sal, com o intuito de acessar os maiores poros, representados nos perfis de ressonância magnética pelo fluido livre. Após diversos testes, chegou-se a um fator multiplicador capaz de generalizar a estimativa de mesoporosidade e macroporosidade, em qualquer tipo de fácies carbonática, abaixo da camada de sal (equação 06).

(equação 06)

$$\varphi_{macro} = 4 \times \left(\varphi_{ndxp} - \varphi_{nsxp}\right)$$

Onde:

» φ_{macro}: mesoporosidade e macroporosidade (.dec).

» φ_{ndxp}: porosidade total, calculada com os perfis de densidade e nêutrons (.dec).

» φ_{nsxp}: porosidade total, calculada com os perfis sônico e nêutrons (.dec).

Veja na figura 2.3.1, como o perfil de ressonância magnética sintético resolve qualitativamente, com boa correspondência com o perfil original, a identificação dos intervalos reservatórios e não reservatórios.

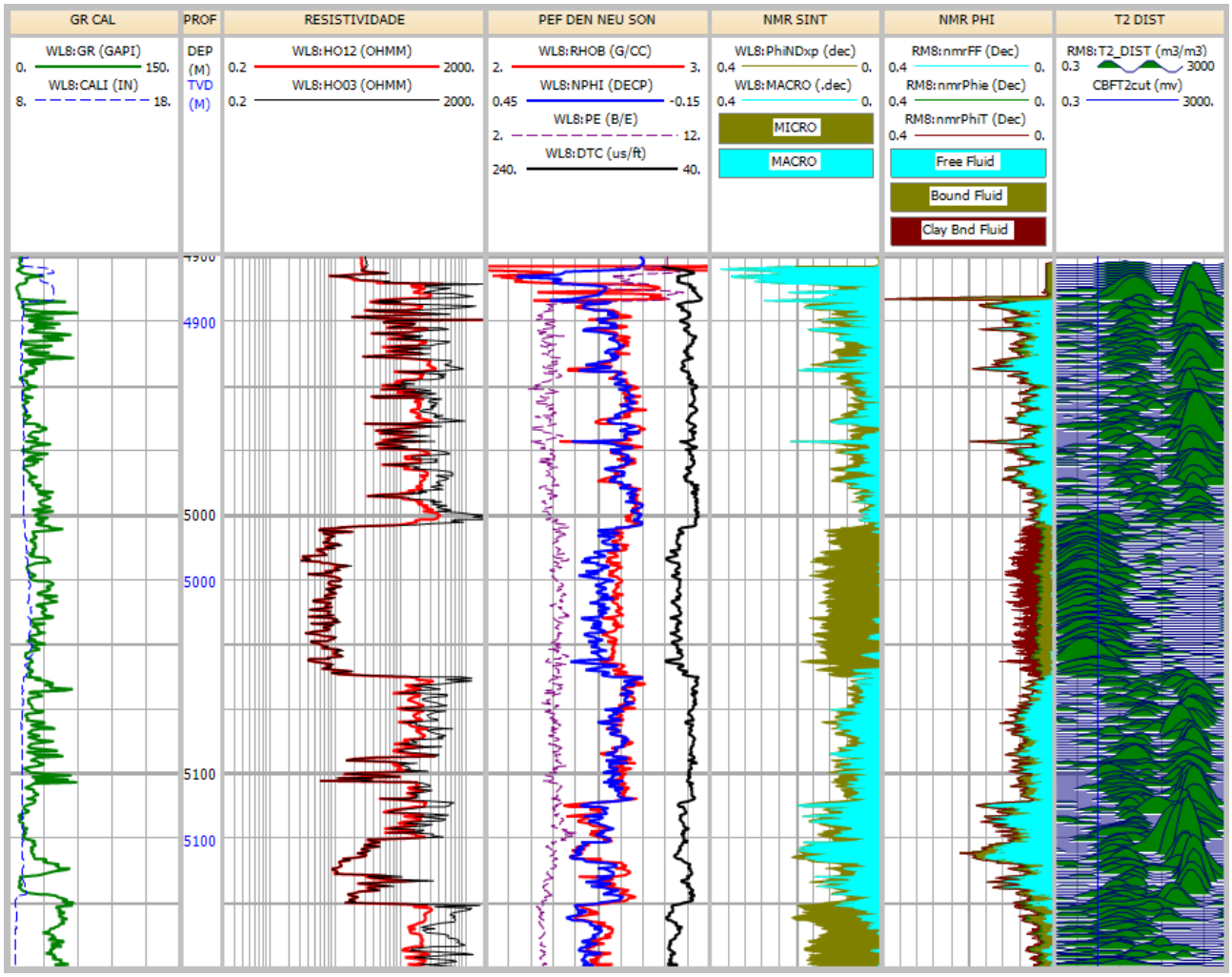


Figura 2.3.1: Composição de perfis do poço "T2". Na trilha 5, o perfil de ressonância magnética sintético. Na trilha 6, o perfil de ressonância magnética original, efetivamente adquirido. Notar as similaridades entre ambos.

O desenvolvimento dessa técnica supriu a inexistência, à época, do perfil de ressonância magnética em LWD, para poços com diâmetro de 12.25 polegadas, e possibilitou a reavaliação de reservatórios em poços perfurados e não contemplados com o perfil de ressonância magnética.

2.4. Perfis de espectroscopia

Conhecido na Petrobras como perfil litogeoquímico, trata-se da espetroscopia ou espectrometria dos raios gama resultantes da captura de nêutrons pela formação. Este perfil é utilizado, principalmente, para determinação da matriz mineral das rochas carbonáticas do Pré-sal e como auxiliar no cálculo de saturação de água por sigma da formação. Em associação ao perfil de fator fotoelétrico, este perfil tornou possível o acesso ao nível de silicificação que ocorre em todas as rochas no contexto do Pré-sal.

Uma vez que um nêutron tenha perdido a maioria de sua energia devido a interações com os átomos na formação, esse alcança seu nível de energia termal. Eventualmente, o nêutron é capturado por um átomo, o que origina um isótopo diferente do mesmo

elemento pela adição do nêutron ao seu núcleo. Parte da energia desse processo é liberada na forma de raios gama e é característica do elemento do qual foi liberada.

Ao medir o espectro de raios gama emitidos das formações, após terem sido bombardeadas por nêutrons de alta energia, a composição elementar das formações pode ser determinada.

Para uma dada ferramenta de perfilagem e configuração de detector, cada elemento tem uma distribuição característica de raios gama chamada espectro padrão de elementos.

A técnica conhecida como *spectral stripping*, um tipo de regressão por mínimos quadrados, é utilizada para decompor a medida do espectro nas proporções relativas dos vários espectros padrão de elementos. Essa técnica fornece os *yields* (proporção volumétrica de cada elemento) relativos dos vários elementos na ferramenta de perfilagem, no poço e na formação.

Um modelo de fechamento de óxidos (equação 07) é utilizado para converter os *yields* relativos dos elementos em concentração de elementos, para que seja possível realizar interpretações quantitativas. O elemento alumínio não é medido e precisa ser calculado a partir de correlações oriundas de dados de rocha (equação 08).

(equação 07)

$$F\left|X_{Si}\frac{Y_{Si}}{S_{Si}}+X_{Ca}\frac{Y_{Ca}}{S_{Ca}}+X_{S}\frac{Y_{S}}{S_{S}}+X_{Ti}\frac{Y_{Ti}}{S_{Ti}}+\cdots X_{Fe}\frac{Y_{Fe}}{S_{Fe}}\right|=1$$

Onde:

» Y_i: *yield* relativo do elemento i.

» S_i: sensibilidade do elemento i à medida de captura de nêutrons.

» X_i: fator de associação de óxidos utilizado para converter o elemento ao seu óxido apropriado ou óxido e elementos relacionados (para silício e titânio, este termo simplesmente converte o silício para SiO_2 e o titânio para TiO_2; para o cálcio, o modelo assume que o cálcio está como $CaCO_3$).

» *F*: fator de normalização que compensa o fato do cloro, do hidrogênio e do *background* da ferramenta de perfilagem serem eliminados da análise e os *yields* serem relativos e divididos pelas suas sensibilidades.

(equação 08)

$$Al_{calculado} = 0{,}39 * (100 - 2{,}139Si_{medido} - 2{,}497Ca_{medido} - 1{,}99Fe_{medido})$$

A partir do modelo de óxidos, é possível calcular os pesos secos (equação 09) de cada elemento e, consequentemente, a densidade dos grãos e o sigma da matriz.

(equação 09)

$$W_i = F\frac{Y_i}{S_i}$$

Onde:

» W_i: a fração em peso do element i.

É praxe, na avaliação petrofísica dos reservatórios do Pré-sal, trabalhar com os elementos alumínio, ferro, silício, magnésio (quando perfilado e processado), cálcio e enxofre, para acessar a matriz mineral das rochas carbonáticas e delimitar a anidrita da base da seção evaporítica quando possível. Numa análise simples e direta, uma das formas de processar este tipo de perfil ocorre pela normalização desse conjunto de elementos (figura 2.4.1).

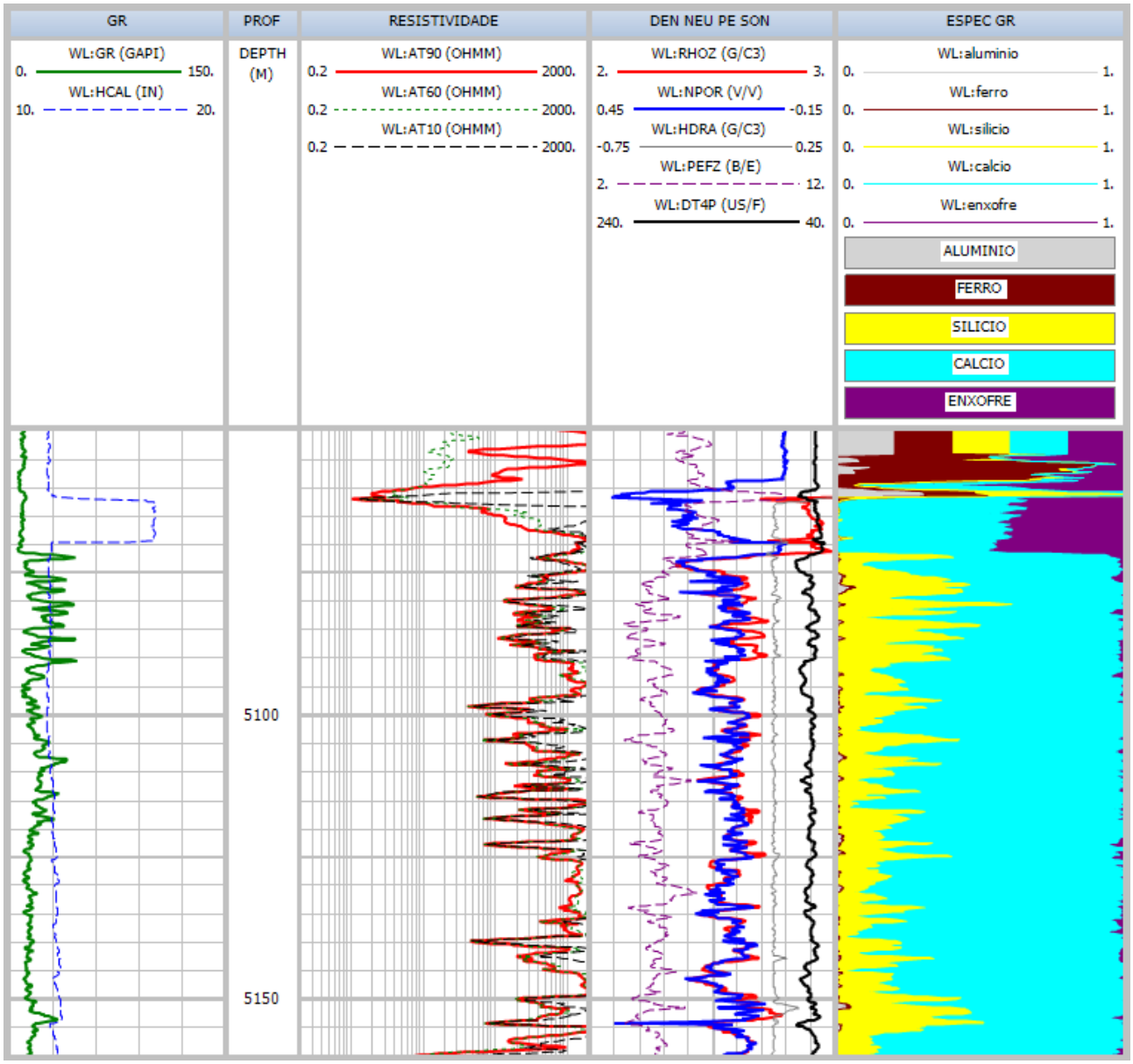


Figura 2.4.1: Intervalo reservatório perfilado com perfil de espectroscopia de raios gama no poço "SS". Observar na última trilha a presença de silicificação e a delimitação da anidrita basal pela ocorrência de enxofre.

2.5. Perfis de Imagem

2.5.1. As ferramentas de imagem elétricas ou resistivas a cabo

As ferramentas de imagem elétricas ou resistivas a cabo podem ser subdivididas em microrresistivas para fluido de perfuração base água (i.e. condutivo) (Ekstrom M. P., Dahan, Chen, & Rossi, 1986) (Safinya, Le Lan, Villegas, & Cheung, 1991) (Seiler, King, & Eubanks, 1994), microrresistivas (Cheung, *et al.*, 2001) (Howard, Elliot, & Lockman, 2007) (Lofts, Evans, & Dymmock, 2002) e de impedância resistiva (Bloemenkamp, *et al.*, 2014) (Itskovich, Corley, Forgang, & Le, 2014) para fluido de perfuração sintético a base de n-parafinas.

Em comum todas têm o fato de utilizar uma sonda com quatro, seis ou oito braços mecânicos nas extremidades dos quais estão presos os patins.

Em cada patim das ferramentas elétricas, há um arranjo de eletrodos também chamados de botões, que atuam de acordo com o princípio físico da ferramenta.

Nas ferramentas microrresistivas para fluido condutivo (figura 2.5.1), as primeiras a serem desenvolvidas ainda na década de 80, há em geral um arranjo de 24 e 25 eletrodos com 0,2 polegadas de diâmetro, distribuídos em duas fileiras com sobreposição lateral, de forma que cada centro de eletrodo fique distante apenas 0,1 polegadas dos adjacentes, quando visto em planta.

Essas ferramentas usam o mesmo princípio físico dos perfis de mergulho, que consiste na focalização passiva da corrente elétrica emitida pelos eletrodos, quando, durante a aquisição, o patim está em contato com a formação. Nessas ferramentas quase toda a superfície do patim emite corrente para a formação, excetuando-se pequenos anéis isolantes ao redor dos eletrodos.

A corrente dos eletrodos possui dois componentes, um de alta resolução, inversamente proporcional à microrresistividade da rocha imediatamente na frente do mesmo, e outro de baixa resolução, que corresponde à resistividade da rocha, ao longo do caminho percorrido pela corrente na formação, até que ela retorne para o eletrodo superior da ferramenta, passando pelo fluido condutivo no poço.

Em geral essas ferramentas fornecem uma medida não calibrada, que para aplicações petrofísicas quantitativas, tais como cálculo de abertura e porosidade de fraturas e de porosidade secundária de *vugs*, tem que ser calibrada com uma curva de microrresistividade rasa.

Nos anos 2000, duas tecnologias foram desenvolvidas para a aquisição de imagens microrresistivas em fluido de perfuração sintético a base de n-parafinas: a primeira tecnologia (figura 2.5.1), que utiliza dois eletrodos injetores de corrente alternada, situados na parte superior e inferior de cada patim, e dois eletrodos medidores da diferença de potencial elétrico situados na porção mediana do mesmo; e a segunda tecnologia, que utiliza o acoplamento capacitivo para ultrapassar a barreira do fluido de perfuração sintético a base de n-parafinas e fazer a medida da corrente da formação.

Nos anos 2010, surgiram as ferramentas híbridas e as ferramentas de impedância resistiva também para o ambiente de fluido de perfuração sintético a base de n-parafinas. As ferramentas híbridas são aquelas capazes de serem usadas em fluido de perfuração a base de água e, em determinadas condições, também em fluido de perfuração sintético a base de n-parafinas.

As ferramentas de impedância resistiva são caracterizadas por seis ou oito braços e

patins. Algumas dessas ferramentas foram desenvolvidas para o ambiente de baixa resistividade e baixo contraste de resistividade. Em função da resistividade da formação, as ferramentas de impedância resistiva utilizam altas frequências para minimizar a influência da impedância resistiva do fluido de perfuração na impedância resistiva dos eletrodos, de maneira que as medidas sejam mais representativas da impedância resistiva da formação.

Em relação às ferramentas acústicas, as ferramentas elétricas tiveram por muitos anos a desvantagem de produzirem imagens com cobertura parcial da parede do poço, mas a introdução das ferramentas de impedância com oito patins modificou esse cenário. Essas ferramentas possuem elevada cobertura da parede do poço, o que juntamente com a introdução de módulos de processamento, capazes de interpolar os registros, permitiu o preenchimento dos *gaps* que representam áreas onde os patins não passaram.

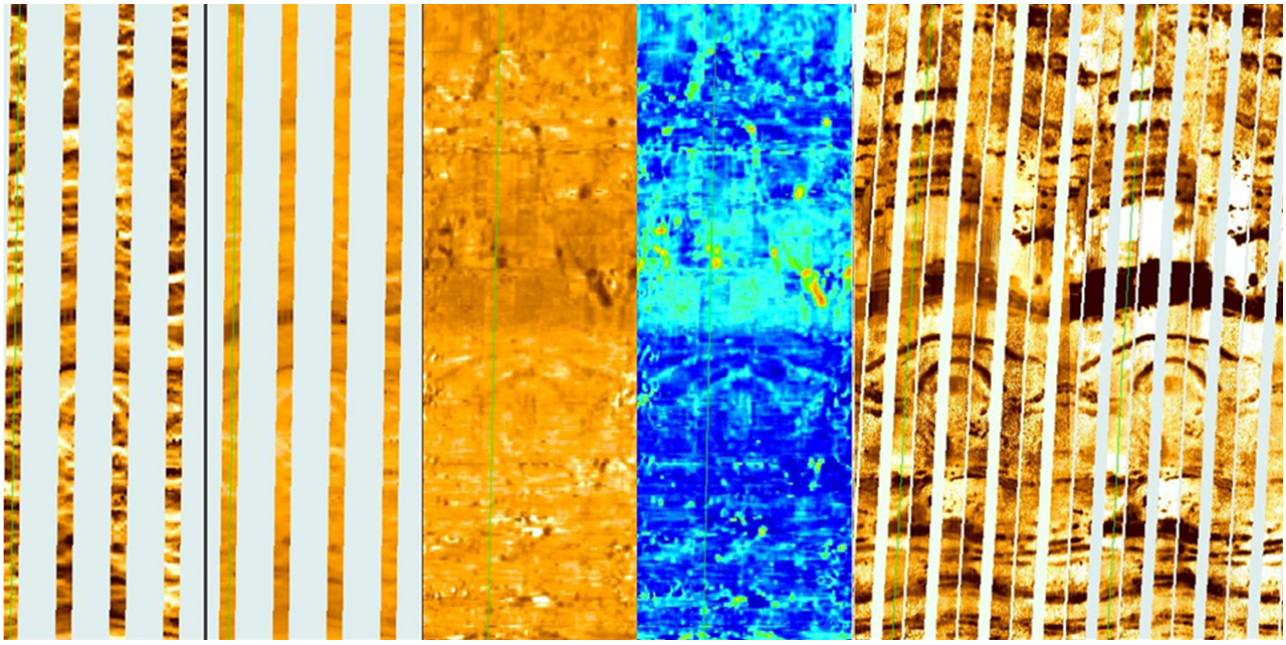


Figura 2.5.1: Da esquerda para a direita, perfis de imagem microrresistiva para base óleo (dinâmica e estática) e acústica (Estática com escala usual e estática com escala de cores ***slowness***) adquiridas no poço JJ e microrresistiva para fluido de perfuração base água, adquirida no poço JJA.

2.5.2. As ferramentas de imagem acústicas ou ultrassônicas a cabo

As imagens acústicas ou ultrassônicas (figura 2.5.1) surgiram, ainda na década de 60, (Zemanek, *et al.*, 1969) (Zemanek, Glenn, Norton, & Caldwell, 1970), mas só se tornaram mais comuns com a introdução das ferramentas acústicas das companhias de serviço de perfilagem em fins dos anos 80 e início dos anos 90 (Faraguna, Chace, & Schmidt, 1989) (Seiler, Edmiston, Torres, & Goetz, 1990) (Zemanek, Strozeski, & Wang, 1990) (Hayman, Parent, Cheung, & Verges, 1994). Nessa tecnologia um transdutor piezoelétrico emite pulsos ultrassônicos enquanto é rotacionado com taxas de 3 a 12 rotações por segundo, à medida que a ferramenta é retirada do poço (Zemanek *et al.*; 1969, 1970). O pulso viaja pela lama

até a parede do poço, onde parte da energia é refletida de volta e, após viajar novamente pela lama, é captada pelo transdutor.

Nas ferramentas modernas são medidas a amplitude e o tempo de trânsito do pulso refletido. O tempo de trânsito em conjunto com a medida auxiliar da vagarosidade do fluido são usados para gerar a imagem do raio acústico. Assim, temos um total de três imagens dessas ferramentas: amplitude, tempo de trânsito e raio acústico.

2.5.3. A importância dos perfis de imagem nos reservatórios do Pré-sal

Os perfis de imagem estiveram presentes desde o início da campanha exploratória no Pré-sal. Foi a partir da análise de um perfil de imagem microrresistiva em um poço perfurado sobre o Alto Externo na Bacia de Campos, em 2003, que os estromatólitos do então membro Macabu da Formação Lagoa Feia (Andar Alagoas/Aptiano) foram considerados pela primeira vez como "potenciais reservatórios para acumulações de hidrocarbonetos". Com isto, foi recomendada a investigação de bioconstruções na linha de charneira do Alto Externo, as quais poderiam ser recifes constituídos por estromatólitos (Muniz *et al.*, 2004) (figura 2.5.2).

Os primeiros perfis de imagem registrados nos reservatórios do Pré-sal foram imagens microrresistivas adquiridas nos poços pioneiros P e T1. Essas imagens permitiram visualizar detalhes dos basaltos da Bacia de Santos como nunca vistos, bem como o caráter laminado das rochas (figura 2.5.3).

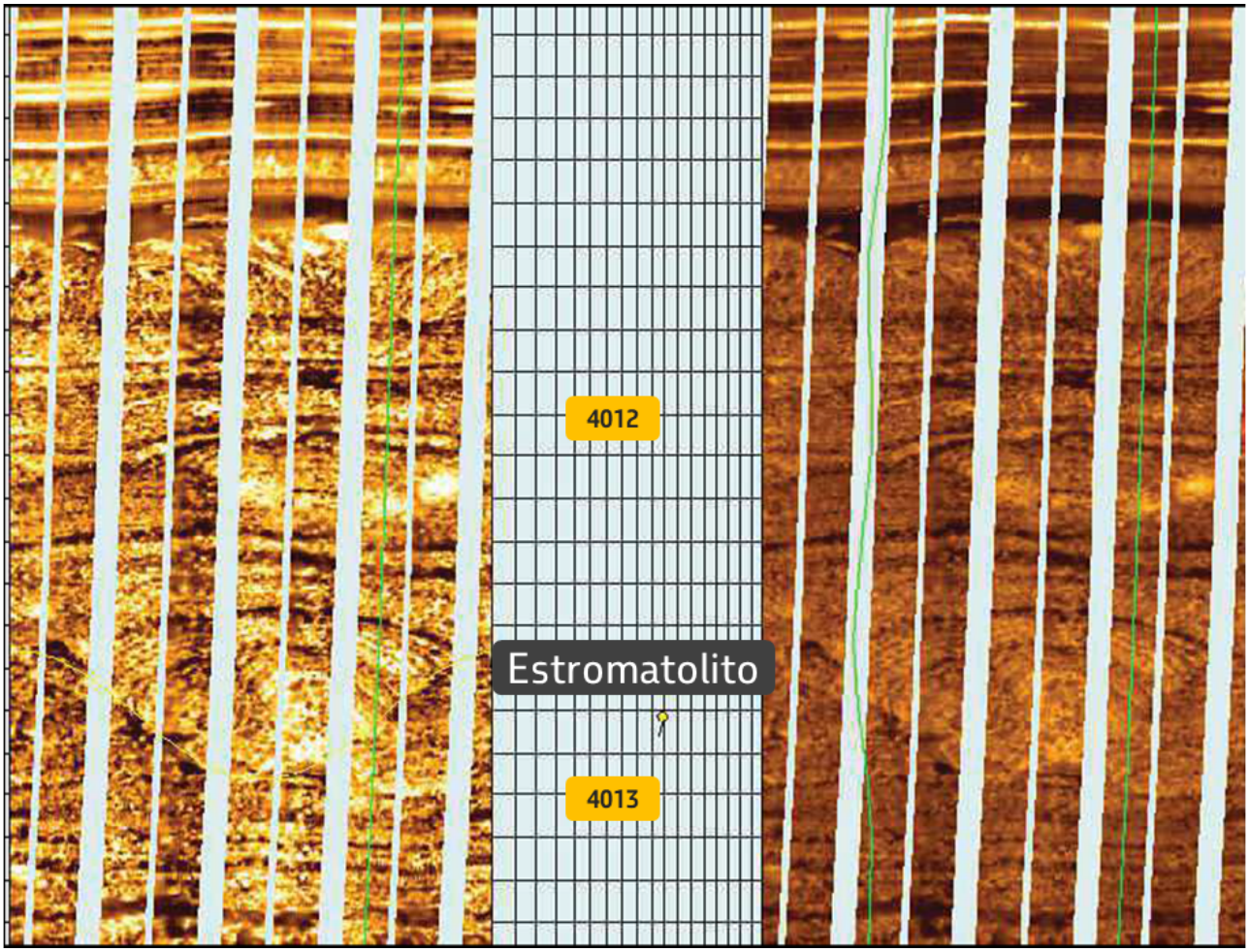


Figura 2.5.2: Perfil de imagem microrresistiva (adquirido em ambiente com fluido de perfuração condutivo) mostrando imagem dinâmica (esquerda) e imagem estática (direita), adquirido em poço perfurado no Alto Externo da Bacia de Campos em 2003, mostrando os estromatólitos do então Membro Macabu da Formação Lagoa Feia (figura original de Nuno André Pomar Couto em Muniz *et al.*, 2004).

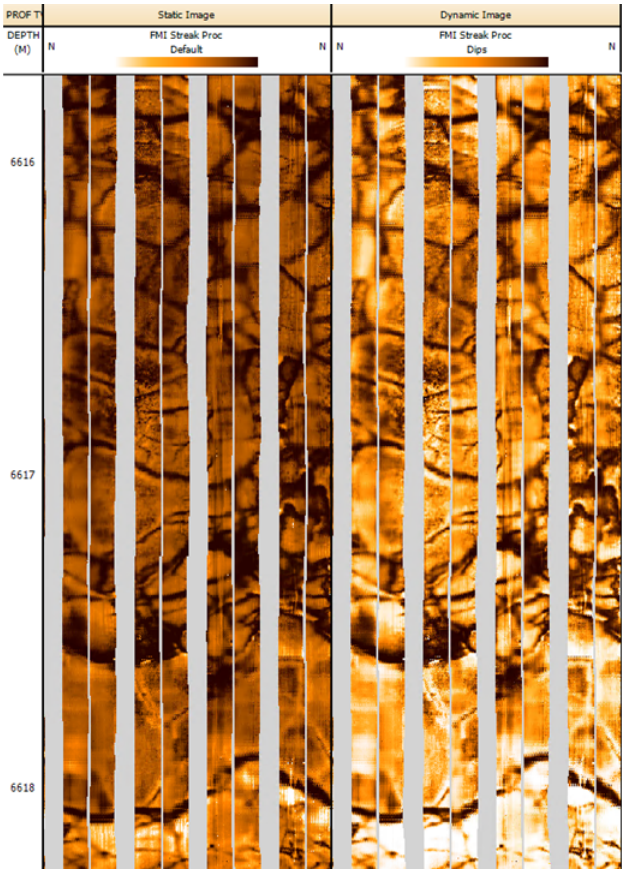


Figura 2.5.3: Perfil de imagem microrresistiva mostrando *pillow* lavas basálticas no poço P. Escala de profundidade a cada 1 metro (escala vertical). Poço de 8 1/2" (escala horizontal). Imagem estática à esquerda e dinâmica à direita.

Um perfil de imagem acústica chegou a ser adquirido na fase mais profunda do poço T1, mas não apresentou imagens de boa qualidade. Nos primeiros poços de extensão que foram perfurados e em todos os outros poços exploratórios que viriam depois, seria criada uma cultura de adquirir tanto a imagem microrresistiva quanto a imagem acústica, visto que estas se complementam.

Apesar da imagem das ferramentas microrresistivas para fluido de perfuração sintético a base de n-parafinas ter uma resolução menor, essas traziam seguramente a informação do mergulho das camadas, enquanto as imagens acústicas eram utilizadas para avaliação de fraturas naturais e de indicadores de tensões.

Inicialmente o desempenho das primeiras ferramentas de imagem microrresistiva foi decepcionante, quando comparado com as imagens do Pré-sal perfurado na Bacia de Campos com fluido de perfuração a base de água. Uma das soluções encontradas pela Petrobrás foi extrair mais informações do perfil de imagem acústica adquirido com alta resolução e a outra solução foi testar as ferramentas de imagem microrresistiva desenvolvidas para fluido de perfuração a base de água em poços perfurados com fluido de perfuração sintético a base de n-parafinas.

O grande salto de qualidade da imagem acústica aconteceu quando se passou a registrar esse perfil com alta resolução. Quanto maior a frequência dos transdutores, maior será a resolução. Em contrapartida, quanto maior frequência dos transdutores, maior a atenuação da onda acústica no fluido de perfuração. Na avaliação de formações da Petrobrás, esse modo de aquisição se tornou o recomendado a partir dos primeiros poços do Pré-sal. Com isso foi possível adquirir imagens de alta resolução passíveis de serem usadas não só nas aplicações tradicionais, mas também em análises sedimentológicas, geomecânicas e petrofísicas.

2.5.4. Aplicações Petrofísicas de Perfis de Imagem

Mossinger (2009) e Mossinger *et al*. (2010) compararam pela primeira vez, em um poço do Pré-sal da Bacia de Santos, a contagem de espessura porosa saturada com hidrocarbonetos (*netpay*), obtida com o perfil de imagem acústica adquirido com alta resolução, com a já tradicional contagem utilizando o perfil de ressonância magnética.

A amplitude do eco refletido pela parede do poço é função do coeficiente de reflexão, o qual por sua vez é função do contraste de impedância entre o fluido de perfuração no poço e a rocha aflorante na parede do poço. A impedância dessa rocha é o produto de sua densidade por sua velocidade compressional e ambas as propriedades petrofísicas são influenciadas pela porosidade da rocha e por sua densidade de matriz, de forma que as baixas amplitudes são associadas com maiores porosidades e as altas amplitudes são associadas com menores porosidades. Esse contraste de amplitudes torna possível a contagem de *netpay* por perfil de imagem acústica.

O *netpay* obtido com o perfil de imagem acústica foi 33% inferior ao obtido com o perfil de ressonância magnética (figura 2.5.4). Essa diferença foi atribuída, em parte, às diferentes resoluções verticais das ferramentas, tendo a ferramenta de ressonância utilizada uma resolução vertical de ~50 cm e a ferramenta de imagem acústica de amplitude uma resolução vertical intrínseca de 0,51 cm, ou seja, praticamente 100 vezes maior. Uma desvantagem apontada para a imagem acústica foi a de que esta identificava a seção de talco-estevensita como reservatório, o que não acontecia com o perfil de ressonância magnética.

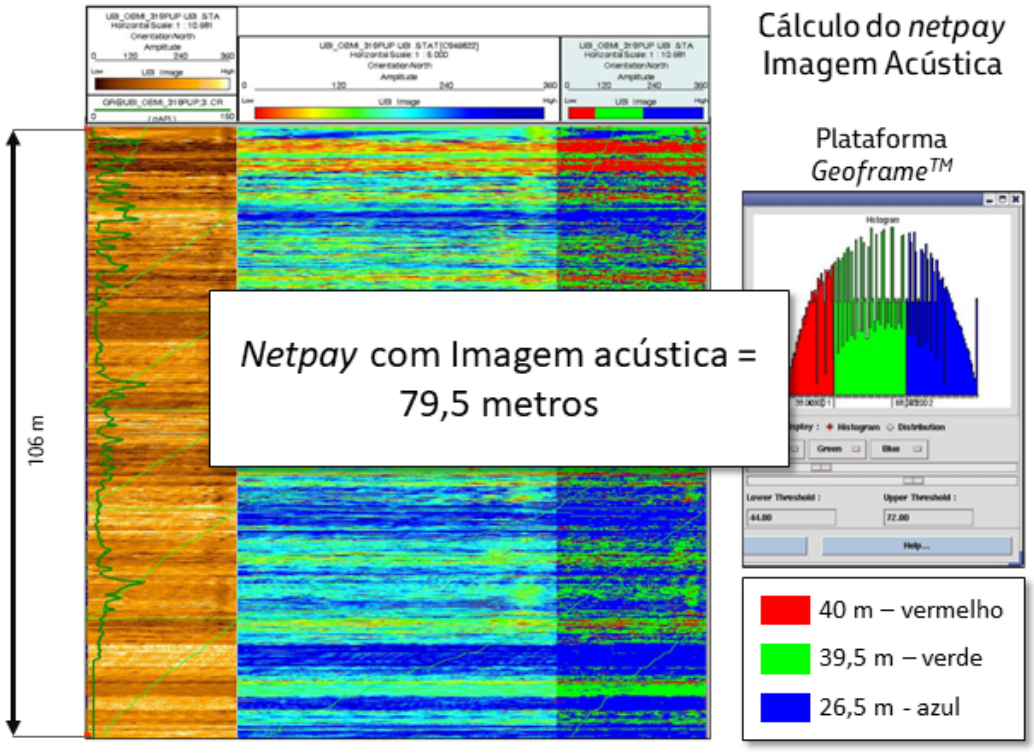


Figura 2.5.4: Contagem de *netpay* com perfil de imagem acústica (Mossinger, 2010).

Estimativas de permeabilidade e porosidade usando perfis de imagem acústica e microrresistiva híbrida foram calculadas por Fornero (2012), para o poço B perfurado com fluido de perfuração sintético a base de n-parafinas.

Os perfis estimados de permeabilidade e porosidade foram criados a partir de dados de amplitude acústica e condutividade e foram correlacionados com dados de petrofísica básica de permeabilidade e porosidade obtidos a partir de plugs de testemunho.

Os perfis estimados a partir da amplitude recobriram apenas o intervalo do testemunho, mas os perfis criados a partir da imagem resistiva recobriram todo o intervalo a poço aberto. O resultado com a produção desses dois perfis de permeabilidade com alta resolução foi considerado satisfatório à época.

Menezes de Jesus *et al*. (2016) desenvolveram um método quantitativo de estimativa da permeabilidade a partir do perfil de imagem acústica, integrado com os perfis de porosidade da ferramenta de ressonância magnética, obtendo uma calibração com a permeabilidade da matriz medida em laboratório e com a permeabilidade estimada nos testes de formação a poço revestido. Neste trabalho, imagens de amplitude acústica com alta resolução capazes de detectar a textura e as estruturas das rochas dos carbonatos (microbiais) do Pré-sal foram corrigidas para o efeito da excentricidade na aquisição e segmentadas em classes de permeabilidade de matriz e de poro (figura 2.5.5) dentro da resolução da ferramenta (0,508cm * 0,543cm) usada na aquisição da imagem.

A matriz de rocha foi dividida em três classes de permeabilidade: MAT 0 - matriz com alta amplitude e impermeável (amarelo); MAT 1 - matriz com amplitude intermediária e baixa permeabilidade (vermelho); e MAT 2 - matriz com baixa amplitude e alta permeabilidade (azul). As menores amplitudes ocorrem na classe PORO, que engloba tanto os megaporos de Choquette e Pray (1970) dentro da resolução da ferramenta (tamanho entre 0,543 cm e 25,6 cm) como os poros com dimensões acima de 25,6 cm, que foram introduzidos pelos autores como "gigaporos".

Na classe poro encontram-se estruturas geológicas tais como fraturas, *vugs*, condutos e cavernas, mas também qualquer artefato de parede preenchido por fluido de perfuração diminuindo a amplitude, tais como *breakouts*, fraturas induzidas de diversos tipos e marcas de ferramentas (ex.: marcas de amostras laterais, marcas de borrachas de testadores a cabo e etc). Esses artefatos são removidos antes do processo de segmentação, para evitar atribuir multiplicadores de permeabilidade a estruturas não geológicas.

Para estimar a permeabilidade usando os perfis de imagem segmentados, primeiro são extraídas as frações de cada classe de permeabilidade (Figura 2.5.5). Em seguida, os autores utilizaram uma equação com estrutura do tipo Timur-Coates, a qual atribui uma relação de potência entre permeabilidade e porosidade e onde valores de porosidade total provenientes do perfil de ressonância magnética são atribuídos a cada uma das classes contendo algum tipo de permeabilidade, obtendo-se ao final uma permeabilidade da imagem (equação 10).

(equação 10)

$$K_i = \left(A * PHIT_{RNM}^{B} * FM_{1i}\right) + \left(C * PHIT_{RNM}^{D} * FM_{2i}\right) + \left(E * FP_i\right)$$

Onde:

» K_i: permeabilidade da imagem (mD).

» *A, B, C, D* e *E*: coeficientes de ajuste que distinguem o impacto de cada classe de permeabilidade.

» $PHIT_{RNM}$: porosidade total medida pelo perfil de ressonância magnética nuclear (.dec).

» *FM1, FM2* e *FP*: frações, respectivamente, das classes de permeabilidade de matriz M1, M2 e de poro.

Os coeficientes A, B, C, D e E são obtidos a partir de um algoritmo de otimização que utiliza o método estatístico *simulated annealing* (Kirkpatrick *et al*, 1983) para minimizar o erro entre a permeabilidade estimada a partir da imagem (K_i) e a permeabilidade absoluta (K_{abs}), medida em plugs de testemunho e amostra lateral (equação 11).

(equação 11)

$$E_{total} = \frac{1}{N}\sqrt{\sum_{prof=prof1}^{prof\,N} [\log(K_{abs}\,(prof)) - \log(K_i\,(prof))]^2}$$

Onde:

» *N*: número de *plugs* de testemunhos.

» *prof*: linha de dados referente a uma medida de profundidade.

» K_{abs} e K_i: permeabilidades absolutas de laboratório e da imagem (mD).

São inseridos valores de entrada para os coeficientes e, após a otimização, obtêm-se os valores dos coeficientes que permitem uma calibração de K_{abs} com K_i (figura 2.5.6). O erro foi calculado também para a permeabilidade do perfil de ressonância magnética nuclear (K_{RNM}), a qual superestima a permeabilidade em alguns pontos onde K_{abs} mostra valores baixos, o que ocorre devido à K_{RNM} atribuir permeabilidade a toda fração de porosidade acima do corte de fluido livre.

Como a permeabilidade da imagem (K_i) resultante correlacionou bem com a permeabilidade absoluta (K_{abs}), mas não com a capacidade de fluxo (*Kh*) medida nos testes de formação, introduziu-se uma nova parcela na equação de erro para contabilizar esse efeito (equação 12).

(equação 12)

$$E_{total} = \frac{1}{N}\sqrt{\sum_{prof=prof1}^{prof\,N}\left[\log\left(K_{abs}\,(prof)\right) - \log\left(K_i\,(prof)\right)\right]^2}$$

$$\frac{M}{h_{total}}\sqrt{\sum_{TFR=1}^{q}\left[\log(K_i\,h) - \log\left(\frac{K_{TFR}\,h}{K_{ro_{TFR}}}\right)\right]^2}$$

Onde:

» *M*: peso relativo entre as equações de erro.
» *N*: número de *plugs* de testemunho.
» h_{total}: espessura do intervalo testado (m).
» *q*: número de TFRs.
» *Kih*: capacidade de fluxo da equação de permeabilidade da imagem (mD.m).
» K_{TFRh}: capacidade de fluxo medida no teste (mD.m).
» Kro_{TFR}: permeabilidade relativa do óleo no teste de formação (mD).
» K_{abs}: permeabilidade absoluta (mD).
» *prof*: profundidade (m).

Aplicando-se essa segunda otimização, obteve-se uma melhor representação da escala de permeabilidade estimada pelo teste de formação, mantendo uma boa calibração com a permeabilidade absoluta da matriz (figura 2.5.6).

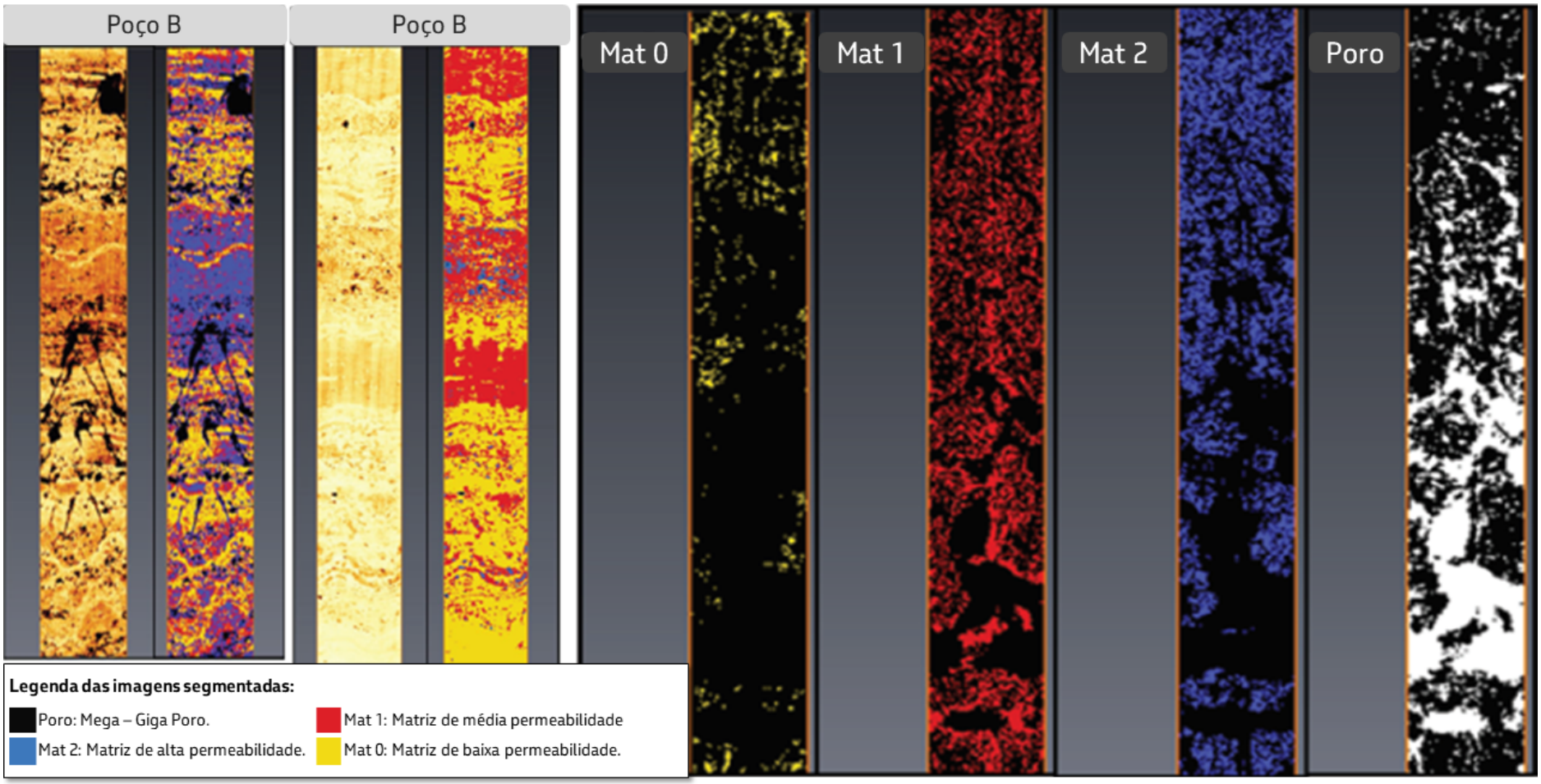


Figura 2.5.5: Exemplos de classes de permeabilidade segmentadas na imagem de amplitude do poço B (esquerda) e extração do perfil de imagem em quatro imagens diferentes, cada uma representando uma das quatro classes de permeabilidade (direita), ambas modificadas de Menezes de Jesus *et al*. (2016). Preto: Mega – Giga Poro; Azul: Matriz de alta permeabilidade; Vermelho: Matriz de média permeabilidade; e Amarelo: Matriz de baixa permeabilidade.

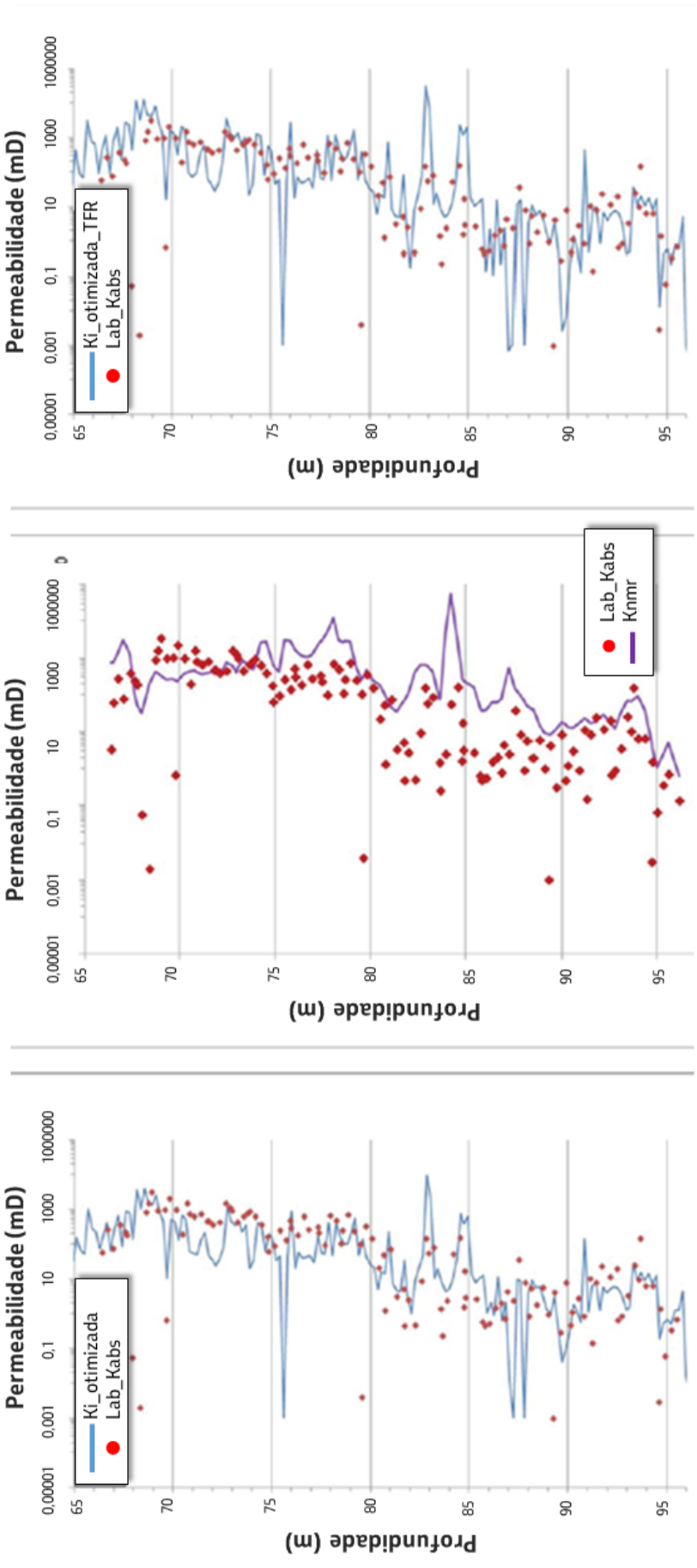


Figura 2.5.6: Permeabilidade da imagem (K_i) otimizada com dados de permeabilidade de rocha correlacionada com a permeabilidade absoluta (K_{abs}) (esquerda); permeabilidade do perfil de ressonância magnética (K_{RNM}) correlacionada com a permeabilidade absoluta (K_{abs}) (centro); e permeabilidade da imagem (K_i) otimizada também com a permeabilidade de teste (K_{DST}) e correlacionada com a permeabilidade absoluta (K_{abs}) (direita).

O produto final da aplicação dessa metodologia quantitativa para estimar a permeabilidade a partir da imagem acústica (Figura 2.5.7) inclui não apenas um perfil de permeabilidade da imagem com alta resolução, quando comparada com a permeabilidade do perfil de ressonância magnética, mas também um modelo de permeabilidade capaz de representar o impacto das frações de matriz e dos sistemas porosos extra matriz, os megaporos e gigaporos, permitindo ainda uma estimativa de produtividade potencial obtida a partir da permeabilidade da imagem acumulada, a qual mostrou boa correlação com o perfil de produção corrido no teste de formação.

A utilização dessa técnica em campos do Pré-sal tem sido fundamental para representar as elevadas permeabilidades dos sistemas extramatriz, melhorando de maneira significativa a previsibilidade dos modelos de permeabilidade em escala de campo e no modelo de escoamento.

As estimativas de megaporos e gigaporos são hoje usadas diretamente no modelo geológico para representação de reservatórios carstificados, bem como os diâmetros dos poros medidos diretamente da imagem.

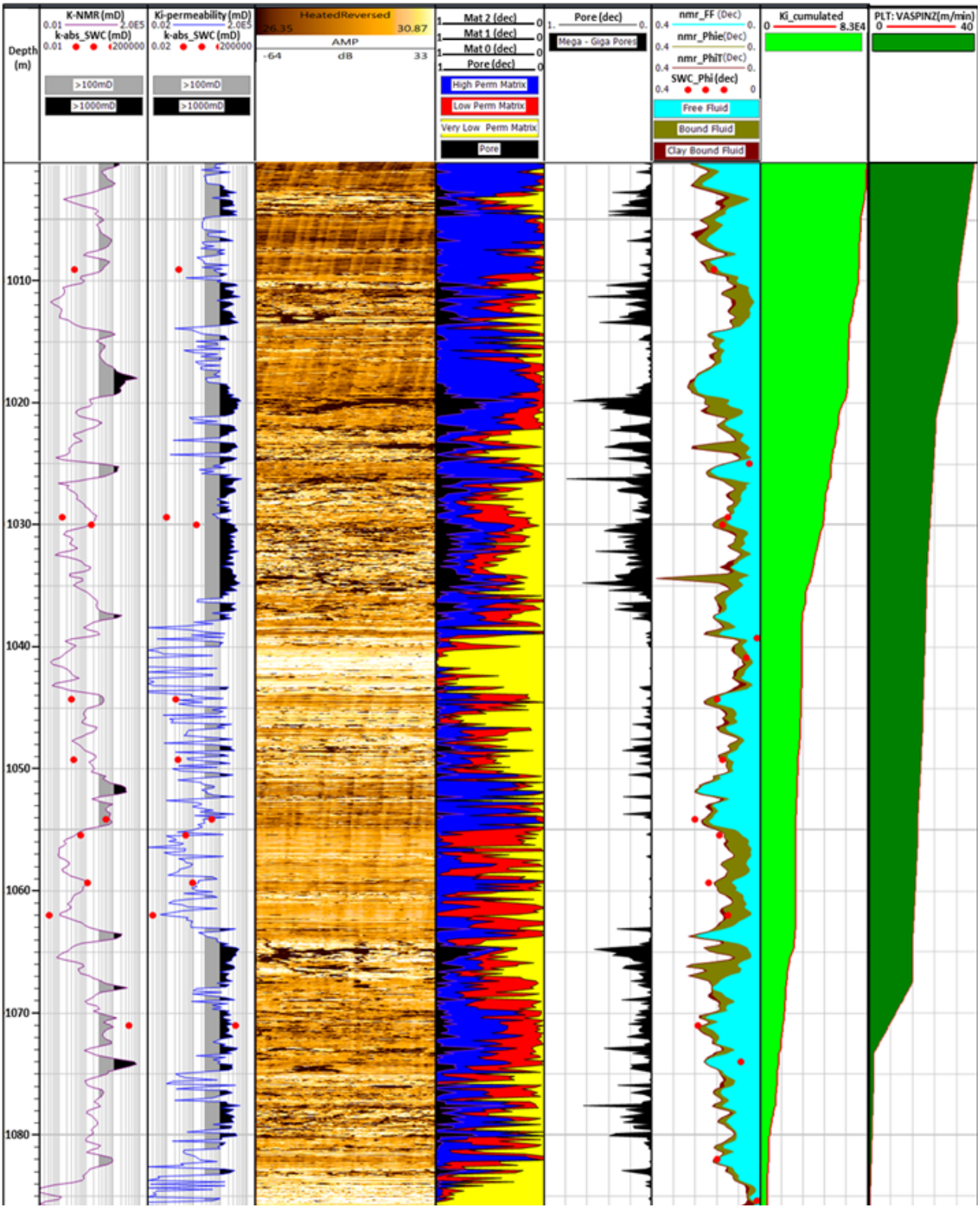


Figura 2.5.7: Intervalo do teste de formação a poço revestido (TFR) do poço B (modificada de Menezes de Jesus ***et al***. 2016), mostrando: profundidade (trilha 1); correlação entre a permeabilidade da ressonância magnética nuclear (K_{RNM}) e a permeabilidade absoluta (K_{abs}) (trilha 2); correlação entre a permeabilidade da imagem (K_i) e a permeabilidade absoluta (K_{abs}) (trilha 3); imagem de amplitude acústica com escala de cores usual (trilha 4); frações dos tipos de matriz e poros (trilha 5); fração dos megaporos e gigaporos (trilha 6); perfil de porosidade da ressonância magnética nuclear calibrada com a porosidade medida em *plugs* (trilha 7); estimativa de produtividade calculada a partir da permeabilidade da imagem (trilha 8); e perfil de produção (trilha 9).

3. IDENTIFICAÇÃO E QUANTIFICAÇÃO DOS HIDROCARBONETOS

Este item traz as principais técnicas empregadas para qualificar e quantificar os hidrocarbonetos presentes nos reservatórios do Pré-sal. Serão apresentadas técnicas utilizadas em tempo real para identificação e qualificação dos hidrocarbonetos, com destaque para a análise de cromatografia gasosa do *mudlogging* e técnicas de diagnóstico gráfico a partir de perfis (durante a perfuração e a cabo), como o expoente de cimentação "m" variável e o gráfico de Hingle. Ainda sobre a identificação de hidrocarbonetos, será abordado o perfil de sigma da formação. No que diz respeito a quantificação de hidrocarbonetos, será tratada a equação de Archie e o cálculo dos expoentes de cimentação "m" e de saturação "n", a condição de saturação de água nos reservatórios será investigada com auxílio do gráfico de Buckles e, para o sumário de avaliação petrofísica, será apresentada a técnica para determinação dos cortes de porosidade efetiva e saturação de água.

3.1. Cromatografia gasosa (*Mudlogging*)

Em um ambiente onde os poços são perfurados com fluido de perfuração sintético, a base de n-parafinas, e o óleo presente nas formações possui grau API superior a 20º e RGO de centenas de m^3/m^3, o primeiro contato com os hidrocarbonetos no reservatório é por meio da cromatografia gasosa, adquirida em tempo real pelo serviço de *Mudlogging*.

O fluido das formações (água ou óleo) possui gás dissolvido. A composição desse gás guarda relação com o fluido no qual está contido, se tornando uma assinatura destes hidrocarbonetos.

O material triturado pela broca, ao retornar para a superfície, traz consigo esse gás presente nos fluidos das formações. A análise cromatográfica desses gases permite inferir qual o tipo de fluido que está saturando um determinado intervalo perfurado.

De todas as técnicas disponíveis para análise de cromatografia gasosa, duas dessas, quando utilizadas em conjunto, são capazes de prover resultados, excepcionalmente assertivos, quanto à qualificação dos fluidos nos reservatórios. Estas são as razões de Pixler (Pixler, 1969) e de Haworth (Haworth, 1984).

Nas razões de Pixler, a relação entre as razões de alcanos, C1/C2, C1/C3, C1/C4 e C1/C5, além de apontar para a integridade do registro de cromatografia gasosa, caso a relação entre essas razões esteja disposta em ordem crescente, qualifica o hidrocarboneto como óleo, se a razão C1/C2 apresentar valores entre 2 e 15, e como gás, se essa mesma razão tiver valores entre 15 e 65.

As razões de Haworth são ligeiramente mais complexas, mas, assim como em Pixler, relaciona os alcanos mais leves aos alcanos mais pesados. São três as razões de alcanos a serem analisadas: WH (*wetness* – umidade), BH (*balance*) e CH (*character*) (equações 13, 14 e 15).

(equação 13)

$$WH = \left[\frac{(C2 + C3 + C4 + C5)}{(C1 + C2 + C3 + C4 + C5)}\right] \times 100$$

Onde:

» *C1*: metano (ppm).
» *C2*: etano (ppm).
» *C3*: propano (ppm).
» *C4*: butano (ppm).
» *C5*: pentano (ppm).

(equação 14)

$$BH = \left[\frac{(C1 + C2)}{(C3 + C4 + C5)}\right]$$

(equação 15)

$$CH = \left[\frac{(C4 + C5)}{C3}\right]$$

Para qualificar os hidrocarbonetos, é necessário, inicialmente, observar a relação entre as razões WH e BH. Caso a WH seja maior que a BH, tem-se hidrocarboneto líquido. Porém, se WH for inferior a BH, o hidrocarboneto é gasoso.

Nos casos em que essas duas razões se apresentarem numa relação entrecruzada, do inglês *crisscrossing*, ou seja, ora uma é maior, ora a outra, é necessário recorrer à razão CH para conhecer o tipo de hidrocarboneto. Se a razão CH for superior a 0,5, então o hidrocarboneto é líquido.

Nos reservatórios do Pré-sal, uma característica chama atenção. Embora a magnitude do gás total seja muito baixa (1% a 2%, em geral), sua composição registrada no cromatógrafo permite a análise e a qualificação do hidrocarboneto.

O indício de gás total significa a concentração de gás, extraído do fluido de perfuração e retornado à superfície pelo sistema de circulação da sonda, na "atmosfera" do recipiente coletor de gás do equipamento de gás total. Como referência, em um dos equipamentos de cromatografia gasosa de alto desempenho, do serviço de *mudlogging*, esse recipiente de gás total possui 200 mililitros em volume. Sendo assim um registro de gás total de 1%, ou 10.000 ppm, para um recipiente de gás total com a capacidade acima, representa 2 mililitros de gás.

No poço "S", é possível notar um detalhe importante acerca da análise das razões de cromatografia gasosa. O fluido presente no reservatório, com RGO da ordem de 200 m^3/m^3, emprega uma assinatura para o óleo não contemplada na teoria. Não obstante o fato de WH ser inferior a BH, a razão C1/C2, exatamente posicionada sobre o limite de 15, e CH com valores em torno a 0,5 comprovam a ocorrência de hidrocarboneto líquido (figura 3.1.1).

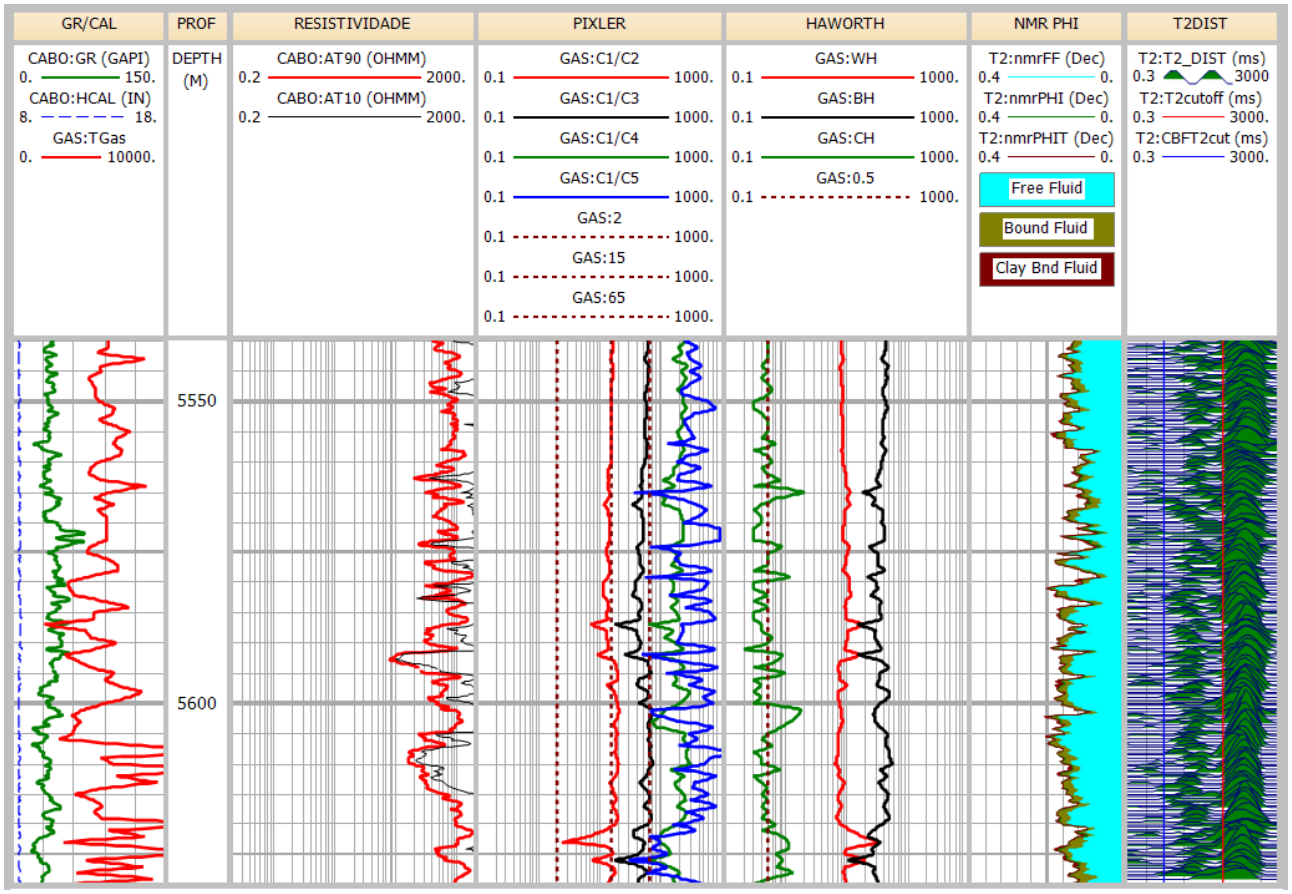


Figura 3.1.1: Trecho do poço "S". Na trilha 1, apesar do gás total saturar a escala, as concentrações alcançadas são inferiores a 10.000 ppm (1%). Na trilha 4, a razão C1/C2 situa-se no limite de 15 e, na trilha 5, a razão CH é elevada, apesar de a WH ser inferior a BH, caracterizando hidrocarboneto líquido.

Ferramenta de baixo custo operacional, a aquisição de cromatografia gasosa provê as bases para uma primeira e robusta qualificação dos hidrocarbonetos.

3.2. Expoente "m" variável

A equação para cálculo de saturação de água de Archie (1942), quando linearizada (equação 16), permite isolar seus parâmetros.

(equação 16)

$$\log R_t = -m * \log \varphi + \log(a * R_w) - n * \log S_w$$

Onde:

- R_t: resisitividade verdadeira da formação (ohm.m).
- m: expoente de cimentação.
- φ: porosidade efetiva (.dec).
- a: coeficiente de tortuosidade.
- R_w: resistividade da água de formação (ohm.m).
- n: expoente de saturação.
- S_w: saturação de água.

Rotineiramente, os parâmetros elétricos "*m*" (cimentação), "*n*" (saturação) e "*a*" (tortuosidade) são utilizados como constantes, com valores que representam estatisticamente as características do reservatório em questão. Seria possível variar os parâmetros elétricos em função da porosidade efetiva?

Esse é o caso do expoente de cimentação variável (Denicol, 1993). Definido em aquífero, para que a parcela da equação de Archie relativa à saturação de água seja eliminada e considerando o coeficiente de tortuosidade igual a unidade, o expoente "*m*" de cimentação variável é calculado da seguinte forma (equação 17):

(equação 17)

$$m = \frac{\ln\left(\frac{R_w}{R_t}\right)}{\ln \varphi}$$

Conhecendo-se a salinidade e, consequentemente, a resistividade da água de formação, é possível extrapolar a região de validade da equação 17 para construir um perfil do que será chamado parâmetro "m var", que não é o expoente de cimentação "*m*", ao longo de todo o trecho perfilado e que variará em função da porosidade efetiva. Mas não somente isso. Ao segmentar intervalos de reservatórios a serem avaliados, quanto ao seu conteúdo em fluidos, o valor do coeficiente angular, da equação da reta que define a função de "m var", indicará, empiricamente, se o fluido da formação é água ou hidrocarboneto (Figura 3.2.1).

Usualmente, para valores de coeficientes angulares inferiores a 10, tem-se água da formação. Já para valores de coeficientes angulares superiores a 15, tem-se hidrocarboneto.

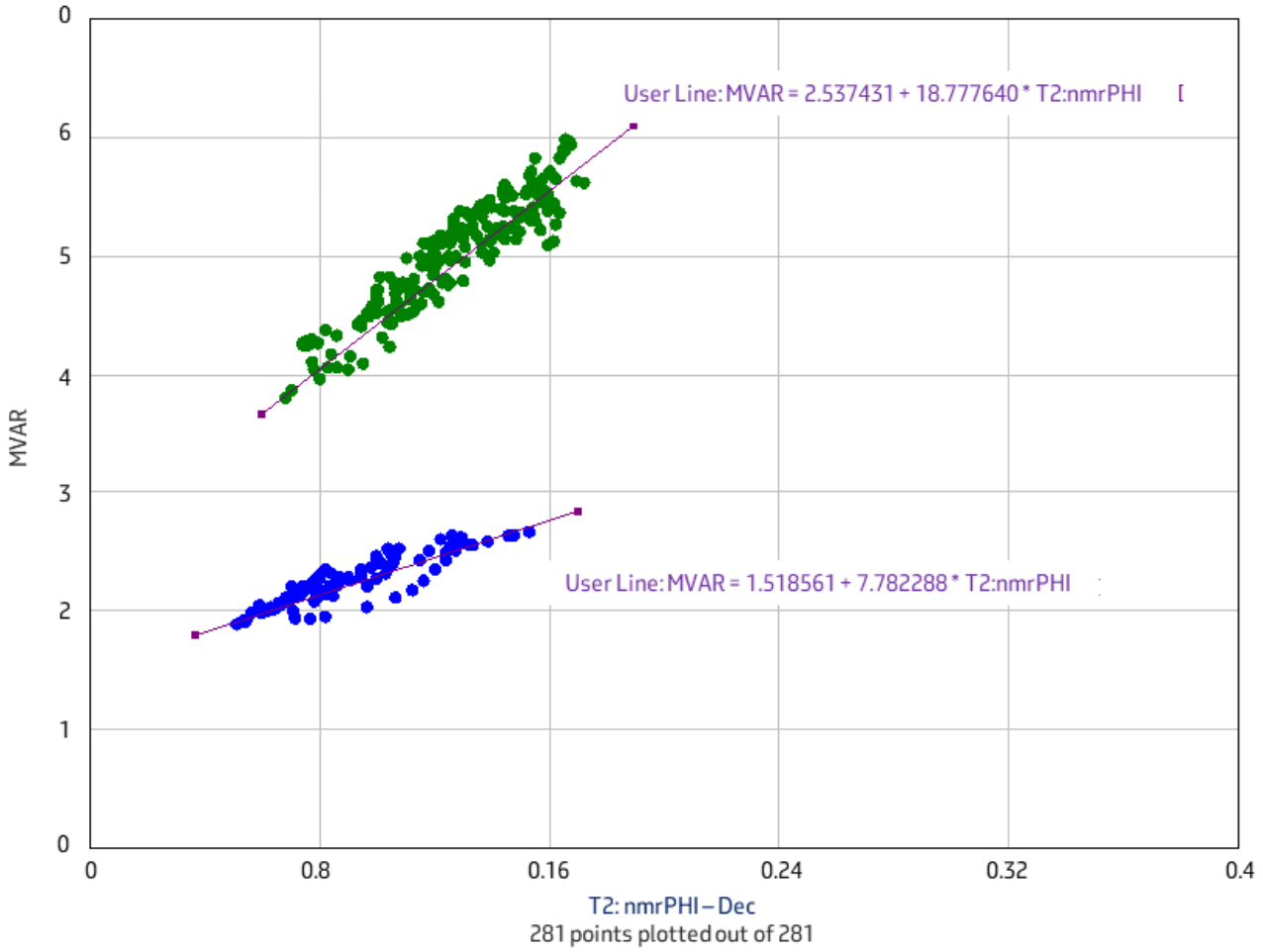


Figura 3.2.1: Gráfico do parâmetro "m var" em dois intervalos do poço "S". Atentar para os valores dos coeficientes angulares das retas, para os pontos azuis (água) e para os pontos verdes (óleo).

A técnica do "*m*" variável (m var) é uma das técnicas com bom desempenho, tanto para turbiditos e carbonatos albianos quanto para os carbonatos do Pré-Sal.

3.3. Hingle *plot*

Outra técnica muito utilizada para a identificação dos fluidos da formação, no início da campanha exploratória do Pré-sal, foi a do gráfico de Hingle (Hingle, 1959), também conhecido como a solução gráfica da equação de Archie (parcela à esquerda na equação 18).

(equação 18)

$$\left(\frac{1}{R_t}\right)^{\frac{1}{m}} = \left(\frac{S_w{}^n}{a * R_w}\right)^{\frac{1}{m}} * \varphi$$

Onde:

- R_t: resistividade verdadeira da formação (ohm.m).
- m: expoente de cimentação.
- n: expoente de saturação.
- a: coeficiente de tortuosidade.
- S_w: saturação de água (.dec).
- R_w: resistividade da água de formação (ohm.m).
- φ: porosidade efetiva (.dec).

Partindo-se da premissa de que a resistividade da água de formação e os expoentes de cimentação e de saturação da equação de Archie são constantes, este gráfico correlaciona densidade com o inverso da raiz quadrada da resistividade verdadeira da formação (resistividade da formação não afetada pelos fenômenos ambientais de perfuração de poços), para inferir os tipos de fluidos das formações.

É possível utilizar a porosidade total em substituição à densidade, assim como o perfil sônico compressional. A inclinação das retas que definem os intervalos de reservatórios indicará se esses são saturados por hidrocarboneto ou água.

Neste gráfico os níveis aquíferos estarão dispostos sob retas cuja inclinação foge a horizontalidade. Quanto mais inclinadas as retas, maior a saturação de água. Reservatórios portadores de óleo sob condição de saturação de água irredutível estarão dispostos sob retas horizontais. (figura 3.3.1).

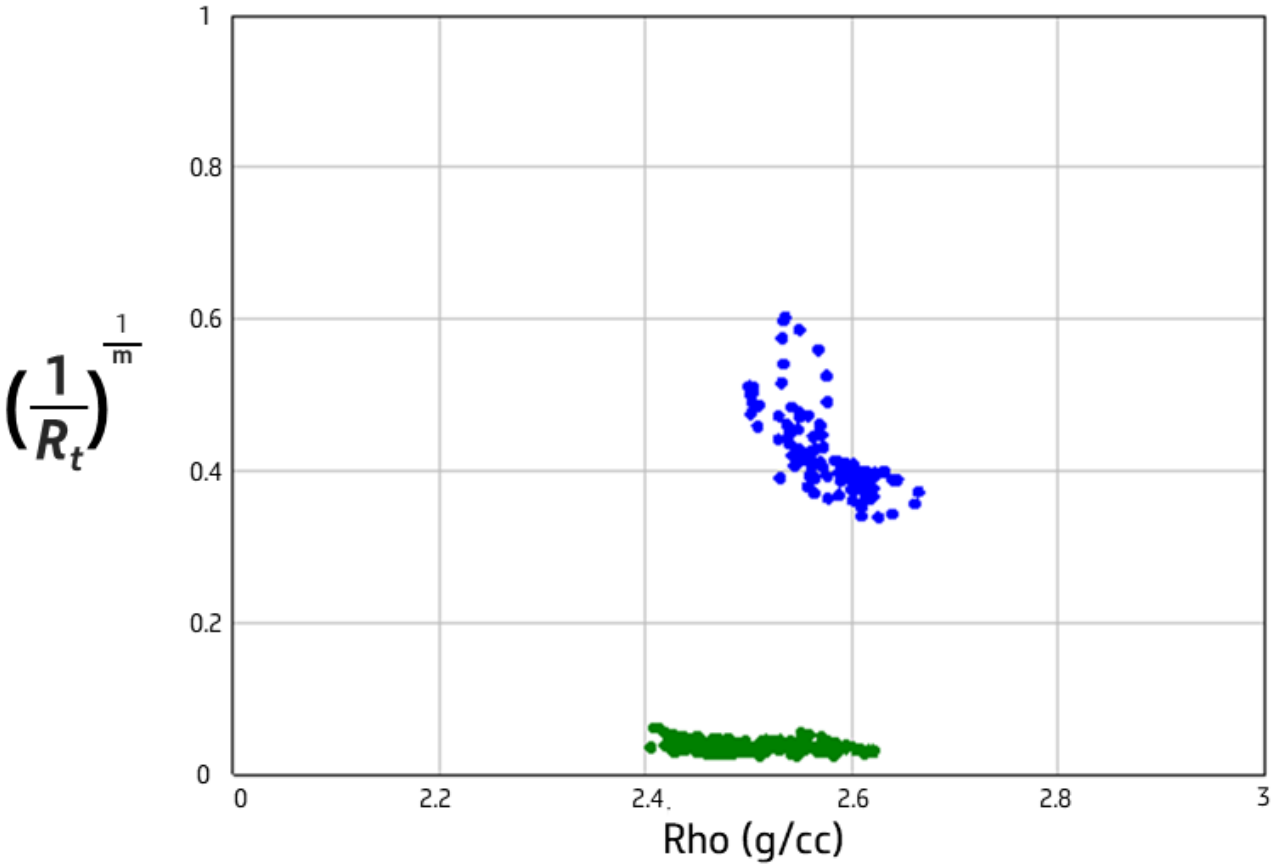


Figura 3.3.1: Gráfico de Hingle para as mesmas zonas apresentadas na figura 3.2.1, no poço "S". A zona com hidrocarboneto (verde) aparece disposta com pontos, absolutamente, horizontais. Já a zona com água (azul) se dispõe com pontos inclinados.

Em alguns casos, o gráfico de Hingle, além de permitir estimar os fluidos que saturam as formações, pode extrapolar a densidade aparente da matriz da rocha, pelo intercepto da reta que define os intervalos portadores de água, no eixo das abscissas, onde Hingle é igual a zero.

3.4. Sigma da formação

O sigma *bulk* da formação é uma medida associada a nêutrons epitermais e a espectrometria de raios gama (seção 2.4), extremamente valiosa para a avaliação petrofísica dos reservatórios carbonáticos do Pré-sal, sobretudo em situações de reservatórios com maior grau de complexidade permoporosa. O termo *bulk* (volume) corresponde ao volume ocupado por uma dada massa mineral na formação. Na avaliação petrofísica, é comum utilizar a expressão em inglês.

Sua medida representa a probabilidade de nêutrons termais serem absorvidos pelos componentes da formação. O ponto principal é que cada elemento na formação possui um valor de sigma (c.u.) único, que está relacionado, principalmente, à sua captura microscópica (barn) e a sua densidade atômica (atoms/cm^3), vide tabela 3.4.1. Desta forma, à exceção da falta de contraste de sigma, entre óleo e água da formação de baixa salinidade a doce, é possível distinguir os fluidos presentes nos reservatórios.

Tabela 3.4.1: Valores típicos de sigma para elementos principais nas formações (adaptado de Griffiths, 2010).

Elemento	Sigma (c.u.)
Gás	0 a 10
Óleo	19 a 22
Água Baixa Sal. a Doce	22 a 30
Água Salgada	>> 30
Matriz de rocha Pré-sal	~ 7

Da relação entre o sigma *bulk*, adquirido pelas ferramentas de perfilagem, e os valores típicos de sigma dos elementos, tais como vistos na tabela acima, é possível calcular a saturação de água (equação 19).

(equação 19)

$$S_w = \frac{\left(\Sigma_{bulk} - \Sigma_{grão}\right) + \varphi * \left(\Sigma_{grão} - \Sigma_{hc}\right)}{\varphi * \left(\Sigma_{água} - \Sigma_{hc}\right)}$$

Onde:

» S_w: saturação de água (.dec).
» Σ_{bulk}: sigma da formação registrado pela ferramenta (c.u.).
» $\Sigma_{grão}$: sigma da matriz da rocha reservatório (c.u.).
» Σ_{hc}: sigma do hidrocarboneto (c.u.).
» φ: porosidade (.dec).
» $\Sigma_{água}$: sigma da água de formação (c.u.).

No entanto, tão importante quanto calcular a saturação de água é saber se o reservatório pode ser aquífero. Desta forma, a simples comparação entre o sigma *bulk* e o sigma de matriz de rocha permite inferir qual tipo de fluido está presente no reservatório. Isto porque tanto a água de formação quanto os intervalos de baixa qualidade permoporosa estarão saturados por cloro (desde que a água da formação seja salgada), que é o principal elemento químico absorvedor de nêutrons.

Sendo assim, quando o sigma *bulk* se aproxima do sigma de matriz, tem-se reservatório portador de óleo. Ao contrário, quando o sigma *bulk* se afasta do sigma de matriz, o reservatório está saturado por água salgada, ou o intervalo é de baixa qualidade permoporosa, não reservatório.

Didaticamente, nas figuras 3.4.1 e 3.4.2, é possível observar como a medida de sigma *bulk* é capaz de mapear não somente os fluidos nos reservatórios, mas também os intervalos e níveis de não reservatórios.

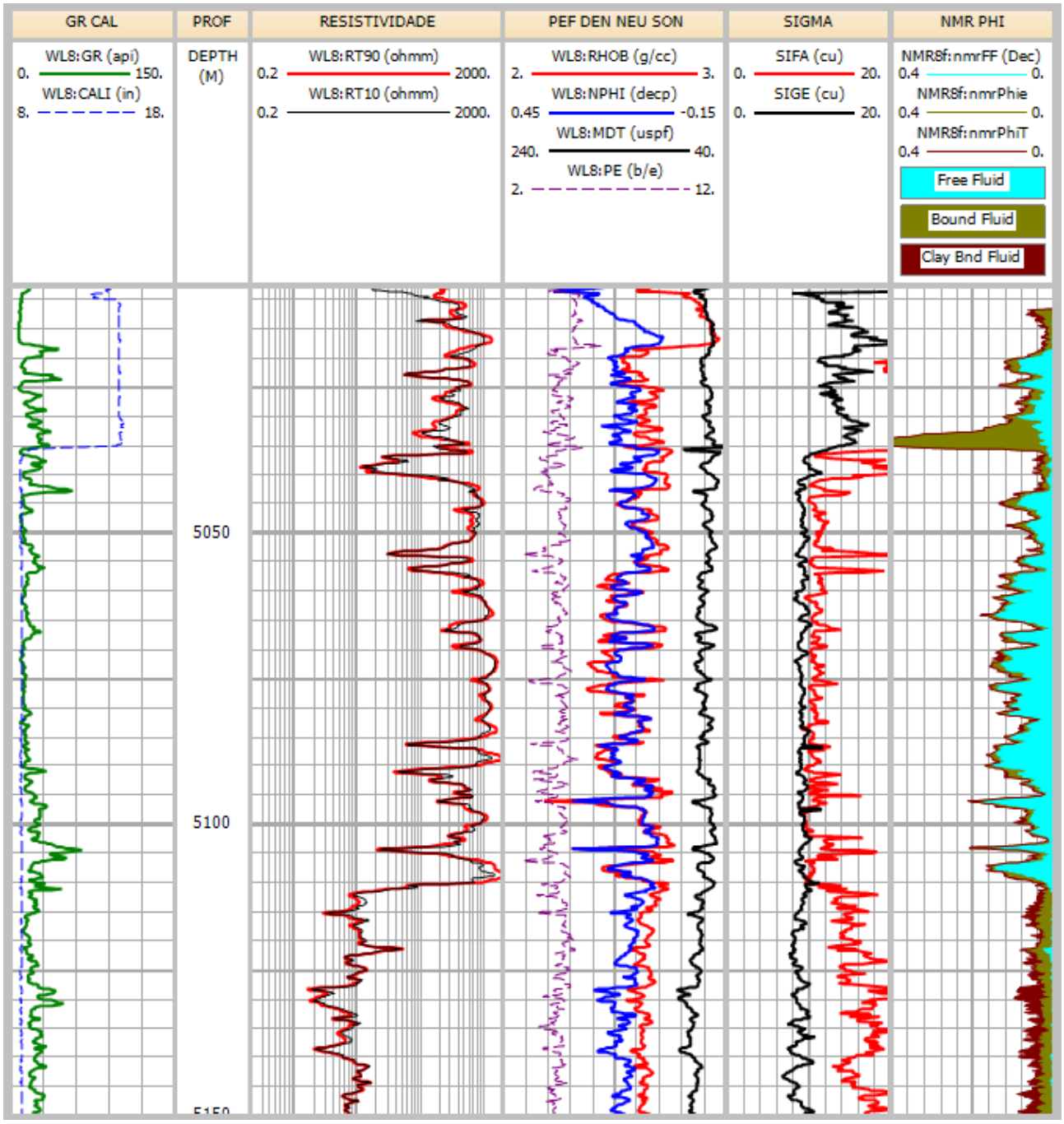


Figura 3.4.1: Composição de perfis para o poço "T3". Na trilha 5, é possível verificar que o reservatório portador de óleo apresenta sigma *bulk* (SIFA) muito próximo ao sigma de matriz (SIGE) e que, no trecho não reservatório, o sigma *bulk* se afasta do sigma de matriz.

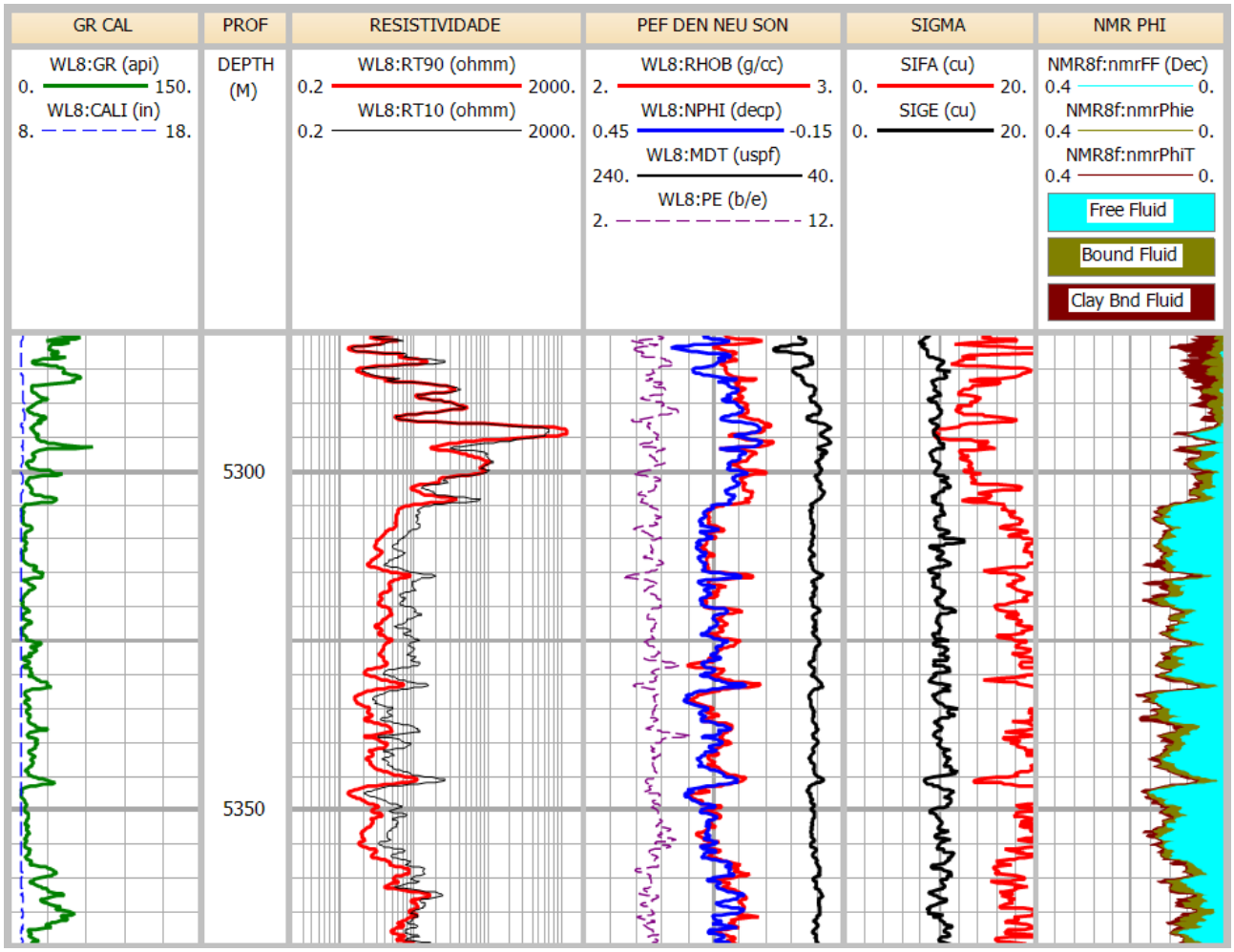


Figura 3.4.2: Composição de perfis para o poço "T3". Agora, na trilha 5, é possível verificar que no aquífero o sigma *bulk* (SIFA) se afasta do sigma de matriz (SIGE).

Observação deve ser feita ao fato de o tipo de filtrado de fluido de perfuração (água ou n-parafina) não exercer efeito deletério sobre as medidas de sigma *bulk*, tal qual ocorre com as medidas do perfil dielétrico.

3.5. Equação de Archie – cálculo dos expoentes "*m*" e "*n*"

A equação de Archie (equação 20), para cálculo de saturação de água, ao contrário do que se pudesse imaginar, dadas as características peculiares dos reservatórios carbonáticos do Pré-sal, pode ser aplicada a estes. A dificuldade, porém, reside na necessidade de se calcular, adequadamente, os expoentes "m" de cimentação e "n" de saturação a partir dos perfis. Estes parâmetros elétricos são obtidos em amostras de rocha, a partir de ensaios de petrofísica especial de laboratório, e devem ser utilizados, sempre que possível, para calibração dos cálculos a partir dos perfis.

(equação 20)

$$Sw = \left(\frac{a * R_w}{R_t * \varphi^m}\right)^{\frac{1}{n}}$$

Onde:

- S_w: saturação de água (.dec).
- a: constante de tortuosidade.
- R_w: resistividade da água de formação (ohm.m).
- R_t: resistividade verdadeira da formação portadora de hidrocarbonetos (ohm.m).
- φ: porosidade efetiva da formação (.dec).
- m: expoente de cimentação.
- n: expoente de saturação.

Para o cálculo do expoente de cimentação a partir dos perfis, utiliza-se a solução gráfica, que relaciona o fator de formação à porosidade efetiva. Deve-se trabalhar em um intervalo portador de água da formação. Isto porque, fator de formação (FR) (equação 21) é igual a razão entre Ro (resistividade da rocha 100% saturada por água) e Rw (resistividade da água de formação). Esta solução gráfica é uma solução simplificada, por não discriminar os diferentes tipos de rochas que podem estar contidas no intervalo de análise.

(equação 21)

$$F = \frac{R_o}{R_w}$$

No gráfico (figura 3.5.1), em intervalo aquífero do poço "T3", o ponto para porosidade efetiva igual a 100% (somente água, sem matriz de rocha), onde o fator de formação é igual a 1, já é dado.

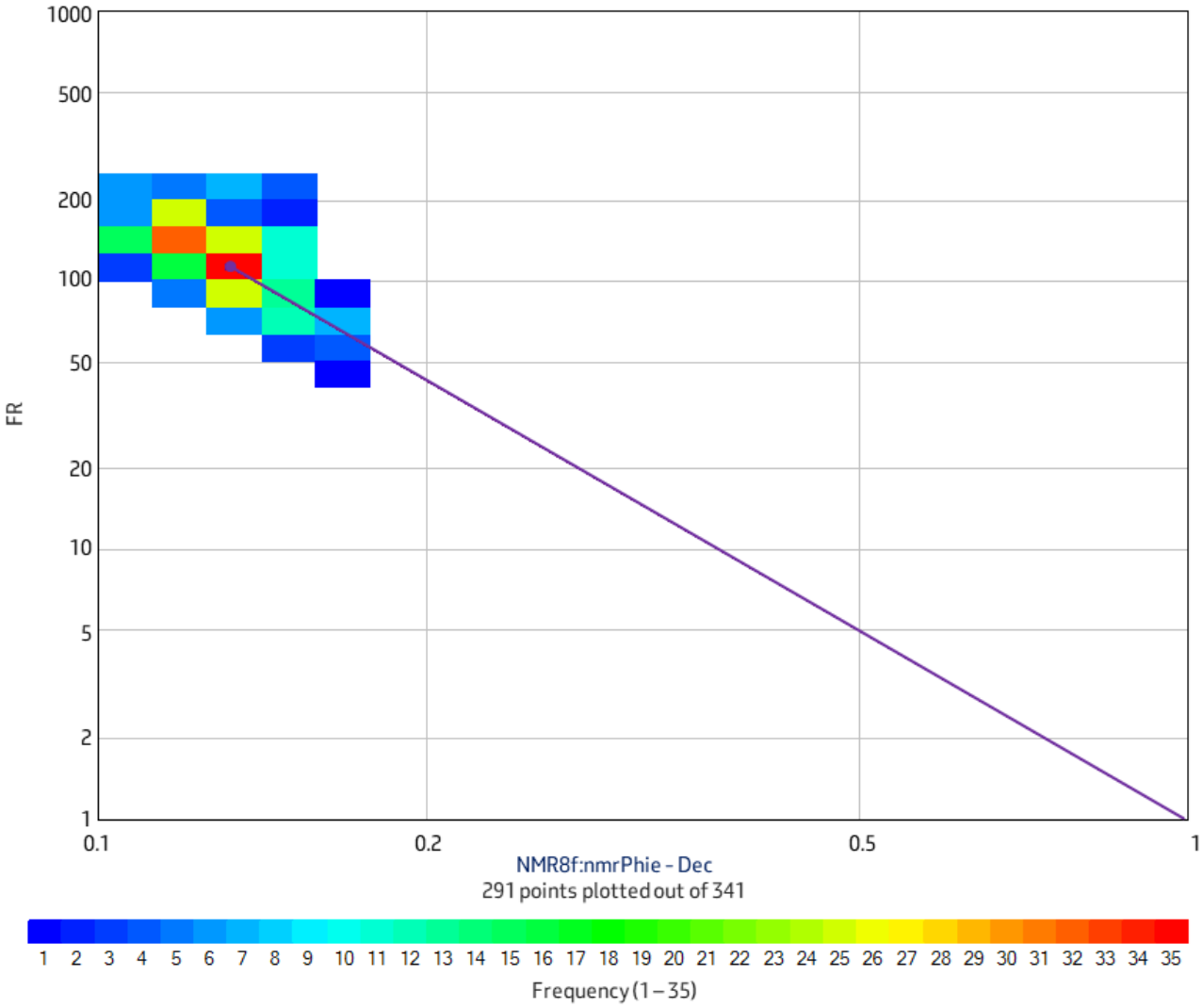


Figura 3.5.1: Solução gráfica para o expoente de cimentação "***m***", em intervalo aquífero, no poço "T3". A equação que define o fator de formação, em função da porosidade efetiva é: FR = 10^(-0,007-2,34*logϕ). Logo, de acordo com o coeficiente angular da reta, o valor do expoente de cimentação "***m***" é 2,34.

Já para o cálculo do expoente de saturação "n", será utilizada a solução gráfica que relaciona o índice de resistividade (IR) (equação 22), ou seja, a razão entre *Rt* (resistividade verdadeira da formação) e *Ro* (resistividade da rocha 100% saturada por água) com a saturação de água. Nesta relação é utilizada a saturação de água irredutível, obtida através do perfil de ressonância magnética em ambiente com fluido de perfuração a base de n-parafinas, sempre em intervalo portador de hidrocarbonetos.

(equação 22)

$$IR = \frac{R_t}{R_o}$$

Embora em alguns reservatórios portadores de hidrocarbonetos no Pré-sal, os valores de resistividade se apresentem saturados para a escala de apresentação utilizada no perfil, acima dos 2000 ohm.m, este método de solução gráfica permite estimar resultados plausíveis para o expoente de saturação.

Se a saturação de água é igual a 1, o índice de resistividade será igual a 1, porque, neste caso, *Rt* seria igual a *Ro*. Com isso, tem-se um ponto dado no gráfico (figura 3.5.2).

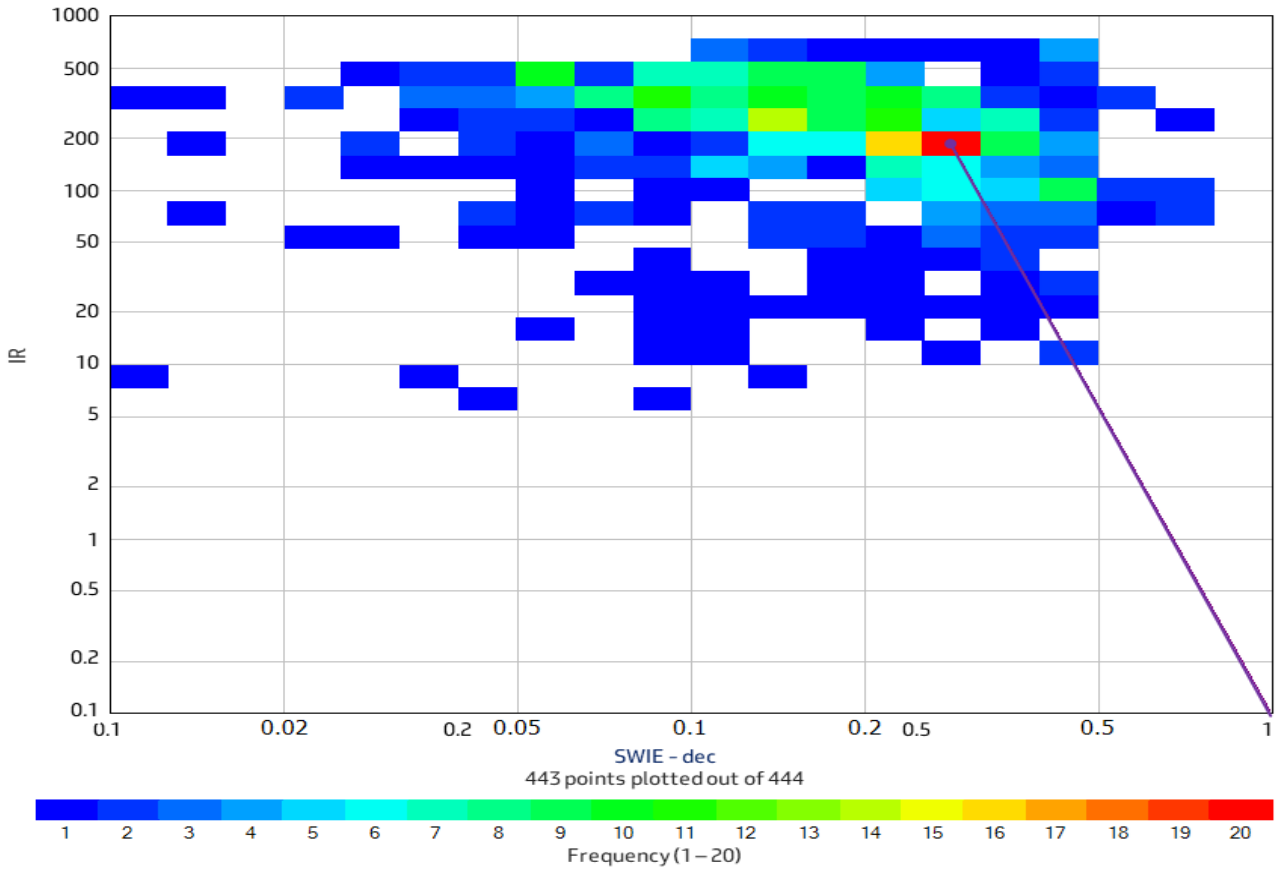


Figura 3.5.2: Solução gráfica para o expoente de saturação "***n***", em zona de interesse para hidrocarbonetos, no poço "T3". A equação que define o índice de resistividade, em função da saturação de água irredutível efetiva, é: IR = 10^(-1,005-5,9*logSwie). Logo, de acordo com o coeficiente angular da reta, o valor do expoente de saturação "*n*" é 5,9.

Os resultados de petrofísica especial em amostras de rocha são utilizados para calibrar os modelos das curvas contínuas de "m" e "n", calculadas a partir dos perfis, sempre que possível.

É importante frisar, e fica evidente no gráfico acima, que o expoente de saturação é excelente candidato à análise de sensibilidade (Nascimento *et. al.*, 2008), dada sua variabilidade apresentada. Nesse exemplo, expoentes de saturação, da ordem de P10, teriam valores de aproximadamente 3,3.

3.6. Buckles *plot*

Ao se confrontar, graficamente, porosidade versus saturação de água, obtemos o volume de água *bulk* da formação. O que, em outras palavras, nada mais é do que o produto da porosidade pela saturação de água.

No gráfico da figura 3.6.1, denominado *Buckles* (Asquith, 1985), o volume de água *bulk* é representado por hipérboles. Nessas hipérboles, o volume de água *bulk* é sempre constante.

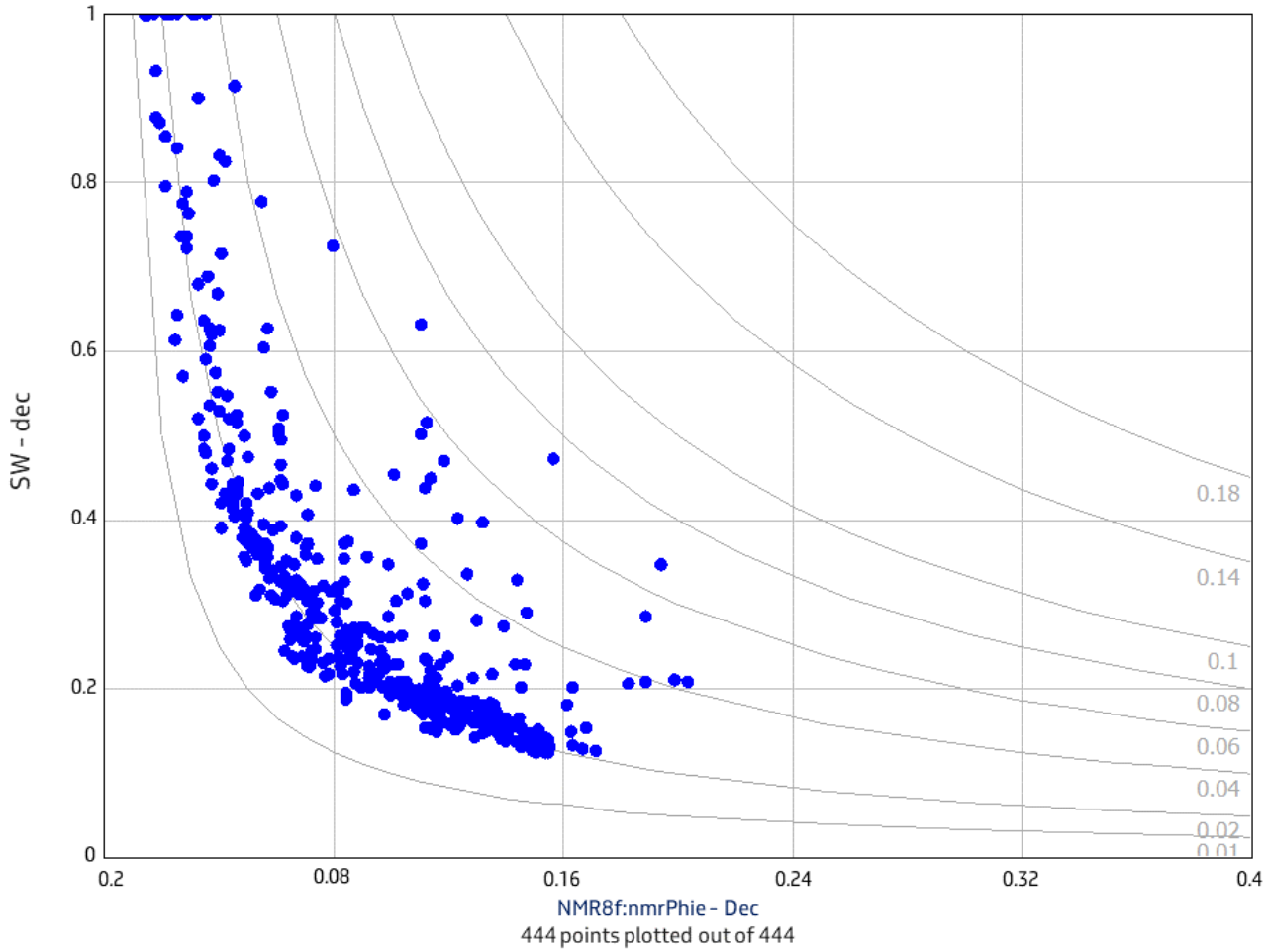


Figura 3.6.1: Gráfico de *Buckles*, na zona de interesse para hidrocarbonetos, no poço "T3". O alinhamento dos pontos de volume de água *bulk* seguindo a tendência das isolinhas, evidencia a condição de irredutibilidade para a saturação de água.

Caso os valores de porosidade e saturação de água de um reservatório obedeçam a essa distribuição hiperbólica, a saturação de água desse reservatório será, aproximadamente, irredutível. Ou seja, para todos os níveis de porosidade e saturação de água, o volume de água *bulk* será constante.

Por outro lado, haverá água móvel se a distribuição hiperbólica dos valores de porosidade e saturação de água não for obedecida.

Essa técnica, muito utilizada no início da campanha exploratória do Pré-sal, foi, inclusive, base para tentativa de definição de cortes de porosidade efetiva e saturação de água, para totalização de zonas de interesse para hidrocarbonetos.

Cabe ressaltar que esse gráfico deve ser utilizado com a curva de saturação de água, calculada através dos perfis de resistividade. As relações entre as porosidades obtidas dos perfis de ressonância magnética já partem da premissa da irredutibilidade da saturação de água.

3.7. Determinação dos cortes de phie e sw

Esse assunto, desde o início da campanha exploratória do Pré-sal, foi tema de ampla discussão, que culminou com o consenso entre os petrofísicos das gerências executivas de Exploração e de Reservatórios, por ocasião da declaração de comercialidade de Búzios, em dezembro de 2013.

Fruto de um esforço conjunto, capitaneado pelos petrofísicos Nascimento (Exploração), Sandra Carneiro (Reservatório) e pelo geólogo Bruno Eustáquio (Reservatório), chegou-se a um método, para determinação dos cortes de porosidade efetiva e saturação de água, isento de subjetividade.

Apesar dessa discussão ter passado por critérios dinâmicos, tais como a localização de medidas de pressão estática e respectivas razões de mobilidade, o método adotado (Lalanne & Massonnat, 2004) privilegiou os aspectos estáticos.

O método adotado, em função da porosidade efetiva e da saturação de água, acumula o HPhiSo (espessura porosa com hidrocarboneto) e o normaliza, entre 0 e 1.

O corte de porosidade efetiva é definido no percentil 5 da curva acumulada de HPhiSo (figura 3.7.1). Esse percentil, na análise de diversos poços no Pré-sal da Bacia de Santos, se mostrou o mais adequado à definição do *ramp-up* (início) de acumulação de HPhiSo. Os valores abaixo desse percentil estariam submetidos às limitações de resolução vertical das ferramentas de perfilagem, sobretudo a ferramenta de ressonância magnética.

O corte de saturação de água é apontado para o momento em que a derivada do HPhiSo acumulado e normalizado, em relação a saturação de água, tende a zero (figura 3.7.2).

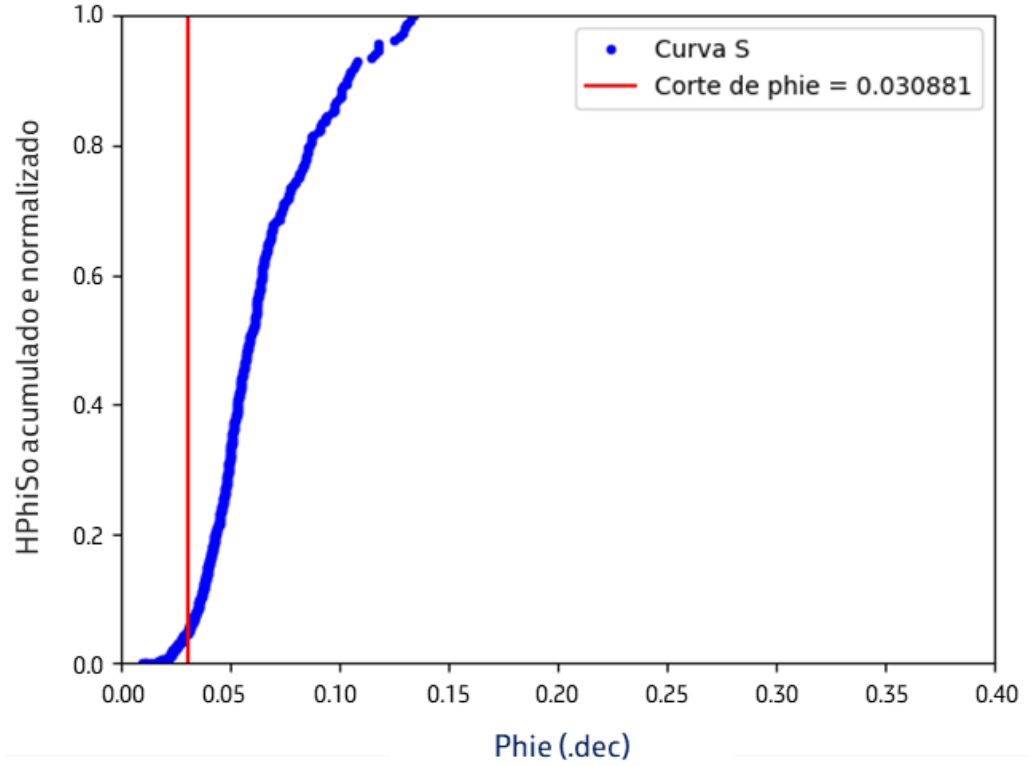


Figura 3.7.1: Gráfico para definição de corte de porosidade efetiva, no poço "T1". Destaca-se a criticidade da avaliação petrofísica, pelo valor de corte de porosidade efetiva calculado de 3%. Metade do que viria a ser determinado como corte geral de porosidade efetiva do Pré-sal da Bacia de Santos, como será visto a seguir.

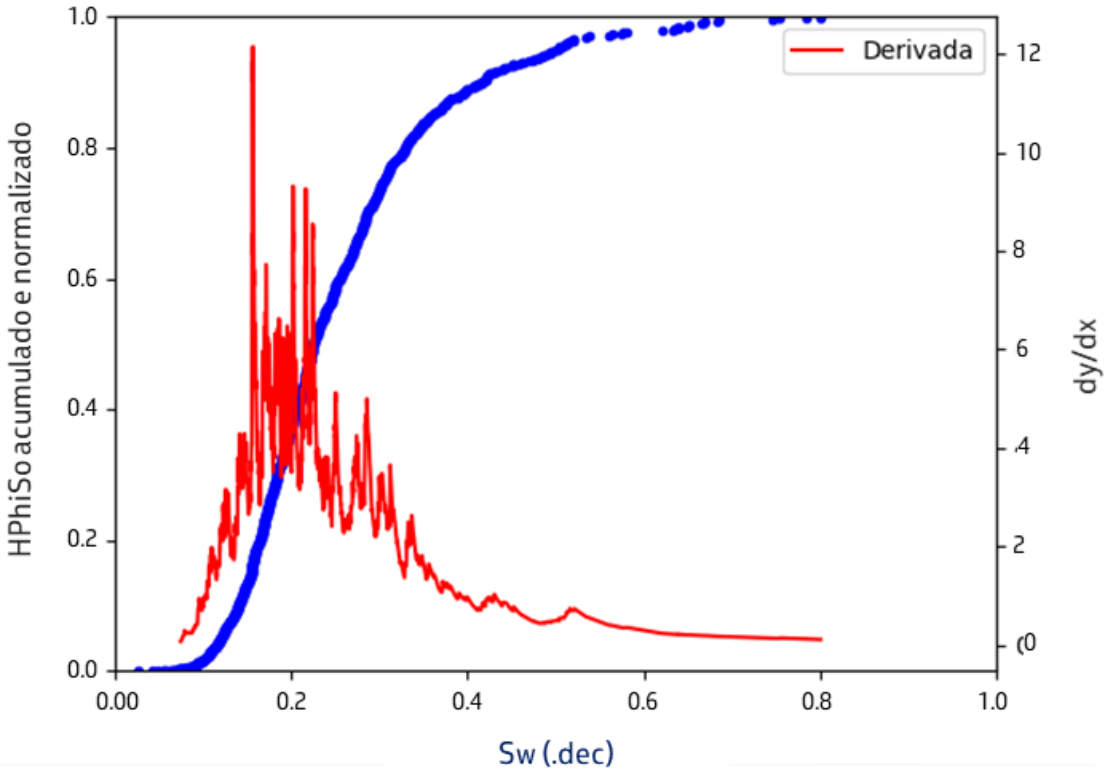


Figura 3.7.2: Gráfico para definição do corte de saturação de água. Mais didático, em função das características de reservatórios. A partir de 50% de saturação de água, o acúmulo de HPhiSo, praticamente, cessa. Observe o comportamento da derivada a partir dos 50% de saturação de água.

Em 2014, um grupo coordenado pelo geólogo Cristiano Sombra, no Centro de Pesquisas da Petrobras (CENPES), realizou um trabalho em rocha para determinação do corte de porosidade efetiva do Pré-sal da Bacia de Santos, tendo por base os dez poços com as maiores metragens testemunhadas. Posteriormente, esse método para determinação de corte de porosidade efetiva, baseado em perfis, foi replicado ao estudo feito sobre os testemunhos. Os resultados da integração dos dois métodos (rocha e perfil) convergiram para um valor de corte de porosidade efetiva de 6%, para o Pré-sal da Bacia de Santos.

O grupo de trabalho criado para definição de "metodologia de definição de parâmetros de corte no polo Pré-sal da Bacia de Santos" (Carneiro *et al*. 2018) também corroborou o corte de porosidade efetiva em 6%.

Importante mencionar que os estudos para definição de cortes de porosidade efetiva e de saturação de água são sempre atualizados para cada campo de petróleo.

4. ESCOLHA E AVALIAÇÃO DOS INTERVALOS DE INTERESSE PARA HIDROCARBONETOS

Após identificar os reservatórios, qualificar e quantificar os hidrocarbonetos, é necessário investigar sua qualidade e capacidade de produção. Neste sentido, este item percorre as técnicas que obtiveram maior relevância para o cálculo de curvas de permeabilidade absoluta (p. ex. apoiada em unidades de hidráulicas de fluxo), na escolha dos intervalos para investigação a partir de testes dinâmicos das formações, bem como os aspectos relacionados a interpretação dos dados dinâmicos das formações no Pré-sal.

4.1. Cálculo da permeabilidade absoluta e suas armadilhas

A permeabilidade absoluta é uma das propriedades petrofísicas mais relevantes no processo de avaliação petrofísica de uma jazida de hidrocarbonetos.

Várias equações empíricas que buscam estimar essa propriedade petrofísica estão disponíveis na literatura. No entanto, nenhuma dessas equações modela satisfatoriamente o comportamento do Pré-sal da Bacia de Santos. Nem mesmo quando se tenta correlacionar os resultados de petrofísica básica de laboratório (em rocha) com os perfis. Isso se deve a um fator específico: a heterogeneidade (figura 4.1.1).

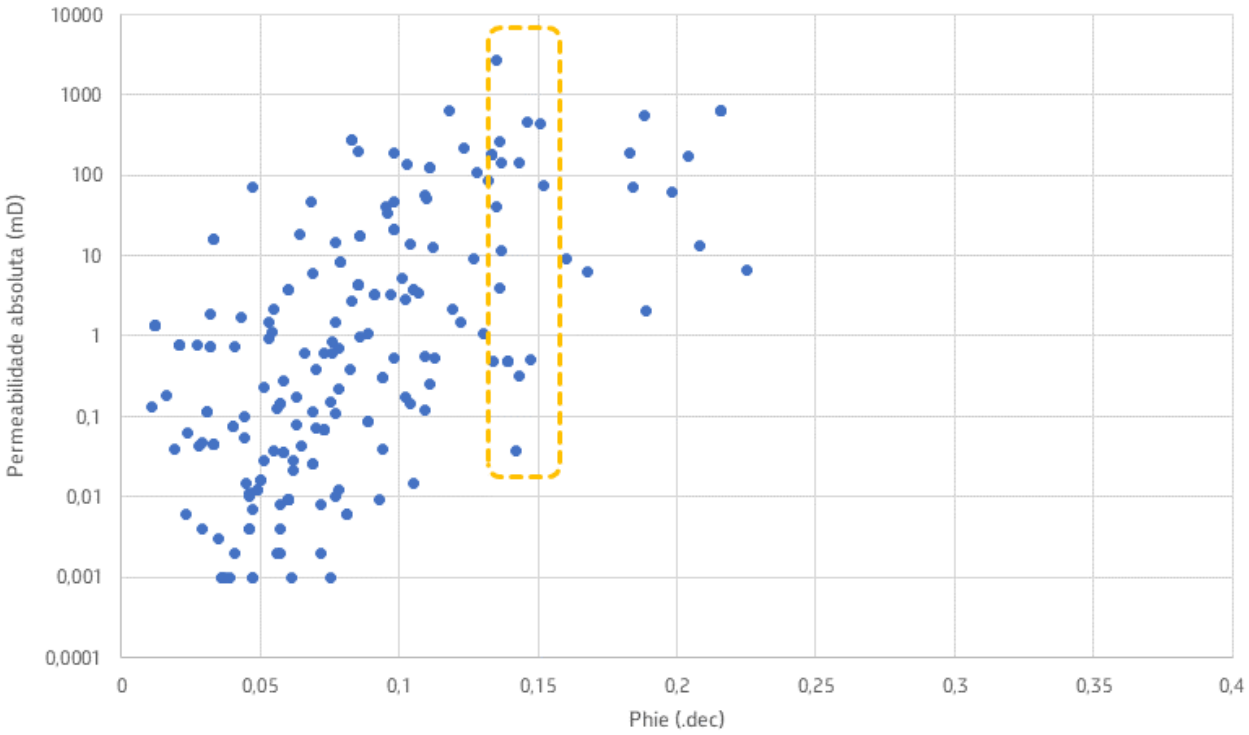


Figura 4.1.1: Distribuição de permeabilidades absolutas, em função da porosidade efetiva, das amostras de rocha do poço "T2". Perceba que, para um mesmo valor de porosidade efetiva, ocorrem permeabilidades absolutas que variam desde frações de milidarcys até milhares de milidarcys.

Uma das formulações mais utilizadas para tentativa de calcular permeabilidade absoluta das rochas no Pré-sal é a equação de Timur, 1968 e Coates *et al.*, 1991 (equação 23), como apresentada no *software* de avaliação petrofísica *Interactive Petrophysics Lloyd's* Register ©.

(equação 23)

$$K = a * \left(\frac{FF}{BF}\right)^{b} * \varphi^{c}$$

Onde:

- *K*: permeabilidade absoluta (mD).
- *a*: 10000 (passível de calibração com rocha).
- *b*: 2 (passível de calibração com rocha).
- *c*: 4 (passível de calibração com rocha).
- *FF*: fluido livre (.dec).
- *BF*: porosidade total menos fluido livre (.dec).
- φ: porosidade total (.dec).

Essa estimativa de permeabilidade absoluta, calculada a partir das porosidades discriminadas pelo perfil de ressonância magnética, pressupõe que toda a porosidade de "fluido livre" é interconectada ou possui bom grau de conectividade.

Em muitos casos, esse modelo provê valores de permeabilidade adequados aos obtidos em ensaios laboratoriais a partir de amostras de rocha. Porém, observe o caso clássico do poço "S", onde ao contrário do que se obtivera pela equação de Timur-Coates, os ensaios laboratoriais (em rocha) mostraram que, na verdade, o conteúdo expressivo em "fluido livre" não corresponde às fácies de baixa energia que ocorrem no intervalo (figura 4.1.2).

Observe que, até mesmo por uma questão de escala, os ensaios de laboratório não captam a influência de estruturas de grande porte. Nesses casos, é necessário a utilização de grandes multiplicadores, para ajustar as transmissibilidades calculadas com perfis às transmissibilidades de testes dinâmicos das formações (Menezes de Jesus *et al.*, 2016).

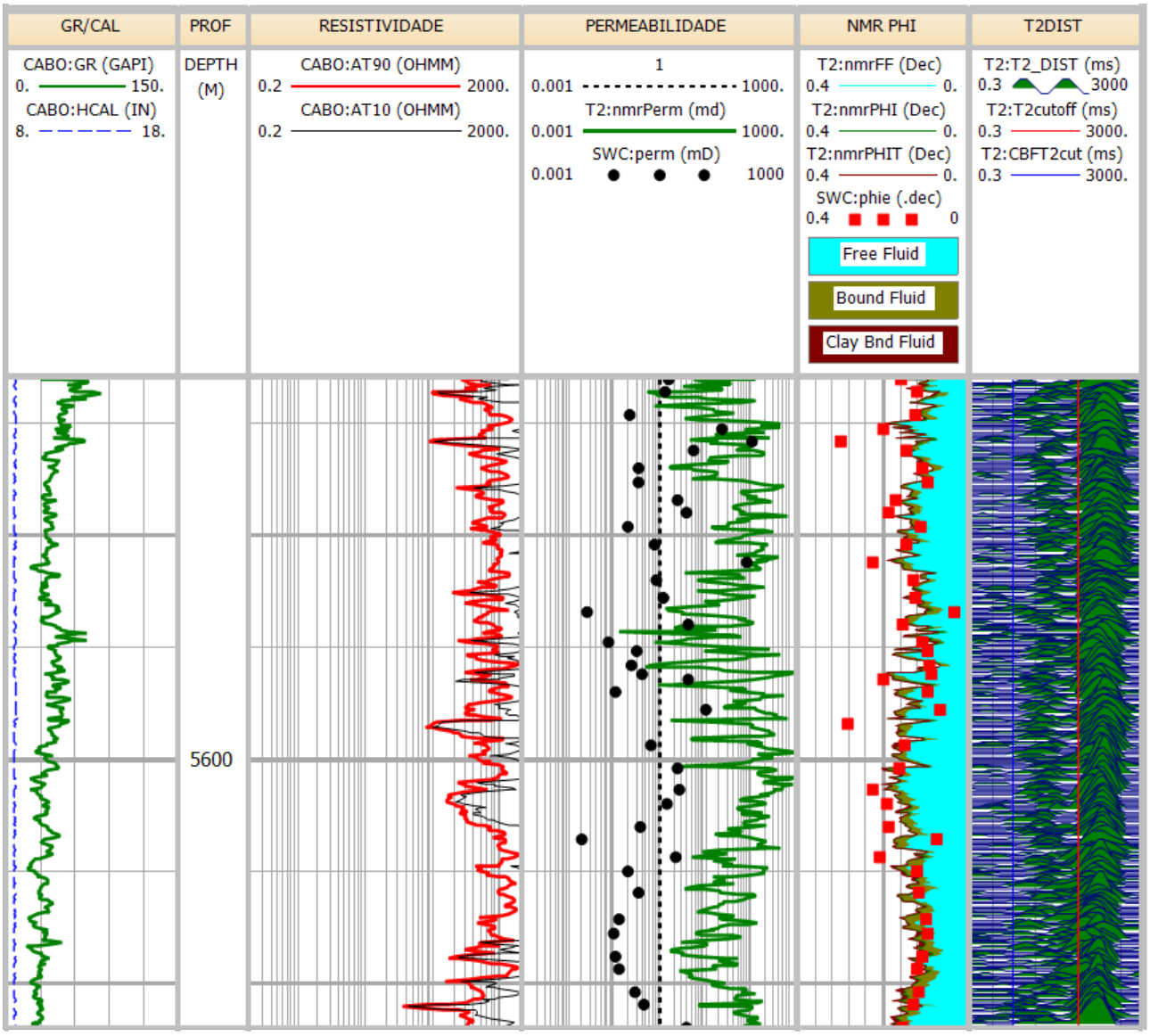


Figura 4.1.2: Trecho de perfil do poço "S". Na trilha 4, os pontos pretos representam as permeabilidades absolutas da rocha e a curva verde, a permeabilidade absoluta de perfil, calculada com o modelo de Timur-Coates. A discrepância entre os valores medidos em amostras de rocha e os inferidos por perfil está relacionada à má conectividade do espaço poroso.

A busca por uma curva de permeabilidade absoluta em um ambiente tão heterogêneo, como o Pré-sal, não deveria ser uma tarefa com foco na exatidão. Um modelo de permeabilidade absoluta, que forneça valores compatíveis com os valores medidos em amostras de rocha e que, ao final do processo de avaliação petrofísica, permita criar modelos de saturação de água, úteis à modelagem de reservatórios, poderia ser o suficiente.

4.1.1. KCARB (modelo para cálculo de permeabilidade em carbonatos)

Esse modelo, mais uma alternativa para o cálculo de permeabilidade absoluta nos reservatórios carbonáticos do Pré-sal, é fruto de um projeto de cooperação técnica entre o Centro de Pesquisas da Petrobras e a Schlumberger (Machado *et al.*, 2010).

O modelo é bastante simples, objetivo e consiste na aplicação de uma entre duas equações de permeabilidade, de acordo com um fator de corte para macroporosidade que varia entre 800 ms e 1000 ms na distribuição do tempo de relaxação T2 do perfil de ressonância magnética.

Se o carbonato contiver, principalmente, micro e mesoporosidade, a permeabilidade é controlada pela porosidade e pelo tamanho do grão. Nesse caso, a KSDR – *Schlumberger Doll Research* (equação 24) é a equação a ser utilizada.

(equação 24)

$$K_{SDR} = C * T_{2lm}^{2} * \varphi^{4}$$

Onde:

- *C*: variável dependente da formação (geralmente 4 para arenitos e 0,1 para carbonatos).
- T_{2lm}: média logarítmica da distribuição de T_2 (ms).
- φ: porosidade efetiva (.dec).

Porém, se o carbonato contiver, predominantemente, macroporos, a permeabilidade é controlada pela conectividade entre esses. Nesse caso, a equação de permeabilidade a ser utilizada será a K_{macro} (equação 25).

(equação 25)

$$K_{macro} = C * \left(\frac{V_{macro}}{V_{meso} + V_{micro}}\right) * 2{,}5 * CMRT^{4}$$

Onde:

- *C*: variável dependente da formação (10^7).
- V_{macro}: volume de macroporos (.dec).
- V_{meso}: volume de mesoporos (.dec).
- V_{micro}: volume de microporos (.dec).
- *CMRT*: porosidade total do perfil de ressonância magnética (.dec).

Em termos de porosidade, o corte para macroporosidade é de 7 pu (em relação à porosidade total).

Cabe destacar que as fórmulas para estimar permeabilidade, a partir de perfis de ressonância magnética, têm como pressuposto que a distribuição do tempo de relaxação T_2 reflete, com fidelidade, as dimensões dos poros e a geometria do espaço poroso. Condição que só pode ser atendida quando a saturação de água é de 100% na zona investigada pela ferramenta. Fora dessa condição, fórmulas empíricas podem até ser estabelecidas, no entanto, convém salientar que com saturação bifásica (hidrocarbonetos e água) não existe relação de causa e efeito entre a arquitetura

do espaço poroso e a distribuição do tempo de relaxação.

4.2. Unidades de fluxo e o cálculo da permeabilidade absoluta

Muitas técnicas surgiram com o intuito de minimizar as discrepâncias (decorrentes de heterogeneidade) entre rocha e perfil, no que diz respeito ao cálculo de uma curva de permeabilidade absoluta. Dentre as alternativas, houve uma boa aceitação, sobretudo dos petrofísicos da Gerência Executiva de Reservatórios, da técnica apoiada nas unidades hidráulicas de fluxo (Shenawi *et al.*, 2009).

Essa técnica, como descrito por Souza e Gomes (2014), parte da premissa de que praticamente toda a heterogeneidade apresentada na relação porosidade efetiva versus permeabilidade absoluta é minimizada pela segmentação dos dados, em unidades hidráulicas de fluxo ou HFU (figura 4.2.1).

Uma HFU é controlada por atributos geológicos (como mineralogia e textura) e propriedades petrofísicas (porosidade, permeabilidade e pressão capilar), não sendo necessariamente estabelecida por limites faciológicos. Dessa forma, um determinado tipo de rocha pode ocorrer em diversas HFU's (Gonçalves *et al.*, 2019). As HFU são calculadas a partir das FZIs (*flow zone indicators*) conforme definido em Amaefule, *et. al.*, 1993. Para o cálculo das FZIs, devem ser seguidas as equações 26, 27 e 28.

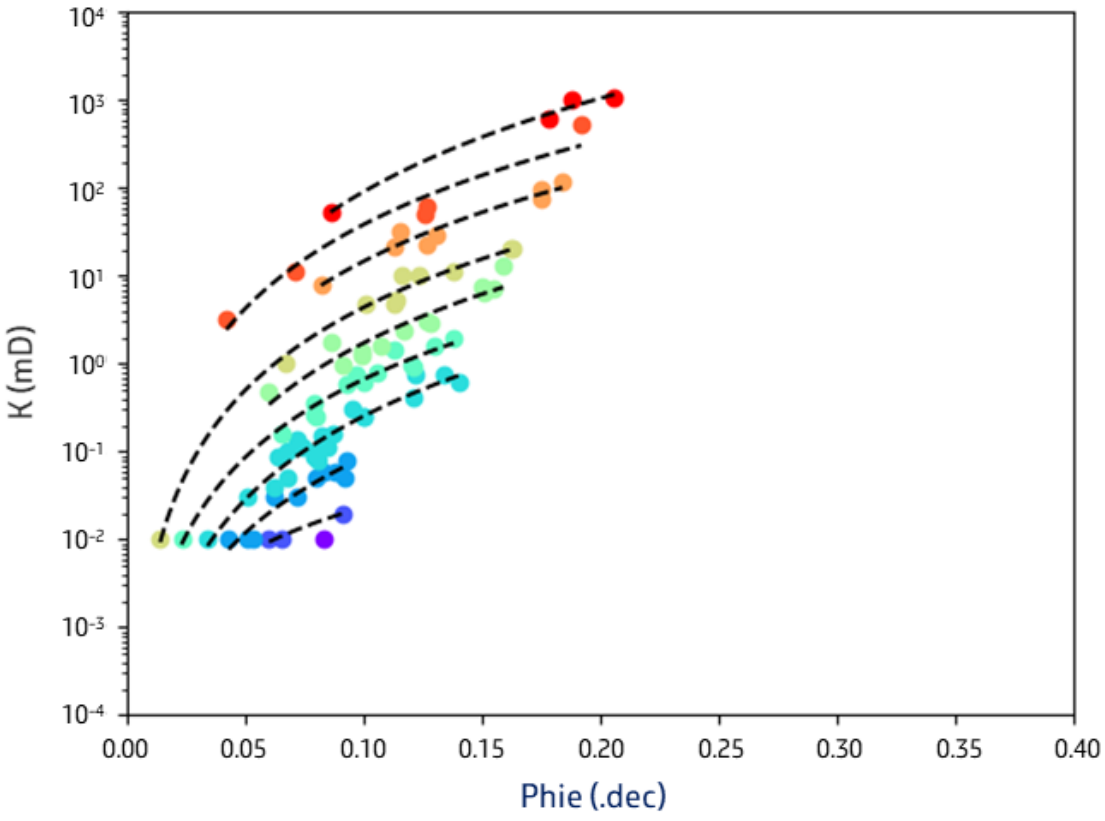


Figura 4.2.1: Relação porosidade efetiva versus permeabilidade absoluta, segmentada por 10 unidades hidráulicas de fluxo, em reservatório do Pré-sal da Bacia de Santos. As linhas tracejadas, representam o ajuste de funções potência (y = a * x ^ b).

(equação 26)

$$RQI = 0.0314 * \sqrt{\frac{K}{\varphi_e}}$$

(equação 27)

$$PHIZ = \frac{\varphi_e}{1 - \varphi_e}$$

(equação 28)

$$FZI = \frac{RQI}{PHIZ}$$

Onde:

» *RQI*: *reservoir quality index* (μ).
» *K*: permeabilidade absoluta (mD).
» φ_e: porosidade efetiva (.dec).
» *PHIZ*: razão entre volume poroso e volume de grãos.
» *FZI*: indicador de zona de fluxo.

Uma vez calculadas as FZIs, procede-se para o cálculo das unidades hidráulicas de fluxo, onde HFU deverá ser limitada por dois valores de FZI: um máximo e um mínimo. Uma das maneiras mais utilizadas para a individualização das HFU foi proposta por Guo *et al*. (2007). Segundo Gonçalves *et al*. (2019), trata-se apenas de um recurso estatístico simples construído para dividir o conjunto de dados originais dos autores em intervalos discretizados, os quais foram considerados como Unidades Hidráulicas (equação 29).

(equação 29)

$$HU = Arredonda[2 * \ln FZI + 10{,}6]$$

Onde:

» *HU*: unidades hidráulicas de fluxo.
» *Arredonda*: função de arredondamento de valor.
» *FZI*: *flow zone indicator*.

Como pode ser visto, no gráfico da figura 4.2.1, cada unidade hidráulica de fluxo pode ser ajustada por uma função potência (método alternativo ao original por FZI). O cálculo de uma curva de permeabilidade absoluta, capaz de enfrentar o desafio imposto pela heterogeneidade dos reservatórios carbonáticos do Pré-sal, ocorre pela distribuição, ao longo do trecho de reservatório perfilado, dessas funções potência.

A distribuição dessas funções potência pode ser efetivada, por exemplo, com auxílio de inteligência artificial. Um modelo de classificação pode ser criado onde os dados de entrada sejam um conjunto de perfis, nas profundidades contempladas pelas amostras de rocha com resultados laboratoriais, e os dados de saída sejam as unidades hidráulicas de fluxo calculadas para essas amostras de rocha. Essa classificação feita por inteligência artificial distribuirá, ao longo de todo o intervalo de reservatório perfilado, as unidades hidráulicas de fluxo e, como consequência, aplicará as funções potência em função do perfil de porosidade efetiva (figura 4.2.2).

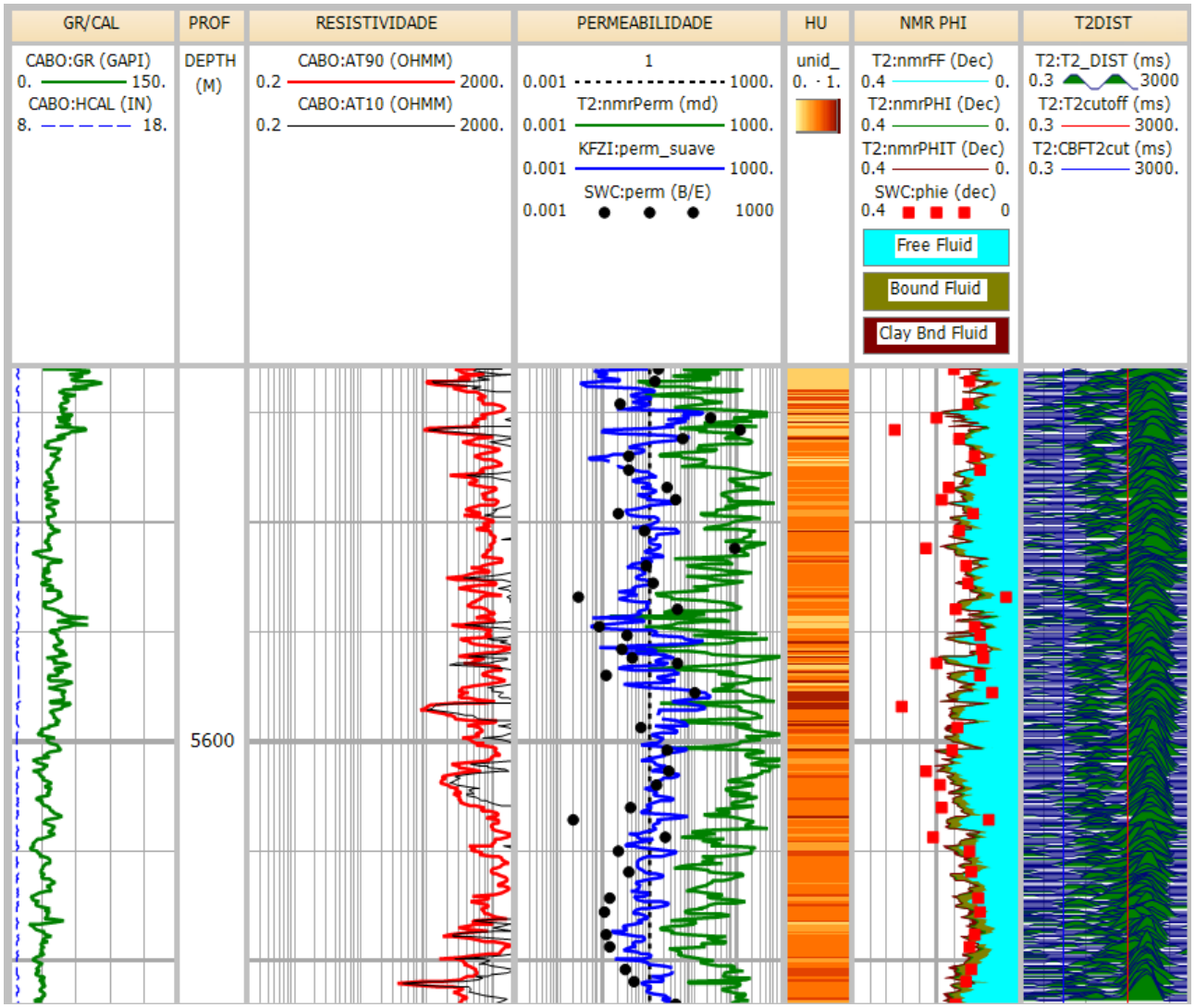


Figura 4.2.2: Composição de perfis, no mesmo intervalo do poço "S", da figura 4.1.2. Na trilha 4, em azul, a curva de permeabilidade absoluta, calculada com auxílio das FZIs e HFUs. Na trilha 5, a coluna de unidades hidráulicas de fluxo. Quanto mais escura a cor, melhor a característica permoporosa do nível de reservatório perfilado.

4.3. Perfil de produção sintético

Os perfis de produção (PLT) são ferramentas utilizadas tanto para diagnosticar problemas no poço, quando ocorrem anomalias nas vazões em superfície, quanto para determinar propriedades de reservatórios, durante os testes de formação (Hegeman, 1987).

Na prática da caracterização de propriedades de reservatórios em poços revestidos, há de se observar os seguintes aspectos: o perfil de produção identifica (ou deveria identificar) somente os níveis canhoneados com fluxo de fluidos; não estão afastadas as possibilidades de obstrução mecânica dos canhoneados; pode haver dano causado pelo próprio canhoneio; pode ocorrer baixa penetração da carga; o revestimento pode não ter sido perfurado; a cimentação pode estar canalizada; dentre outros.

No processo de avaliação petrofísica, esse perfil pode ser sintetizado, sendo resguardadas as limitações impostas pelo uso de dados

dos perfis básicos corridos a poço aberto, que investigam, exclusivamente, um volume de rocha reservatório, negligenciando as feições secundárias, tais como as fraturas, carstes e cavernas.

Uma vez calculada a permeabilidade absoluta, para o intervalo de interesse para hidrocarbonetos, a sintetização do perfil de produção se dá pelo somatório da curva de permeabilidade absoluta, multiplicada pelo *step* dos perfis (p. ex. 0,1524 m) (figura 4.3.1).

O sentido de acumulação dessa curva de K.H, também referenciada como a capacidade de fluxo do reservatório, deve ser da base para o topo do intervalo de reservatório.

O apontamento das camadas com maior potencial de fluxo é dado a partir do cálculo da derivada da curva de K.H acumulado.

Nunca é demais lembrar que, nos reservatórios do Pré-sal, a ocorrência de fraturas, cavernas e estruturas afins, costumeiramente, fazem com que desvios ocorram entre o que fora calculado, com os perfis de produção sintéticos, e o medido efetivamente pelo PLT.

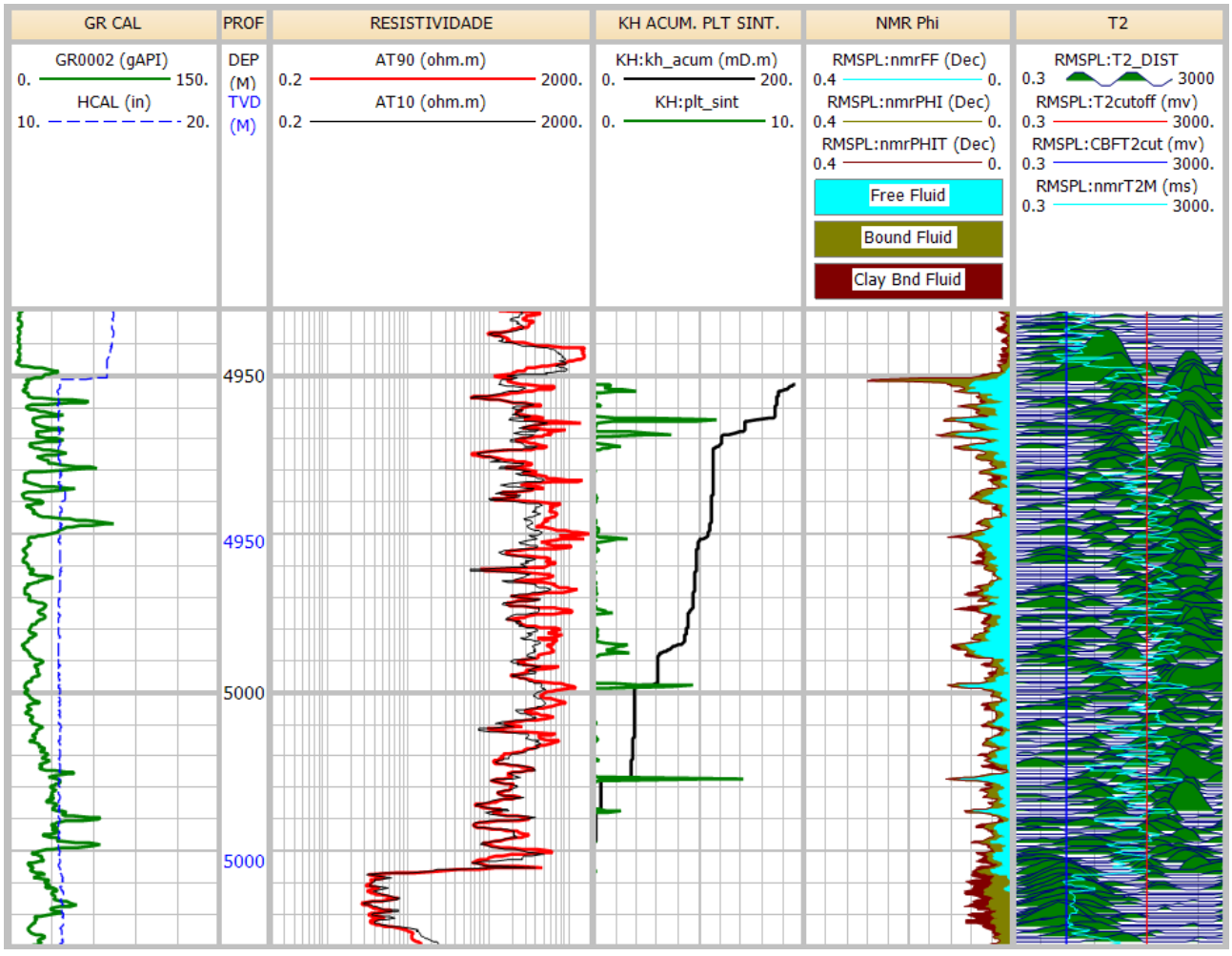


Figura 4.3.1: Composição de perfis no poço "T1". Na trilha 4, em preto, o perfil de produção sintético e, em verde, a derivada do perfil de produção sintético, apontando as camadas com maior capacidade de fluxo.

O perfil de produção sintético, além de auxiliar no processo da seleção de intervalos para testes de formação, pode ser utilizado, após a realização e interpretação dos resultados desses testes, para o ajuste do modelo de permeabilidade absoluta, utilizando para este fim os valores de K.H medidos nos testes de formação.

4.4. Classes de reservatórios

Na esteira das FZIs (*flow zone indicators*) e HUs (*hydraulic units*), o petrofísico da Gerência Executiva de Exploração, Nascimento (2014), criou um sistema de classificação de reservatórios, focado no Pré-sal, mas que também pode ser empregado em outros ambientes estratigráficos, denominado: "classes de reservatórios". Desde então, esse método de classificação de reservatórios vem alcançando abrangência entre geólogos, geofísicos e petrofísicos, da Exploração em específico.

O objetivo das classes de reservatórios é, em função de janelas de porosidade efetiva, classificar os reservatórios com relação às suas respectivas capacidades de fluxo.

O cálculo das classes de reservatórios resulta em uma curva em forma de S, tal qual a função sigmoide, que define a curva "S" de negócios no ciclo atemporal de crescimento de uma companhia (figura 4.4.1). Nesta curva, dividida em quatro setores, percebe-se: um momento inicial, onde nada acontece; um segundo momento, em que se inicia o crescimento da companhia; um terceiro e fervoroso momento, onde a companhia atinge o crescimento em larga escala; e um quarto momento, de estabilização do crescimento. Os conceitos teóricos estabelecidos nos trabalhos de Lorenz (1905), Lalanne e Massonnat (2004) também estão presentes neste método para classificação de reservatórios.

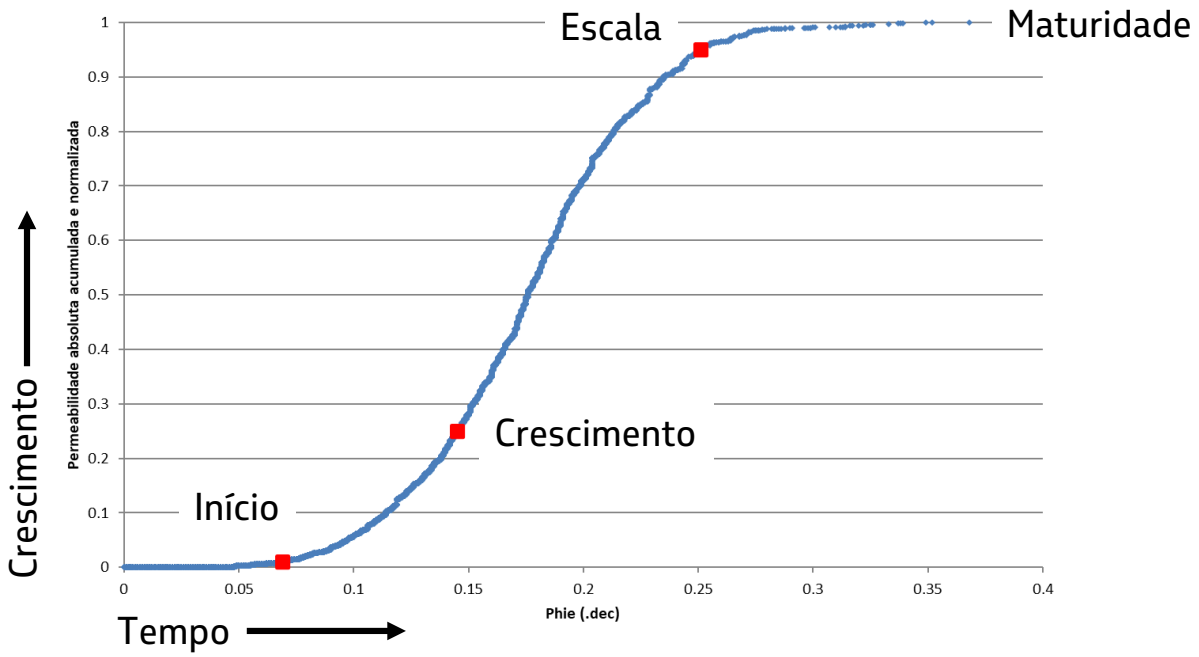


Figura 4.4.1: Curva "S" de negócios do ciclo atemporal do crescimento de uma companhia adaptada sobre a curva "S" das classes de reservatórios para o Pré-sal da Bacia de Santos.

No caso petrofísico das classes de reservatórios, para a construção da curva "S", procede-se com a acumulação da permeabilidade absoluta em função da porosidade efetiva. Os valores da permeabilidade absoluta acumulada devem ser normalizados, entre 0 e 1, para o melhor particionamento da curva em percentis.

Os quatro setores da curva "S", no caso petrofísico, são definidos por percentis, no eixo das ordenadas (permeabilidades absolutas acumuladas), rebatidos no eixo das abscissas (porosidades efetivas): primeiro setor, limitado pelo percentil 1, onde não há acumulo de permeabilidade absoluta; segundo setor, limitado pelo percentil 25, onde se inicia o acúmulo de permeabilidade absoluta; terceiro setor, limitado pelo percentil 95, onde há o acúmulo abrupto de permeabilidade absoluta; e o quarto setor, a partir do percentil 95, onde o acúmulo de permeabilidade absoluta se estabiliza (figura 4.4.2).

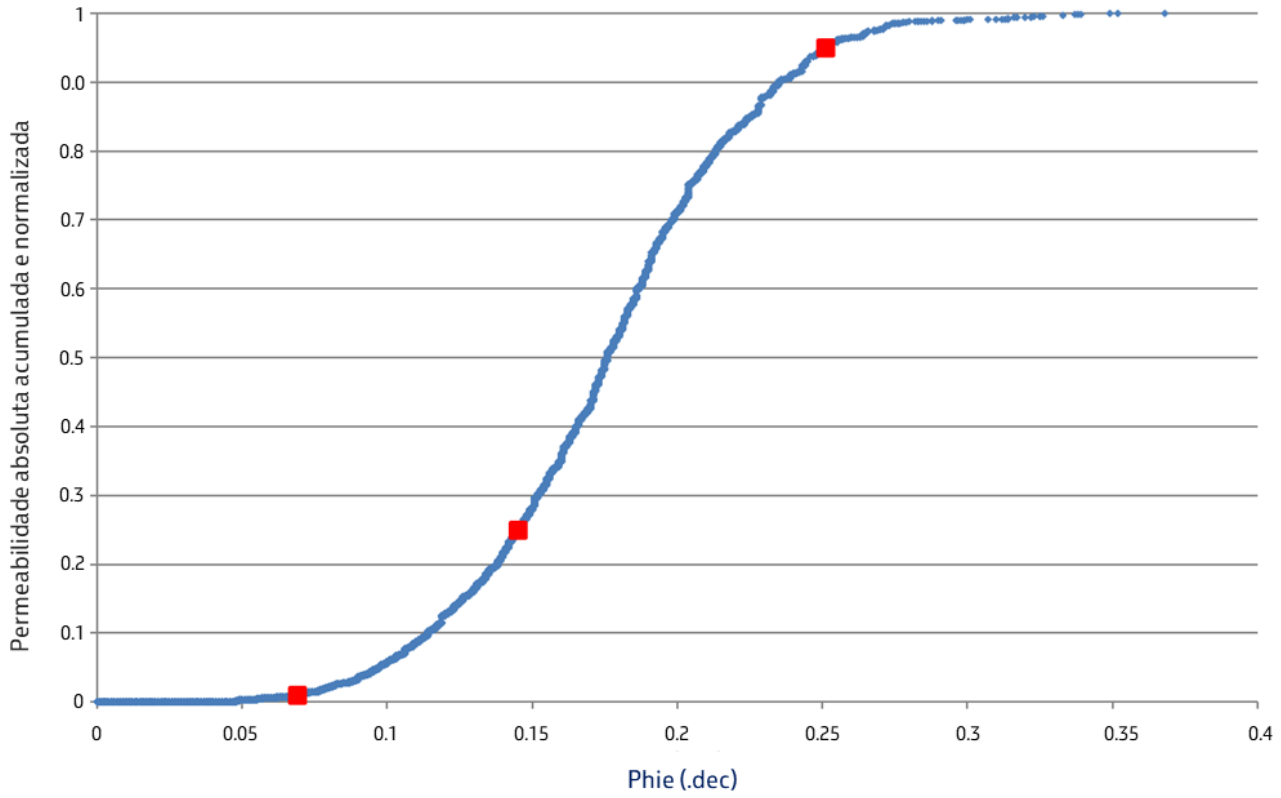


Figura 4.4.2: Gráfico da curva "S", para o Pré-sal da Bacia de Santos, construído com os dados de ensaios de petrofísica básica, disponíveis quando do estabelecimento do método em 2014. Os quadrados vermelhos são, respectivamente, os percentis 1, 25 e 95.

Cabe salientar que o emprego dos percentis supracitados para definição das classes de reservatórios, com exceção do P1, que limita a primeira classe, pode ser modificado até que se tenha, em uma dada área exploratória, informação petrofísica suficiente para a construção de uma curva "S" perfeita.

Do gráfico da curva "S", para o Pré-sal da Bacia de Santos, mostrado na figura acima, são definidas as classes de reservatórios a seguir, individualizadas pelas janelas de porosidade efetiva mostradas na tabela 4.4.1.

Tabela 4.4.1: Classes de reservatórios identificadas, genericamente, no Pré-sal da Bacia de Santos no ano de 2014. Note que o limite de porosidade efetiva, entre as classes 1 e 2, guarda similaridade com o corte de porosidade efetiva de 6%, definido para o Pré-sal da Bacia de Santos.

ClassRes #1		ClassRes #2		ClassRes #3		ClassRes #4	
Phie (.dec)		Phie (.dec)		Phie (.dec)		Phie (.dec)	
Inferior	Superior	Inferior	Superior	Inferior	Superior	Inferior	Superior
0	0.07	0.07	0.145	0.145	0.25	0.25	máximo

As classes de reservatórios também podem ser explicadas pelas fácies que as compõem. Isto porque as fácies principais de cada uma das quatro classes de reservatórios também estão refletidas nas estatísticas de porosidade efetiva, permeabilidade absoluta e saturação de água irredutível.

Uma vez definidas as classes de reservatórios, sua aplicação em poço é tarefa simples e direta. Bastando, para isso, o uso de afirmações condicionais sobre a curva de porosidade efetiva, baseadas nas janelas de porosidade efetiva definidas para cada classe de reservatório (figura 4.4.3).

Ao trabalhar com janelas de porosidade efetiva, as classes de reservatórios possuem maior capacidade estatística de generalizar a qualidade dos reservatórios e de se adequarem à resolução sísmica, quando comparadas às FZIs. Além de serem uma alternativa prática para a definição de intervalos a serem avaliados por testes de formação.

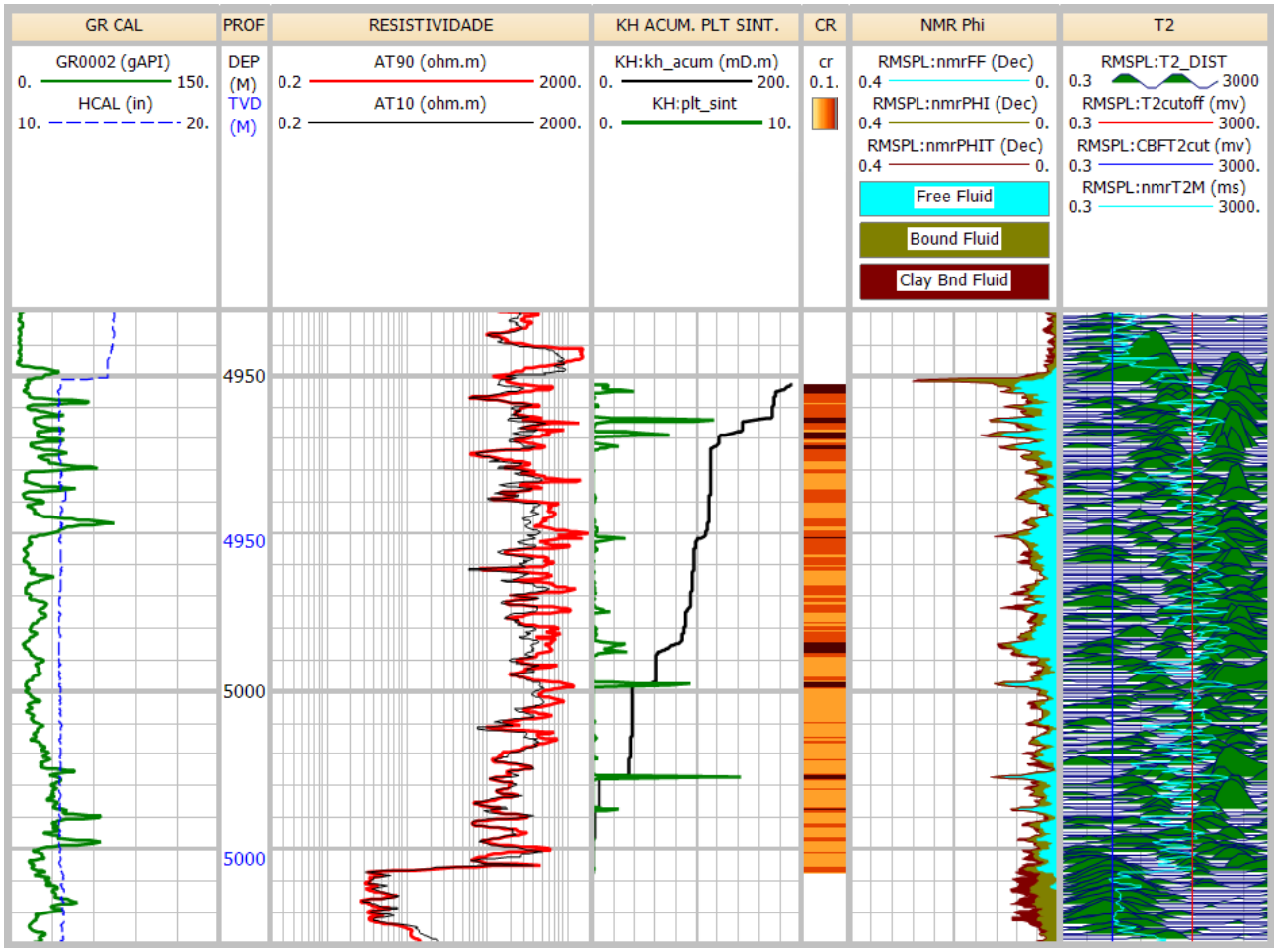


Figura 4.4.3: Composição de perfis, no poço "T1". Na trilha 5, as classes de reservatórios. Quanto mais escura a cor, melhor a capacidade de fluxo da camada. Perceba a correlação entre as classes de reservatórios e o perfil de produção sintético, em verde, na trilha 4.

4.5. Interpretação e uso de dados dinâmicos

Desde a revelação dos resultados de interpretação dos perfis do poço pioneiro "T1", os profissionais da Petrobras, envolvidos com a tarefa de exploração do Pré-sal do Atlântico Sul, perceberam que deveria haver uma sensível adaptação de suas mentes a novos paradigmas. Com efeito, nas três décadas anteriores a esta descoberta, grande parte dos esforços dos quadros da companhia estava voltada para o estudo de sistemas turbidíticos.

À medida que novas oportunidades exploratórias foram se transformando em promissores projetos, passou a haver a necessidade de uso sistemático de dados dinâmicos para caracterização das jazidas correspondentes.

Interpretações sísmicas e de perfis, além de ensaios e análises laboratoriais, têm revelado espaços porosos com algumas porções eminentemente matriciais e numerosas outras com marcante presença de *vugs*, carstes e fraturas.

As interpretações dos dados dinâmicos, com todas suas inerentes limitações, têm revelado que estes tipos de heterogeneidades possuem papel determinante no escoamento dentro do meio poroso.

De forma geral, os testes de formação têm importante papel na caracterização dos reservatórios e na calibração dos modelos de escoamento, ambos essenciais para o esforço contínuo de redução de incertezas e para uma boa concepção de projeto.

Para fazer frente às necessidades de caracterização de cada um dos reservatórios das grandes descobertas do Pré-sal do Atlântico Sul e de calibração de seus correspondentes modelos de escoamento, nas fases exploratória e de confirmação do potencial econômico da jazida, têm sido utilizadas as fontes de dados dinâmicos listadas a seguir, em ordem das de menor para as de maior abrangência.

4.5.1. Tomadas de pressão

As tomadas de pressão são registros discretos de pressão em diferentes profundidades, adquiridos logo após a perfuração de um poço. Este tipo de registro, quando tomado com o reservatório em condições de equilíbrio, tem sido utilizado como contribuinte para a tradicional formulação de hipóteses acerca da existência ou ausência de compartimentação do meio poroso.

Com o reservatório em produção, como, por exemplo, no caso em que a perfuração de um poço de extensão se dê de forma concomitante a um teste de longa duração, as tomadas de pressão têm permitido a inferência do grau de conectividade entre poços, pelo menos para aquele tempo em que elas tenham sido executadas.

4.5.2. Mini-TIs

Mini-TIs são testes de injeção de curta duração, executados imediatamente após a estimulação de poços que não venham a sofrer um teste de maior duração logo na sequência. Assim, após a injeção do último estágio do tratamento ácido, há um deslocamento de água por algumas horas, seguido de um curto período de estática. Este tipo de teste tem sido, portanto, subproduto da operação de estimulação e tem servido apenas para a aferição de qualidade dos resultados de estimulação e para calibração do campo de permeabilidades dos modelos nas cercanias dos poços.

4.5.3. Testes de formação a poço revestido (TFR)

De acordo com a definição da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), testes de formação a poço revestido (TFR) são testes de produção com duração acumulada de fluxo franco menor ou igual a 72h. De forma geral, em poços exploratórios, todo este período disponível tem sido aproveitado, inclusive para corrida de perfis de produção (PLT) e para coleta de volumes suplementares de fluido em condições de reservatório.

Os TFRs, nas fases exploratória e de *appraisal*, têm sido executados a partir de sonda de perfuração e, geralmente, com o poço completado de forma provisória.

Da mesma forma e com durações similares, também têm sido conduzidos testes de injeção (TIs), normalmente de água em zona de óleo, com vistas à estimativa de injetividade em algumas posições das jazidas.

Estes tipos de teste têm servido principalmente para determinação de produtividade (ou injetividade), da condição de dano do poço, de capacidade de escoamento total do intervalo e para a verificação da existência de limites ao escoamento, com atenção especial à consistência de interpretações de teste e de sísmica.

Tem sido possível perceber o efeito de heterogeneidades em respostas de pressão, mas para sua boa caracterização tem-se recorrido à medição de interferências entre poços, o que tem sido viável a partir de testes mais duradouros.

4.5.4. Testes de longa duração (TLD)

Qualquer teste de produção que supere o limite supracitado de 72 horas, estabelecido pelos padrões da ANP, é classificado como teste de longa duração. Na prática, têm sido realizados testes de duração típica de 6 meses, de onde se têm extraído informações preciosas para os projetos. Em geral, tem-se lançado mão da medição concomitante de pressão em poços observadores.

Com estas condições, tem sido possível medir a progressão da produtividade, de BSW (quociente entre a vazão de água mais os sedimentos que estão sendo produzidos e a vazão total de liquido e sedimentos), de RGO (razão gás-óleo), de teor de contaminantes, de parâmetros associados à garantia de escoamento e, além disso, avaliar a existência de barreiras, de anisotropia horizontal e vertical a longas distâncias, da presença de redes carstes e fraturas e, eventualmente, a identificação de algum efeito de manutenção de pressão devido a aquíferos. Sobretudo, TLDs têm propiciado a medição de conectividade entre regiões do meio poroso e a estimativa de seu volume original de óleo *in place* (VOIP) (Whittle & Gringarten, 2008; Feitosa, 2012).

TLDs têm impactado significativamente os projetos, conduzindo as equipes responsáveis a decisões associadas à sua própria viabilidade, à quantidade e à capacidade de UEPs (unidade estacionária de produção), à quantidade e ao tipo de poços, ao projeto de instalações submarinas e a otimizações no plano de drenagem.

4.6. Interpretação de testes de formação

O processo de interpretação de testes de formação pertence à classe dos problemas inversos. O reservatório é perturbado pela retirada (ou pela injeção) de fluidos ao longo do tempo e isto resulta em variações de pressões do meio. Assim, a partir dos registros temporais de vazão e de pressão, busca-se uma função de transferência (modelo) que possa relacioná-los de forma satisfatória (Figura 4.6.1).

O processo de interpretação pode ser dividido em duas etapas, as quais são executadas em sequência: i) a de identificação do modelo mais apropriado, em função da observação dos dados de teste e do conhecimento acumulado da jazida; ii) a de calibração dos parâmetros do modelo escolhido, de forma que os dados simulados possam reproduzir o mais fielmente possível os dados medidos. Portanto, a primeira etapa do processo de interpretação de testes envolve uma escolha. Assim sendo, ela naturalmente acarreta certa dose de ambiguidade.

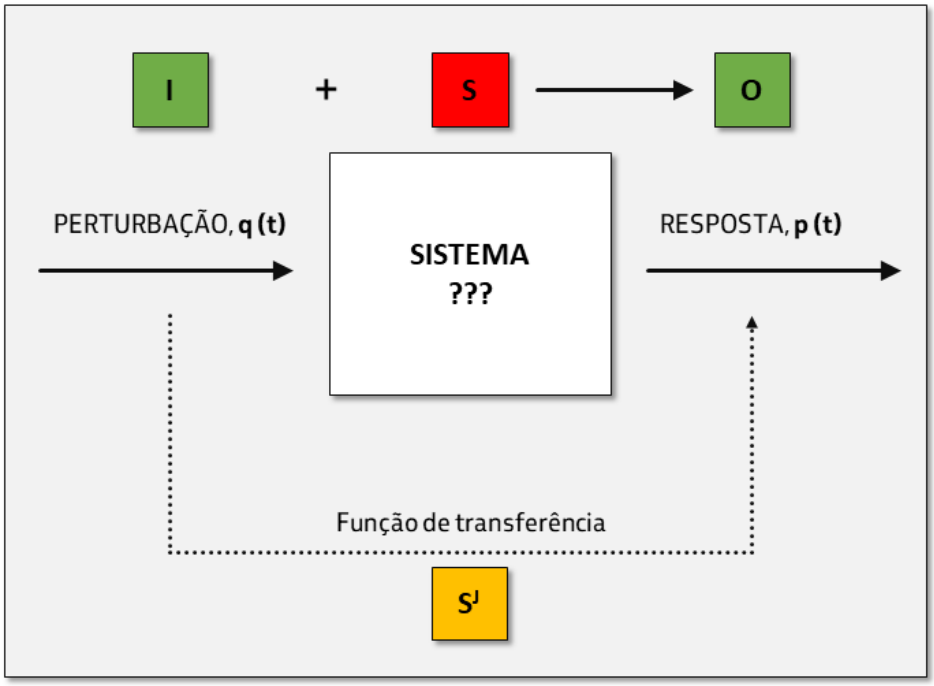


Figura 4.6.1: Problema inverso de interpretação de testes de formação.

A rigor todo o reservatório de petróleo apresenta algum nível de heterogeneidade, a depender da escala com que se dirija o olhar (Haldorsen in Lake and Carroll, 1986). Para o intérprete de testes de formações, o efeito da heterogeneidade é mais imediatamente observado pelo desvio do comportamento radial infinito num gráfico de diagnóstico. Na Figura 4.6.2, a curva de derivada de pressões do modelo homogêneo (preta) mostra-se constante em todo o período compreendido entre 0,01 h e o final do teste, enquanto a correspondente ao modelo heterogêneo (vermelha) apresenta um vale após 0,1h.

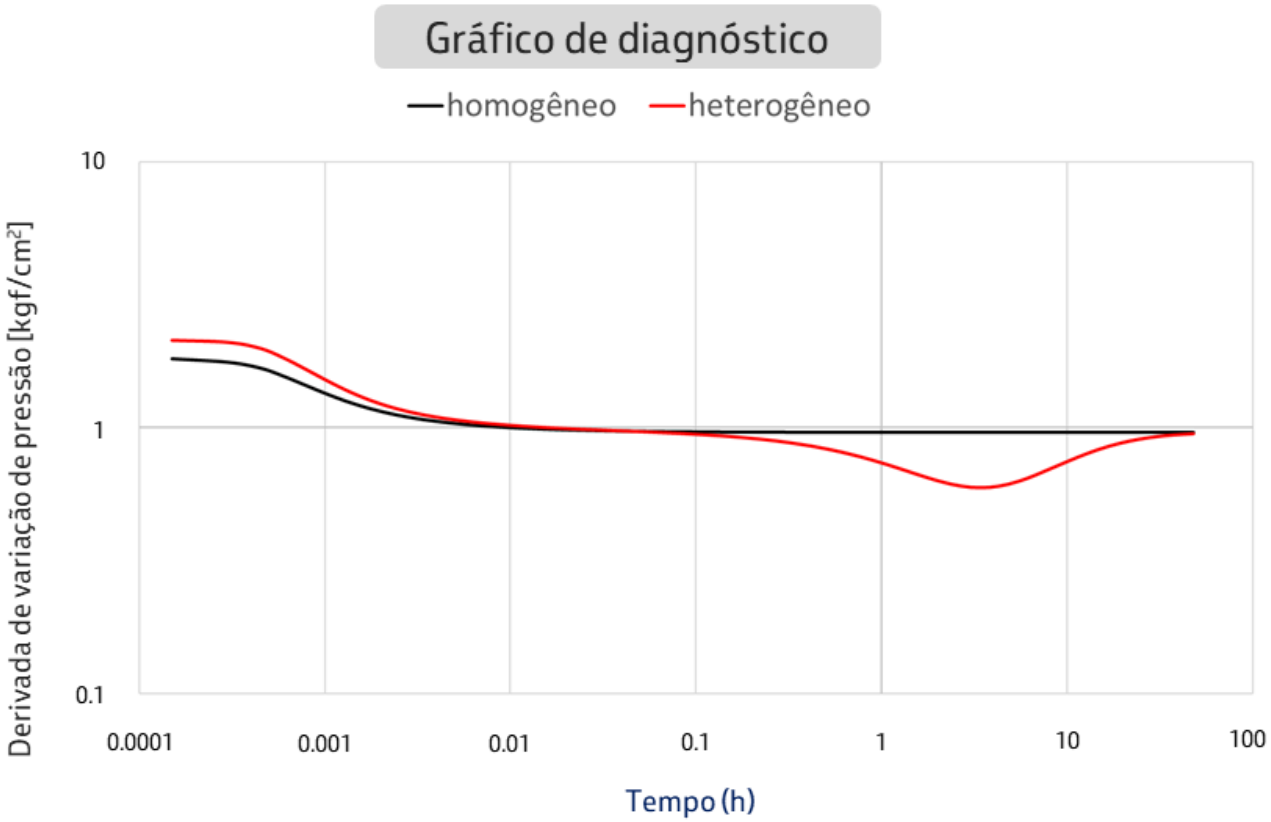


Figura 4.6.2: Gráfico de diagnóstico típico para reservatórios homogêneo e heterogêneo.

Vários dos elementos, presumivelmente constituintes do espaço poroso das rochas carbonáticas do Pré-sal, tendem a causar, nas respostas de pressão, efeitos similares entre si, tornando o processo de interpretação de testes em reservatórios heterogêneos ainda mais ambíguo (Onur *et. al.*, 2019).

Na escala de perfis de poços, geralmente há uma boa caracterização das propriedades devidas à estratificação do reservatório e, comumente, ocorre constatação da presença de *vugs*, fraturas e carstes. No processo de interpretação de testes, costuma-se admitir o conhecimento prévio oriundo desta escala de maior detalhe.

No entanto, elementos não atravessados pelo poço, como redes de fraturas e de carstes, também podem produzir efeito significativo nas pressões. Normalmente, nem suas conformações e nem suas propriedades podem ser diretamente inferidas por outras fontes, como, por exemplo, pela interpretação sísmica. Deste modo, a rigor, o que tende a ocorrer é a imposição destes elementos nos modelos de fluxo, por uma abordagem estocástica, e posteriormente a tentativa de calibração do modelo aos dados dinâmicos medidos. Neste contexto, a existência de dados de longo prazo (TLD) e de interferência entre poços assume muita importância.

4.7. Compromisso espaço-temporal e limite de observação de heterogeneidades

As grandezas medidas em testes de formação, pressões e vazões são registros temporais discretos. A identificação de regimes de fluxo acontece, portanto, no domínio do tempo. Se as características do espaço poroso são, ao menos, próximas à homogeneidade, a modelagem de testes de formação pode ser tratada como um problema unidimensional e a conversão tempo-espacial, executada com base na constante de difusão do meio poroso, torna-se uma tarefa trivial.

Por outro lado, se o reservatório contém elementos que o torne heterogêneo, normalmente uma segunda dimensão deve ser acrescentada ao problema e este compromisso tempo-espacial é sobremaneira dificultado.

A Figura 4.7.1 mostra um mesmo modelo de reservatório com três diferentes condições de dano. O modelo possui cinco camadas de permeabilidades distintas, com dano ou estímulo também distintos. Dano, este, correspondente ao fator *skin* "S". Nota-se que o acréscimo da dimensão vertical do problema e imposição de variações apenas na condição de dano de cada camada fizeram com que o formato da curva até 10h variasse significativamente.

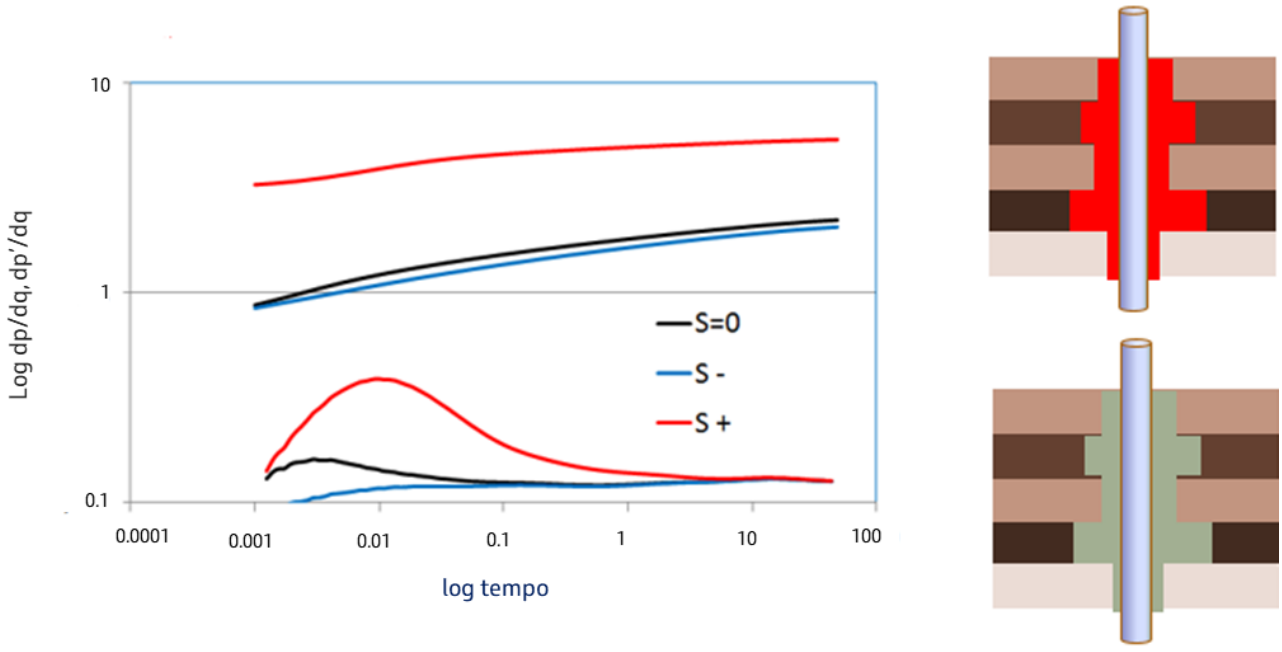


Figura 4.7.1: Modelo de reservatório estratificado, com diferentes condições de dano por camada.

A rigor este tipo de modelagem é muito flexível, pois há heterogeneidades de diferentes formas, tamanhos, propriedades e diferentes distâncias ao poço sob análise. Consequentemente, uma enorme quantidade de parâmetros para ajuste.

Entretanto, a possibilidade de sua caracterização por registros feitos no próprio poço (problema inverso) é limitada.

A Figura 4.7.2 mostra os resultados da modelagem de uma fratura, de dimensão "L", de condutividade infinita a uma distância "a" de um poço sob teste. Se a fratura está localizada no poço, a derivada de variação de pressão apresenta subida característica em inclinação 1:2. Se ela está a uma distância relativamente próxima ao poço, seu efeito se manifesta na forma de um vale na curva aludida. No entanto, se ela está a uma distância superior a 0,5L, não há desvio algum do comportamento radial infinito. Neste último caso, não há como caracterizá-la. Estas mesmas conclusões podem ser atingidas em modelos de redes de fraturas discretas e de redes de carstes.

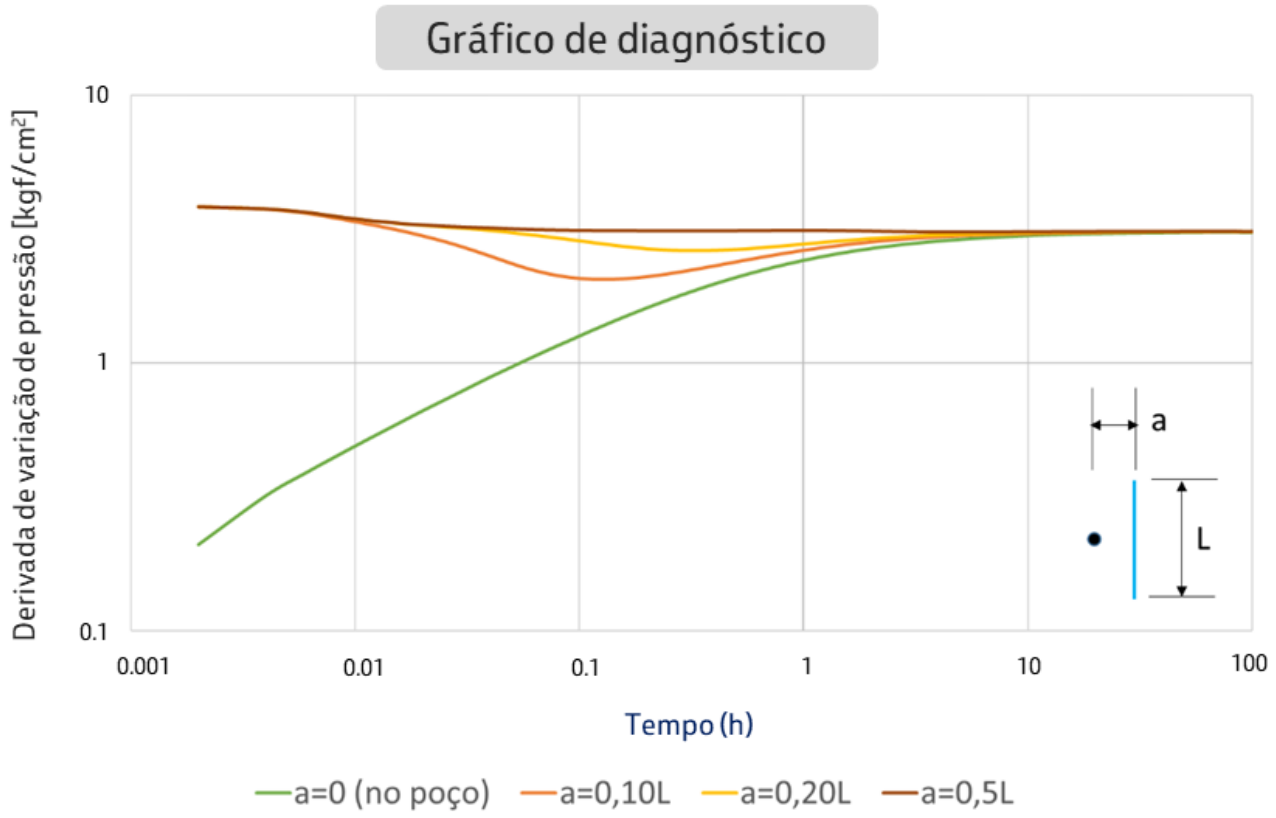


Figura 4.7.2: Caracterização de fratura de comprimento "L", localizada a uma distância "a" do poço.

Na prática, portanto, a possibilidade de inferência da existência de alguma heterogeneidade, afora aquelas identificadas no próprio poço, depende de sua dimensão, de sua distância ao poço, do contraste entre suas propriedades e as do meio circundante, entre outros.

Portanto, as ambiguidades decorrentes do processo de interpretação de testes e sua própria limitação impõem a necessidade de medição de interferência entre poços, caso se queira realizar uma boa caracterização do espaço poroso.

4.8. Uso dos dados dinâmicos

Durante as fases de exploração e de *appraisal*, as equipes responsáveis pelos projetos dos sistemas de produção, para os campos do Pré-sal, têm buscado adquirir dados dinâmicos e incorporar aos respectivos modelos geológico e de escoamento os diversos elementos necessários, que os façam capazes de gerar saídas compatíveis com os dados medidos.

Tem-se trabalhado com um número considerável de modelos, numa abordagem probabilística. À medida que os dados dinâmicos têm sido revelados, tem-se procurado adaptar suas características de forma que eles possam representá-los, reduzindo-se, assim, as incertezas de projeto.

A complexidade dos reservatórios e a dificuldade de caracterização dos elementos constituintes de espaços porosos tão heterogêneos têm imposto a necessidade de forte integração entre o conhecimento acumulado pelas disciplinas de Petrofísica, Geofísica, Geologia, Interpretação de Testes Dinâmicos das Formações e Engenharia de Reservatórios. Apesar dos inerentes problemas de distinção de escala e de natureza dos dados, tem havido uma busca sistemática pela conciliação das interpretações num modelo harmonioso, com o fito de dimensionar ou otimizar o sistema produtivo.

5. CONCLUSÃO

Os conhecimentos acumulados da avaliação petrofísica de coquinas vugulares da Bacia de Campos e de reservatórios intergranulares mostraram-se insuficientes para a avaliação dos reservatórios do Pré-sal.

A microporosidade desses carbonatos do Pré-sal, que apresenta comportamento, em perfil, similar ao de folhelhos, surgiu como armadilha a avaliação petrofísica, baseada em curvas de porosidade total (equivalente à porosidade efetiva no caso de carbonatos).

O perfil de ressonância magnética foi o viabilizador da descoberta do Pré-sal, justamente por superar esse desafio imposto pela microporosidade, ora presente nesses carbonatos. Além disso, deflagrou uma verdadeira revolução nos processos de avaliação petrofísica e, por que não, na indústria do petróleo. Mas, essa revolução não seria possível sem o emprego do fluido de perfuração sintético a base de n-parafinas, na perfuração dos poços exploratórios.

O uso do fluido de perfuração sintético foi fundamental, não somente para a boa perfuração e perfilagem dos poços, mas também por assegurar as condições ambientais ideais para a corrida do perfil de ressonância magnética nuclear.

Algumas técnicas tradicionalmente utilizadas para a avaliação petrofísica, tais como a equação de Archie, puderam ser aplicadas aos carbonatos do Pré-sal, porém foi necessário compreender e calcular novos parâmetros,

em magnitudes até então não trabalhadas pelo corpo técnico.

A totalização desses reservatórios foi tema de grande discussão, aspectos dinâmicos e estáticos foram confrontados. Por fim, os aspectos estáticos foram preponderantes, com o uso da espessura porosa com óleo como balizador na definição do *net pay*.

A heterogeneidade apresentada na relação entre porosidade efetiva e permeabilidade absoluta foi, sem dúvida, um dos maiores desafios petrofísicos enfrentados. Foi necessário evoluir no entendimento e desenvolvimento de novas técnicas que possibilitassem uma melhor estimativa da permeabilidade absoluta através dos perfis e consequente suporte na definição dos intervalos a serem testados.

Os registros a cabo de pressão estática das formações foram fundamentais para a definição dos contatos entre fluidos e da extensão das zonas de interesse para hidrocarbonetos. Mais uma vez, sem o uso do fluido de perfuração sintético, na perfuração dos poços exploratórios, não seria possível a tomada, com qualidade, da pressão estática dos reservatórios, assim como a amostragem conclusiva dos fluidos da formação.

O Pré-sal também foi responsável pelo resgate da técnica de análise de cromatografia gasosa por *mudlogging*, que possibilitou o acesso à qualificação dos fluidos presentes nas formações e a correlação de fluidos entre reservatórios, ainda durante a perfuração dos poços.

A parceria técnica, a dedicação e o envolvimento de petrofísicos, engenheiros de interpretação de testes dinâmicos das formações e geólogos de operações geológicas foram fundamentais na descoberta do Pré-sal, através da avaliação do poço "T1". A soma desses fatores permitiu comprovar a ocorrência e o potencial produtor de reservatório saturado por óleo, sob características petrofísicas, até então tidas como subcomerciais. Não fosse pela atuação assertiva dos experientes técnicos incumbidos da avaliação de formações daquele prospecto, o Pré-sal não teria sido descoberto naquela ocasião.

AGRADECIMENTOS

Os autores do capítulo de avaliação de formações, gostariam de agradecer ao gerente executivo de exploração Mário Carminatti pela oportunidade de publicação da importante disciplina de avaliação de formações nesta obra das grandes descobertas do Pré-sal. Aos organizadores do livro, os colegas Carlos César de Araújo, Anderson Pinheiro Chagas e Luiz Alberto Santos, pelo convite para participar desta grandiosa publicação. Ao gerente geral da gerência de tecnologia e processamento de geologia e geofísica, Jonilton Pessoa, ao gerente de integração petro-geofísica, Lindemberg Pinheiro Borges e seu coordenador Eduardo Mezzomo e

a gerente de avaliação de reservatórios, Anelise de Lima Souza, pelo aceite e disponibilização dos técnicos envolvidos na confecção do capítulo. Aos colegas Ana Patrícia Cavalcanti de Castro Laier e Conrado Keidel, pela elaboração conjunta do capítulo. Aos colegas André Luiz Martins Compan, Guilherme Fernandes Vasquez, Bruno Tosta Bittencourt, Frederico Bastos Schuab e Cândida Menezes de Jesus pela revisão técnica e contribuições. Por fim, agradecemos aos petrofísicos eméritos João de Deus Santos Nascimento e Paulo Sérgio Denicol por brindar este capítulo com suas participações.

REFERÊNCIAS

AMAEFULE, J. O.; ALTUNBAY, M. H.; TIAB, D.; KERSEY, D. G.; KEELAN, D. K. Enhanced Reservoir Description Using Core and Log Data to Identify Hydraulic (Flow) Units and Predict Permeability in Uncored Intervals/Wells. **Society of Petroleum Engineers**, Annual Technical Conference and Exhibition, Houston-TX, 1993, p. 205-220.

ARCHIE, G. E. The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. **Society of Petroleum Engineers**, Journal Paper, 1942, vol. 146, p. 54-62.

ASQUITH, G. B. **Handbook of Log Evaluation Techniques for Carbonate Reservoirs**. Methods in Exploration Series No. 5, American Association of Petroleum Geologists, 1985. 47 p.

BLOEMENKAMP, R.; ZHANG, T.; COMPARON, L.; YANG, S.; MARPAUNG, S.; GUINOIS, E. M.; VALLEY, G.; VESSEREAU, P.; SHALABY, E.; LI, B.; KUMAR, A.; KEAR, R.; YANG, Y. Design and Field Testing of a New High-Definition Microresistivity Imaging Tool Engineered for Oil-Based Mud. **SPWLA Annual Logging Symposium**, 55, 2014, Abu Dhabi. Transactions. Abu Dhabi, Emirados Árabes Unidos.

CARNEIRO, S. R. R.; DOS SANTOS, B. C. C.; BRANCO, C. C. M.; BRAZIL, F. A. F.; BONZANINI, L. A. F.; RODRIGUES, L. S.; VASCONCELLOS, P. B. M. P.; CARVALHO, R. K.; LYKAWKA, R.; POZZI, R. P. C.; ARTAGÃO, V. M. **Metodologia de Definição de Parâmetros de Corte no Polo Pré-sal da Bacia de Santos**. Grupo de Trabalho Petrobras. RES/TR/AR, 2018, 32 p.

CHEUNG, P.; PITTMAN, D.: HAYMAN, A.; LARONGA, R.: VESSEREAU, P.; OUNADJELA, A.; DESPORT, O.; HANSEN, S.; KEAR, R.; LAMB, M.; BORBAS, T.; WENDT, B. Field Test Results of a New Oil-Base Mud Formation Imager Tool. **SPWLA Annual Logging Symposium, 42**, 2001. Transactions. Houston, Estados Unidos da América.

CHOQUETTE, P.W.; PRAY, L. C. Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. **AAPG Bulletin**, v. 54, n. 2, p. 207-250, 1970.

COATES, G. R.; PEVERARO, R. C. A.; HARDWICK, A.; ROBERTS, D. The Magnetic Resonance Imaging Log Characterized by Comparison with Petrophysical Properties and Laboratory Core Data. **Society of Petroleum**

Engineers, Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas-TX,1991, p. 627-635.

COATES, G. R.; XIAO, L.; PRAMMER, M. G. **NMR Logging Principles & Applications**. Halliburton, 2001, 234 p.

DENICOL, P. S. Effects of Pore Geometry on Log-Derived Cementation Exponents in Carbonate Reservoirs. **SPWLA 34th Annual Logging Symposium**, Calgary, 1993, p. M1-M13.

EKSTROM, M. P.; DAHAN, C. A.; CHEN, M. Y. L.; ROSSI, D. J. Formation Imaging with Microelectrical Scanning Arrays. **SPWLA Annual Logging Symposium**, 27, 1986. Transactions. Estados Unidos da América, 1986.

FARAGUNA, J. K.; CHACE, D. M.; SCHMIDT, M. G. An Improved Borehole Televiewer System: Image Acquisition, Analysis and Integration. **SPWLA Annual Logging Symposium**, 30, 1989, Denver. Transactions. Denver, Estados Unidos da América, 1989.

FEITOSA, G. S. Teste Limite de Reservatório sob Influência de Aquífero. **Seminário de Avaliação de Formações**, Petrobras, 2012.

FORNERO, S. A. **Estimativa de Permeabilidade e Porosidade Usando Dados de Amplitude e Condutividade dos Perfis de Imagem Adquiridos do Poço 3-RJS-688A (Franco NW)**. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Petrofísica), Petróleo Brasileiro S.A., Rio de Janeiro, 2012.

GONÇALVES, L.; TREVIZAN, W. A.; SCHUAB, F. B.; SILVA JUNIOR, P. C. R. Metodologia para otimizar a escolha de unidades de fluxo durante a predição da permeabilidade pela técnica de FZI. **Seminário de Petrofísica da Petrobras**, 2019.

GRIFFITHS, R. **EcoScope User's Guide**. Schlumberger, 2010, 317 p.

GUO, G.; DIAZ, M. A.; PAZ, F. J.; SMALLEY, J.; WANINGER, E. A. Rock Typing as an Effective Tool for Permeability and Water-Saturation Modeling: A Case Study in a Clastic Reservoir in the Oriente Basin. **Society of Petroleum Engineers**, 2007, p. 730-739.

HALDORSEN, H. H. **Simulator Parameter Assignment and the Problem of Scale in Reservoir Engineering** em Lake, L.W. e Carroll Jr., H. B. **Reservoir Characterization**, Academic Press Inc, 1986. 659 p.

HAWORTH, J. H.; SELLENS, M. P.; GURVIS, R. L. Reservoir Characterization by Analysis of Light Hydrocarbon Shows. **Society of Petroleum Engineers**. Rocky Mountain Regional Meeting held in Casper, Wyoming, 1984, p. 199-204.

HAYMAN, A.; PARENT, P.; CHEUNG, P.; VERGES, P. Improved Borehole Imaging by Ultrasonics. **SPE Annual Technical Conference and Exhibition**, 1994, Proceedings. Nova Orleans, Estados Unidos da América.

HEGEMAN, P.; PELISSIER-COMBESCURE, J. Production Logging for Reservoir Testing. **Oilfield Review**. P. 16-20, 1987.

HINGLE, A. T. The Use of Logs in Exploration Problems. **Society of Exploration Geophysicists**, Los Angeles, 1959.

HOWARD, T. M.; ELLIOT, J. P.; LOCKMAN, D. The use of image logs to decipher complex structures and aid in well completion within mature basins. **SPWLA Annual Logging Symposium**, 48, 2007, Transactions. Estados Unidos da América.

ITSKOVICH, G.; CORLEY, B.; FORGANG, S.; LE, F. An Improved Resistivity Imager for Oil-Based Mud: Basic Physics and Applications. **SPWLA Annual Logging Symposium**, 55, 2014, Transactions. Abu Dhabi, Emirados Árabes Unidos.

KIRKPATRICK, S.; GELATT C. D.; VECCHI, M. P. Optimization by Simulated Annealing. **Science**, v. 220, n. 4598, 1983.

LALANNE, B. J. P.; MASSONNAT, G. J. Impacts of Petrophysical Cut-offs in Reservoir Models. **Society of Petroleum Engineers**, Annual Technical Conference, Houston-TX, 2004, p.1-11.

LOFTS, J.; EVANS, M. P.; DYMMOCK, S. A. New Micro-resistivity Imaging Device for use in Oil-based Mud. **SPWLA Annual Logging Symposium**, 43, 2002, Transactions. Oiso, Japão.

LORENZ, M. O. Methods of Measuring the Concentration of Wealth. **Publications of the American Statistical Association**, 1905, Vol. 09, number 70, pp. 209-219.

MACHADO, V. F.; BOYD, A.; RAMOS, P. F. O.; SOMBRA, C. L.; BEER, R.; NETTO, P.; DENICOL, P. S.; BAGUEIRA, R.; JUNK, E.; SOUZA, A. **NMR Permeability Review for Pre-Salt Carbonates**. Petrobras Schlumberger Technical Cooperation Agreement. CENPES, 2010.

MENEZES DE JESUS, C.; COMPAN, A. L. M.; SURMAS, R. Permeability Estimation Using Ultrasonic Borehole Image Logs in dual-porosity Carbonate Reservoirs, **Petrophysics**, Vol. 57, No.6, p. 620-637, 2016.

MOSSINGER, A. **Avaliação Petrofísica de Reservatório Carbonático do Pré-Sal - Bacia de Santos - Estudo de Caso: Júpiter**. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Petrofísica), Petróleo Brasileiro S.A., Rio de Janeiro, 2009.

MOSSINGER, A.; DENICOL, P. S.; NASCIMENTO, A. C. F.; LAIER, A. P.; COUTO, N. A. P.; BENEDUZI, C. F. Aplicações dos Perfis Ressonância Nuclear Magnética e Imagem Acústica para Cálculo de Netpay e Princípios Físicos das Ferramentas. **Congresso Brasileiro de Geologia**, 45, 2010, Belém. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, Brasil.

MUNIZ, M. C.; OLIVEIRA, F. R.; CARVALHO, M. D.; HOERLLE, M. R.; MAGALHÃES, J. L.; ANDRADE, H.; MATSUDA, N. Estromatólitos do Alagoas, um novo play. **Simpósio de Sedimentologia e Estratigrafia**, 2, 2004, Maragogi. Petróleo Brasileiro S. A.

NASCIMENTO, A. C. F.; BORGES, L. P.; DENICOL, P. S. Análise de Sensibilidade na

Determinação do Expoente de Saturação "n" obtido com Auxílio do Perfil de Ressonância Magnética. Petrobras, **Seminário Técnico de Operações Geológicas**, 2008.

NASCIMENTO, A. C. F.; DENICOL, P. S. **Identificação de reservatórios e fluido móvel, baseada nos perfis de densidade, nêutrons e sônico – coleção Pré-sal da Bacia de Santos**. Nota técnica da Exploração, Petrobras, E&P-EXP/AFOE/AFP, 2010, 6 p.

NASCIMENTO, A. C. F. **Unidades de Fluxo no Pré-sal da Bacia de Santos**. Nota técnica da Exploração, Petrobras, E&P-EXP/AFOE/AFP, 2014, 56 p.

NASCIMENTO, J. D. S.; DENICOL, P. S.; GRANITOFF, W. **Avaliação de um Reservatório Complexo – O Caso Histórico do 1-RJS-628A ("Tupi")**. Petrobras, VIII Seminário Técnico de Operações Geológicas, 2008.

NASCIMENTO, J. D. S.; GOMES, R. M. R. **Problemas e Incertezas na Avaliação de Reservatórios Complexos, Decorrentes da Utilização de Fluido de Perfuração a Base de Água**. Petrobras, VIII Seminário Técnico de Operações Geológicas, 2008.

NURMI, R. D. Carbonate Pore Systems: Porosity/Permeability Relationships and Geological Analysis. **American Association of Petroleum Geologists**, Annual Meeting, San Antonio, 1984, bulletin 68, No. 4, p. 513-514.

ONUR, M.; GALVÃO, M.; BIRCAN, D.E.; CARVALHO, M.; BARRETO, A. Analytical Models for Interpretation and Analysis of Transient Sandface and Wellbore Temperature Data, **Society of Petroleum Engineers**, 2019, p. 1-28.

PIXLER, B. O. Formation Evaluation by Analysis of Hydrocarbon Ratios. **Journal of Petroleum Technology**. Society of Petroleum Engineers. p. 665-670, 1969.

SAFINYA, K. A.; LE LAN, P.; VILLEGAS, M.; CHEUNG, P. Improved Formation Imaging with Extended Microelectrical Arrays. **Annual Technical Conference and Exhibition of the Society of Petroleum Engineers**, 66, 1991, Dallas, Estados Unidos da América. p. 653-684.

SEILER, D.; EDMISTON, C.; TORRES, D.; GOETZ, J. Field Performance of a New Borehole Televiewer Tool and Associated Image Processing Techniques. **SPWLA Annual Logging Symposium**, 31, 1990, Transactions. Lafayette, Estados Unidos da América.

SEILER, D.; KING, G.; EUBANKS, D. Field Test Results of a Six Arm Microresistivity Borehole Imaging Tool. **SPWLA Annual Logging Symposium**, 35, 1994, Transactions. Tulsa, Estados Unidos da América.

SHAHNAWAZ, M. **Basic Well Log Interpretation**. Focus Energy Ltd., 2012.

SHENAWI, S.; AL-MOHAMMADI, H.; FAQEHY, M. Development of Generalized Porosity-Permeability Transforms by Hydraulic Units for Carbonate Oil Reservoirs in Saudi Arabia. **Society of Petroleum Engineers**. Saudi Arabia Section Technical Symposium, Al-Khobar, Saudi Arabia. 2009, p. 1-16.

SOUZA, A. L.; GOMES, J. P. B. Identificação de Intervalos de Permeabilidade Anômala nos Reservatórios do Campo de Búzios. Petrobras, **Seminário de Avaliação de Formações**. 2014, p. 1-8.

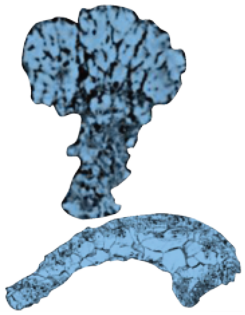
TIMUR, A. Effective Porosity and Permeability of Sandstones Investigated Through Nuclear Magnetic Resonance Principles. **Society of Petrophysicists and Well Log Analysts**, Annual Logging Symposium, 1968, p. 1-18.

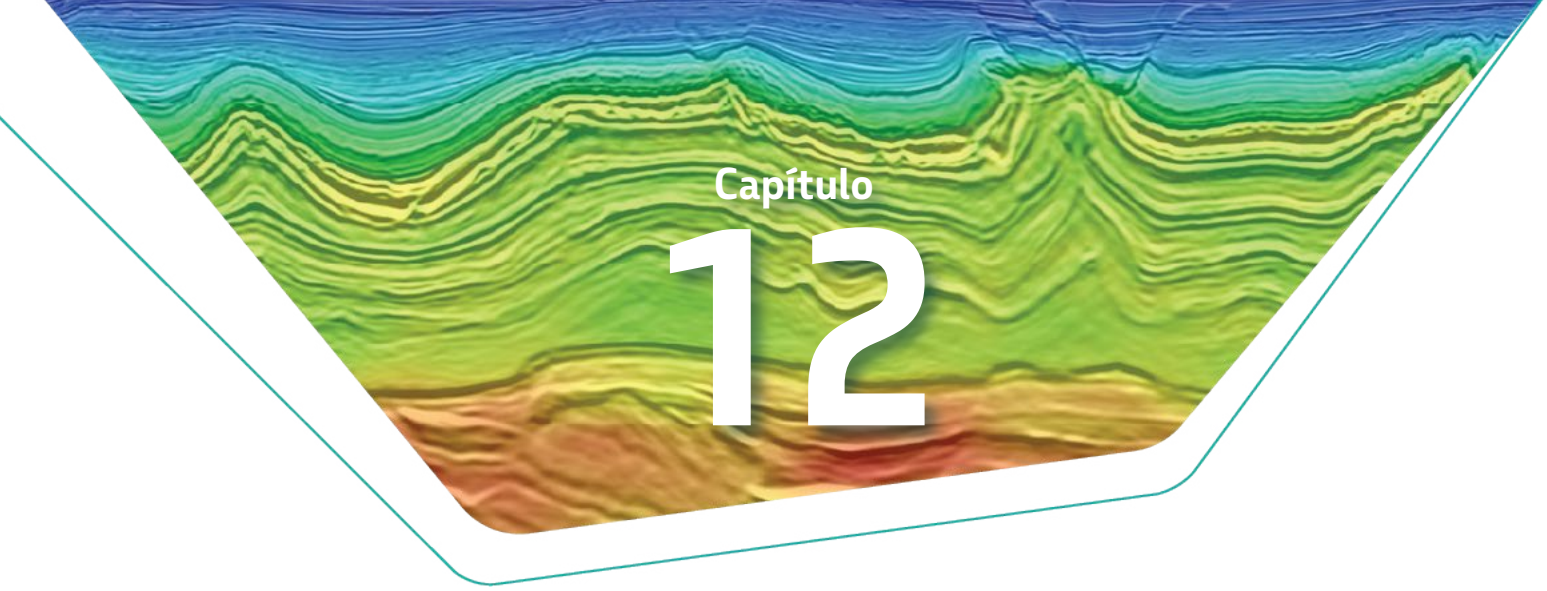
WHITTLE, T. M.; GRINGARTEN, A. C. The Determination of Minimum Tested Volume from the Deconvolution of Well Test Pressure Transients**. Society of Petroleum Engineers**. 2008, p. 1-9.

ZEMANEK, J.; CALDWELL, R. L.; GLENN, E. E.; HOLCOMB, S. V.; NORTON, L. J.; STRAUS, A. J. The Borehole Televiewer - A New Logging Concept for Fracture Location and Other Types of Borehole Inspection. **Journal of Petroleum Technology**, v. 21, 762-774, junho, 1969.

ZEMANEK, J.; GLENN, E. E.; NORTON, L. J.; CALDWELL, R. L. Formation Evaluation by Inspection with Borehole Televiewer. **Geophysics**, v. 35, n. 2, p. 254-269, abril, 1970.

ZEMANEK, J.; STROZESKI, B.; WANG, Z. The Operational Characteristics of a 250 kHz Focused Borehole Imaging Device. **SPWLA Annual Logging Symposium**, 31, 1990, Transactions. Lafayette, Estados Unidos da América.





Capítulo

12

Geofísica de reservatórios no Pré-sal brasileiro

AUTORES

Paulo Roberto Schroeder Johann[1] (*johann@petrobras.com.br*), Rubens Caldeira Monteiro[1], Roberto de Melo Dias[1], Wilson Lisboa Ramos Filho[1], Bernardo Radefeld Meirelles[1], Diego Garcia[1], Rodrigo Macedo Penna[1], Leonardo Costa de Oliveira[1], Cristiano Rancan[1], Isabela de Oliveira Carmo[1], Daniela de Melo Apoluceno[1], Lis Franco Rocha[1], Alexandre de Jesus Pinho[1], Rui Cesar Sansonowski[1], João Adolfo Rosseto[1], Mario Paes de Almeida Junior[1], Talles Barsanti Meneguim[1], Pedro Silvany Sales[1], Carlos Eduardo Pereira[1], Carlos Eduardo Abreu[1], Nathalia Martinho Souto Muniz da Cruz[1], José Marcelo Nunes Cruz[1], Mônica Maria Muzette da Costa[1], Marcos Hexsel Grochau[1], Leonardo Márcio Teixeira da Silva[1], Eduardo Naomitsu Urasaki[1], Maria Taryn Relvas Campos[1], Eliane Born da Silva[1] e Júlia Campos Guerrero[1]

[1] Petrobras

Palavras-chaves: Caracterização Geofísica de Reservatórios, Monitoramento Sísmico, Sísmica *time-lapse* (4D), Tecnologia NODES, *Full Azimuth* (FAZ) e Sismofácies.

RESUMO

O Pré-sal da Bacia de Santos apresenta diversos desafios tecnológicos e metodológicos. Sobretudo, aqueles associados à geologia regional altamente complexa, onde os reservatórios heterogêneos com grandes variações faciológicas e intensa diagênese são sobrepostos por uma importante halocinese e grandes espessuras na seção evaporítica. Os dados sísmicos *narrow-azimuth* (NAZ) para o Pré-sal mostram uma ampla gama de ruídos não coerentes e coerentes, incluindo múltiplas internas e reverberações geradas principalmente no intervalo evaporítico, degradando a razão sinal-ruído (S/R). A baixa resolução sísmica e a anisotropia

de velocidades também desempenham um papel importante. Com o objetivo de superar esses desafios, foram feitos importantes investimentos em novas tecnologias sísmicas, desde a aquisição até o processamento, interpretação e modelagem. O sucesso dessas tecnologias impulsionou o desenvolvimento dos campos de Búzios e o uso de aquisições *full-azimuth* com longos afastamentos fonte-receptor (NODES) e de processamentos FWI e LS-RTM em outros campos do Pré-sal, especialmente em Mero, Iara e Tupi. No campo de Búzios, as interpretações de feições sísmicas melhoraram as estimativas de propriedades dos reservatórios e a distribuição de feições carbonáticas. Em Mero, uma modelagem petroelástica detalhada suportou o uso de técnicas avançadas de inversão sísmica, contribuindo para melhor orientar a classificação de rochas ígneas do campo. No Complexo de Iara, importantes contribuições foram alcançadas por um reprocessamento sísmico multi-azimutal que revelou características geológicas tridimensionais anteriormente não observadas, permitindo previsões de distribuição de fraturas. A viabilidade do uso da Sísmica 4D para os carbonatos de alta rigidez do Pré-sal e seus benefícios para o monitoramento de fluidos foram demonstrados no campo de Tupi, destacando a importância das tecnologias de monitoramento sísmico para aumentar o fator de recuperação de toda a província do Pré-sal. Estes exemplos demonstram os benefícios obtidos com a incorporação de novas tecnologias e metodologias nos fluxos de modelagem de reservatórios na escala sísmica, além de seus impactos na otimização da gestão dos reservatórios do Pré-sal, mitigando incertezas e reduzindo os riscos nos processos de desenvolvimento da produção (DP) e ao longo da vida econômica dos campos de petróleo.

1. INTRODUÇÃO

O objetivo deste capítulo é destacar os desafios técnicos da geofísica de reservatórios e as soluções tecnológicas implantadas visando a melhoria de qualidade, imageamento, resolução, repetibilidade e detectabilidade no monitoramento sísmico de reservatórios carbonáticos do Pré-sal. Os resultados dessas implantações estão expressos no sucesso das interpretações sísmicas 4D, campo de Tupi, e na caraterização detalhada das sismofácies nos principais campos do Pré-sal Brasileiro: Berbigão, Sururu, Atapu, Mero e Búzios.

Cinco tópicos ligados a geofísica de reservatórios do Pré-sal brasileiro são apresentados neste Capítulo. O primeiro é focado nas diferentes tecnologias e nas principais soluções encontradas para os desafios de qualidade, imageamento, resolução e monitoramento sísmico nos reservatórios carbonáticos do Pré-sal. O segundo tópico tem como foco a geofísica de reservatórios no campo de Mero, pertencente ao bloco de Libra, utilizado como estudo de caso para destacar a caracterização das rochas ígneas associadas aos reservatórios carbonáticos. As dificuldades encontradas na interpretação sísmica são abordadas no terceiro tópico, utilizando como exemplo os reservatórios na área de Iara, que contemplam os campos de Berbigão, Sururu e Atapu.. Os desafios da sísmica *time-lapse* ou 4D nos carbonatos do campo de Tupi são tema do quarto tópico, mostrando o sucesso da aplicação dessa tecnologia. O último tópico descreve a interpretação sísmica no campo de Búzios.

No histórico da descoberta dos reservatórios do Pré-sal da Bacia de Santos, destaca-se o prospecto exploratório no bloco BM-S-11 em 2006, atualmente campo de Tupi, cuja a interpretação foi feita a partir da sísmica marítima denominada 3D Cluster (2001 - 2002), utilizando *streamers* NAZ (*narrow azimuth*) em uma área regional de aproximadamente 20.000 km^2. Atualmente, trata-se do maior produtor marítimo da indústria do petróleo, com mais de dois bilhões de barris de óleo equivalentes já produzidos entre 2008 e 2020.

As Figuras 1.1 e 1.2 trazem as principais características dessas tecnologias de aquisições pioneiras e as subsequentes ao longo dos anos.

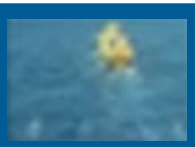
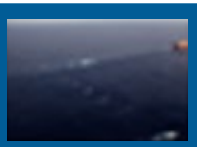
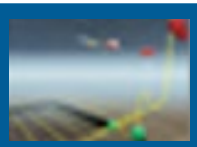
Tecnologias e Parâmetros de Aquisição Sísmica	 Santos Cluster 3D NAZ Exploratório 2003 – 2004	 Alta Densidade 3D HD NAZ 2007 – 2008	 Circular FAZ 3D Cell 2011	 OBC Original 3D WAZ – 4C 2010 – 2011	 PRM Jubarte 3D – 4C 2012	 Nodes Tupi 4D – 4C 2015 – 2017	 Nodes Mero 3D – 4C 2017 – 2018	 Nodes Búzios 3D – 4C 2018 – 2019
Área (Km2)	20.000	13.031	625 (360°) e 260 (180°)	110	9 (estações) e 121 (registros)	111 (estações) e 344 (registros)	764 (estações e 1.220 (registros)	1.620 (estações) e 2.740 (registros)
Tecnologias	Streamer Veritas (1)	Streamer PGS (2)	Streamer Schlumberger (3)	Cabos elétricos (4)	Fibra óica PGS (5)	Case abyss – Seabed Geosolutions (6)	Z3000 – Fairfield (7)	Manta – Seabed Geosolutions (8)
Número de cabos	6	14	12	4	Permante	-	-	-
Comp. dos cabos	6.000	8.000	8.000	6.000	35.600	20.6 (offset max.)	28.000	40.000
Afastamento Transversal	375	325	Full azimite	Full azimite	Full azimite	Full azimite	Full azimite	Full azimite
Intervalo de linhas (m)	150	50	120	300	300	325	500	500
Intervalo de linhas reg.	-	-	60	300	25	50	100	100
Intervalo de tiros (m)	50.25m (flip-flop)	25	37.5	37.5	25	50	25 (flip-flop)	25 (flip-flop)
Intervalo de receptores (m)	12,5	25	12.5	25	50	375 m entre estações	500	500
Tamanho da célula (m)	6,25 x 37,5	6,25 x 12,5	18,75 x 18,75	12,5 x 25	12,5 x 125,5	12,5 x 12,5	25 x 25	25 x 25
Profundidade do cabo (m)	9	9	12	Fundo do mar (800m a 1.0 Km)	Fundo do mar (1.2 a 1.3 Km)	Fundo do mar (2.0 a 3.0 Km)	Fundo do mar (2.0 a 2.2 Km)	Fundo do mar (2.0 a 2.2Km)
Profundidade da fonte (m)	6	7	10	7	7	6	8	8
Multiplicidade	60	108	400 (180°) e 1.000 (360°)	120	600	200	256	256
Traços sísmicos/Km2	256.000	1.382.000	1.280.000 (180°) e 2.560.000 (360°)	384.000	3.840.000	1.280.000	409.000	409.000

Figura 1.1: Evolução dos projetos e tecnologias de aquisição sísmica e suas parametrizações para a caracterização e monitoramento dos reservatórios.



Figura 1.2: Evolução das tecnologias sísmicas na caracterização e no monitoramento dos reservatórios do Pré-sal brasileiro.

1.1. Desafios em geofísica de reservatórios e as tecnologias implantadas

Com o conhecimento e a experiência advinda das interpretações sísmicas, perfis, testemunhos de rochas e dados de produção de poços, além de análogos e modelagens geológicas conceituais, os geocientistas puderam estabelecer os primeiros desafios tecnológicos relacionados à caracterização e ao monitoramento geológico e geofísico dos reservatórios do Pré-sal brasileiro (Johann e Monteiro, 2016). Oito desafios serão abordados a seguir:

1. **variações verticais e laterais dos campos de velocidades sísmicas em contexto geológico complexo.** Os reservatórios depositados durante o Barremiano e o Aptiano se encontram abaixo de camadas geológicas com grandes contrastes litológicos (siliciclásticos, evaporitos, rochas ígneas e carbonatos albianos). As camadas de sal, muitas vezes, possuem grandes espessuras (da ordem de 1,5 km a 2,5 km), apresentam forte variação no relevo (mais de 1,5 km) e estratificações internas com altos contrastes de impedância acústica, representadas por diferentes evaporitos (Teixeira et al., 2020) e/ou intrusões vulcânicas. As rochas ígneas podem ocorrer intercaladas aos reservatórios, intra-sal ou mesmo acima dos evaporitos (Penna et al., 2021). Essas grandes variações litológicas e topográficas observadas dentro e acima do sal, aliadas à difícil caracterização dessas rochas para a construção de modelos de velocidades utilizados na migração sísmica, causam distorções na forma de onda, em sua propagação e imageamento, impactando na iluminação e na resolução sísmica dos reservatórios sobrepostos a essas camadas (Figura 1.1.1);

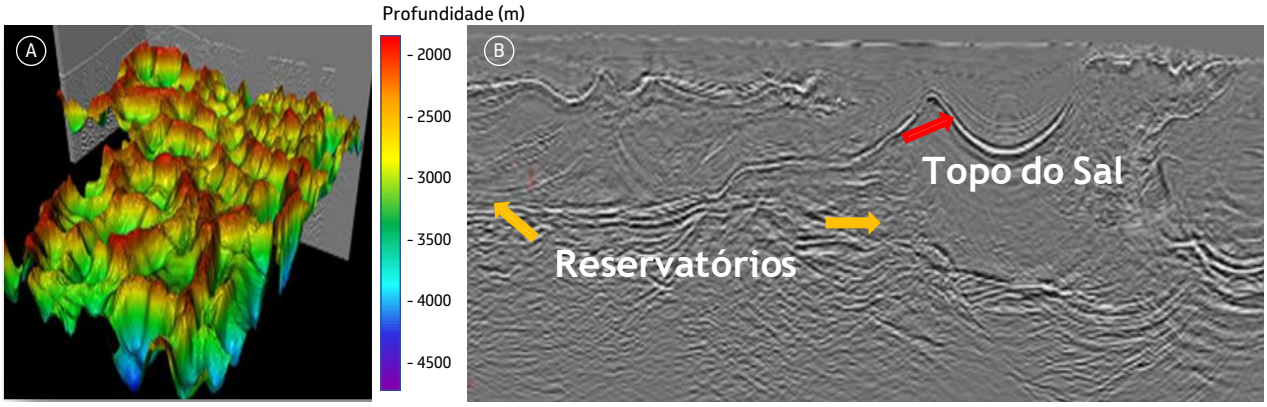


Figura 1.1.1: (A) Visão 3D do topo do sal na Bacia de Santos e (B) Seção sísmica 3D ilustrando as grandes espessuras e irregularidades do topo do sal (seta vermelhar) e a ocorrência dos reservatórios sotopostos (seta amarela).

2. **eventos oriundos de múltiplas internas.** Reflexões da onda sísmica provenientes de intercalações de camadas geológicas adjacentes aos diápiros de sal e/ou sobrepostas aos reservatórios levam a interferências no imageamento sísmico (Figura 1.1.2). Esses sinais múltiplos são observados em superposições transversais e paralelas aos reservatórios, podendo levar a erros na sua caracterização interna;

3. **baixa resolução sísmica.** Inerente ao seu contexto geológico, a seção do Pré-sal apresenta litologias com velocidades sísmicas muitas vezes superiores a 5.000 m/s e está localizada em grandes profundidades, de 5,0 km a 8,0 km. Consequentemente, os registros possuem banda espectral muito limitada em relação aos reservatórios mais rasos, sendo a frequência dominante menor do que 30 Hz. As altas velocidades, a baixa frequência dominante e a limitada banda de frequências acarretam um dado sísmico com baixa resolução. Em geral, apenas camadas acima de 40 m de espessuras são resolvidas (Penna e Lupinacci, 2021);

4. **ambiguidade de impedâncias acústicas.** As rochas reservatório e não reservatório do Pré-Sal são de difícil discriminação pela

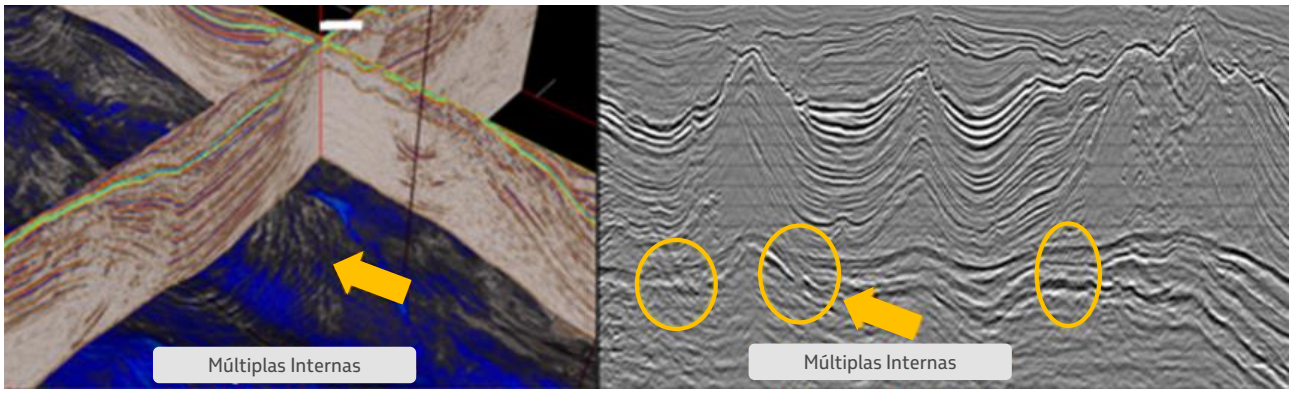


Figura 1.1.2: Múltiplas internas: (A) visão 3D e *time-horizon* e (B) seção sísmica destacando o flanco do sal estratificado como gerador desses sinais.

impedância acústica (P). Os fácies sísmicas apresentam valores de impedância P semellhantes para distintas fácies petrofísicas (Teixeira *et al.*, 2017; Castro e Lupinacci, 2019; Dias *et al.*, 2021);

5. **instabilidade nas inversões elásticas.** Metodologias clássicas de inversão sísmica elástica, que objetivam inferir as impedâncias acústicas, cisalhantes e/ou densidades do meio a partir da imagem sísmica com seus empilhamentos parciais, apresentam resultados instáveis para os reservatórios do Pré-sal, sendo muitas vezes não confiáveis. Para minimizar essa instabilidade, é fundamental adquirir dados com maiores afastamentos fontes-receptores e melhores distribuições de azimutes, registrando ainda uma banda espectral com maior riqueza no conteúdo de baixas frequências. Além disso, é importante realizar uma rigorosa etapa de pré-condicionamento dos dados sísmicos em fase pré-empilhamento, de forma a aprimorar o dado de entrada para os processos de inversão (Penna *et al.*, 2019);

6. **baixa compressibilidade em rochas carbonáticas.** Devido a composição e por estarem sobre grandes pressões de confinamento, as rochas carbonáticas do Pré-sal são bastante rígidas, apresentando constantes petrofísicas (módulos elásticos) que a *priori* não favorecem o monitoramento sísmico por apresentarem baixa sensibilidade à detecção de fluido. A condição de alta tensão de confinamento dessas rochas é desafiadora para as atuais tecnologias de monitoramento de variações de saturações de fluidos e de variações de pressões nos reservatórios (Cruz *et al.*, 2021). A relativa baixa resposta 4D desses carbonatos exige a utilização de tecnologias de aquisição mais avançadas. Entre elas podemos citar a tecnologia de sensores no assoalho oceânico (NODES - *ocean bottom sensors*) e o sistema permanente (PRM - *permanent reservoir monitoring*), que permitem uma maior repetibilidade das posições dos receptores no fundo marinho, além de riqueza azimutal e menor nível de ruídos, melhorando a detectabilidade 4D dos dados sísmicos;

7. **grandes variações faciológicas e presença de diagênese.** As rochas carbonáticas do Pré-sal sofreram diferentes processos de diagênese ao longo do tempo geológico. Não raro, esses processos diagenéticos geram escarpas que atualmente delimitam as bordas de alguns campos (Figura 1.1.3). Esses fatores também dificultam a caracterização sísmica, exigindo dados sísmicos com maior qualidade, maior multiplicidade, maiores afastamentos fonte-receptores, maior riqueza azimutal, melhor imageamento e melhor resolução. Portanto, são mais adequados ao processo de inversão elástica;

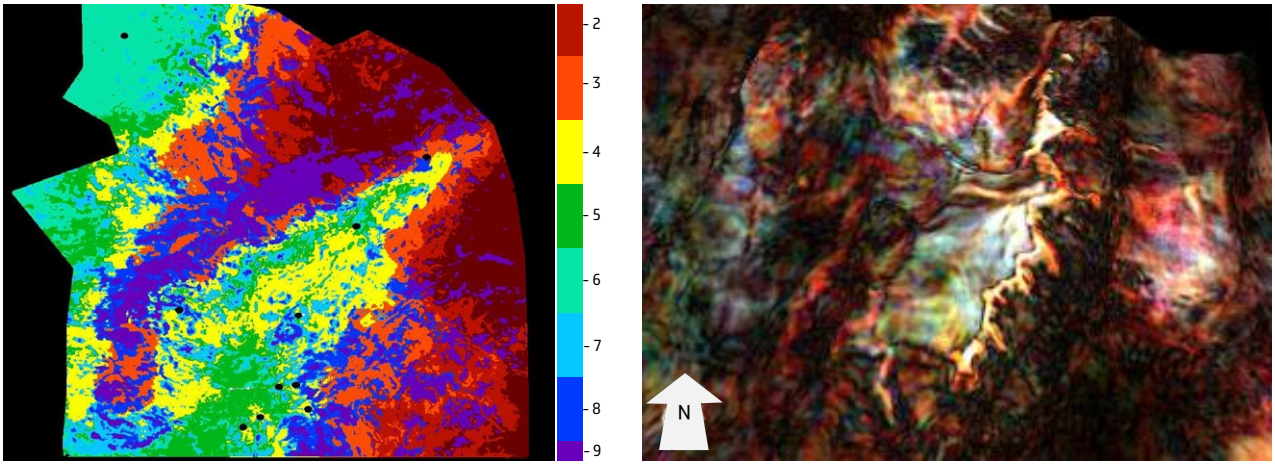


Figura 1.1.3: (A) Variação de fácies sísmicas nos reservatórios do Pré-sal da Bacia de Campos. (B) Diagênese caracterizada pela sísmica na Bacia de Santos.

8. **presença de carstes, cavernas, fraturas e falhas geológicas.** Os campos do Pré-sal brasileiro apresentam feições geológicas complexas e comportamentos estruturais bastante desafiadores para as tecnologias sísmicas, como a presença de carstes, cavernas, fraturas e falhas geológicas (Campos *et al.*, 2021). Estas feições muitas vezes colocam lado a lado litologias distintas, além de espalharem a onda sísmica incidente de forma aleatória.

Nos últimos 15 anos, com o maior entendimento dos desafios tecnológicos em geofísica de reservatórios, as soluções passaram a ser planejadas e implantadas de acordo com o campo e sua fase de explotação. A Figura 1.2 mostra a evolução das principais tecnologias sísmicas aplicadas nesse período para a caracterização e o monitoramento dos reservatórios do Pré-sal.

A história de sucesso da aplicação dessas tecnologias nos campos do Pré-sal teve inícioi em 2007, logo após a descoberta do campo de Tupi (2006). Naquele ano realizou uma campanha sísmica tridimensional marítima de alta resolução (*narrow azimuth high definition* - 3D NAZ HD, Figuras 1.1 e 1.2), recobrindo uma área de aproximadamente 5.000 km^2 sobre os campos de Tupi e Iracema (Johann *et al.*, 2011). Esta mesma tecnologia já havia sido utilizada de forma pioneira em 1999, nos campos de Marlim Sul, Barracuda e Caratinga, na Bacia de Campos, e estabeleceu um marco mundial de densidade de traços sísmicos por quilômetro quadrado: acima de 1,0 milhão traços/km^2 (Figura 1.1).

O objetivo deste 3D NAZ HD foi melhorar a caracterização dos reservatórios carbonáticos Barremiano-Aptianos da área, além de evitar as futuras obstruções operacionais ao navio sísmico, tais como sondas de perfuração, plataformas de produção, navios aliviadores e embarcações de apoio relativas ao sistema de produção.

A estratégia de levar menos de dois anos entre a descoberta e a caracterização sísmica dos novos

reservatórios revelou-se vencedora, pois permitiu gerar continuamente volumes sísmicos de alta resolução que até hoje suportam a perfuração de centenas de poços, além do planejamento para a implantação de nove plataformas de produção nas áreas de Tupi e Iracema.

Entre o primeiro registro sísmico e a entrega do processamento foram cerca de dois anos. Muito desse tempo está relacionado com o ineditismo da área e suas complexidades geológicas, que exigiram um melhor entendimento dos campos de velocidade, especialmente em parte da Bacia de Santos e Campos.

O pioneirismo da aquisição também impulsionou o desenvolvimento tecnológico de novos algoritmos de processamento sísmico, como os de atenuação de múltiplas internas - o IMA (*interbed multiple atenuation*), motivados pela interferência delas no campo de Tupi (Figura 1.1.2). A tecnologia IMA empregada nos dados do Pré-sal foi desenvolvida em um Acordo de Cooperação Técnica entre Petrobras e CGG (Cypriano *et al.*, 2015).

A Figura 1.1.4 ilustra outras ferramentas tecnológicas utilizadas após a descoberta do Pré-sal, que são as aquisições sísmicas de poços: VSP (*vertical seismic profile*) com linhas radiais aos poços (*walkaway*), circulares (*walk-around*) e espirais (VSP 3D). Cada uma dessas geometrias contribui, em maior ou menor grau, com objetivos distintos e específicos. Essa tecnologia, de mais alta resolução, permitiu interpretações de falhas subsísmicas, definições de possíveis direções preferenciais de anisotropias sísmicas e identificação de anidritas e suas espessuras no topo dos reservatórios (Guerra *et al.*, 2011).

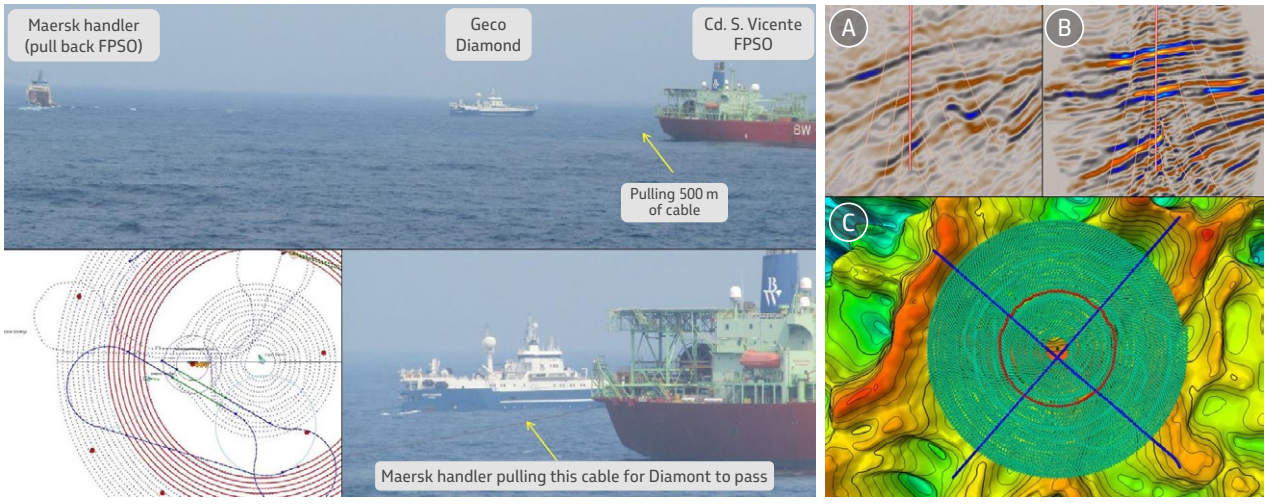


Figura 1.1.4: Tecnologia de VSP: (A) aquisição 3D VSP em Tupi (W1D), com operações de *pull back* de cabos da plataforma para a passagem do navio sísmico (Geco *Diamond*), cortesia Schlumberger; (B) 3D VSP em mapa e sessões sísmicas de superfície e de poços (mais alta resolução).

Outro projeto importante foi a caracterização de reservatórios do Pré-sal na Bacia de Santos com a aquisição marítima circular COIL, patenteada pela Schlumberger e realizada em 2011 na área de Atapu. Na época da perfuração dos poços exploratórios dessa área existiam apenas linhas sísmicas 2D. Dessa forma, a sísmica 3D Circular serviu de importante suporte para reposicionar o poço descobridor da jazida (Pereira Junior *et al.*, 2021). Este projeto foi pioneiro no Brasil e sua utilização na descoberta de um campo de petróleo foi inédita.

Em 2010 - 2011, utilizou-se à aquisição de sísmica WAZ (*wide azimuth*) sobre o assoalho oceânico OBC (*ocean bottom cable*), com registros multicomponentes 4C, na área de Brava, Pré-sal da Bacia de Campos (Figuras 1.1 e 1.2). Com cabos transversais às linhas de registros, esse projeto foi pioneiro em utilizar a tecnologia WAZ em bacias marítimas no Brasil.

Em 2012 foi implementado o Sistema de Monitoramento Permanente no campo de Jubarte (PRM - *permanent reservoir monitoring*, Figuras 1.1 e 1.2). Essa tecnologia foi pela primeira vez utilizada em águas profundas e, embora não tenha sido focada no Pré-sal, ela permitiu identificar eventos de sísmica ativa e passiva nos reservatórios do Aptiano do Pré-sal da Bacia de Campos (Johann *et al.*, 2011). Este projeto tem servido como piloto tecnológico de PRM e suporta estudos para implantação em outros campos da empresa.

Em 2015, a sísmica 4D para monitorar a alternância da injeção de água e gás (WAG, *water--alternating-gas*) no piloto do campo de Tupi é considerada outro grande marco de tecnologias aplicadas com sucesso nos reservatórios carbonáticos do Pré-sal. Esta iniciativa foi pioneira na utilização da tecnologia de estações sísmicas no assoalho oceânico (NODES 3D) no Pré-sal brasileiro (Cruz *et al.*, 2021). O levantamento de referência (base) demonstrou que a riqueza azimutal, menor nível de ruídos ambientais e longos afastamentos fonte-receptores são de grande valor para a caracterização 3D da seção Pré-sal. Em 2017 foi registrado o dado Monitor (S4D) cujos resultados 4D apresentam repercussões otimistas do uso da tecnologia no monitoramento desses reservatórios (Cruz *et al.*, 2021).

Em 2018, uma solução tecnológica foi introduzida para melhorar o imageamento sísmico e, consequentemente, a caracterização dos reservatórios do Pré-sal. Essa tecnologia consistiu no reprocessamento simultâneo de três aquisições NAZ, de forma a compor um dado tri-azimutal, sendo aplicada na área de Iara (Figura 1.1.5). O ganho na imagem sísmica obtida tem impactado significativamente no desenvolvimento do campo, o que incentiva ainda mais o futuro uso de soluções com maior riqueza azimutal.

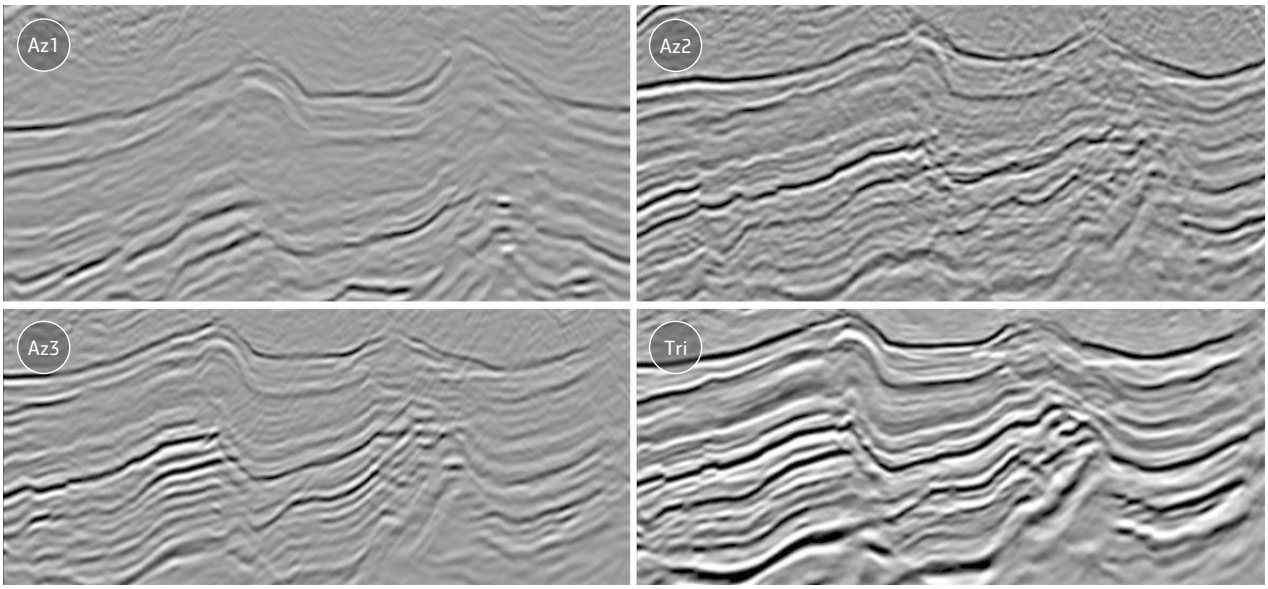


Figura 1.1.5: Ganho no imageamento sísmico (Tri) e consequente caracterização de reservatórios na área de Iara, a partir do reprocessamento, utilizando novas técnicas e os dados conjuntos de três aquisições NAZ (Az1, Az2 e Az3). As imagens acima estão focadas na região do reservatório.

Além dos avanços citados anteriormente nas tecnologias de aquisição, também foi importante desenvolver soluções para os dados já adquiridos, atualizando assim as técnicas de processamento sísmico de forma mais apropriada ao contexto geológico. O reprocessamento de dados existentes na área de Libra em 2018, empregando a tecnologia de processamento FWI (*full- waveform inversion*), é um exemplo disto. Os resultados mostraram o grande valor dessa técnica na construção do campo de velocidades para o processamento sísmico em áreas complexas (Penna *et al.*, 2019). A partir disso, o emprego do FWI durante o processamento sísmico tornou-se padrão para os reservatórios do Pré-sal. Tal tecnologia foi disruptiva na indústria sísmica, assim como tinham sido as tecnologias CDP - *common depth point* (década de 60), deconvolução (década de 70), sísmica 3D e a migração sísmica (década de 80).

Após os sucessos da aquisição NODES no piloto do campo de Tupi, tomou-se a decisão de utilizar essa tecnologia em importantes campos do Pré-sal brasileiro. Oito campos foram cobertos com NODES: Mero (2017 a 2018), Búzios (2018 a 2019), Sapinhoá (2021 e, sísmica 4D em 2023), Iracema (2021 a 2022), Tupi Full Field (2022 a 2023); Itapu (2022 a 2023), Iara (2023) e Sépia (2024). A Figura 1.1.6 mostra os projetos de sísmica NODES realizados na Bacia de Santos pela Petrobras e empresas parceiras.

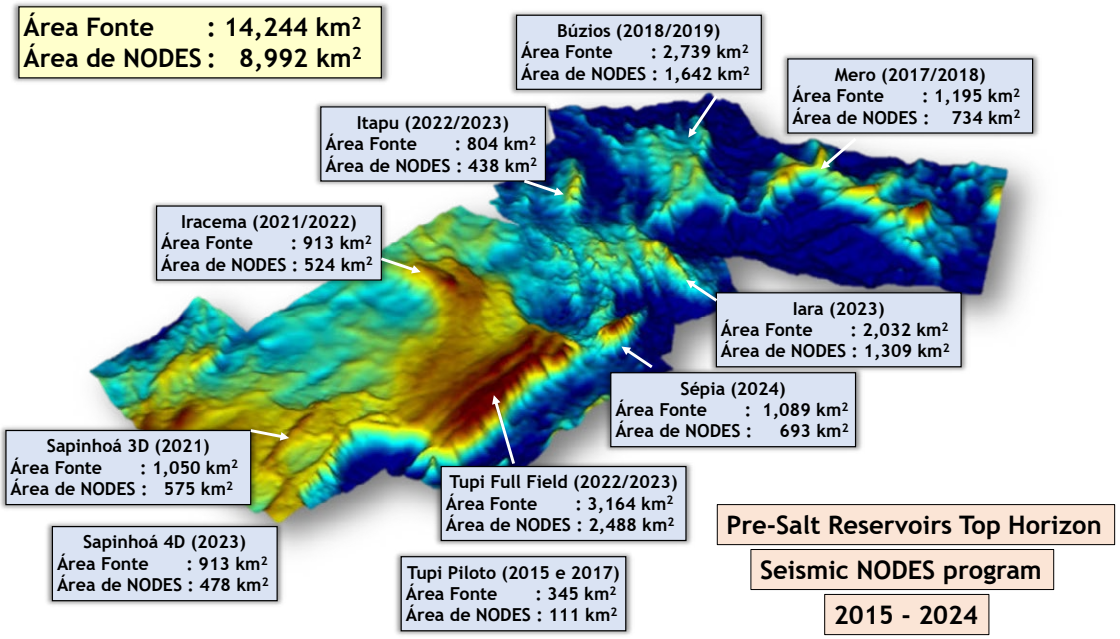


Figura 1.1.6: Campos de O&G na Bacia de Santos, representados pelo horizonte sísmico do topo dos reservatórios carbonáticos do Pré-Sal, registrados com tecnologia NODES (*full azimuth* ou FAZ). Os oito campos registrados foram: **Mero** (2017 a 2018), **Búzios** (2018 a 2019), **Sapinhoá** (2021 e, sísmica 4D em 2023), **Iracema** (2021 a 2022), **Tupi Full Field** (2022 a 2023); **Itapu** (2022 a 2023), **Iara** (2023) e **Sépia** (2024). O programa sísmico totalizou 14,244 km² (área de fontes sísmicas) e 8,992 km² (área de sensores sísmicos). Trata-se do maior programa de sísmica NODES em águas profundas na indústria de O&G.

Como perspectivas futuras nas tecnologias geofísicas de reservatórios, vislumbra-se a utilização da sísmica NODES para os demais campos do Pré-sal brasileiro e o monitoramento 4D. Isto aliado ao emprego de técnicas avançadas de processamento, como a construção de modelos de velocidades por FWI e de imageamento por LSM (*least square migration*). De 2021 a 2023, na área de Iracema e campo de Tupi, foi realizada a maior aquisição com tecnologia Full Azimuth (NODES) em águas profundas da indústria do petróleo. Projeto com 3,164 km² usando fontes triplas (3x3, string triple source) que permitem maior eficiência operacional.

Os principais motivos que levam a escolha da tecnologia do tipo NODES são a sua riqueza azimutal, com longos afastamentos fonte-receptor e sem deficiência de cobertura por azimute, e o baixo nível de ruídos dos dados, uma vez que os receptores operam em um ambiente ultra profundo, diferentemente dos cabos streamers que operam junto à superfície e por isso estão sujeitos a maiores níveis de ruídos. Este método sísmico possibilita alta repetibilidade dos receptores, o que assegura o posicionamento (em levantamentos Base e Monitor) com precisão entre 0,2 % e 0,5 % da lâmina d'água. Dessa forma, torna-se excelente para fins de sísmica 4D, conforme comentado anteriormente.

Outra tecnologia importante, que poderá se tornar amplamente utilizada em reservatórios do Pré-sal, é o uso de PRMs (*permanent reservoir monitoring*). Grandes contribuições do PRM estão ligadas à rapidez com que a informação poderá ser processada e

interpretada, bem como a possibilidade de obtenção de sísmica passiva (Deplante *et al.*, 2019).

Na área de desenvolvimentos tecnológicos para imageamento, a aplicação do LSM se tornará mais rotineira (Pereira-Dias *et al.*, 2018) e ocorrerá a evolução em robotização dos NODES, além da extensão do tempo de suas baterias, de forma a torná-los mais competitivos no monitoramento dos reservatórios. A maior utilização da tecnologia de fibra óptica em poços e em PRM também é um avanço esperado para os próximos anos.

2. CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DAS ROCHAS ÍGNEAS DOS RESERVATÓRIOS DE MERO, BLOCO DE LIBRA

Neste tópico será apresentado um resumo do conhecimento do comportamento geofísico das rochas ígneas do campo de Mero, setor ocidental do bloco de Libra, nordeste da Bacia de Santos (Figura 2.1).

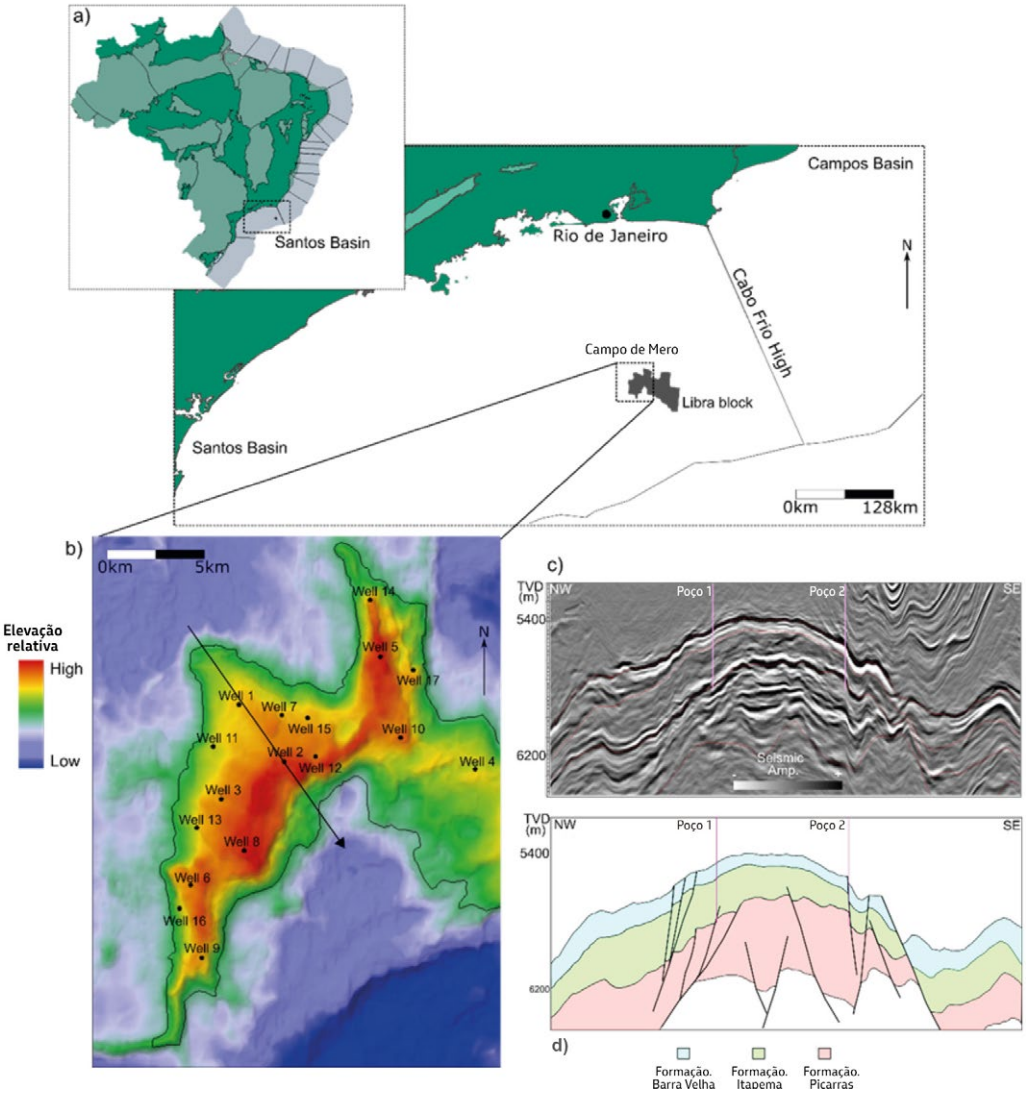


Figura 2.1: (A) Localização do campo de Mero. (B) Mapa estrutural da Base do Sal e localização da seção sísmica arbitrária. (C) Seção sísmica NW-SE. (D) Interpretação geológica da área (modificado de Penna e Lupinacci, 2021).

O campo de Mero possui volume de óleo *in place* entre 8 e 12 Bi boe (Carlotto *et al.*, 2017), armazenados em reservatórios das formações Itapema e Barra Velha (Figura 2.2). Tal estrutura exibe alta complexidade geológica (Rancan *et al.*, 2018) em termos de fácies estratigráficas (Penna *et al.*, 2019), diagênese (Sartorato *et al.*, 2020), características permo-porosas (Penna e Lupinacci, 2021) e presença de rochas ígneas (Oliveira *et al.*, 2019, Penna *et al.*, 2019). O bloco de Libra, além do campo de Mero, situado na sua porção leste, é também constituído por estruturas informalmente denominadas central e sudeste.

Uma característica marcante dos reservatórios de Mero, diferente de outros campos operados pela Petrobras, é a ocorrência expressiva de rochas ígneas intrusivas e extrusivas nos reservatórios. A presença dessas rochas, na base e ao longo da seção reservatório, constitui um grande desafio para o desenvolvimento do campo. Isso acontece porque, em geral, essas rochas implicam em penalizações de volumes de óleo *in place* e desempenham um papel fundamental na manutenção das pressões regionais do aquífero, uma vez que podem possuir certa porosidade e/ou atuam como barreiras hidráulicas significativas ao fluxo (Penna e Lupinacci, 2021).

O bloco de Libra dispõe de um volume sísmico *legacy* que cobre uma área de aproximadamente 2.500 km². A aquisição foi feita com *streamers* de 8 km e *grid* 6,25 x 25 m. Este volume sísmico foi reprocessado na Petrobras com um modelo de velocidades anisotrópico do tipo TTI e VTI, seguido do processamento de duas *full-waveform inversion* (FWI) de 3 a 4,5 Hz (Araujo e Gouveia, 2015). Camadas salinas de alta e baixa velocidade foram adicionadas ao modelo de velocidades da migração, na metodologia descrita por de Oliveira *et al.* (2015) e atualizada por Seifert *et al.* (2017). Empilhamentos parciais contendo seis classes de ângulos de incidência foram gerados e utilizados posteriormente para inversão elástica, sendo eles: 06-14°, 10-18°, 14-22°, 18-26°, 22-30° e 24-32° (Penna *et al.*, 2019; Penna e Lupinacci, 2021).

2.1. Modelo petroelástico do reservatório de Mero

Devido ao efeito da compactação e soterramento presente na área, as rochas que

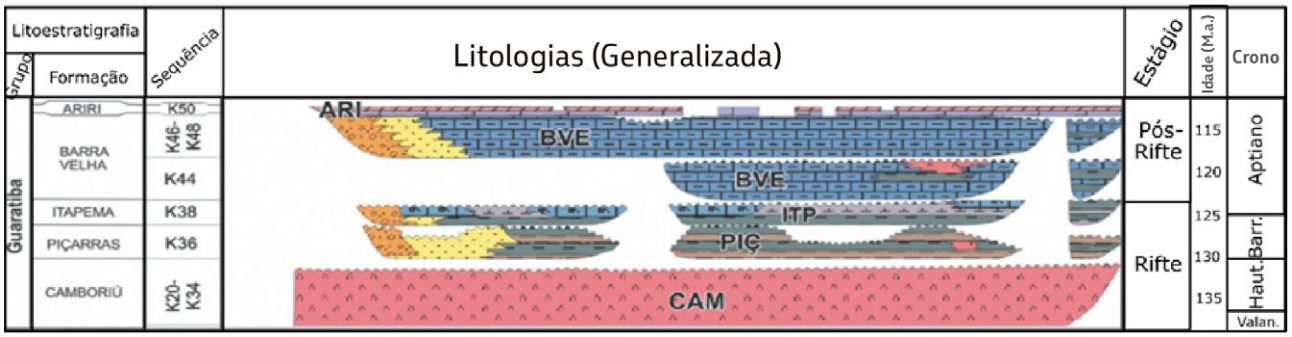


Figura 2.2: Carta estratigráfica do Cretáceo Inferior da Bacia de Santos. (modificado de Moreira *et al.*, 2007).

compõem o campo de Mero possuem valores de incompressibilidade elevados, o que dificulta a separação de fácies sísmicas em alta resolução. Sendo assim, uma separação elástica entre rochas carbonáticas do tipo *rudstones* a bivalves, por exemplo, e calcários arbustivos não é possível, da mesma forma que a separação entre os fluidos óleo, água ou gás contidos nesses reservatórios. A discretização em fácies, conforme demonstrado por Penna *et al.* (2019), é factível somente em termos de qualidade de reservatório, separando-se entre rochas carbonáticas porosas (ou reservatório, contendo valores maiores do que o estabelecido para porosidade efetiva) e rochas carbonáticas fechadas (abaixo do valor de corte). Separa-se, também, rochas carbonáticas microporosas (laminitos, siltitos, etc.) e rochas ígneas (extrusivas e intrusivas). A Figura 2.1.1 exemplifica o modelo petroelástico de caracterização das fácies distinguíveis pela sísmica, assim como a distribuição de valores de impedância-P (IP) e impedância-S (IS) para cada fácies.

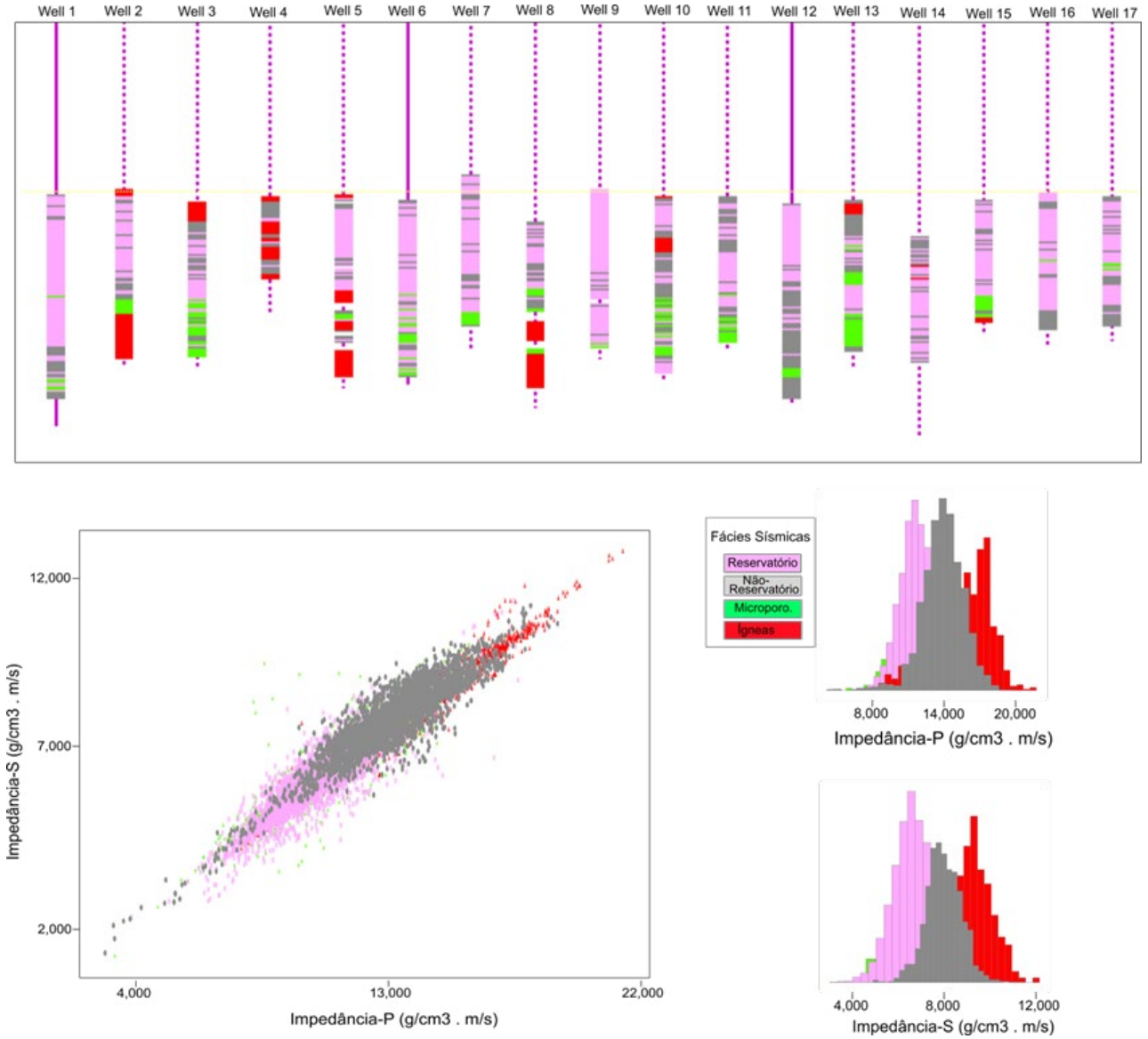


Figura 2.1.1: Modelo petroelástico de classificação das fácies dos reservatórios do campo de Mero.

Além das dificuldades inerentes para a classificação sísmica de fácies, cabe mencionar que, devido às características de largura de banda do pulso sísmico típico do campo de Mero, a resolução vertical é da ordem de 40 a 50 m para os volumes de amplitude e 20 m para os volumes de impedâncias (Penna e Lupinacci, 2021).

Alguns trabalhos sobre classificações e interpretações quantitativas acerca do reservatório de Mero encontram-se disponíveis na literatura (e.g., Penna *et al.* (2019), Fatah *et al.* (2019), Jesus *et al.* (2019), Penna e Lupinacci (2020) e Penna e Lupinacci (2021).

2.2. Modelo petroelástico e classificação de fácies ígneas

A descrição e a análise das amostras laterais (predominantes) e testemunhos disponíveis com rochas ígneas do campo de Mero permitiram a separação de seis fácies, conforme exemplificado na Figura 2.2.1. Foram individualizadas intrusões fraturadas e maciças, lava vesicular, lava tabular, vulcanoclásticas e lavas almofadadas (ou *pillows*). Devido à resolução vertical limitada e às características espectrais do volume sísmico disponível, fez-se necessário o agrupamento das seis fácies em três, de modo a viabilizar a classificação das unidades no domínio acústico/elástico. Este agrupamento foi feito observando o comportamento e a sobreposição de cada fácies no domínio petroelástico, de modo que as fácies mais coincidentes em termos de valores de IP e IS fossem agrupadas. Sendo assim, três fácies agrupadas foram consideradas: (1) intrusão maciça/fraturada, (2) lava almofadada/vesicular e (3) lava tabular/vulcanoclástica.

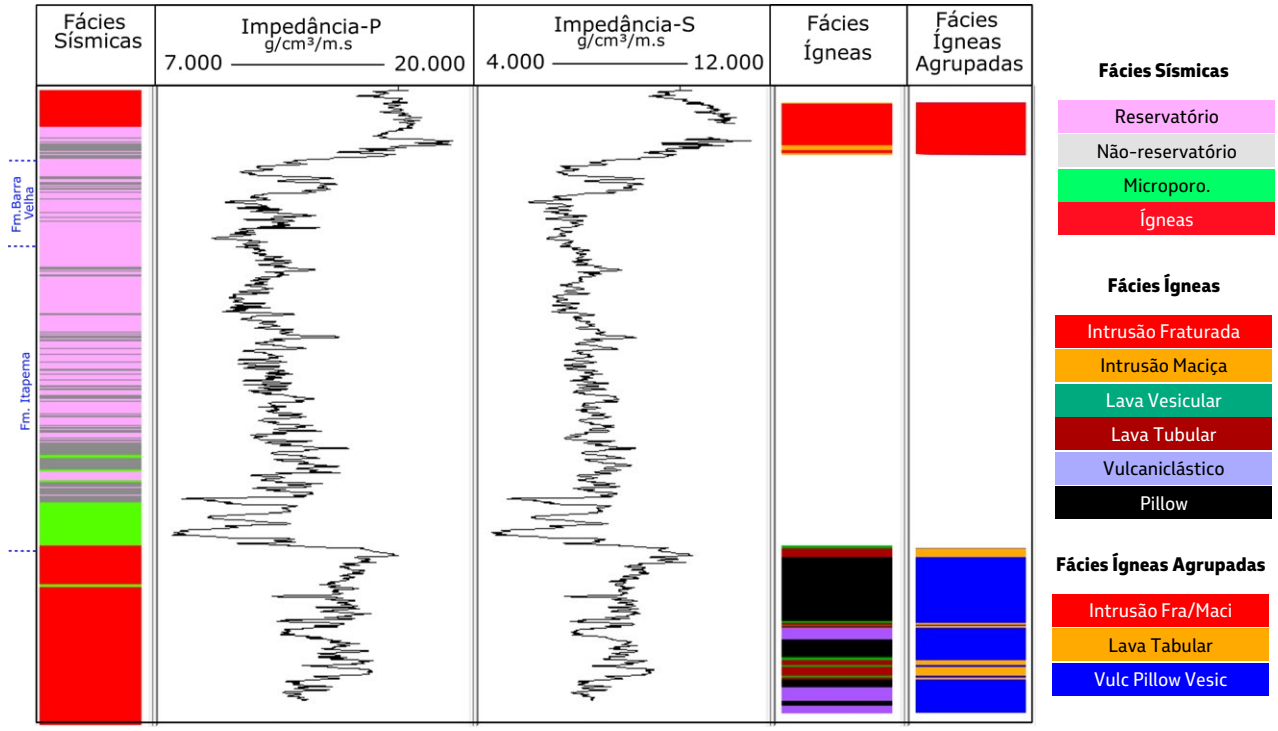


Figura 2.2.1: Perfis de impedância-P, impedância-S e a classificação das fácies ígneas feitas nos testemunhos de dois poços do campo de Mero.

A distribuição das fácies ígneas agrupadas no domínio petroelástico e o comportamento de cada uma das rochas em termos dos valores de impedância-P e impedância-S são ilustrados na Figura 2.2.2. Nota-se que as intrusões, maciças ou fraturadas, possuem um comportamento bem característico no domínio petroelástico, com altos valores de IP e IS. As lavas tabulares/vulcanoclásticas, por sua vez, possuem valores mais intermediários e se distinguem das demais fácies, principalmente IS, uma vez que seus valores estão ligeiramente deslocados no eixo vertical do gráfico. As lavas almofadadas/vesiculares possuem uma gama variada de valores, porém, com tendência a apresentarem IP e IS mais baixos em relação as demais fácies.

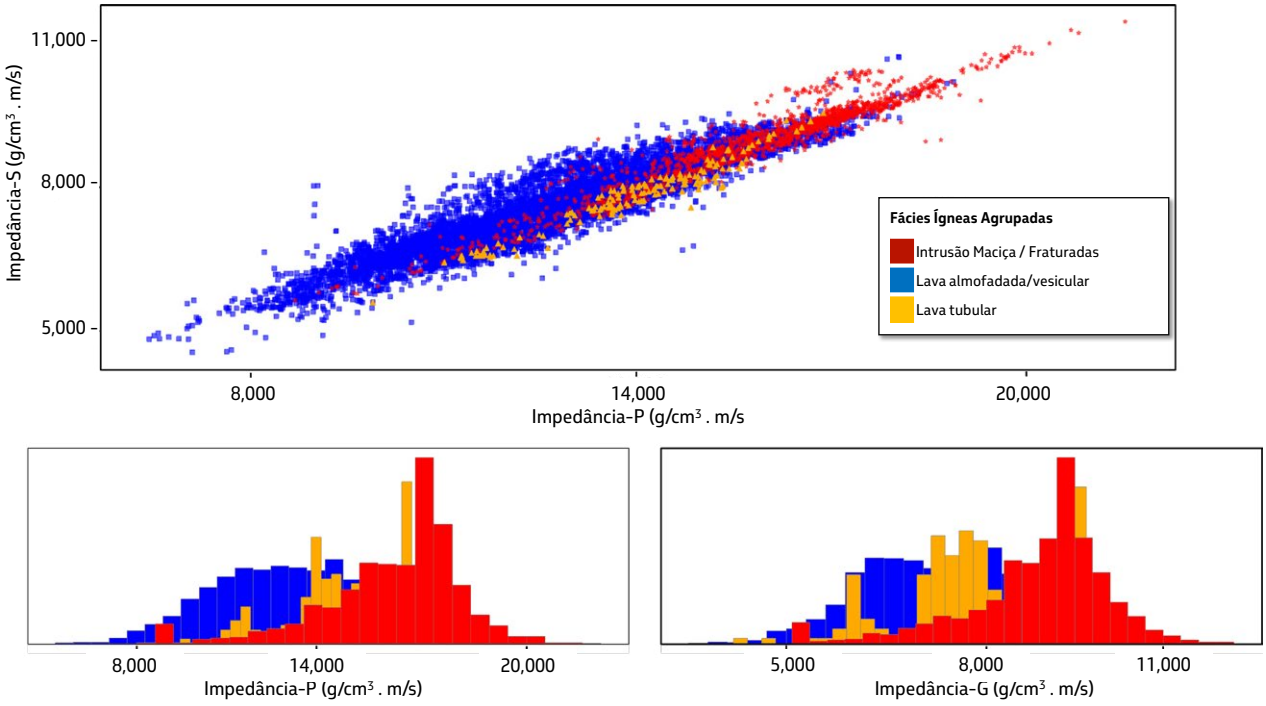


Figura 2.2.2: Modelo petroelástico de classificação de três fácies ígneas agrupadas.

2.3. Interpretação quantitativa para as rochas ígneas

Uma maneira eficiente de individualizar as fácies ígneas é trabalhar com cortes nos valores de IP e IS, considerando o modelo petroelástico da Figura 2.2.2 e os volumes de impedância-P e impedância-S. Apesar da grande sobreposição entre cada uma das fácies no domínio elástico, a média de distribuição de cada uma das fácies ígneas agrupadas é bem estabelecida, fato que pode ser explorado em termos de estimativa da ocorrência de cada uma das fácies.

Foram usados os seguintes valores de corte de IP e IS para discretização das fácies ígneas nos volumes elásticos: (1) intrusões (acima de 16.000 m/s*gr/cm³ de IP e acima de 9.000 m/s*gr/cm³ de IS); (2) lava almofadada/vesicular (abaixo de 10.000 de IP e abaixo de 7.000 de IS) e (3) lava tabular/vulcanoclástica (10.000 m/s*gr/cm³

a 16.000 m/s*gr/cm³ de IP e 7.000 m/s*gr/cm³ a 9.000 m/s*gr/cm³ de IS). Na Figura 2.3.1 são apresentadas seções arbitrárias do campo de Mero para exemplificar a discretização das fácies ígneas. Os mapas de fácies ígneas, próximas a base do sal e próximas ao embasamento, são ilustrados na Figura 2.3.2.

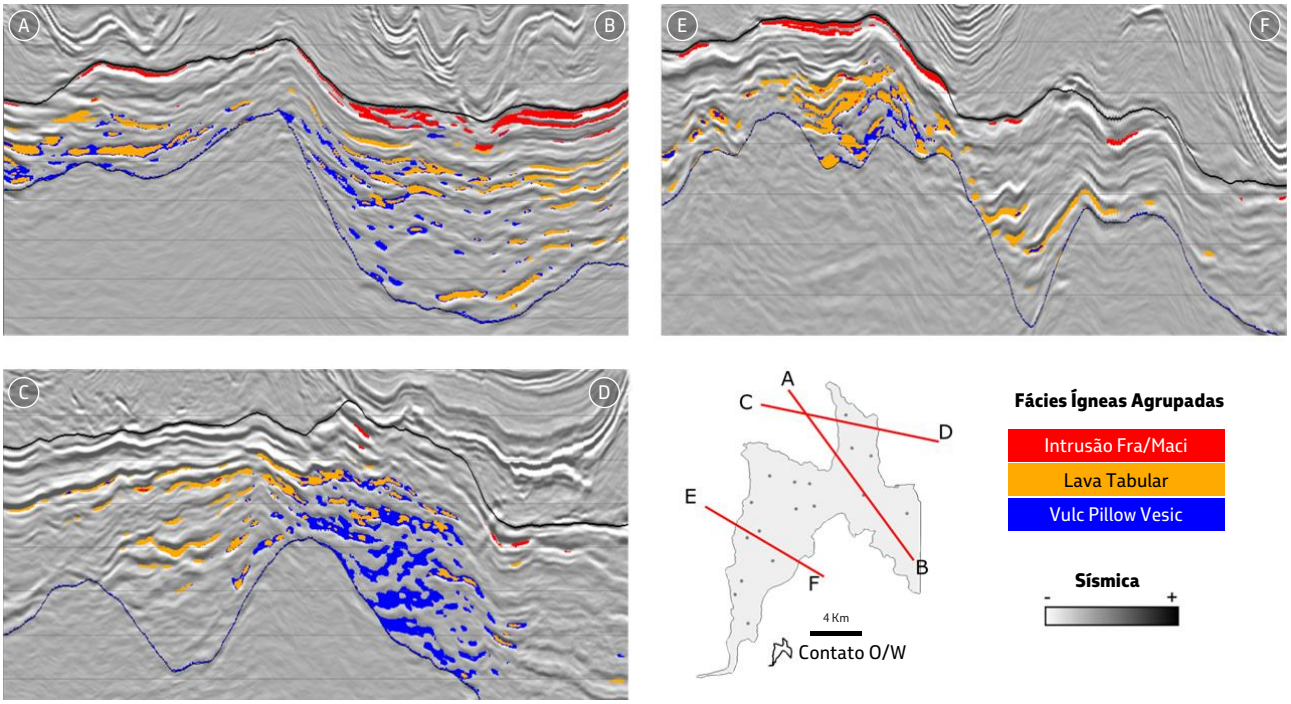


Figura 2.3.1: Seções passando pelos volumes de fácies ígneas gerados a partir dos cortes nos valores de IP e IS.

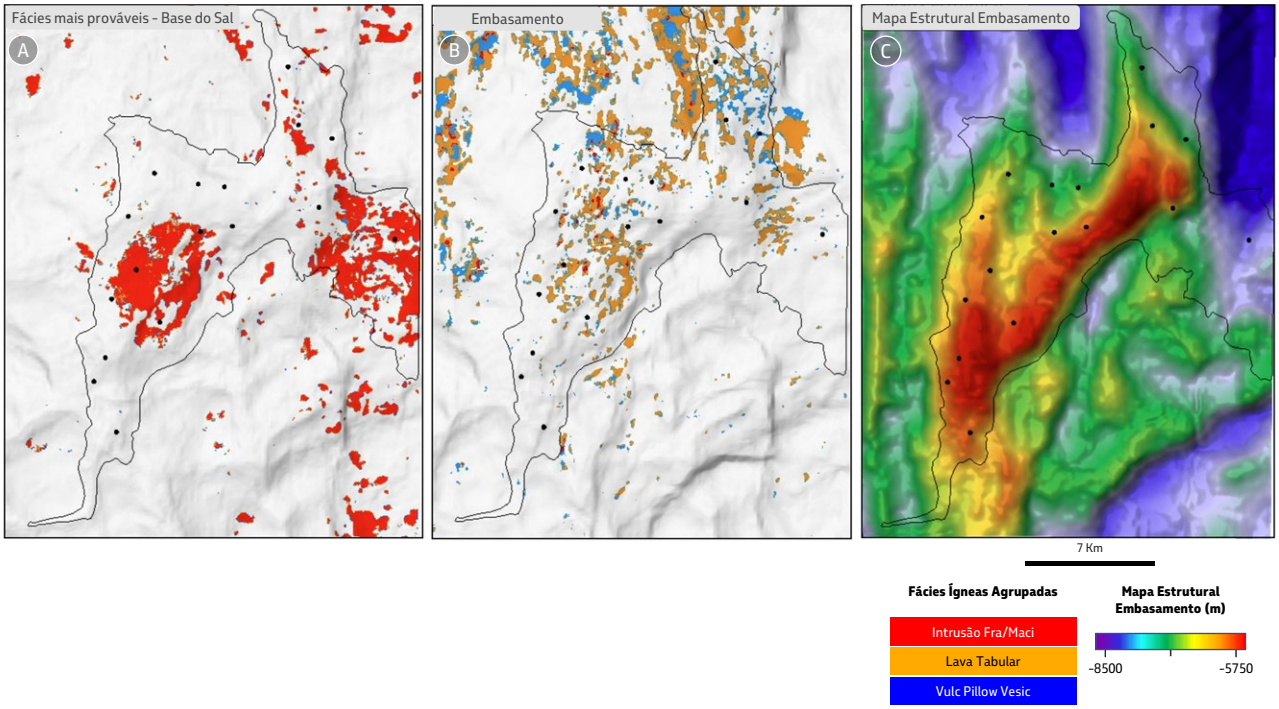


Figura 2.3.2: Mapas no campo de Mero: (A) corte de IP definindo as intrusões próximas à interface da base do sal, (B) corte de IP definindo as lavas almofadadas/vesiculares próximas ao horizonte do embasamento e lavas tabulares (C) mapa estrutural do embasamento.

Os resultados apresentados na Figura 2.3.2, para o campo de Mero, revelaram que os baixos estruturais são mais frequentemente preenchidos pelas fácies vulcânicas vesiculares/almofadadas, que ocorrem entre o embasamento e a base da Formação Barra Velha ou base da K46/48. As intrusivas, por sua vez, normalmente ocorrem próximas da interface entre o reservatório e a base do sal, como corpos tabulares de diversos tamanhos. Contudo, as intrusões também ocorrem em outros níveis estratigráficos da seção Pré-sal (Oliveira et al., 2019). Nos altos estruturais e, aparentemente, próximo aos centros eruptivos onde ocorrem os cones vulcânicos, concentram-se as fácies vulcânicas de lavas tabulares. Não foi possível separar as lavas vesiculares das almofadas, pois a resposta sísmica é ambíguas. Por isso, torna-se ainda mais valoroso o trabalho da interpretação sísmica nesses sistemas vulcano-sedimentares.

3. CARACTERIZAÇÃO E MODELAGEM SÍSMICA DE FRATURAS DOS RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS DO COMPLEXO DE IARA

O Complexo de Iara está localizado na porção nordeste da Bacia de Santos, a cerca de 212 km da costa leste do estado do Rio de Janeiro, e compreende os campos de Berbigão, Sururu e Atapu, situados em áreas com regimes de contratos de concessão e cessão onerosa, conforme apresentado na Figura 3.1.

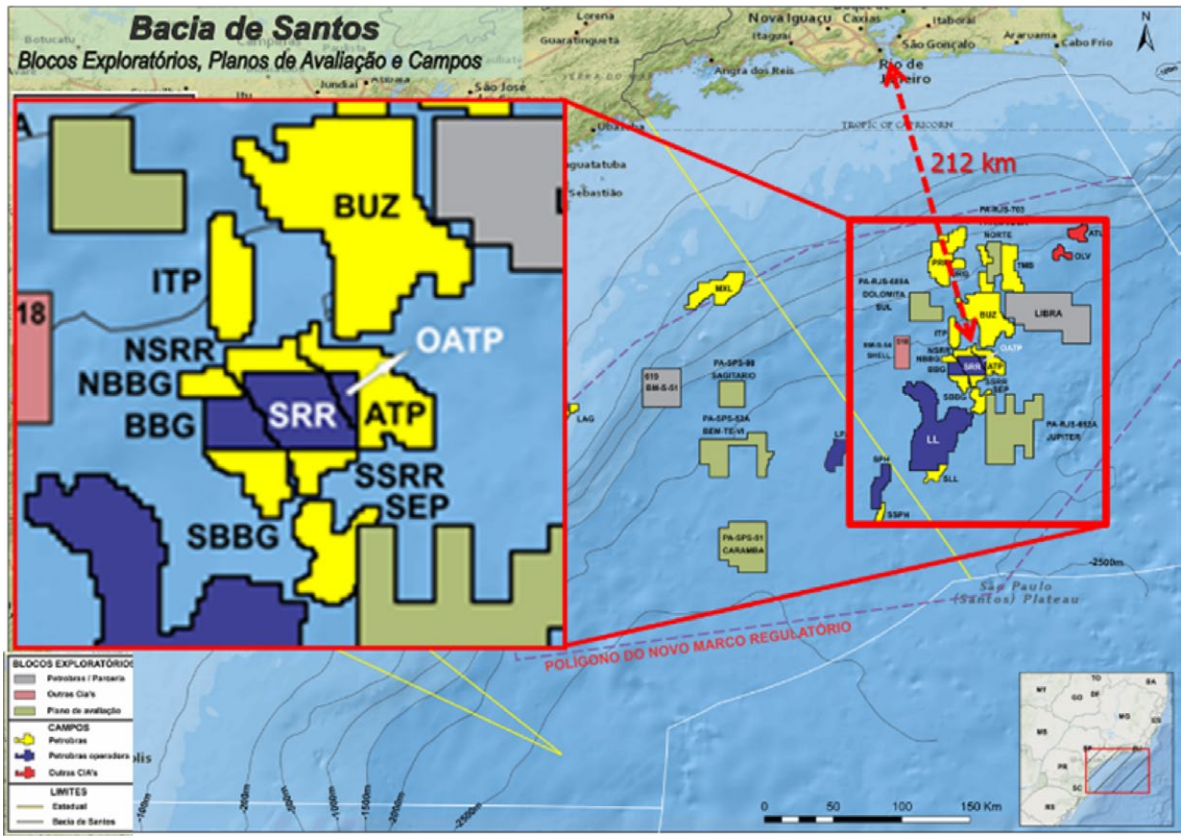


Figura 3.1: Mapa de localização da área de concessão (área azul) e da cessão onerosa (área amarela) das três acumulações, Berbigão, Sururu e Atapu.

A área sob regime de concessão no Complexo de Iara possui de cerca de 320 km², sendo explotado por consórcio formado atualmente pela Petrobras, operadora e detentora de 42,5% do empreendimento, e as empresas Shell, Total e Petrogal, que detêm 25%, 22,5% e 10%, respectivamente.

A separação das três acumulações nas áreas da concessão e da Cessão Onerosa de Iara foi definida a partir da constatação de diferentes contatos óleo/água, fluidos e gradientes de pressão. As três acumulações estão individualizadas e trapeadas por baixos estruturais preenchidos por rochas com características selantes (não reservatório). Dessa forma, cada acumulação foi nomeada de acordo com o seu respectivo poço descobridor: Acumulação de Sururu, Acumulação de Berbigão e Acumulação de Atapu. Este último perfurado em área da Cessão Onerosa.

A separação das acumulações de Berbigão, de Sururu e de Atapu é evidenciada pela associação entre os atributos sísmicos impedâncias P, S e coerência, além das propriedades físicas das rochas, tais como a porosidade, composição mineralógica e o fluído presente no sistema poroso.

A Figura 3.2 ilustra a relação entre a Impedância-P e a razão VP/VS, obtidas dos perfis dos poços descobridores das três acumulações na Formação Barra Velha (BVE), e sugere a individualização dos seguintes grupamentos:

1. **Flanco de Berbigão (W697)**: predominam laminitos e esferulititos com presença de argilominerais do tipo talco-estevensita. A elevada argilosidade, sobretudo no intervalo BVE200, decorrente da presença destes argilominerais, reduz o valor da

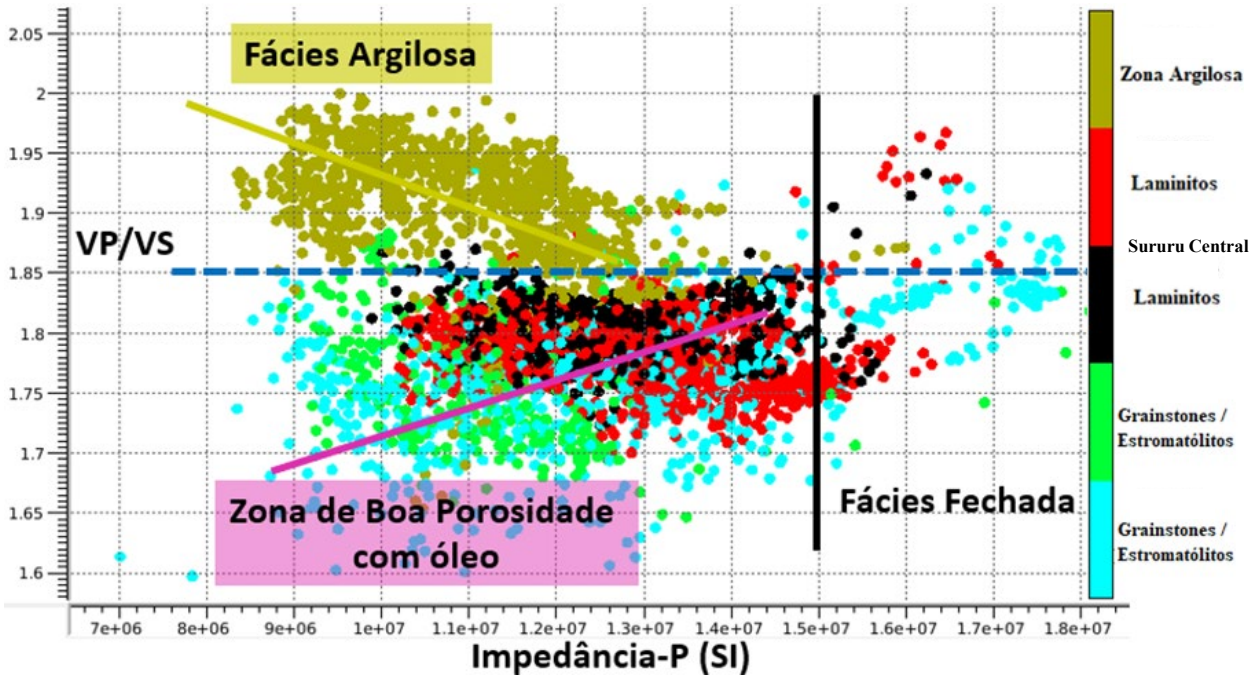


Figura 3.2: Gráfico de impedância P *versus* razão VP/VS, ilustrando a separação de fácies.

Impedância-P e aumenta o valor da razão VP/VS (ler Capítulo 09 desta obra);

2. **Sururu Central (W656)**: predominam laminitos e esferulititos de elevada microporosidade, com valores intermediários a altos de impedância-P e razão VP/VS intermediária. Observam-se reduções de permeabilidades relacionadas as diminutas dimensões dos poros. Sismicamente a forte presença de refletores coerentes e monótonos nessa região relaciona-se aos depósitos em um ambiente de moderada a baixa energia;

3. **Atapu (W711)**: predominam *shrubstones* e *grainstones* de elevadas porosidades e gargantas do poro. A impedância-P e a razão VP/VS assumem valores menores relacionados a melhora do reservatório. Sismicamente, a baixa coerência sísmica nessa região relaciona-se aos depósitos de mais alta energia e à presença de dissoluções e corredores de fraturas.

Os reservatórios da Formação Barra Velha, nestes campos, apresentam características permo-porosas variadas, refletindo as diferentes condições e ambientes de tectono-sedimentação. Destacam-se a ocorrência de construções carbonáticas *Mounds/buildups* e Laminitos (baixa permeabilidade), que serão descritos a seguir.

3.1. Carbonatos de alta permeabilidade - *Mounds/Buildups*

Os principais reservatórios das acumulações de Berbigão, Oeste de Sururu e Atapu são formados predominantemente por rochas carbonáticas associadas à percolação de fluídos hidrotermais ascendentes, produzindo rochas análogas à travertinos (Renault *et al.*, 2013), com excelentes características permo-porosas, e que, sismicamente, estão associadas ao sismofácies *Mounds/Buildups*.

A correta identificação de *Mounds/Buildups* em dados sísmicos pôde ser conduzida a partir da combinação de diversos elementos, tais como: (i) a presença de blocos estruturais elevados (*horsts*) associados ao embasamento; (ii) a presença de feições positivas da Base do Sal, ou Topo do reservatório; e (iii) o crescimento de seção nos intervalos do BVE100 e BVE200, evidenciado pelo aumento de isópaca. Adicionalmente, dados de perfis e de rocha têm mostrado que estas bioconstruções correspondem a intervalos densamente fraturados e que aparecem frequentemente carstificadas.

A resposta sísmica do intervalo correspondente aos *Mounds/buildups* tem, geralmente, evidenciado um padrão de sismofácies caótica. Dessa forma, os atributos sísmicos relacionados à coerência do sinal sísmico são importantes para a sua identificação (Jesus *et al.*, 2019; Ariza *et al.*, 2019; Ariza *et al.*, 2021; Ferreira *et al.*, 2021).

As grandes profundidades de ocorrência dos reservatórios do Pré-Sal, sua geometria e a composição das camadas do sal sobrejacentes impõem importantes desafios para as etapas de modelagem e caracterização dos sismofácies *Mound/buildup*, devido à qualidade sísmica inadequada dos dados disponíveis para significativa parcela dos campos do Pré-sal da Bacia de Santos (Jesus *et al.*, 2019; Ariza *et al.*, 2019).

Nos projetos englobando o Complexo de Iara, havia três levantamentos sísmicos do tipo *narrow azimutes* com migração Kirchhoff e modelo de velocidade por tomografia inadequados para a caracterização dos reservatórios. Assim, foi realizado um processamento dos três levantamentos sísmicos em conjunto, proporcionando um dado multi-azimutal, denominado Tri-Azimute. Além disso, um desses dados *narrow* azimuth foi reprocessado com melhorias do modelo de velocidade a partir do uso de técnicas de imageamento de alta resolução do tipo *Full-Waveform Inversion* (FWI) e migração *Reverse Time Migration* (RTM), denominado *Constellation*. Nas Figuras 3.1.1a e 3.1.1b, são mostrados os dados sísmicos *narrow azimuth* em uma seção, passando pelos poços W697 e W706. Podemos observar que, aparentemente, havia a existência de uma feição do tipo *Mound/buildup* próximo ao poço W697, devido as características intrínsecas na área, como alto estrutural, feição positiva, crescimento de seção e sismofácies caótica observadas pelo atributo de coerência do sinal sísmico.

Análises posteriores utilizando o dado sísmico Tri-azimute (Figuras 3.1.1c e 3.1.1d), com qualidade superior aos dados anteriores, revelaram que as premissas existentes que suportavam o modelo *Mound/buildup* nesta área deixaram de existir. Isso ocorreu, em particular, devido à baixa razão sinal/ruído (S/R), mostrando que o padrão de sismofácies existente era proveniente de ruídos presentes no dado *narrow azimuth*, levando a interpretações errôneas.

A evolução das análises e do conhecimento da tectônica regional do Pré-Sal da Bacia de Santos, associada a estudos de detalhamento estrutural do Complexo de Iara, conduziu a uma melhor compreensão dos modelos e processo estruturais presentes na área (Debapriya *et al.*, 2018; Carvalho *et al.*, 2019; Raul *et al.*, 2019; Mattos *et al.*, 2021).

A classificação da estrutura apresentada na Figura 3.1.1, como uma dobra por propagação de falha (*Tri-shear*, Figura 3.1.1e), descarta a hipótese de *Mound/buildup* e sugere que esta região, à época de deposição, estaria mais provavelmente associada à um baixo estrutural com soerguimento *a posteriori*, reduzindo as chances de ocorrência de reservatórios com boas características permo-porosas na área (Abreu *et al.*, 2018).

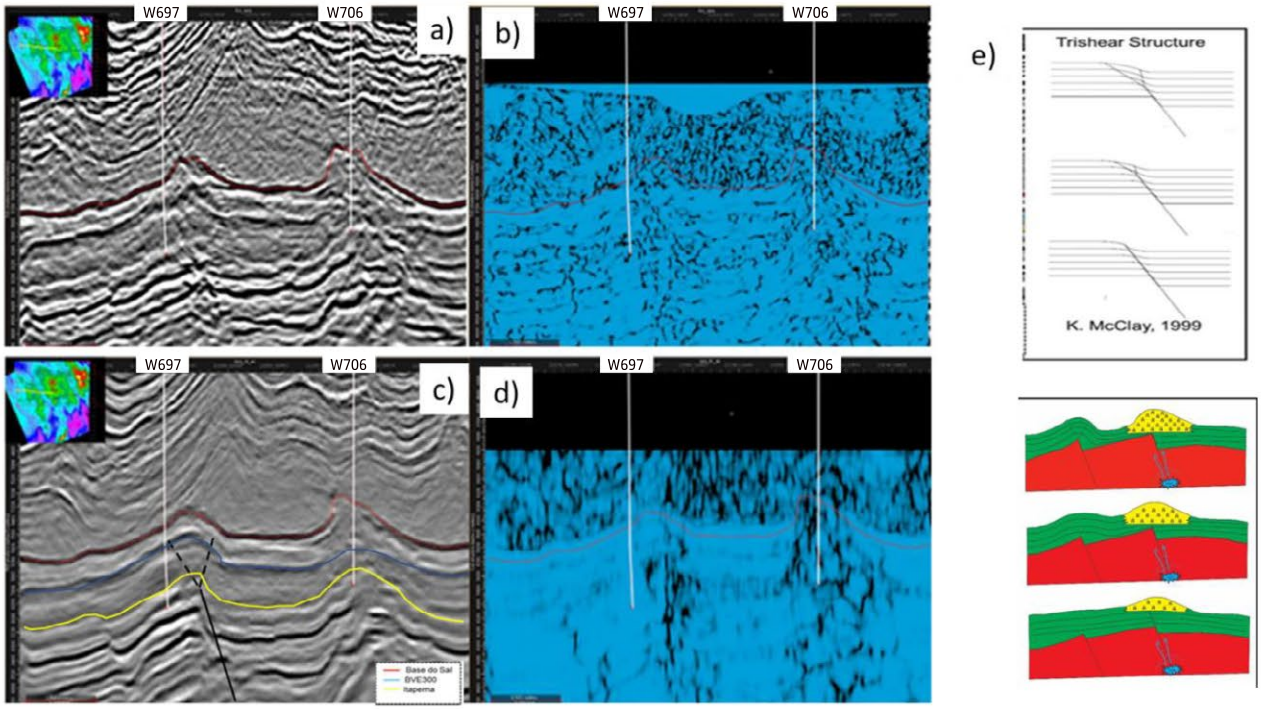


Figura 3.1.1: Novas interpretações sísmicas no projeto de Berbigão. A) secção sísmica em amplitude migrada do dado *narrow azimuth* B) secção do atributo de descontinuidade do dado *narrow azimuth* ilustrando as sismofácies caóticas relacionadas ao *mound/buildup*. C) secção sísmica em amplitude migrada do dado Tri-azimute. D) seção do atributo de descontinuidade do dado Tri-azimute. Sismofácies caóticas relacionadas ao *mound/buildup* não são observadas próximo ao poço W697. E) Ilustração do modelo conceitual da formação de estruturas *Trishear*.

Outro estudo de caso é o da locação do poço W2, que revelou reservatórios com excelentes características permo-porosas, com porosidade média de 12,4% e *net-pay* de 535 m, um dos maiores já constatados nos poços do Pré-sal na Petrobras.

A análise do dado sísmico *narrow azimuth* (Figura 3.1.2a) na região do poço W2 não permitiu a identificação de estruturas do tipo *Mound/Buildup*, principalmente devido à presença de ruídos e baixa energia associada às reflexões primárias. Com a melhora da imagem observada no volume sísmico Tri-Azimute, interpretou-se a possibilidade da existência de um *Mound*. Contudo, a presença de artefatos de migração coincidentes com o topo do reservatório trazia dúvida sobre a estrutura com quase 700 metros de coluna de óleo, conforme apresentado na Figura 3.1.2b.

O volume sísmico *Constellation* proporcionou uma nova avaliação e reinterpretação da área, onde o possível artefato de migração encontrava-se em posição oposta ao topo do reservatório, e trouxe uma maior confiança na identificação da estrutura nomeada como *Mega-Mound*, apresentada na Figura 3.1.2c. Apesar da melhoria nas imagens sísmicas, a real existência do *Mega-Mound* foi alvo de intensas discussões entre as empresas parceiras do projeto, incluindo Shell e Petrogral, tendo sido tomada a decisão da avaliação de diferentes cenários de interpretação sísmica para a feição *Mound* de interesse, tal como apresentado na Figura 3.1.2d.

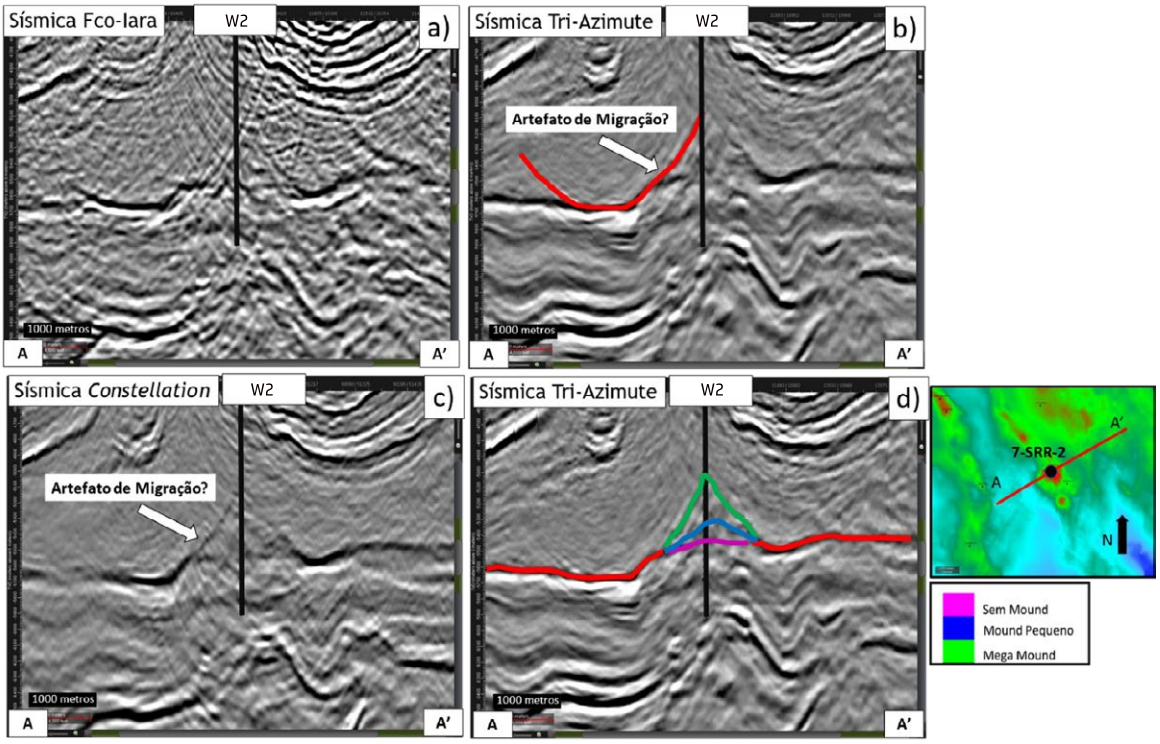


Figura 3.1.2: Seções sísmicas passando pela locação do poço W2. A) Seção sísmica do dado *narrow azimuth*. B) Seção sísmica do dado Tri-Azimute. C) Seção sísmica do dado *Constellation* gentilmente cedida pela CGG. D) Seção sísmica com as possíveis intepretações do topo do reservatório.

Com os novos cenários de interpretação sísmica e do modelo geológico, foi construído um modelo numérico simplificado de transiente de pressão. O intuito era prever a resposta do Teste de Longa Duração (TLD) a ser realizado no poço W726, aproximadamente 1200 metros do W2, em conjunto com a resposta da interferência do poço W1, onde foi instalado um medidor de pressão SASMIc.

Com a interpretação dos diferentes cenários e dos dados do TLD, foi possível identificar que a interpretação otimista, com a presença de um *Mound/Buildup* de grandes proporções, era a que melhor ajustava o histórico do TLD.

Dessa maneira, com todas as informações adquiridas (dados sísmicos, modelo conceitual e TLD), tomou-se a decisão de realizar a perfuração do poço W1, que constatou o cenário de interpretação otimista, com o topo do reservatório a quase 400 metros acima do cenário de interpretação base.

3.2. Carbonatos de baixa permeabilidade

Reservatórios carbonáticos de baixa permeabilidade representam reservas expressivas de óleo e gás para o setor de E&P da Petrobras. As micro-porosidades relacionadas às respectivas sucessões sedimentares, com médias de porosidades das formações acima de ~10%, permitem o acúmulo de significativos volumes de hidrocarboneto. Entretanto, as baixas conectividades das gargantas de poro dificultam o escoamento do fluido intersticial que satura o meio poroso, impondo um

desafio para a viabilização da produção. Outro ponto crítico é a escassez de dados estáticos e dinâmicos para suportar a construção dos modelos 3D em reservatórios de baixa permeabilidade. Isso dificulta o entendimento da distribuição espacial das diferentes escalas de heterogeneidades existentes.

A acumulação revelada no poço W656 (Sururu) está inserida neste contexto. O campo em si ocupa o núcleo de um *horst* relativamente mais baixo do que os altos estruturais das acumulações vizinhas de Atapu e Berbigão. O reservatório é formado por sucessões de camadas compostas, predominantemente, de depósitos agradacionais monótonos de fácies Laminitos constatados nos poços. Dados de pressão do TFR realizado no poço W715 mostraram melhora de ~40% na transmissibilidade do reservatório ao longo tempo. O teste investigou área de aproximadamente 300m de distância da região onde o poço foi perfurado. Este aumento pode estar associado a melhores permeabilidades com o espessamento do reservatório e/ou presença de fraturas naturais, ou seja, reservatórios de boa qualidade.

Para a identificação de regiões com melhores permo-porosidade (*Sweet-spots*), foi realizado estudo de caracterização dos intervalos com porosidade secundária associada a sistemas de fraturas naturais. A construção do modelo de rede discreta de fraturas (DFN) contou com as etapas de análise estrutural descritiva e cinemática das falhas, restauração 3D, separação em fáceis mecânicas nos poços e sísmica, além da análise de AVO azimutal. O fluxo é descrito na Figura 3.2.1.

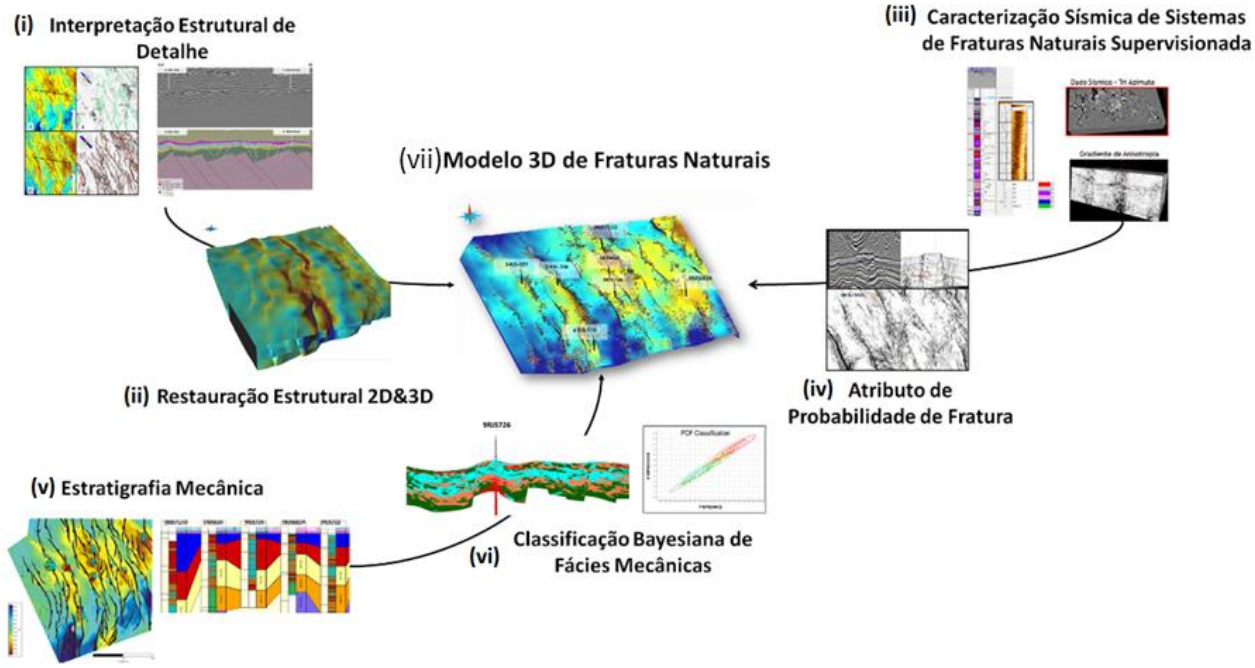


Figura 3.2.1: Metodologia integrada para a caracterização de sistemas de fraturas naturais: (i) análise estrutural descritiva e cinemática em múltiplas escalas da trama estrutural rúptil; (ii) quantificação da direção dos vetores de deformação e distribuição da deformação das rochas reservatório em diferentes fases de movimentação por técnicas de restauração estrutural 2D e 3D; (iii) caracterização sísmica supervisionada de sistemas de fraturas naturais usando técnicas AVOAz e atributos geométricos; (iv) volume 3D de probabilidade de fraturas; (v) caracterização das unidades mecânicas em escala de poço; (vi) caracterização sísmica quantitativa da distribuição 3D de fácies mecânicas; (vii) Construção do modelo 3D de fratura.

Interpretações sísmicas em detalhe no reservatório de Sururu permitiram o refinamento da hierarquização e cinemática das falhas do rifte, bem como dos elementos geométricos associados (Figura 3.2.1i). Do conjunto de falhas interpretadas, pode-se identificar a existência de duas famílias principais. O primeiro conjunto, e mais importante, são os sistemas de falhas rifte com trama penetrativa de direção NW-SE. O segundo conjunto de estruturas é formado por falhas antitéticas, nucleadas na cobertura sedimentar, e com correlação genética com o set de falhas anterior.

O entendimento da deformação, a partir da análise dos padrões de variação em escala de reservatório, traz critérios quantitativos importantes para definir a distribuição de fraturas e suas orientações preferenciais. Uma das informações obtidas na etapa de restauração estrutural geométrica e geomecânica 3D é o atributo de dilatação (Figura 3.2.1ii) (Abreu *et al.*, 2018).

Essa propriedade é calculada a partir das mudanças de volumes dos sólidos do estado deformado para o estado não deformado. É notória a presença de anomalias distensivas relacionadas a sistemas de dobramentos forçados por reativação de falhas pregressas do embasamento. Outra característica é a transferência de deformação nas regiões de terminações das estruturas, definidas como rampas de revezamento (Young *et al.*, 2001, Walsh *et al.*, 2003, Xu, 2011, Fossen e Rotevatn, 2016). Os tensores de tensão calculados durante a restauração foram convertidos para tensores de deformação. A informação foi utilizada para descrever as propriedades de *dip* e *azimuth* das estruturas rúpteis da trama estrutural.

A técnica baseada nos coeficientes da Transformada de Fourier (Downton *et al.*, 2011) foi aplicada no dado sísmico Tri-azimute para quantificar a anisotropia sísmica associada a trama rúptil (Figura 3.2.1iii). Foram gerados os parâmetros de intercepte (A), gradiente isotrópico (Biso) e gradiente anisotrópico (Bani). O resultado exibe características consistentes geologicamente com as interpretadas para o intervalo reservatório. Na fase final, foi aplicada análise supervisionada multivariada para cálculo da probabilidade de ocorrência dos sets de fraturas (Figura 3.2.1iv), conforme descrito por Hampson *et al.* (2001).

Para a correta distribuição da intensidade e propriedades das fraturas interpretadas, foi realizada a separação em fácies mecânica tanto em poço 1D (Figura 3.2.1v) quanto em um volume 3D (Figura 3.2.1vi). A utilização de todos os elementos permitiu a criação de um modelo de fratura (Figura 3.2.1vii) que foi utilizado para suportar a construção de um cenário otimista para o desenvolvimento da produção no campo. A comprovação das estruturas modeladas poderá contribuir para o aumento do fator de recuperação da jazida.

3.3. Discussões sobre permeabilidade sísmica na área de Iara

Dentre os principais desafios associados aos processos de caracterização e de modelagem geofísica dos reservatórios carbonáticos do

Complexo de Iara, destacam-se as suas grandes profundidades de ocorrência, tipicamente na faixa de 6000m de profundidade, e as características da camada de sal sobrejacente, em particular, suas grandes variações de espessura e de composição. Esses fatores combinados prejudicaram a qualidade do sinal sísmico registrado na área, indicando que somente com a aquisição de novos dados sísmicos, com riqueza azimutal e de afastamentos, os desafios deverão ser superados.

A qualidade inadequada dos dados sísmicos disponíveis impõe fortes limitações a uma correta caracterização das sismofácies *Mound/buildup* e das fácies de baixa energia associadas aos carbonatos de baixa permeabilidade. A experiência acumulada durante a fase inicial de desenvolvimento da produção do Complexo de Iara revela os benefícios e o valor da integração entre as atividades de modelagem Geofísica, Geológica e de Engenharia de Reservatórios como principal alternativa para mitigar as incertezas associadas, conduzindo a uma melhor caracterização e consequente otimização do plano de explotação das fácies sísmicas presentes nos reservatórios considerados.

A reinterpretação conduzida em um dado sísmico reprocessado com múltiplos volumes adquiridos em diferentes azimutes proporcionou a construção de um modelo de fraturas naturais mais robusto. Da mesma forma que possibilitou a revisão do posicionamento de poços anteriormente situados em feições que revelaram outro tipo de padrão após o reprocessamento. Isso permitiu a discussão para o posicionamento de um novo poço, com forte impacto no desenvolvimento da produção em carbonatos de baixa permeabilidade. Essa experiência corroborou a importância do contínuo investimento nas áreas de aquisição e de processamento de dados sísmicos para a caracterização dos reservatórios, buscando maximizar a qualidade final dos volumes sísmicos disponíveis e otimizar os fluxos de caracterização e modelagem geofísica de reservatórios.

4. SÍSMICA 4D APLICADA AO CAMPO DE TUPI

No final de 2020, a PETROBRAS concluiu as etapas de viabilidade, aquisição, processamento e interpretação de dados de um projeto pioneiro de sísmica para monitoramento de reservatórios do Pré-sal, denominado Piloto Nodes de Tupi. Nesta seção serão abordados os principais aspectos e resultados desse projeto. Informações adicionais podem ser obtidas nos trabalhos de Cypriano *et al.*, 2019, Kiyashchenco *et al.*, 2020, Cruz *et al.*, 2021a e Cruz *et al.*, 2021b.

As propriedades elásticas das rochas são afetadas por vários fatores, tais como saturação de fluidos, porosidade, mineralogia, forma dos poros, pressão e litologia (Xu e Payne, 2009). As variações das propriedades elásticas podem ser traduzidas em variações da amplitude do sinal sísmico, uma vez que os efeitos de aquisição e processamento sejam compensados. Em relação ao sinal 4D, as

rochas carbonáticas possuem módulos de incompressibilidade que são geralmente duas vezes maiores que os das rochas siliciclásticas. Desta forma, as variações das incompressibilidades que podem ser impostas pela substituição dos fluidos e pelas variações de pressão passam a ter um impacto proporcionalmente menor nos campos do Pré-sal (Vasquez *et al.*, 2019).

Nos anos de 2015 e 2017, foram executadas duas aquisições sísmicas do tipo *ocean bottom nodes* (OBN), respectivamente os levantamentos Base e Monitor, para testar em campo a eficácia da sísmica 4D como ferramenta de acompanhamento da produção dos carbonatos do Pré-sal. O processamento sísmico incluiu tecnologias de ponta, além do desenvolvimento de novas, como, por exemplo, a atenuação de múltiplas internas para dados OBN (Cypriano *et al.*, 2019). O nível de ruído NRMS (*normalized root mean square*) obtido, da ordem de 2%, é bem menor que o nível de ruído previsto por modelagens, da ordem de 6%, confirmando a excelente repetibilidade entre as aquisições Base e Monitor e a excelência nas técnicas de processamento adotadas em prover imagens de boa relação sinal/ruído e continuidade lateral dos eventos investigados.

A interpretação sísmica 4D desses dados, foco desta seção, reuniu uma equipe interdisciplinar de geofísicos, geólogos e engenheiros das áreas de Exploração e Produção da PETROBRAS, integrando dados geofísicos, geológicos e dinâmicos. A sísmica 4D aplicada ao campo de Tupi objetiva o gerenciamento otimizado e proativo da produção e a identificação de alvos para projetos complementares e de revitalização.

4.1. Características do sinal 4D esperado

A sensibilidade da resposta elástica do reservatório à variação de pressão efetiva foi avaliada em laboratório, em amostras secas de rochas testemunhadas (*plugues*), de diferentes fácies, confinadas hidrostaticamente. Leis empíricas obtidas a partir de ensaios, ao serem aplicadas às condições de pressões esperadas no reservatório no período 2015-2017, indicaram variações de impedância acústica em torno de 1% (Silva *et al.*, 2020). Para cenários modelados de substituição de fluidos, onde foram consideradas transformações combinadas de pressão, temperatura e saturações de fluidos, as variações registradas foram mais promissoras. Contudo, ainda por volta de 2%, para a maioria dos casos estudados (Costa *et al.*, 2016). O gráfico da Figura 4.1.1A apresenta, de forma esquemática, a relação entre litologia, fácies e porosidade efetiva na resposta sísmica 4D para três diferentes tipos de rochas, análogas para poços injetores e produtores do Piloto de Tupi e para reservatórios clássicos como os turbiditos da Bacia de Campos. O experimento representado pelo gráfico da Figura 4.1.1A simulou a substituição de óleo por água (um efeito de *hardening*) e os resultados são exibidos em termos de variações percentuais de impedância acústica e valores de rigidez da rocha (obtidos a partir de ensaios laboratoriais). O gráfico adjacente (Figura 4.1.1B) compara a resposta 4D à injeção de água com as assinaturas para

injeção de gás e injeção alternada de água e gás (WAG, *water-alternating-gas*). O valor de 2% para variação de impedância foi inicialmente considerado um limite seguro de sucesso para o 4D, ao aplicar metodologias de aquisição sísmica 4D de alta repetibilidade.

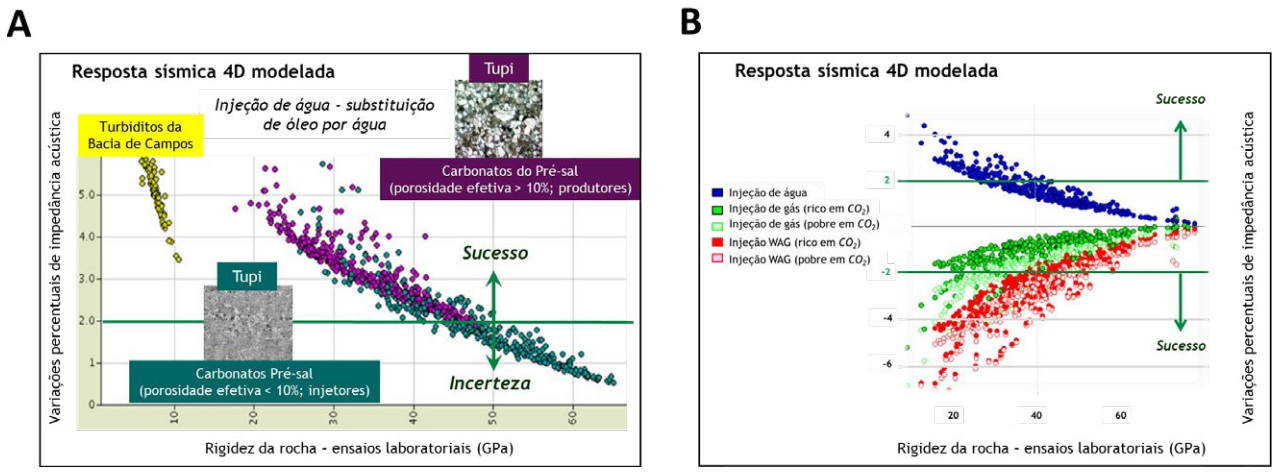


Figura 4.1.1: Relação entre litologia, fácies e porosidade na resposta sísmica 4D para um cenário de injeção de água (A). Comparação dos sinais 4D esperados para injeção de água, gás e WAG, com diferentes teores de CO_2 no gás (B). Modificado de Cruz *et al.* (2021b).

4.2. A dinâmica dos fluidos no Piloto de Tupi

O plano de desenvolvimento do Piloto de Tupi posicionou seis poços produtores nos altos estruturais (P1, P2, P3, P4, P5 e P6, Figuras 4.2.1 e 4.2.2) e quatro injetores nos flancos, sendo dois de água (IW 1 e IW 2) e dois do tipo WAG (WAG 1 e WAG 2). Os poços IG 1 e IG 4 são usados para descarte de gás. Toda a injeção do módulo piloto ocorre na zona de óleo, exceto para o poço IG 1, que injeta em uma região de fluido supercrítico ("capa de gás"). Excepcionalmente, na região central, houve a coordenação das aquisições sísmicas OBN com o ciclo WAG dos poços. Aproximadamente dois anos antes do início do levantamento Base, o poço WAG 1 injetava gás e o poço WAG 2 injetava água. Logo após o término desta primeira aquisição, os fluidos foram alternados e assim se mantiveram até a conclusão do levantamento Monitor. A injeção de gás com alto teor de CO_2 (80%) foi a condição operacional mais típica para o poço WAG 1. Para o poço WAG 2, o ciclo de gás em questão foi realizado através da injeção do excedente de gás pobre em CO_2 não exportado (5%). Traçadores químicos foram aplicados para monitorar a injeção de água e gás em cada ciclo WAG desses poços. As Figuras 4.2.1 e 4.2.2 apresentam esquematicamente os históricos de injeção e *breakthrough* de água e gás. As setas no mapa representam a origem e o tipo de fluido que alcançou cada produtor, desenhadas a partir da análise dos traçadores químicos coletados, proferindo um panorama das movimentações de fluidos entre as aquisições Base e Monitor.

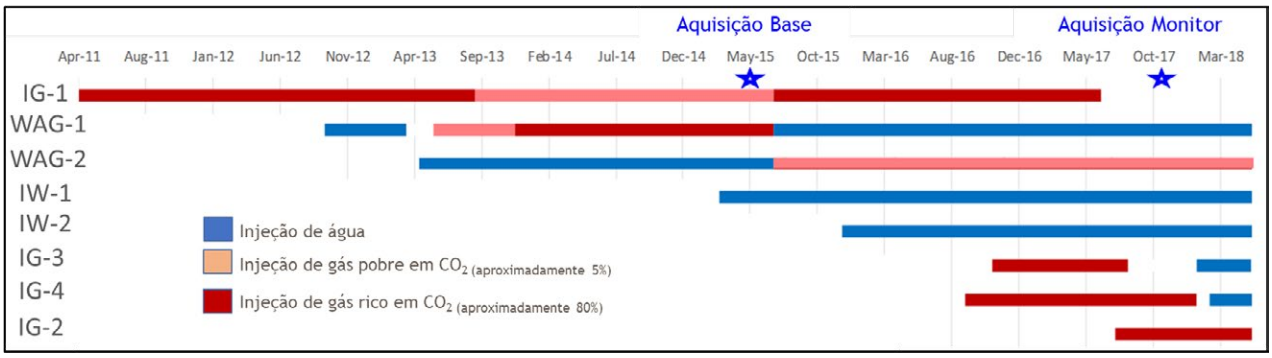


Figura 4.2.1: Histórico de injeção de água e gás no Piloto de Tupi. Modificado de Cruz *et al.* (2021b).

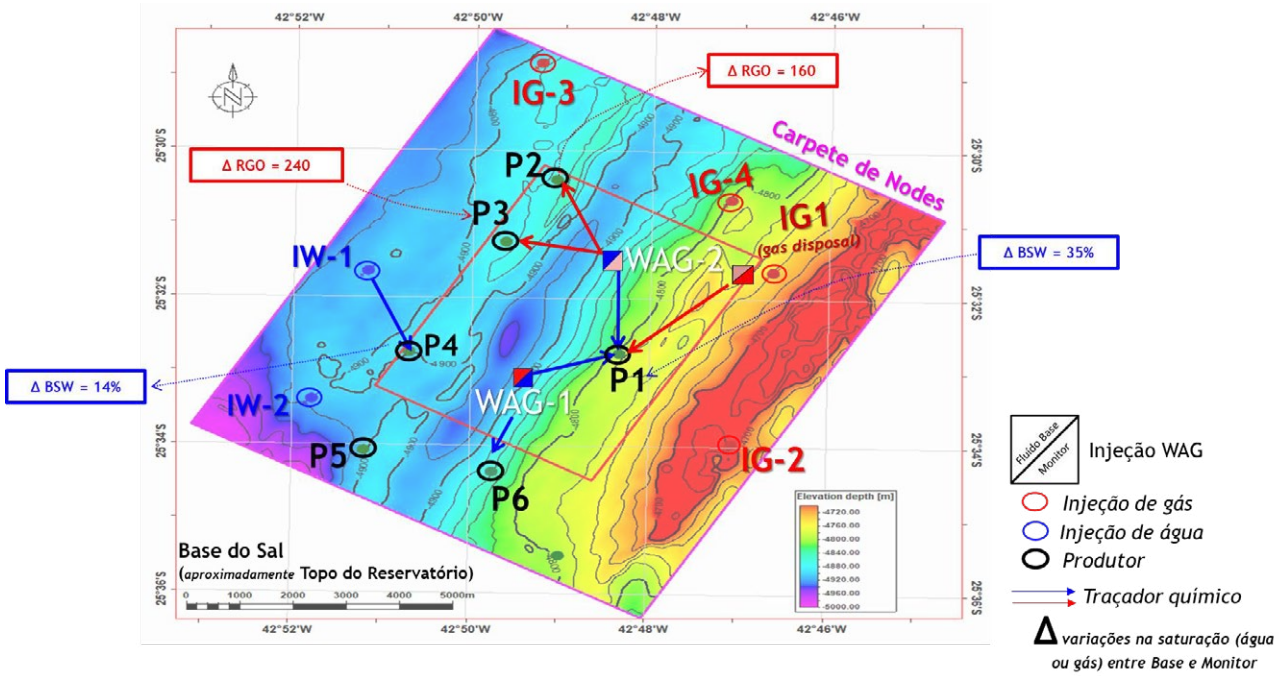


Figura 4.2.2: Mapa estrutural da Base do Sal retratando de forma esquemática os históricos de chegada de água e gás para os poços do Piloto de Tupi.

4.3. Interpretação dos primeiros resultados de sísmica 4D para o Pré-sal de Santos

As interpretações 4D realizadas são apresentadas nesta seção, principalmente, utilizando os volumes sísmicos resultantes das diferenças entre as amplitudes dos dados Base e Monitor. A análise é focada no principal intervalo reservatório portador de óleo na área do Piloto de Tupi, intervalo estratigráfico BVE100 (Pedrinha *et al.*, 2018; Pedrinha *et al.*, 2022). Esta camada é representada na sísmica pelo par de horizontes denominado "Principal Intervalo Reservatório", apontado na Figura 4.3.1B. Mapas de atributos sísmicos, tais como amplitude média, soma das amplitudes positivas e soma das amplitudes negativas, foram calculados em torno das assinaturas 4D manualmente rastreadas. Esses mapas são usados para representar a geometria e a extensão areal das frentes de substituição de fluidos.

As primeiras imagens da amplitude sísmica 4D do Pré-sal da Bacia de Santos foram interpretadas ao redor dos poços injetores WAG1 e WAG2, retratando as frentes de avanço de água e gás no reservatório (Figura 4.3.1). Na seção de amplitude sísmica, as assinaturas 4D são comumente identificadas como pares de sinais positivos e negativos, desde que os dados sejam de resolução sísmica vertical suficiente para representar o topo e a base da camada em questão (intervalo que comporta a resposta 4D). Considerando as variações de impedância acústica, atributo que reflete as propriedades das camadas, podemos nos reportar às anomalias de *hardening* e *softening*. Para os poços em análise, injetores WAG1 e WAG2, a reflexão positiva de topo em azul indica o avanço da água injetada, enquanto a reflexão negativa de topo em vermelho representa a frente de gás. Através de mapeamento manual de superfícies envoltórias, separam-se os topos das referidas anomalias e calculam-se os mapas dos atributos "soma das amplitudes positivas" e "soma das amplitudes negativas" (Figura 4.3.1E).

Nas proximidades do injetor WAG 1, em direção ao produtor P1, observamos anomalia 4D alongada de *hardening*, ou seja, aumento da impedância sísmica, entre as aquisições Base e Monitor, relacionada principalmente ao aumento do BSW (*basic sediments and water fraction produced*) medido no poço P1. Informações de traçadores químicos confirmam que a água injetada no poço WAG 1 atingiu o produtor P1. Além dos efeitos do aumento da saturação de água na região, os efeitos das interações rocha-fluido e depleção também foram investigados. Esta investigação se deu por meio da comparação da resposta sísmica real medida com a resposta sintética calculada a partir de dados de perfis e dos modelos de fluxo ajustados aos históricos de produção e injeção.

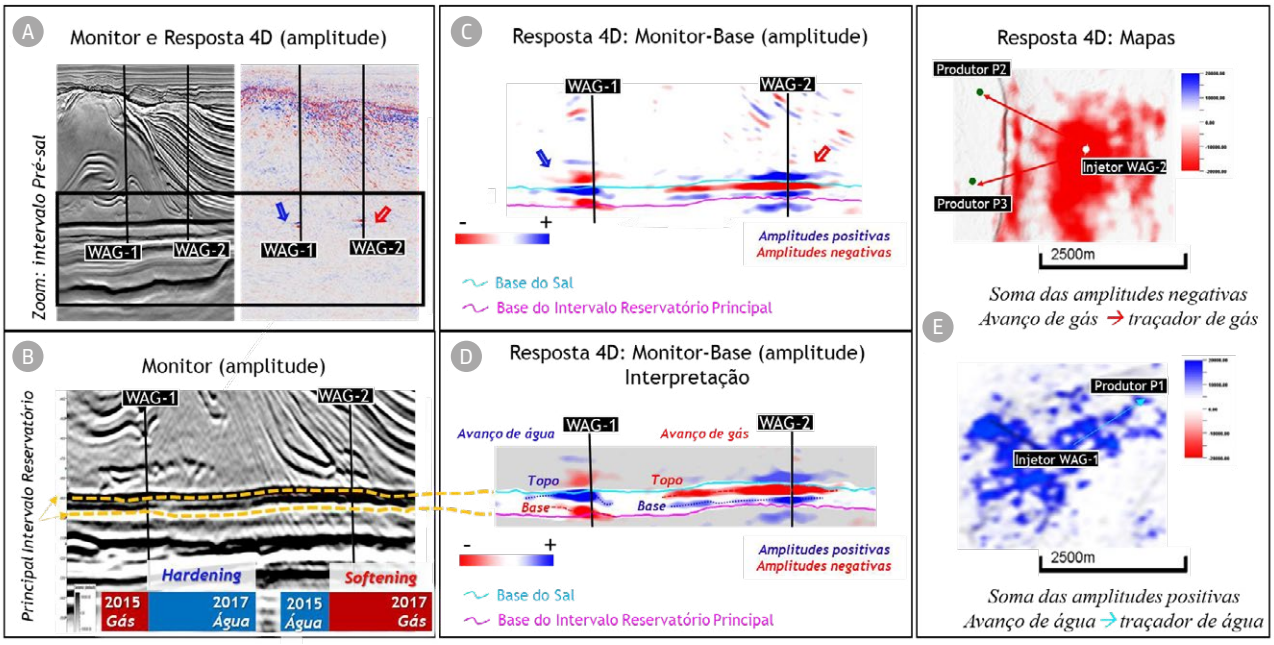


Figura 4.3.1: Imagens da amplitude sísmica 4D, interpretada ao redor dos poços injetores WAG (*Wag-injector*-1 e *Wag-injector*-2), retratando as frentes de avanço de água e gás no reservatório.

A Figura 4.3.2 ilustra que a resposta sintética considerando apenas os efeitos de saturação tem amplitudes mais fortes do que a resposta 4D registrada. Ao analisar o traço sintético do poço WAG1 no primeiro conjunto de perfis da Figura 4.3.2, confirma-se que, tendo em vista apenas os efeitos de variação do tipo de fluido, as amplitudes e impedâncias 4D sintéticas são superestimadas. Um cenário que combina os efeitos de saturação, da interação rocha-fluido (acidificação) e da variação da pressão de poros fornece o melhor ajuste dos dados sintéticos aos dados medidos, sendo, portanto, a mais provável interpretação dentro dos casos estudados. Ressalta-se que os valores de variação de impedâncias registrados ao redor do poço WAG1 são menores que o valor de 2%, inicialmente tido como valor "de corte" para o sucesso do monitoramento 4D de Tupi. Tendo o dado 4D de Tupi como referência, no contexto do Pré-sal, considera-se atualmente o limite de detecção, usando tecnologia OBN, de aproximadamente 1,5% para variações de impedância acústica (Cruz *et al.*, 2021b). Caso sejam empregados os sistemas permanentes (PRM - *permanent reservoir monitoring*), espera-se detecção de anomalias 4D ainda mais sutis.

Apesar do avanço no registro e entendimento do sinal 4D dos carbonatos de Tupi, a resolução vertical é um desafio para a interpretação sísmica 4D, para além da vizinhança imediata dos poços. Para o entorno do poço WAG2 (Figura 4.3.1E), observa-se o efeito oposto ao já apresentado, anomalia de *softening*, reflexo da diminuição da impedância acústica na época do dado Monitor, devido à substituição de água por gás no ciclo WAG. Nessa região, a interferência residual de múltiplas internas (ruído relacionado ao pacote de sal estratificado sobrejacente) e a carência de maior resolução vertical dificultam a interpretação da continuidade dessa frente de gás em direção aos poços produtores P2 e P3.

A incerteza sobre a extensão areal e a geometria da resposta de *softening* cresce em direção aos baixos estruturais, onde o reservatório é mais delgado. A diminuição da espessura de reservatório pode ser explicada pelo incremento da proporção de carbonatos com argilominerais (rochas "não-reservatório"

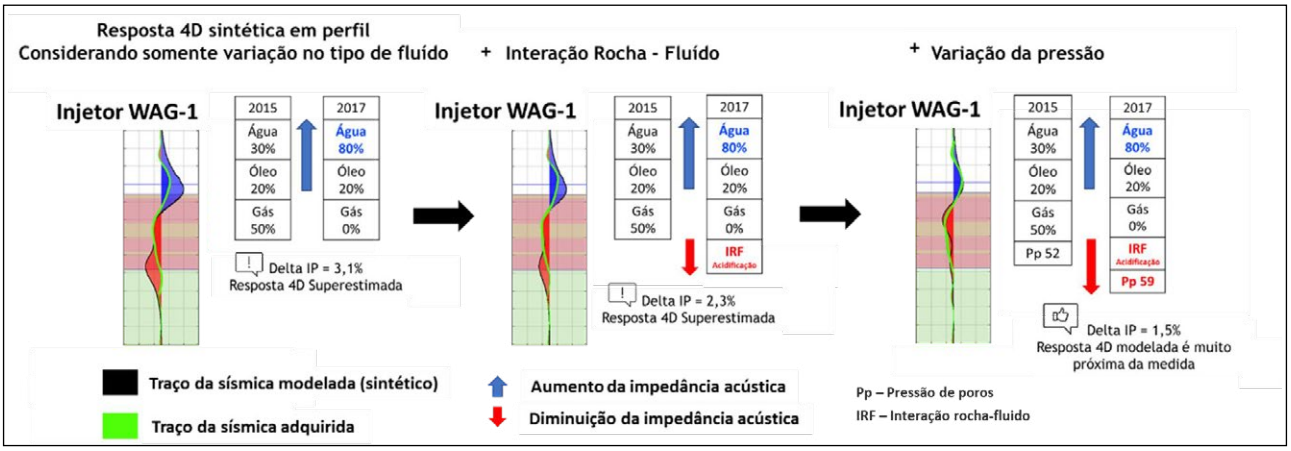


Figura 4.3.2: Resposta sintética 4D, considerando apenas os efeitos de saturação e cenários combinando saturação mais efeitos de interação rocha-fluido (acidificação) e variação de pressão de poros. Modificado de Cruz *et al.* (2021b).

onde a porosidade é obliterada pelo conteúdo de argilas) ou pelo aumento das fácies carbonáticas ditas "fechadas" (rochas de baixíssima porosidade e alta incompressibilidade, usualmente relacionadas a ambientes deposicionais de mais baixa energia, Faria *et al.*, 2017; Teixeira *et al.*, 2017; Artagão *et al.*, 2018; Pedrinha *et al.*, 2018; Cruz *et al.*, 2021b; Pedrinha *et al.*, 2022).

As informações provenientes dos traçadores químicos confirmam que o gás injetado no poço WAG 2 chegou ao produtor P3. No atual modelo geológico da área, ajustado aos históricos de produção e injeção, essa comunicação foi possível através da inclusão de algumas camadas permeáveis de baixa espessura (menor que dez metros), que a sísmica 4D não é capaz de individualizar. A combinação de camadas sobrepostas de reservatórios com maiores e menores permeabilidades parece implicar apenas em perda local de transmissibilidade. A resposta sísmica 4D interpretada para esse baixo estrutural relativo, ainda que sob efeito de "*tuning*", corrobora o cenário geológico adotado, onde é considerada ausência de barreira de fluxo efetiva (Figura 4.3.3).

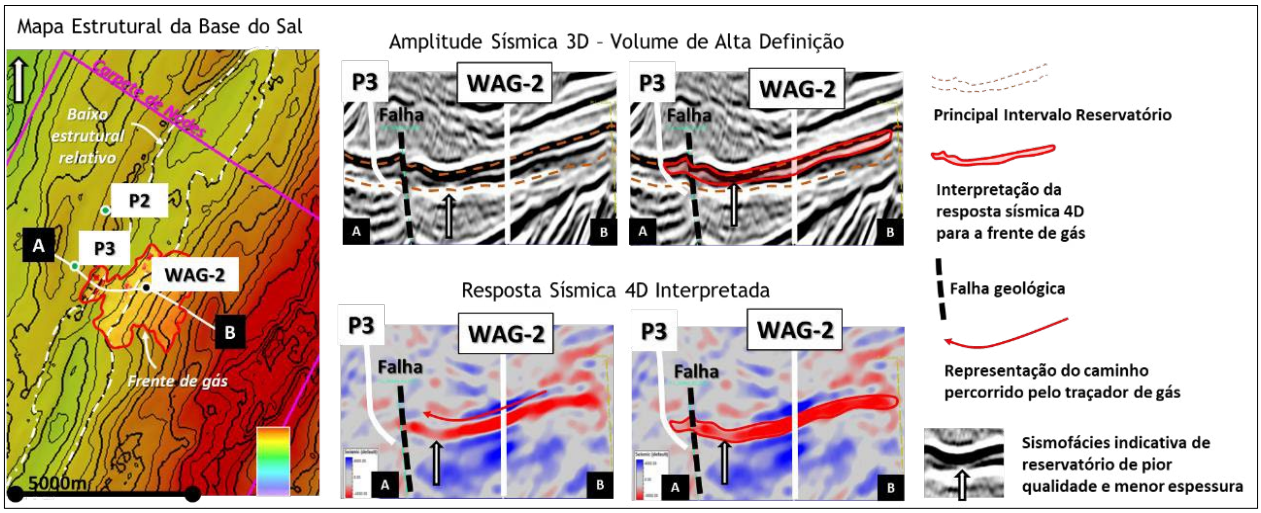


Figura 4.3.3: Análise simplificada da extensão e magnitude da resposta sísmica 4D observada entre os poços WAG-2 e P3.

Além dos poços injetores WAG, sinais 4D também foram identificados ao redor dos poços IW1 e IW2 (avanço da injeção exclusiva de água), IG4 (avanço da injeção exclusiva de gás) e IG1 (aumento do conteúdo de CO_2, devido ao contraste entre os descartes de gás pobre e menos denso e gás rico mais denso). A chegada da água de injeção proveniente dos poços IW1 e IW2 ao produtor P4 (*breakthrough* de água) é apontada nas Figuras 4.3.4 e 4.3.5. Dados de produção e de traçadores químicos sinalizam a presença de caminhos preferenciais ao fluxo que impedem a água injetada em IW2 de percorrer primeiramente a vizinhança do produtor P5. A geometria da resposta 4D, encaixada preferencialmente no alto estrutural que liga IW2 e P4, indicou a degradação da qualidade

do reservatório no vale entre IW2 e P5. As Figuras 4.3.4 e 4.3.5 sinalizam que as respostas sísmicas 4D localizadas fora da área de cobertura sísmica completa (área central indicada nos mapas ou AIO - *area of interest*) ainda refletem consistentemente os históricos de coleta de traçadores químicos, embora já seja esperada uma piora na relação sinal/ruído em direção às bordas do carpete de receptores (*nodes*).

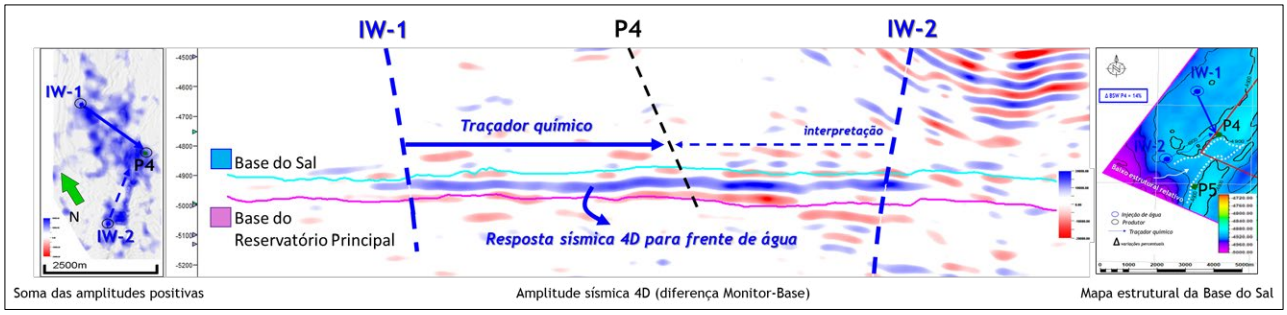


Figura 4.3.4: Análise simplificada da resposta 4D em torno do produtor P4.

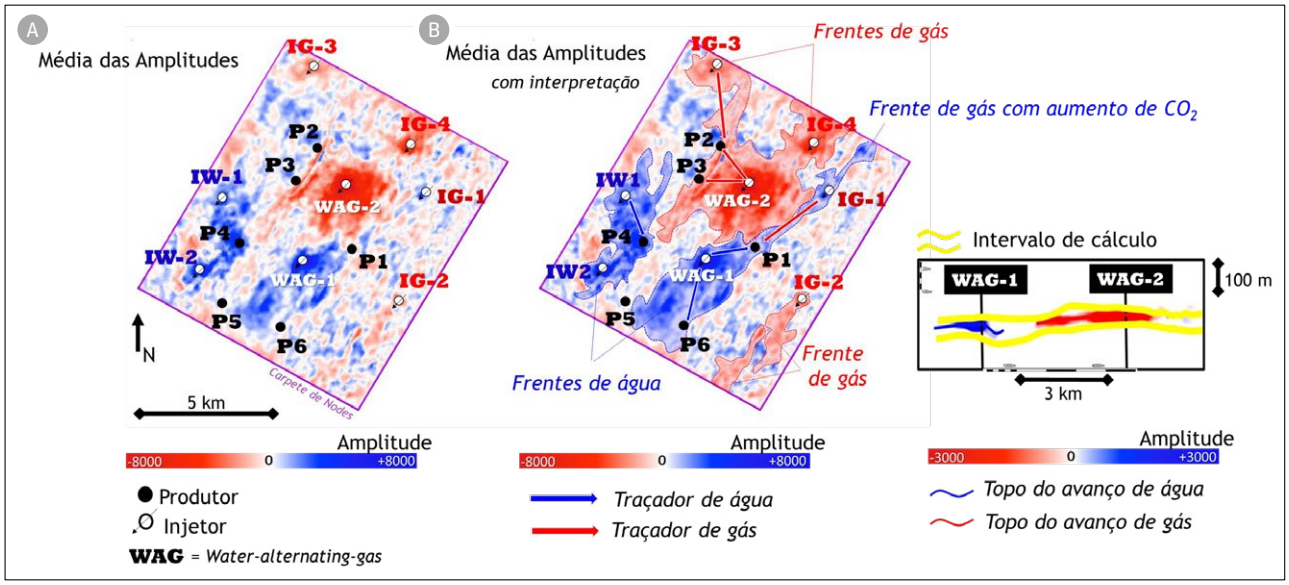


Figura 4.3.5: Geometria das principais respostas sísmicas 4D mapeadas. Modificado de Cruz *et al.* (2021a) e Cruz *et al.* (2021b).

Os resultados da sísmica 4D para o Piloto de Tupi superaram as expectativas iniciais e confirmam o potencial desta técnica para monitorar as variações de saturação induzidas pela produção, gerenciar proativamente o reservatório e aumentar a recuperação de óleo de Tupi, abrindo boas perspectivas para os demais campos do Pré-sal das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo.

5. SISMOFÁCIES E SUAS IMPLICAÇÕES PARA O MODELO GEOLÓGICO CONCEITUAL: EXEMPLOS DO CAMPO DE BÚZIOS

O campo de Búzios (Figura 5.1) faz parte da província petrolífera do Pré-sal e está localizado na porção nordeste da Bacia de Santos. Possui um arcabouço tectono-estratigráfico

complexo, formado por diversos altos estruturais do embasamento, e apresenta evoluções distintas ao longo do tempo geológico. Dessa forma, a tectônica exerceu forte influência na sedimentação das fácies dos reservatórios portadores de hidrocarbonetos, constituídos por carbonatos lacustres das formações Barra Velha e Itapema, refletindo em uma grande variabilidade de fácies e processos diagenéticos superpostos.

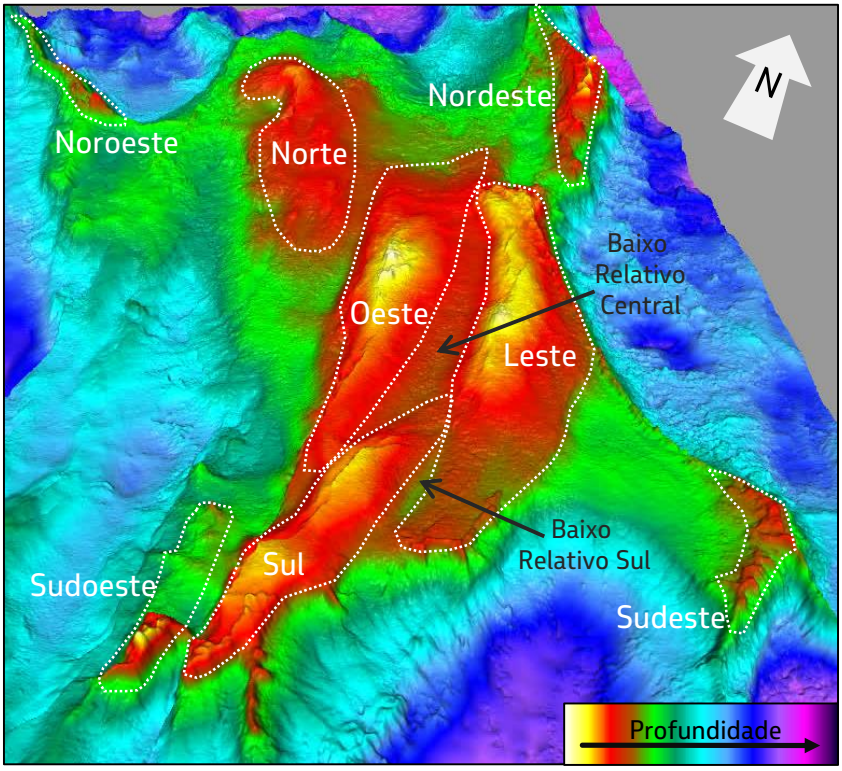


Figura 5.1: Mapa estrutural do topo sísmico do reservatório do campo de Búzios, mostrando os diversos altos estruturais que o compõem. Entre os altos leste, oeste e sul, ocorrem os baixos relativos do campo.

Tendo em vista esse contexto geológico complexo, que resulta em altas heterogeneidades de fácies e permoporosidade, a identificação, a caracterização e a interpretação de geometrias no dado sísmico 3D passam a ser importantes aliadas para a elaboração de um modelo geológico conceitual robusto. Compreender como as fácies sísmicas se relacionam aos ambientes deposicionais e aos dados de poços é de suma importância para o entendimento da evolução tectono-estratigráfica da área e para a distribuição espacial dos diferentes elementos do sistema deposicional e suas associações de fácies no modelo geológico de reservatório.

Fácies sísmica, ou sismofácies, é uma unidade tridimensional, mapeável, que se difere das unidades adjacentes por um conjunto de características dos refletores sísmicos, como: atitude, padrão de reflexões internas, continuidade, amplitude, fase, frequência, geometria externa e velocidade intervalar (Brown & Fischer, 1977, Prather *et al.*, 1998, Posamentier *et al.*, 1988).

Para esse trabalho, além dos critérios supracitados, também foram considerados, para a caracterização de cada sismofácies, o padrão de empilhamento dos refletores e o atributo de impedância acústica. Este último, em poços do campo de Búzios, mostra correlação inversamente proporcional com a porosidade, conforme observado por Dias *et al.* (2019), Castro (2019), Mello e Lupinacci (2022) e Castro e Lupinacci (2022).

Exemplos de sismofácies e texturas sísmicas identificadas na área de Búzios, além de suas possíveis interpretações geológicas e correlação com poços, são descritos a seguir.

5.1. Sismofácies em Búzios

***Mounds* e *Buildups* carbonáticos:** *mounds* são feições geométricas positivas, com geometria externa caracterizada em dado sísmico (Mitchum *et al.*,1977). Cruz e Madrucci (2020) consideram que o termo *mound* se aplica às feições positivas em uma plataforma carbonática, posicionadas na margem ou no interior dela. Já o termo *buildup* é descrito pelos autores como feições positivas proeminentes, mas que correspondem a construções formadas em uma plataforma carbonática isolada e com abrupta variação lateral faciológica e de espessura. No campo de Búzios, essas feições possuem geometria externa convexa, geralmente com flancos de alto ângulo, formando estruturas positivas, com dimensões consideráveis e que podem ter topo piramidal ou arredondado. As reflexões internas comumente apresentam padrão desordenado e descontínuo, também chamado caótico. Em alguns casos, podem apresentar refletores internos plano paralelos. Ocorrem principalmente na região extremo sul do campo, em sua maioria associada a falhas profundas e atividade hidrotermal. Os *mounds* e *buildups* de Búzios são interpretados como formados nas fases finais de deposição do Pré-sal e, por isso, definem a geometria do topo dos reservatórios nesse intervalo. São constituídos essencialmente por espessos pacotes de estromatólitos singenéticos com extinção fascicular óptica, formados principalmente por processos de precipitação química (Guerrero, J.C. *et al.*, 2021). Em menor proporção, também ocorrem esferulititos, tufas, brechas e estromatólitos formados por influência microbial. Em geral, seus elementos possuem bordas corroídas por dissolução e microfraturas, gerando fácies com altíssimas permoporosidades (Figura 5.1.1).

Mini bacias argilosas: são feições côncavas e amplas, com geometria externa de prato, comumente associadas a um baixo estrutural. Podem ser delgadas, contendo apenas um refletor sísmico, ou mais espessas (até 300m de espessura) com padrão de refletores interno plano paralelo. Tipicamente esses corpos possuem baixa impedância, sendo assim, apresentam topo com amplitude negativa e base com amplitude positiva. Como a denominação sugere, as litofácies predominantes depositadas nessa fácies sísmica são argilitos magnesianos com esferulititos e, em menor proporção, estromatólitos. São rochas com permoporosidades muito baixas, sendo consideradas como fácies não-reservatório. Os corpos argilosos mais delgados ocorrem na

parte central do campo, em baixos estruturais relativos, áreas interpretadas como ambientes restritos de baixa energia. Já as feições mais espessas com reflexões internas plano paralelas ocorrem nas margens do campo, interpretadas como sendo formadas em regiões relativamente mais profundas do lago, com maior espaço de acomodação disponível (Figura 5.1.2).

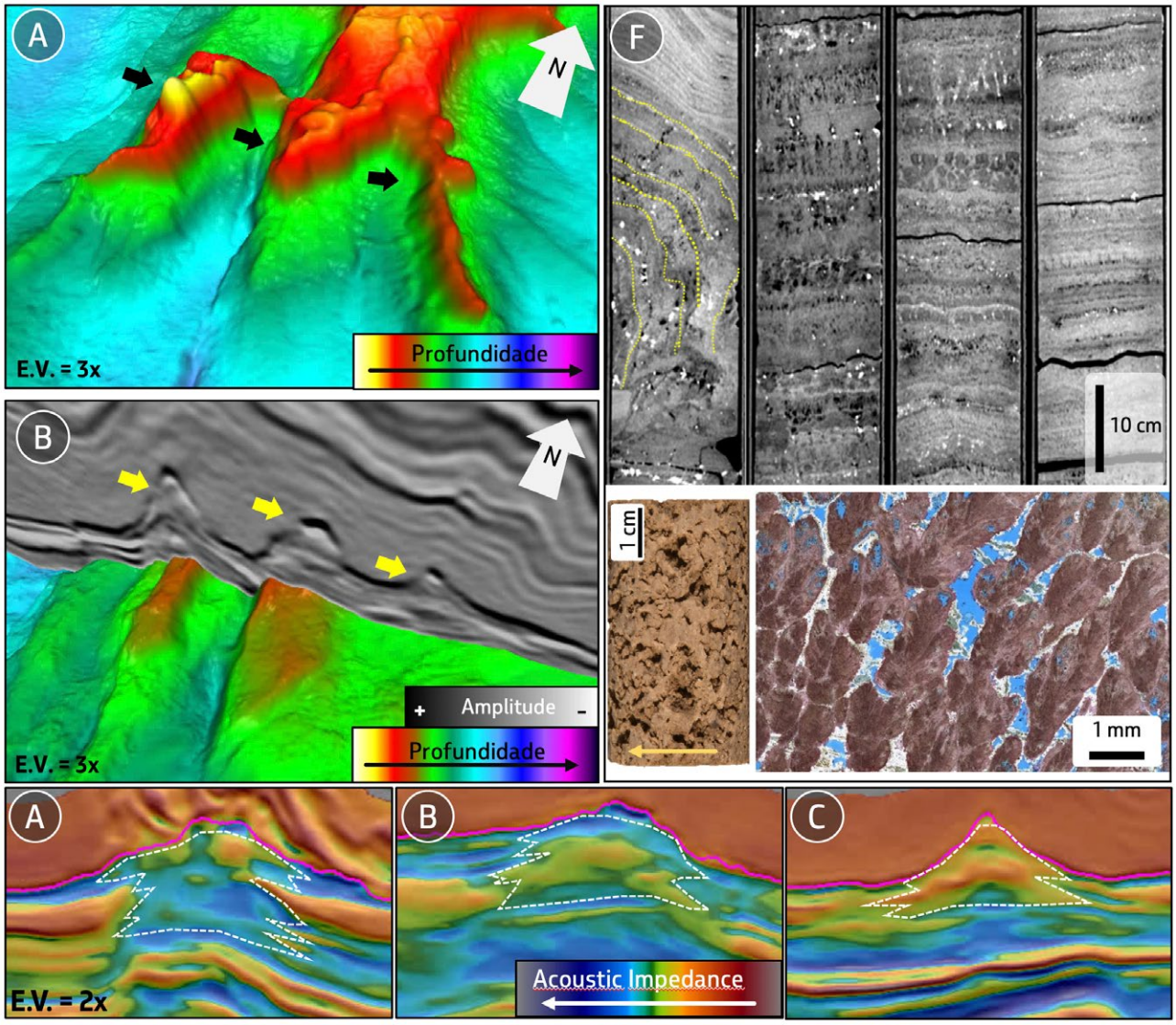


Figura 5.1.1: Algumas geometrias de *mounds* e *buildups* no campo de Búzios identificadas em diversas escalas. A) Vista 3D do topo sísmico do reservatório, onde as 3 estruturas alongadas (setas) para sul configuram os *mounds*; B) Mesma visada 3D mostrando, em seção de amplitude, a geometria convexa, com flancos em menor ou maior ângulo, e reflexões internas caóticas (mound da esquerda) e plano paralelas (*mounds* do centro e da direita); C, D e E) Seções sísmicas de impedância acústica com interpretação do contorno da geometria dos *mounds* (linhas brancas pontilhadas), onde pode-se notar o sinal de impedância baixa e organização caótica, assim como mudança lateral brusca destes *mounds* para outras sismofácies; F) Exemplos de rochas amostradas em testemunhos dos poços em *mounds* do campo de Búzios. Acima: imagem de tomografia de parte de testemunho, mostrando a variação da geometria dos estromatólitos. Abaixo: amostra lateral de estromatólito com alta porosidade e lâmina petrográfica de estromatólito com incipiente cimentação em franja de quartzo e alta porosidade (poros em azul, polarizadores paralelos).

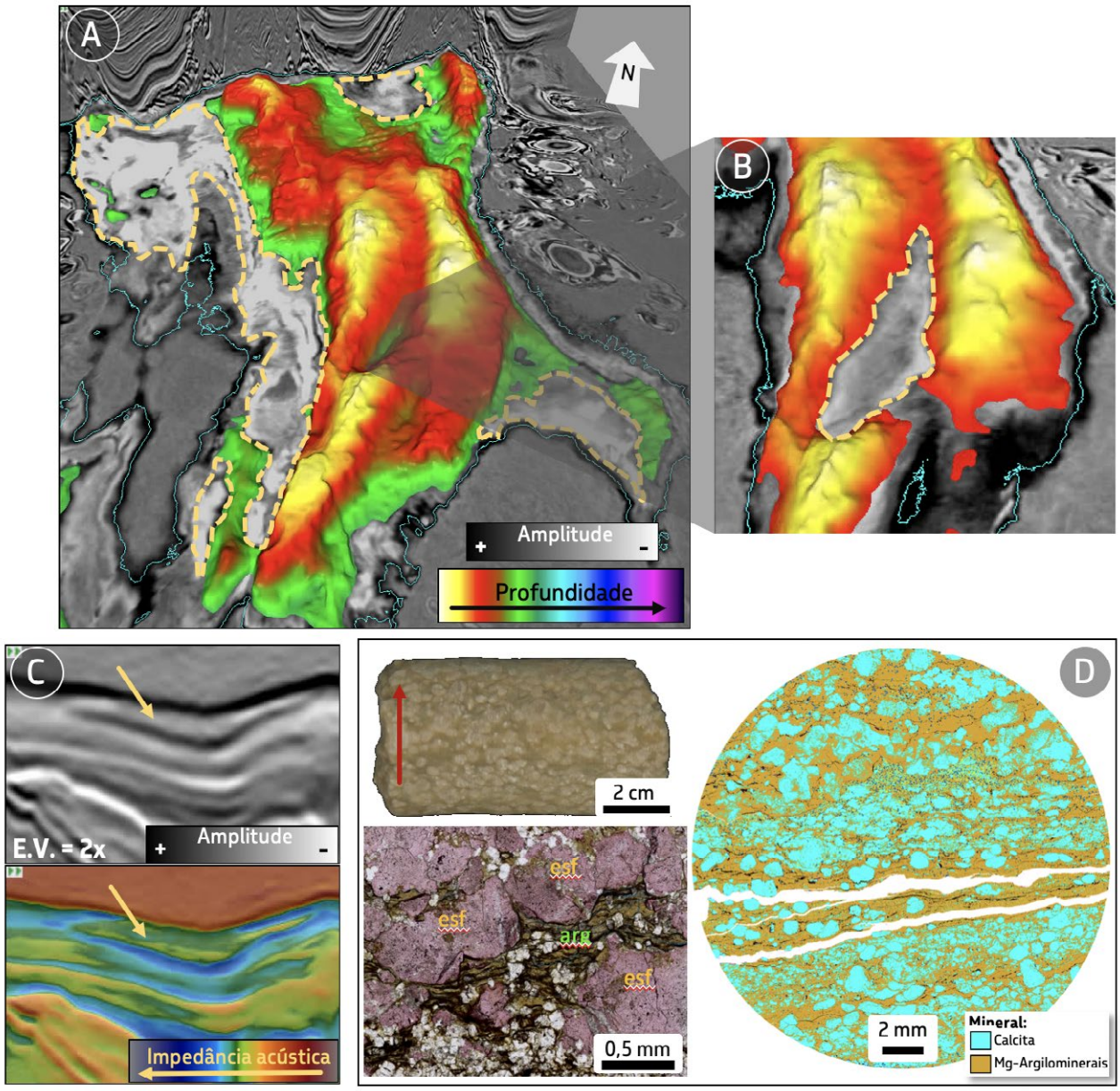


Figura 5.1.2: A) Visada 3D com o mapa estrutural da base das argilas, cortado por *depth slice* de amplitude. As bacias argilosas correspondem às porções com sinal negativo, delimitadas pelas linhas pontilhadas em amarelo. B) Destaque da figura A no baixo relativo, mostrando interseção entre um *depth slice* mais raso e o mesmo topo estrutural. Neste contexto, ocorrem as bacias argilosas mais delgadas, também com sinal negativo e que podem expressar até 100 metros de sedimentos depositados. C) Seção sísmica de amplitude (superior) e impedância acústica (inferior). A seta amarela aponta para uma bacia argilosa delgada em formato de "prato". D) Superior esquerdo: amostra lateral de um argilito de composição magnesiana de cor amarronzada com esferulitos. À direita, imagem de Qemscan (*Quantitative Evaluation of Mineral by Scanning Electron Microscopy*) com mapa mineralógico segundo modelo de Parizek-Silva (2019); Inferior esquerdo: lâmina petrográfica (polarizadores paralelos) evidenciando a deformação da laminação de argilito magnesiano (arg) devido à formação dos esferulitos (esf).

***Backstepping* da plataforma carbonática:** padrão de empilhamento descrito em plataformas carbonáticas marinhas, que consiste na realocação do desenvolvimento de um recife de uma posição mais profunda para outra mais próxima da costa ou mais rasa na plataforma (Blanchon, 2011). Mesmo que o ambiente em questão seja lacustre, considera-se que o termo é adequado, pois indica um aumento relativo do nível de base e a capacidade da plataforma carbonática em se estabelecer e acompanhar essa subida. Assim, o topo da sismofácies *backstepping* marca uma superfície de máxima expansão do lago, correspondendo a um máximo afogamento do sistema em uma hierarquia estratigráfica de baixa frequência. O topo de cada *stepping* identificado seria também uma superfície de afogamento em uma frequência mais alta. No campo de Búzios, essa sismofácies foi identificada na Formação Barra Velha como um empilhamento de refletores de baixo ângulo desenvolvidos sobre uma superfície com inclinação suave, onde o padrão retrogradacional resulta em maiores espessuras nas regiões estruturalmente mais altas. Poços perfurados na porção mais distal (Poço B na Figura 5.1.3) desse conjunto de refletores mostram litofácies indicativas de lâmina d'água mais profunda (laminitos e esferulititos), enquanto que os poços nos altos estruturais (Poço A na Figura 5.1.3) apresentam maior proporção de fácies desenvolvidas em condições mais rasas, como estromatólitos. Em ambas as situações, os poços mostram aumento de proporções de fácies deposicionalmente mais profundas para o topo (Figura 5.1.3). Por terem altas permoporosidades, as rochas desse intervalo apresentam impedância acústica baixa, tornando essa sismofácies mais destacada no atributo de impedância acústica.

***Onlap* de preenchimento de baixo relativo:** trata-se de um conjunto de refletores sísmicos plano paralelos que formam um padrão de terminação em *onlap* (Mitchum *et al.*, 1977) contra o topo da Fm. Piçarras, que configura um limite de sequências (discordância pré-Jiquiá ou DPJ). Essa sismofácies é observada no baixo relativo da região central do campo e corresponde aos depósitos que preencheram a porção mais profunda do baixo relativo, registrando um período de aumento do espaço de acomodação cujo topo marca uma superfície de máxima expansão do lago e que representaria o máximo afogamento do sistema. Nesses baixos relativos as litologias encontradas são intercalações de fácies com teores de lama carbonática (*packstones*, *wackestones* e *floatstones* de ostracodes e bivalves com matriz lamosa, e laminitos), assim como *grainstones* de bivalves finos e cimentados. Na porção mais alta, o resultado dos poços evidencia a falta da seção mais profunda desta sismofácies, corroborado pelos dados isotópicos de carbono e oxigênio em rocha total (Figura 5.1.4).

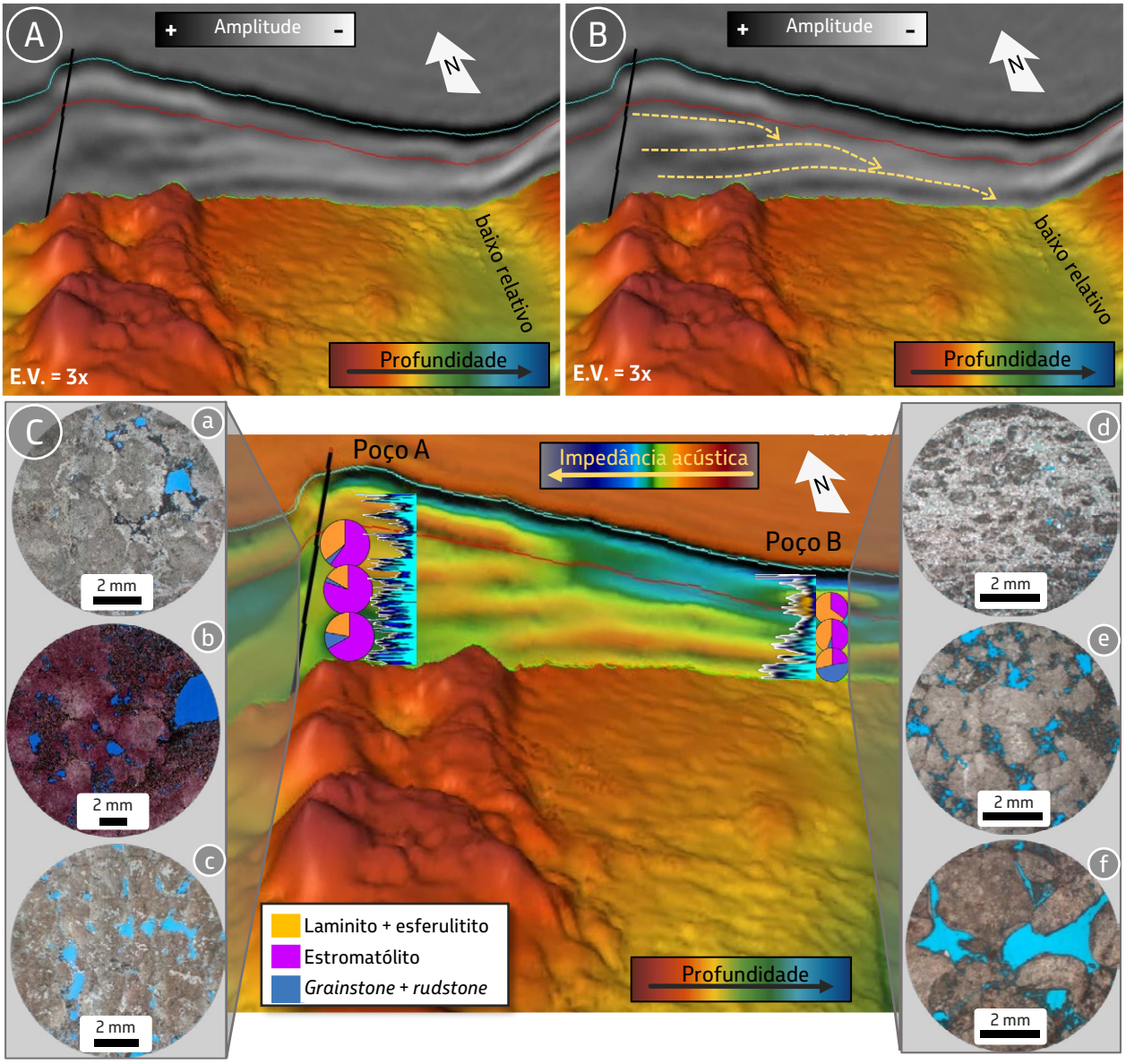


Figura 5.1.3: Visada 3D com seção em perspectiva na parte central do campo de Búzios. A e B) Amplitude sísmica com e sem interpretação dos refletores em *backstepping* (destacados nas setas amarelas). C) Seção em perspectiva de impedância acústica, onde são mostrados os poços A e B e seus perfis de porosidade de ressonância magnética (porosidade de *free fluid* em ciano, porosidade efetiva em azul escuro e porosidade total em marrom) e gráficos pizza de proporção de fácies; impedâncias mais baixas correspondem a porosidades mais altas; Nos lados da seção, fotomicrografias representativas dos intervalos de cada poço de a-f (porosidade destacada em azul, polarizadores paralelos): a) Estromatólito com cimentação de dolomita blocosa/mosaico; b) Estromatólito parcialmente cimentado por calcita e dolomita; c) Estromatólito com porosidade primária bem preservada e fraca cimentação, na forma de franjas de calcita e dolomita; d) Esferulitito dolomitizado; e) Estromatólito parcialmente cimentado por dolomita; e f) *Rudstone* com porosidade primária preservada e fraca cimentação, na forma de franjas de calcita.

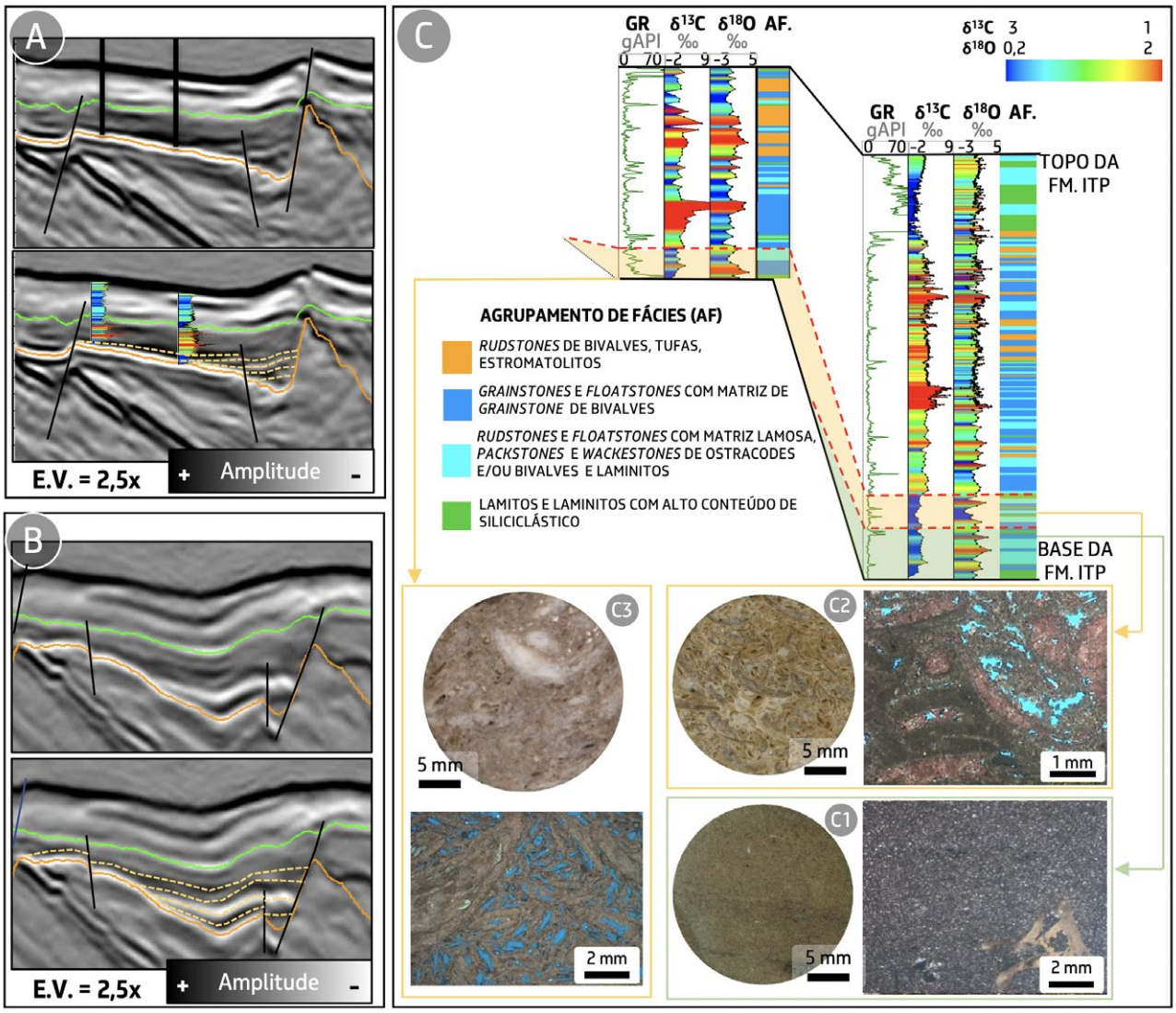


Figura 5.1.4: *Onlap* de preenchimento de baixo relativo ocorre na área central do campo de Búzios. As terminações dos refletores em *onlap* evidenciam a falta do registro sedimentar no alto em relação às porções mais baixas. A e B) Seções de amplitude sísmica em duas localidades, sem interpretação (superior) e com interpretação (inferior). Os *onlaps* (linhas pontilhadas) ocorrem em direção ao alto estrutural leste (esquerda nas figuras). O horizonte em laranja corresponde à base da Formação Itapema e o verde corresponde ao seu topo. Os perfis mostrados na seção A interpretada são de isótopos de carbono em rocha total obtida em dois poços perfurados no campo. C) Correlação entre os dois poços da seção sísmica A, com os perfis de raios gama (GR), $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ e o agrupamento de fácies para a Formação Itapema. Abaixo desses, exemplos de amostras de rocha dos poços nos intervalos destacados. C1: lamito com alto conteúdo siliciclástico e fragmento fosfático; C2: *rudstone* de bivalves com conchas desarticuladas e dolomitizadas e C3: *floatstone* com matriz de *grainstone* de bivalves, com alta porosidade móldica e cimentação por calcita (C1: polarizadores cruzados; C2 e C3: polarizadores paralelos e porosidade destacada em azul). A correlação mostra o espessamento das sequências em direção ao baixo estrutural (poço da direita). O intervalo em verde não ocorre no poço estruturalmente mais alto, o que é evidenciado pelos isótopos de carbono e oxigênio em rocha total, pelo agrupamento de fácies e pela interpretação do dado sísmico.

Clinoformas de borda de plataforma: o termo "clinoforma" é utilizado para descrever um pacote de sedimentos cujos refletores internos formam camadas oblíquas, onde podem ser reconhecidos três elementos geométricos: o *topset*, a parte mais rasa e proximal, com refletores de baixo ângulo; o *foreset*, a parte central, com refletores de alto ângulo e onde se depositam as maiores espessuras; e o *bottomset*, a área mais profunda bacia adentro, com refletores de baixo ângulo (Mitchum *et al.*, 1977). No campo de Búzios, as clinoformas têm geometrias variadas e muitas vezes de difícil determinação. Os principais pacotes de clinoformas podem ser descritos como um padrão complexo sigmoidal oblíquo, conforme definido por Mitchum *et al.* (1977). Neste padrão são observadas as terminações concordante, *toplap* e *offlap* nos topos dos sets e as terminações em *onlap*, *downlap* e concordante na base. Algumas dessas geometrias podem ser observadas na figura 5.1.5 (A). As terminações concordantes no *bottomset*, com refletores plano paralelos de alta amplitude, por vezes, correspondem aos lamitos de lago profundo descritos a seguir.

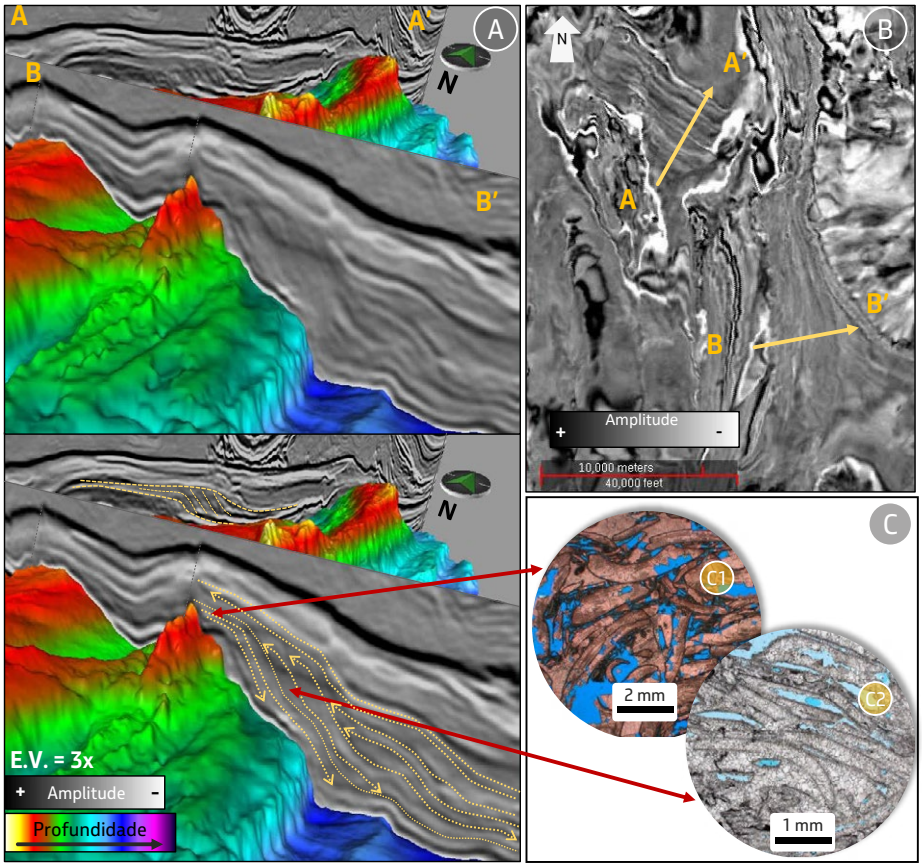


Figura 5.1.5: Exemplos de clinoformas de borda de plataforma na Formação Itapema do campo de Búzios. Em A, as clinoformas podem ser vistas em duas seções de amplitude (A-A' e B-B') apresentadas em vista 3D, sem interpretação (superior) e com interpretação (inferior), juntamente com a base da Fm. Itapema (superfície colorida). O conjunto dos sets das clinoformas (linhas pontilhadas) como um todo progradam bacia adentro. Em B, um *depth slice* em amplitude sísmica aponta a direção das progradações e a posição das seções da figura A. Em C, lâminas petrográficas de *rudstones* de bivalves amostrados em região próxima das clinoformas da seção B-B'. A imagem C1 ressalta a alta porosidade relacionada principalmente à dissolução, comum às fácies localizadas em região proximal e pertencente a um *set* exposto no momento de deposição de C2. A lâmina C2 correspondente a fácies com alto grau de recristalização, cimento de calcita em franja, mosaico e blocosa (polarizadores paralelos, porosidade destacada em azul).

A grande maioria das clinoformas de Búzios são observadas na Formação Itapema. Como um todo, as clinoformas desse intervalo mostram padrão progradacional, onde o avanço do *offlap break*, marcado no limite entre o *topset* e o *foreset*, pode ser interpretado como a progradação da borda da plataforma em direção às porções mais centrais da bacia. Na Formação Itapema, há predominância de fácies de *rudstones* e *grainstones* de bivalves, de forma que a dinâmica de transporte e deposição é semelhante à de sedimentos siliciclásticos. Assim, a deposição *in situ* é pouco preservada, predominando os sedimentos retrabalhados.

A correta aplicação dos conceitos sismoestratigráficos é de extrema importância para a caracterização da dinâmica deposicional deste sistema. A figura 5.1.5 apresenta a interpretação das sigmoides observadas em duas posições de borda de plataforma, onde é possível observar terminações em *offlap* que são produtos da queda do nível base e diagnósticas de regressões forçadas. Assim, os sedimentos que constituem as clinoformas mais antigas (Figura 5.1.5, C1), depositadas em regiões mais proximais, estão sujeitos à exposição subaérea no momento de deposição de C2 (Figura 5.1.5, C2). Clinoformas de grande porte também foram observadas no campo de Mero (vizinho a Búzios) e caracterizadas sismoestratigraficamente por Oliveira *et al.* (2021).

Lamitos de lago profundo: conjunto de refletores plano paralelos e subhorizontais com altas amplitudes positivas e negativas, com predomínio das últimas. Esse tipo de fácies sísmica ocorre na base da Formação Itapema em baixos estruturais, por vezes na forma da terminação inferior das clinoformas. Constatados em poços, correspondem a pacotes espessos compostos por intercalações de camadas de lamitos e laminitos (Figura 5.1.6) com *grainstones* bioclásticos. As espessuras dessas camadas se encontram no limite da resolução sísmica, onde o efeito *tuning* (interferência entre os sinais sísmicos do topo e da base de uma camada), combinado com o alto contraste de impedância entre as camadas, resulta em um conjunto de refletores com amplitudes anômalas. Assim como as bacias argilosas dos baixos relativos, a sismofácies de lamitos de lago profundo muitas vezes tem o topo definido por um refletor de amplitude negativa, base com amplitude positiva e baixos valores de impedância acústica (Figura 5.1.6).

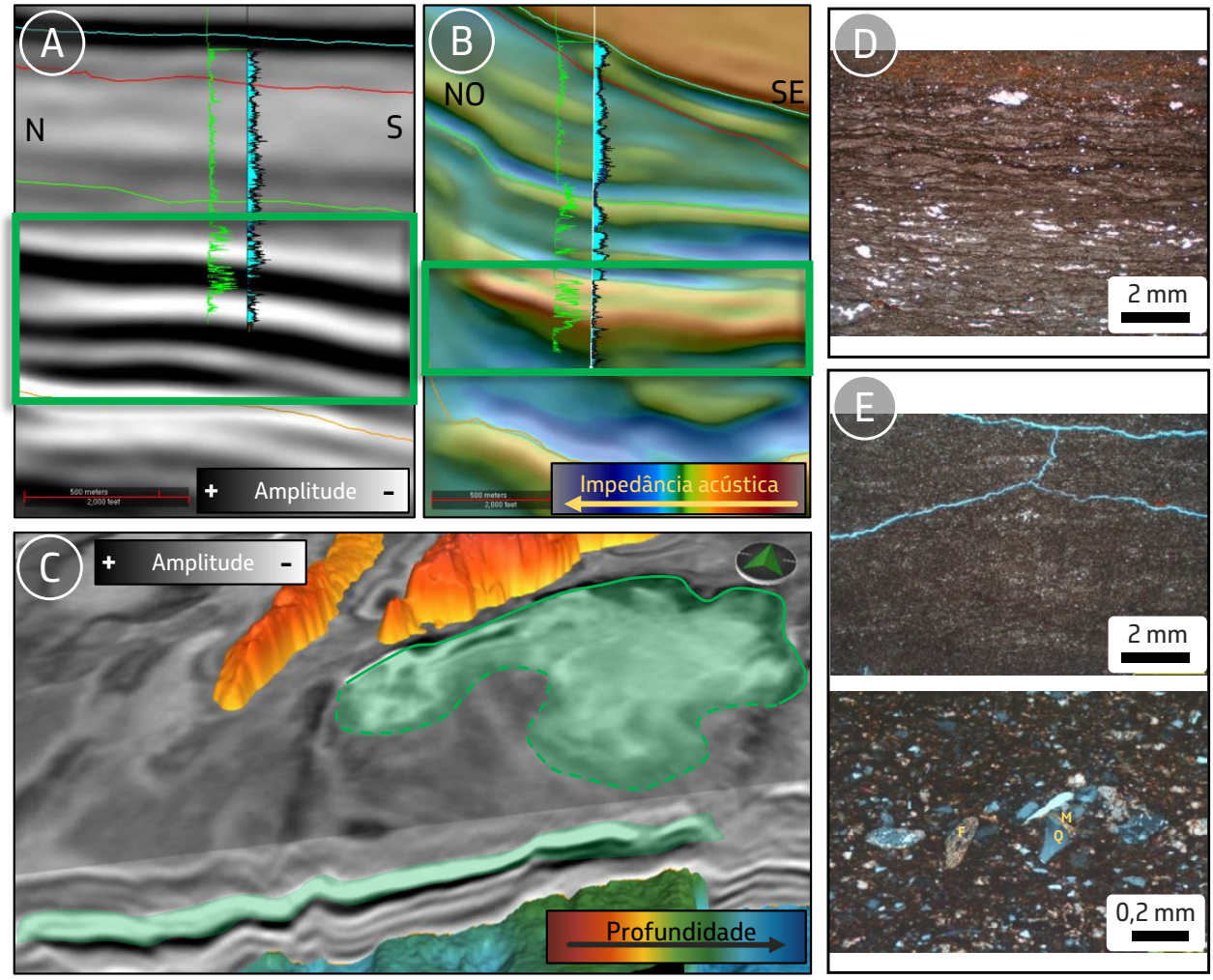


Figura 5.1.6: Sismofácies de lamitos de lago profundo do campo de Búzios. Em A e B, seções sísmicas passando por dois poços do campo, onde, nos intervalos destacados (retângulos verdes), predominam a fácies lamito. Perfis apresentados são: raios gama (verde, valores aumentam para a direita) e porosidade da ressonância magnética (ciano). A) Seção de amplitude na região norte do campo, onde as intercalações litológicas imprimem um padrão sísmico onde se alternam reflexões positivas e negativas. B) Seção de impedância acústica na região norte do campo, mostrando baixos valores desse atributo no intervalo destacado (retângulo verde); nessa região o intervalo de lamitos é mais espesso e representado no dado sísmico por refletores com amplitudes predominantemente negativas. C) Cubo sísmico em amplitude, com *depth slice* (face superior) e seção sísmica (face lateral), ressaltando a continuidade e o caráter plano paralelo dos refletores, assim como as amplitudes anômalas dessa sismofácies (destacada na área verde sombreada). Em D e E) Exemplos de fotomicrografias, encontradas na sismofácies de lamitos de lago profundo. D) Lâmina petrográfica de laminito com camadas calcíticas cristalinas de aspecto nodular, por vezes crenuladas, deslocando matriz argilosa/orgânica e baixo conteúdo de silte siliciclástico (polarizadores paralelos). E) Lâmina petrográfica de lamito composto por argilomineral avermelhado e alto conteúdo siliciclástico tamanho silte e areia muito fina. Na imagem inferior (polarizadores cruzados), detalhe dessa lâmina onde observam-se grãos de quartzo (Q), feldspato (F) e mica (M), encontrados dentro desta fácies.

Cordões litorâneos: pacote de refletores plano paralelos e inclinados, que se desenvolveram sobre uma topografia acentuada e que mergulham em direção às regiões estruturalmente mais baixas, interpretadas como mais profundas à época da deposição. Os refletores dessa sismofácies são contínuos lateralmente e sua expressão em mapa ocorre na forma de corpos estreitos e alongados, formando alinhamentos de direção noroeste. Nos poços, a litofácies predominante consiste em *grainstones* bem selecionados, com

marcas onduladas e laminações cruzadas planares de baixo ângulo (Silva *et al.*, 2020). Essas fácies são interpretadas como formadas por retrabalhamento do substrato por ondas em um ambiente de alta energia (Figura 5.1.7).

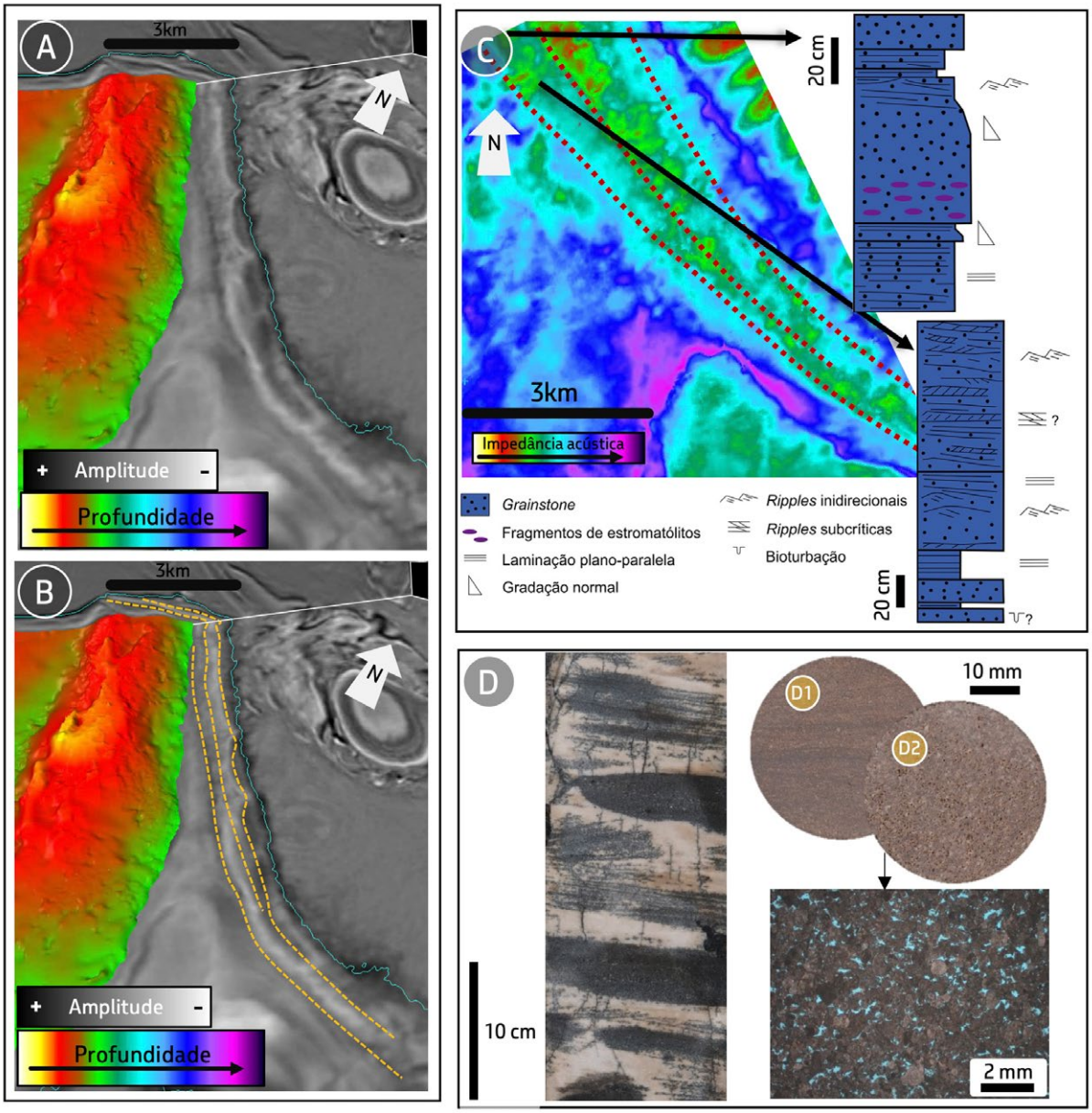


Figura 5.1.7: Sismofácies de cordões litorâneos do campo de Búzios. A e B) Seção sísmica e *depth slice* em visada 3D. Os refletores, interpretados como cordões litorâneos (linhas pontilhadas), mergulham para leste, são estreitos e alongados (interpretação em B). C) Sismofácies de cordões litorâneos observados em mapa de impedância, com interpretação dos cordões em linhas pontilhadas e os perfis sedimentológicos (modificados de Silva *et al.*, 2020) de dois poços perfurados nessa sismofácies (localização aproximada dos poços indicadas pelas setas pretas). D) Exemplos de rochas encontradas na sismofácies de cordões litorâneos. À esquerda, testemunho com fácies de *grainstone* com estratificação cruzada evidenciada pela intensa cimentação de quartzo (níveis esbranquiçados); em D1, amostra lateral de *grainstone* peloidal muito fino, moderadamente selecionado e laminado. Em D2, amostra lateral e fotomicrografia (polarizadores paralelos, porosidade em azul) de *grainstone* médio a grosso, bem selecionado, com alta porosidade e pouco cimentado.

Colapso de margem e queda em talude: essa sismofácies tem como característica reflexões internas caóticas, subordinadamente plano paralelas, e geometria externa em cunha.

Ocorre nos flancos associados a escarpas de falha ou a superfícies com relevo íngreme, interpretadas como talude da plataforma carbonática. Suas superfícies de topo formam relevos entrecortados (Figura 5.1.8), mostrando cicatrizes de deslizamentos, fluxo de detritos e queda de blocos do talude. Geometrias similares de erosão e transporte no talude são bem conhecidas em plataformas carbonáticas marinhas modernas e do registro geológico. Jo et al. (2014) mostram inclinações de 20 a 70° para o talude do *Great Bahama Bank* e feições de colapso da margem do talude acompanhadas de depósitos gravitacionais na porção inferior e no fundo da bacia. No campo de Búzios, essa sismofácies também foi identificada por Ferreira et al. (2021) e descrita como fácies de fluxo de detritos. Não há poços perfurados no talude de Búzios, uma vez que não há interesse de posicioná-los em regiões potencialmente fraturadas e/ou carstificadas. Isso porque além de prováveis problemas durante a perfuração, posteriormente, essas descontinuidades com altas permoporosidades podem canalizar água ou gás, prejudicando a produtividade dos poços.

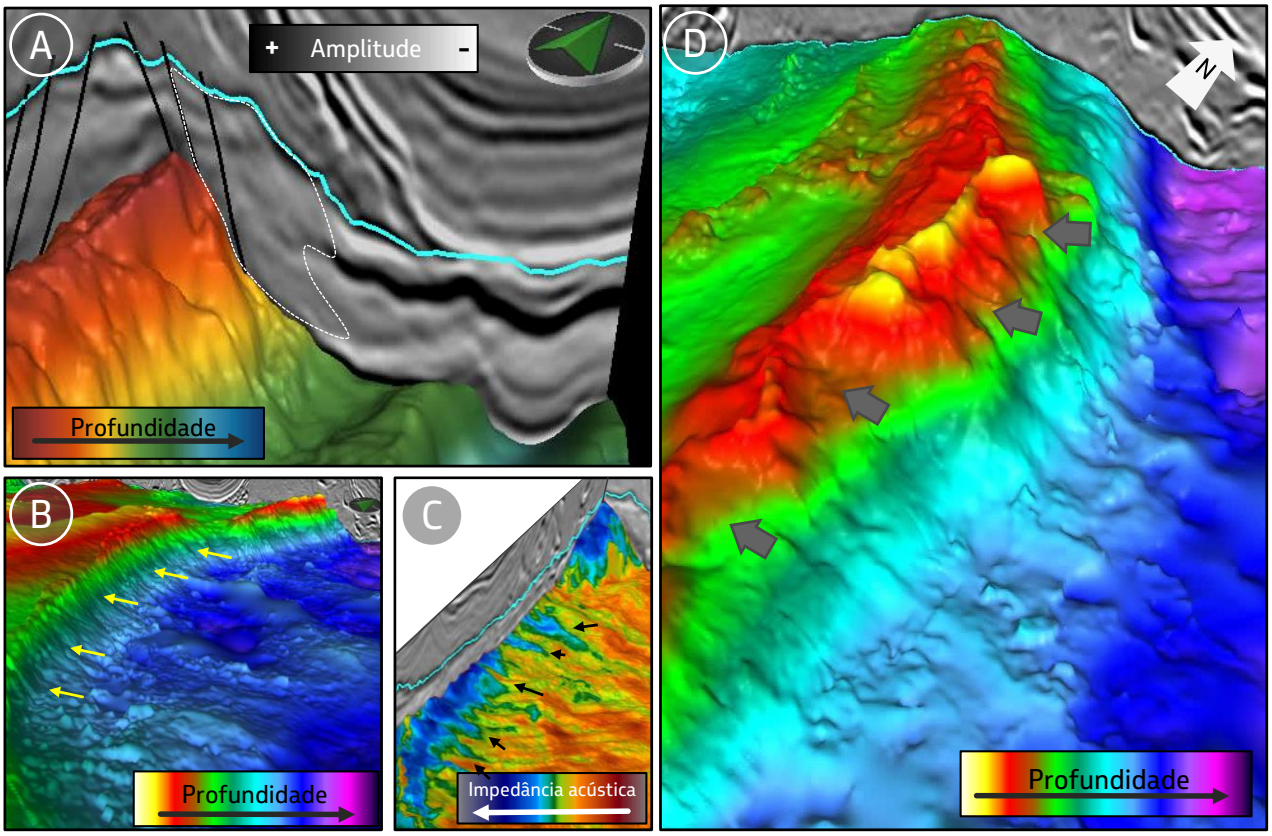


Figura 5.1.8: Exemplos de feições de colapso de margem e queda em talude no campo de Búzios em diversas visadas 3D. A) Seção no *dip* deposicional mostrando caráter caótico das reflexões internas (linha branca pontilhada) e associação dessa sismofácies com relevo acentuado e falhamentos (falhas em preto; topo sísmico do reservatório em ciano). B) Topo estrutural mostrando a borda leste, onde predominam os maiores declives do campo. Observam-se marcas e cicatrizes de fluxos de detritos canalizados no talude (setas). C) Mapa de impedância acústica em intersecção com seções de amplitude, destacando sulcos erosivos no talude e sopé (notar reentrâncias onduladas). D) Topo estrutural do alto nordeste visto em detalhe. Setas apontam para cicatrizes de colapso da margem da plataforma.

5.2. Considerações finais sobre o campo de Búzios

As sismofácies aqui descritas são as feições mais evidentes observadas nos dados sísmicos 3D disponíveis na área do campo de Búzios. As denominações propostas evidenciam o caráter interpretativo das sismofácies, que é suportado pelos dados dos poços. A incorporação de todas as informações que elas trazem ao modelo geológico de reservatórios é um desafio à parte. Em especial para as geometrias mais complexas que necessitam de mapeamento sísmico detalhado, a fim de compreender amplamente o significado dos diversos ciclos estratigráficos que as formaram e preservaram, permitindo a observação das geometrias que hoje são mapeadas sismicamente.

6. CONCLUSÕES

O Pré-sal da Bacia de Santos apresenta diversos desafios tecnológicos e metodológicos. Sobretudo aqueles associados à geologia regional altamente complexa observada na área, onde reservatórios heterogêneos com grandes variações faciológicas e intensa diagênese são sobrepostos por uma espessa seção evaporítica que sofreu intensa halocinese. Os dados sísmicos *narrow-azimuth* (NAZ) para o Pré-sal mostram uma ampla gama de ruídos não coerentes e coerentes, incluindo múltiplas internas e reverberações, geradas principalmente no intervalo que degradam a razão S/R. A baixa resolução e o campo de velocidades anisotrópico também desempenharam um papel relevante.

Com o objetivo de superar esses desafios, a partir da descoberta do campo de Tupi em 2006, foram feitos importantes investimentos em novas tecnologias sísmicas aplicadas a caracterização e ao monitoramento dos reservatórios do Pré-sal brasileiro. Eles incluem desde a aquisição até o processamento, interpretação e modelagem.

A partir das aquisições e dos processamentos de tecnologias NAZ (*narrow azimuth*) com cabos sísmicos separados de 50m (alta definição - HD) até aquisições e processamentos com tecnologias FAZ (*full azimuth*), ricas em afastamentos e azimutes fonte-receptores, tem-se implantado inovações tecnológicas na sísmica. A tecnologia de aquisição e processamento de dados NODES (*full azimuth*) tem predominado nos levantamentos sísmicos nos campos do Pré-sal da Bacia de Santos, onde campos gigantes de petróleo, Mero, Búzios e Tupi já foram inteiramente cobertos com essa tecnologia. O sucesso dessas tecnologias impulsionou o desenvolvimento dos campos de Búzios, Mero, Iara e Tupi do Pré-sal brasileiro.

No campo de Búzios, as interpretações de feições sísmicas melhoraram as estimativas de qualidade do reservatório e distribuição de feições carbonáticas. Uma modelagem petroelástica detalhada suportou o uso de técnicas avançadas de inversão sísmica, contribuindo para melhor orientar a classificação de rochas ígneas para a delimitação no campo de Mero.

No Complexo de Iara, importantes contribuições foram alcançadas por um reprocessamento sísmico *multi-azimuthal* que revelou características geológicas tridimensionais

anteriormente ocultas, permitindo previsões de distribuição de fraturas. A viabilidade do uso da Sísmica 4D para os carbonatos rígidos do Pré-sal e seus benefícios para o monitoramento de fluidos foram demonstradas no campo de Tupi, destacando a importância das tecnologias de monitoramento sísmico para aumentar o fator de recuperação de toda a província do Pré-sal.

Estes exemplos evidenciam os benefícios obtidos com a incorporação de novas tecnologias e metodologias nos fluxos de modelagem de reservatórios sísmicos e seus impactos na otimização da gestão dos reservatórios do Pré-sal, mitigando incertezas e reduzindo os riscos dos projetos de desenvolvimento da produção e da produção de óleo e gás. A partir desses resultados, será possível, na Bacia de Santos, a maior aquisição e processamentos sísmicos 3D e 4D, com a tecnologia NODES, da história da indústria do petróleo. Por muitos anos, essa carteira de sísmica orientada para a caracterização (3D) e o monitoramento sísmico (4D) de reservatórios deverá ser um *benchmark* em escala mundial.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos à Petrobras pela oportunidade e autorização para publicarmos este capítulo, bem como às empresas sócias nos Ativos de Produção citados no texto pela autorização. Aproveitamos também para agradecer às empresas de tecnologias geofísicas, aquisição e processamento sísmicos, que trabalham em parceria com a Petrobras e empresa sócias: CGG, PGS, Schlumberger, Halliburton/Landmark, Fairfield, PXGEO (ex-Seabed Geosolutions) e Shearwater Geoservices.

Aos colegas geofísicos da Petrobras, que direta ou indiretamente nos auxiliaram nessa jornada de implantação de tecnologias de geofísica de reservatórios no Pré-sal brasileiro. Em especial, agradecemos aos revisores deste capítulo, Marco Cesar Schinelli, Filipe Augusto de Souto Borges, Wagner Lupinacci (UFF). Assim como aos coordenadores do livro, pela coordenação e pela revisão final, Luiz Alberto Santos, Anderson Antonio Pinheiro Chagas e Carlos Cesar de Araújo.

REFERÊNCIAS

ABREU, C.E.B.S., PEREIRA, C.E.L., SALES, P.H.S., JÚNIOR, M.P.A. and CORRÊA, R.S.M., Improving Static Model Robustness of Pre-Salt Reservoir. **European Association of Geoscientists & Engineers, Conference Proceedings**, 80th EAGE Conference & Exhibition 2018 Workshop Programme, Jun 2018, cp-556-00047.

ALMEIDA JUNIOR, M. P. *et al.* O uso da sísmica multi-azimutal para a interpretação e caracterização de reservatórios: o estudo de caso das jazidas de Berbigão, Sururu e Atapu. [2021]. No prelo.

ARAUJO, S.; GOUVEIA, W. P. Improved Pre-salt imaging from post-salt high-resolution velocity updates. *In*: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY,

14., 2015, Rio de Janeiro. **Proceedings Society of Exploration Geophysicists**, 2015.

ARTAGÃO, V.M., 2018, Análise estratigráfica de alta resolução aplicada aos depósitos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos: identificação, correlação e mecanismos de controle de ciclos sedimentares, **Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro**, Brasil, 174 pp.

ARIZA FERREIRA, DANILO JOTTA; MOREIRA LUPINACCI, WAGNER ; DE ANDRADE NEVES, IGOR ; RODRIGUES ZAMBRINI, JOÃO PAULO ; LUIZ FERRARI, ANDRÉ ; PIERANTONI GAMBOA, LUIZ ANTONIO ; OLHO AZUL, MARIA . Unsupervised seismic facies classification applied to a Pre-salt carbonate reservoir, Santos Basin, offshore Brazil. **AAPG BULLETIN**, v. 103, p. 997-1012, 2019.

ARIZA FERREIRA, DANILO JOTTA; DIAS, RAQUEL MACEDO; LUPINACCI, WAGNER MOREIRA. Seismic pattern classification integrated with permeability-porosity evaluation for reservoir characterization of Pre-salt carbonates in the Buzios Field, Brazil. **JOURNAL OF PETROLEUM SCIENCE AND ENGINEERING**, v. 201, p. 108441, 2021.

BLANCHON, P. Back-stepping. *In*: HOPLEY, D. (ed.). **Encyclopedia of modern coral reefs**. Dordrecht: Springer, 2011. p 77-84.

BROWN JUNIOR, L. F.; FISCHER, W. L. Seismic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. *In*: PAYTON, C. E. (ed.). **Seismic stratigraphy**: applications to hydrocarbon exploration. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 213-248. (AAPG memoir, v. 26).

CARLOTTO, M. A.; SILVA, R. C. B.; YAMATO, A.; TRINDADE, W.; MOREIRA, J.; FERNANDES. R.; RIBEIRO, O. Libra: A newborn giant in the Brazilian Pre-salt province. *In*: MERRILL, R. K.; STERNBACH, E. (ed.). **Giant fields of the decade 2000–2010**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2017. p. 165-176. (AAPG memoir, v. 113).

CASTRO, T. M. **Avaliação dos reservatórios carbonáticos do pré-sal no campo de Búzios, Bacia de Santos**. Dissertação (Mestre) – Universidade Federal Fluminense (UFF), Rio de Janeiro, 181p., 2019.

CASTRO, T. M.; LUPINACCI, W. M. Comparison between conventional and NMR approaches for formation evaluation of presalt interval in the Buzios Field, Santos Basin, Brazil. **Journal of Petroleum Science and Engeneering**, v. 208, p. 109679, 2022.

CARVALHO, B.F.F., Depositional Setting and Stratigraphic Patterns of Pre-salt Carbonates in a sector of the Santos Basin, Brasil. **Dissertaçao de Mestrado, Universidade de Lisboa**, 2019

COSTA, M.; SILVA, E.; SANTOS, M.; VASQUEZ, G. Quantification of 4D seismic response in Pre-salt carbonates via time-shift analysis. *In*: **EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS & ENGINEERS/SOCIEDADE BRASILEIRA**

DE GEOFÍSICA WORKSHOP, 3. 2016, Rio de Janeiro. Proceedings EAGE/SBGf, 2016. cp-479-00019.

CRUZ, F. E. G.; MADRUCCI, V. Uniformização da terminologia e atlas de geometrias positivas no pré-sal (Andar Alagoas). [*S. l.: s. n.*], 2020. 224 p. Relatório interno - projeto Mounds.

CRUZ, N. *et al.* **Sísmica 4D aplicada ao campo de Tupi.** [2022]. Neste capítulo. No prelo.

CRUZ, N. M., CRUZ, J. M. N., COSTA, M. M. M., URASAKI, E. N. A., TEIXEIRA, L. M., GROCHAU, M. H, 2021a, 4D Seismic Applied to Pre-salt Carbonate Reservoirs: Challenges and Results from Tupi Pilot, Santos Basin, Conference Proceedings, **Second EAGE Conference on Pre-Salt Reservoir**, Sep 2021, Volume 2021, p.1 – 5, DOI: 10.3997/2214-4609.202183011

CRUZ, N. M., CRUZ, J. M., TEIXEIRA, L. M., COSTA, M. M., OLIVEIRA, L. B., URASAKI, E. N., BISPO, T.P., JARDIM, M. S., GROCHAU, M. H., 2021b, Tupi Nodes pilot: A successful 4D seismic case for Brazilian Pre-salt reservoirs, **The Leading Edge, Special Section – Latin America**: 886–896, DOI: 10.1190/tle40120886.1.

CYPRIANO, L. *et al.* The impact of inter-bed multiple attenuation on the imaging of Pre-salt targets in the Santos Basin offshore Brazil. *In*: **EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS & ENGINEERS**, 77., 2015, Madrid. **Proceedings** [...]. Madrid: EAGE, 2015.

CYPRIANO, L.; FERREIRA, D.; HUARD, B.; PEREIRA, R.; JOUNO, F.; NAOMITSU, E.; CRUZ, N.; YIN, A.; CLARKE, D.; JESUS, C. OBN for Pre-salt imaging and reservoir monitoring: potential and road ahead. *In*: **INTERNATIONAL CONGRES OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY**, 16., 2019, Rio de Janeiro. **Proceedings** [...]. Rio de Janeiro: SBGf, 2019.

DEBAPRIYA, P., DAVID, B., LEPLEY, S., DAUDT, J., An Integrated Model for the Syn-Rift Structural Evolution of the Santos and the Campos Basins. July 23 - 25, 2018 - **AAPG ACE 2018**.

DEPLANTE, C. et al., How repeatable will Libra Pre-salt PRM permanent reservoir monitoring be? A full wave elastic and acoustic study. *In*: **OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE BRASIL**, 2019, Rio de Janeiro. **Proceedings** [...]. Rio de Janeiro: OTC, 2019. OTC 29805-MS.

DIAS, R. M.; LUPINACCI, W. M.; CASTRO, T. M.; SANTOS, M. A. C. Understanding the relationship between acoustic impedance and porosity in the Pre-salt of the Buzios Field Santos Basin. *In*: **17TH INTERNATIONAL CONGRESS OF BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY & EXPOGEF**, 2021.

DOWNTON, J.; ROURE, B.; HUNT, L. Azimuthal fourier coefficients. **CSEG Recorder**, Canada, v. 36, n. 10, p. 22-36, Dec. 2011.

FARIA, D., REIS, A. D., e SOUZA, O., 2017, Three-dimensional stratigraphic-sedimentological forward modelling of an Aptian carbonate reservoir deposited during the sag stage in the Santos basin, Brazil, **Marine Petroleum Geology**, 88: 676-695, DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2017.09.013.

FATAH, T.; LUPINACCI, W.; FREIRE, A.; GAMBOA, L. Borehole image analyses at Pre-salt carbonate reservoirs of the Mero Field, Santos Basin. *In*: **INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY**, 16., 2019, Rio de Janeiro. **Proceedings** [...]. Houston: Society of Exploration Geophysicists, 2019.

FERREIRA, DANILO JOTTA ARIZA; DE OLIVEIRA, GABRIELLA MARTINS BAPTISTA; CASTRO, THAIS MALLET; DIAS, RAQUEL MACEDO; LUPINACCI, WAGNER MOREIRA. Geostatistics assisted by machine learning for reservoir property modeling: A case study in Pre-salt carbonates of Buzios Field, Brazil. **LEADING EDGE** (TULSA, OKLA.), v. 40, p. 876-885, 2021.

FOSSEN, H., ROTEVATN, A. Fault linkage and relay structures in extensional settings: a review. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 154, p.14-28, Mar. 2016.

GAO, D. Volume texture extraction for 3D seismic visualization and interpretation. **Geophysics**, Basel, v. 68, n. 4, p. 11126–1422, July 2003.

GOMES, J. P.; BUNEVICH, R.; TEDESCHI, L.; TUCKER, M.; WHITAKER, F. Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 113, 104176, Mar. 2020.

GUERRA, R. *et al.* 3D-VSP data acquisition and data QC. [*S. l.: s. n.*], 2011. Internal report.

GUERRERO, J.C; BRAZIL, F.A.F.; CARVALHO, R.K.; CACELA, A.S.M.; MOLITERNO, A.M.C.; YAMATO, A.A.; ARAÚJO, C.H.V.; SILVA, C.M.A.; LEITE, C.O.N.; OLIVEIRA, D.L.; LIMA, F.P.; BARBOSA, G.F.; NATORI, H.O.H; QUEIROZ, L.E.S.; SOUZA, L.B.; CAMPOS, M.T.R.; ROCHA, N.P.; SILVA, V.G.M.R.; OLIVEIRA, V.C.B. Campo de Búzios: a jornada desde a caracterização dos reservatórios ao início do desenvolvimento da produção. **Nesta Edição.**

HAMPSON, D.; SCHUELKE, J.; QUIREIN, J. 2001. Use of multiattribute transforms to predict log properties from seismic data. **Geophysics**, Basel, v. 66, n. 1, p. 14-357, Jan. 2001.

IACOPINI, D.; ALVARENGA, R. S.; KUCHLE, J.; GOLDENBERG, K.; KNELLER, B. Recognition of seismic textures and their lithological significance in the sub-salt rifted section of the Lagoa Feia Group, Campos Basin, offshore Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, 2015.

JESUS, CARLOS; OLHO AZUL, MARIA; LUPINACCI, WAGNER; MACHADO, LEANDRO. Multi-attribute Framework Analysis for the

Identification of Carbonate Brazilian Pre-salt Zone. **INTERPRETATION - A JOURNAL OF SUBSURFACE CARACTERIZATION**, v. 7, p. 1-38, 2019.

JO, A.; EBERLI, G. P.; GRASMUECK, M. Margin collapse and slope failure along southwestern Great Bahama Bank. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 317, p. 43-52, Mar. 2015.

JOHANN, P. R. S.; ABREU, C. E. S.; GROCHAU, M.; THEDY, E. A. Advanced seismic imaging impacting Brazilian offshore fields development. *In*: **OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE BRASIL**, 2011, Houston. **Proceedings** [...]. Houston: OTC, 2011. OTC 21934-MS

JOHANN, P. R. S.; MARTINI, A.; MAUL, A. Reservoir geophysics in Brazilian Pre-salt oilfields. *In*: **OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE BRASIL**, 2012, Houston. **Proceedings** [...]. Houston: OTC, 2012. OTC 23681-MS.

JOHANN, P. R. S.; MONTEIRO, R. C. Geophysical reservoir characterization and monitoring at Brazilian Pre-salt oilfields. *In*: **OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE BRASIL**, 2016, Houston. **Proceedings** [...]. Houston: OTC, 2016. OTC 27246-MS

KIYASHCHENKO, D., W. F. WONG, D. CHERIEF, D. CLARKE, Y. DUAN, AND P. HATCHELL, 2020, Unlocking seismic monitoring of stiff reservoirs with 4d obn: a case study from Brazil Pre-salt, in **SEG Technical Program Expanded Abstracts** 2020: Society of Exploration Geophysicists, 3759–3763.

MATTOS, N., REBELO, T., BATEZELLI, A. and LEITE, E., Seismic Stratigraphy and Structural Analysis of the Pre-salt of Santos Basin and Implications on Basin Evolution. **EAGE Conference Proceedings, 82nd EAGE Annual Conference & Exhibition**, Oct 2021, Volume 2021, p.1 – 5;

MELLO, V.L.; LUPINACCI, W. M. Mineralogy based classification of carbonate rocks using elastic parameters: A case study from Buzios Field. **Journal of Petroleum Science and Engineering**, v. 209, p.109962, 2022

MITCHUM, R. M., Jr.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *In*: PAYTON, C. E. (ed.). **Seismic Stratigraphy**: applications to hydrocarbon exploration. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 117-133. (AAPG memoir, 26).

MOREIRA, J.; MADEIRA C. V.; GIL, J.; MACHADO, M. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-549, 2007.

OLIVEIRA, L. C.; FERNANDES, L. F.; MAUL, A. R.; ROSSETO, J. A.; GONZALES FARIAS, M. A.; SANCHEZ, G. G. Geological velocity approach in order to obtain a detailed velocity model for the evaporitic section – Santos Basin. *In*: **INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY & EXPOGEF**, 14., 2015, Rio de Janeiro. **Proceedings** [...]. Houston: Society of Exploration Geophysicists, 2015. p. 1374-1377.

OLIVEIRA, L. C., RANCAN, C.C., SARTORATO, A. C. L.; FARIAS, F. A., PEREIRA, E. Drowning unconformities on Pre-salt carbonate plataforms – Examples from the Itapema Formation (Lower Cretaceous, Santos Basin, offshore Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, vol. 577, 20p, 2021.

OLIVEIRA, L.; RANCAN, C. E.; OLIVEIRA, M. J. Sill emplacement mechanisms and their relationship with the Pre-salt stratigraphic framework of the Libra area (Santos Basin, Brazil). *In*: **LEARNING ANALYTICS SUMMER INSTITUTE CONFERENCE**, 6., 2019, Malargüe, Argentina. **Proceedings** [...]. 2019. Malargüe: LASI, 2019. p. 83-84.

PARIZEK-SILVA, Y. M. **Métodos avançados para caracterização de mineralogia, porosidade e de parâmetros petrofísicos em reservatórios carbonáticos**. 2019. 138 f. **Dissertação (Mestrado em Geociências)** – Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

PEDRINHA, S., AATAGÃO, V. M., MOREIRA, T. P., FREITAS, L. C. S., RICHTER, E., e SANTOS, B.T., 2018, Reservoir Geology Aspects of Lula Supergiant Field, Santos Basin – Brazilian Pre-salt Province, **AAPG Annual Convention and Exhibition**, Salt Lake City, Utah.

PEDRINHA, S., MOREIRA, T. P, SANTOS, B.T., ARTAGÃO, V. M., CRUZ, N. M. S. M, CRUZ, J. M. N., CORTES, V. H., 2022, **O Campo de Tupi**. Neste livro. No prelo.

PENNA, R. *et al.* **Caracterização geofísica das rochas ígneas do reservatório em Mero, Bloco de Libra**. [2021]. No prelo.

PENNA, R.; ARAUJO, S.; GEISSLINGER, A.; SANSONOWSKI, R.; OLIVEIRA, L.C.; ROSSETO, J. A.; MATOS, M. Carbonate and igneous rock characterization through reprocessing, FWI imaging and elastic inversion of a legacy seismic data set in Brazilian Pre-salt province. **The Leading Edge**, Tulsa, v. 38, n. 1, p. 11-19, 2019.

PENNA, R.; LUPINACCI, W. 3D modelling of flow units and petrophysical properties in Brazilian Pre-salt carbonate. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 124, 104829, Feb. 2021b.

PEREIRA, R.; GRISCENCO, M.; HUARD, B.; CYPRIANO, L.; KHALILl, A. Internal multiple attenuation for OBN datasets. *In*: **INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY**, 16., 2019, Rio de Janeiro. **Proceedings** [...]. Rio de Janeiro: SBGf, 2019.

PEREIRA-DIAS, B.; GUERRA, C.; BULCÃO A.; DIAS, R. Exploring inversion strategies in image domain least squares migration. *In*: **EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS & ENGINEERS/SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA WORKSHOP ON LEAST-SQUARES MIGRATION**, 1. 2018, Rio de Janeiro. **Proceedings** [...]. Rio de Janeiro: EAGE/SBGF, 2018.

POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition I: conceptual framework. *In*: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G. St. C.; POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A.; VAN WAGGONER, J. C. (ed.). Sea-level changes: an integrated approach. Tulsa: **SEPM**, 1988. p. 109-124. (SEPM special publication, 42)

PRATHER, B. E.; BOOTH, J. R.; STEFFENS, G. S.; CRAIG, P. A. Classification, lithologic calibration, and stratigraphic succession of seismic facies of intraslope basins, deep-water Gulf of Mexico. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 82, n. 5A, p. 701-728, 1998.

YSACCIS, R., TOUKHY, M., MOREIRA. L. B. Maximizing the value of seismic data for a better regional understanding and exploration assessment in the Santos Basin, Brazil. **SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica**, 2019

RENAULT, W. R.; OWEN, B.; JONES, B.; TIERCELINS, J. J.; TARITS, C.; EGO, J. K.; KONHAUSER, O. K. Impact of lake-level changes on the formation of thermogene travertine in continental rifts: evidence from Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. **Sedimentology**, Oxford, v. 60, n. 2, p. 428-468, Feb. 2013.

SANTOS, M. T. R.; SILVA, E. B.; GUERREIRO, J. Geometrias sísmicas e suas implicações para o modelo conceitual nos campos de Búzios. [2021]. No prelo.

SARTORATO, A. C., TONIETTO, S., PEREIRA, E. Silicification and dissolution features in the Brazilian Pre-salt Barra Velha formation: impacts in the reservoir quality and insights for 3D geological modeling. *In*: **RIO OIL AND GAS EXPO AND CONFERENCE, 2020**, Rio de Janeiro: IBP, 2020.

SEIFERT, I.; PENNA, R.; MAUL, A.; GONZÁLEZ, M. Accurate velocity model refinement through the use of acoustic impedance for evaporite seismic facies differentiation of Pre-salt reservoir prospects in Santos Basin. *In*: **INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY & EXPOGEF**, 15., 2017, Rio de Janeiro. **Proceedings** [...]. Houston: Society of Exploration Geophysicists, 2017.

XU, S., SAMANIEGO, A. F. N., ALANIZ-ALVAREZ, S. A., and CERCA-MARTÍNEZ, L. M. Structural analysis of a relay ramp in the Querétaro graben, central Mexico: Implications for relay ramp development. **Revista Mexicana Ciências Geológicas**, vol.28, no.2, Ciudad de México, 2011

SILVA, C. M. A.; CACELA, A. S. M.; LEITE, C. O. N.; ROCHA, N. P.; OLIVEIRA, V. C. B.; PEREIRA, A. J.; PASSOS, F. V. Modelo deposicional e diagênese do campo de Búzios. Rio de Janeiro: **PETROBRAS. CENPES**. PDEP. IRPS, 2020. 276 p. Relatório interno.

SILVA, Y. M. P. Métodos avançados para caracterização de mineralogia, porosidade e de parâmetros petrofísicos em reservatórios carbonáticos. 2019. 138 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Programa de Pós-Graduação em Geociências Patrimônio Geopaleontológico, **Museu Nacional**, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

TEIXEIRA, L., CRUZ, N. M. S. M., SILVANY P., FONSECA, J., 2017, Quantitative seismic interpretation integrated with well-test analysis in turbidite and Pre-salt reservoirs, **The Leading Edge**, 36(11): 931–937, DOI: 10.1190/tle36110931.1.

TEIXEIRA, L. M.; MAUL, A.; LUPINACCI, W.M. Quantitative seismic-stratigraphic interpretation of the evaporite sequence in the Santos Basin. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 122, 104690, Dec. 2020.

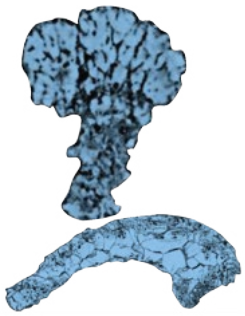
VASQUEZ, G., MARSCHBACHER, M., JUSTEN, J. Experimental efforts to acess 4D feasibility and interpretation issues of Brazilian Pre-salt carbonate reservoirs. **Interpretation**, Tulsa, v. 7, n. 5, p. SH1-SH18, 2019.

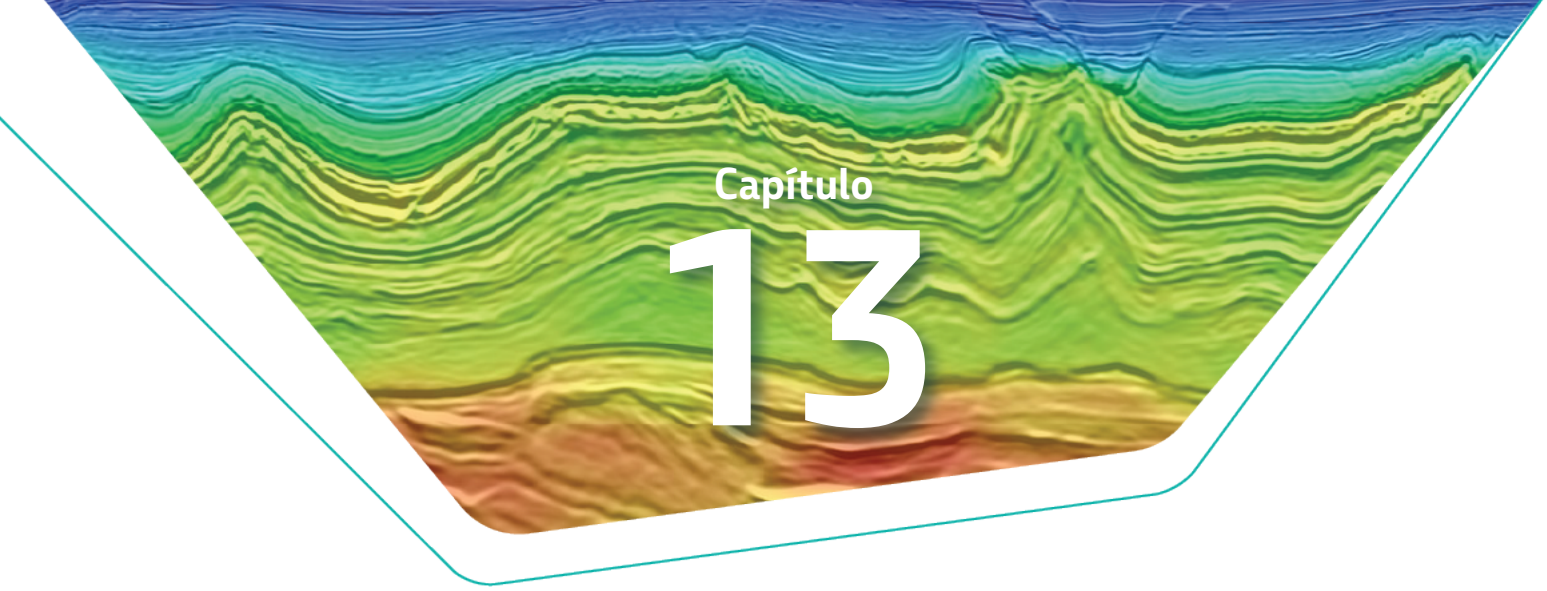
WALSH, J. J.; BAILEY, W. R.; CHILDS, C. Formation of segmented normal faults: a 3-D perspective. **Journal of Structure Geology**, New York, v. 25, n. 8, p. 1251-1262, Aug. 2003.

WU, J. E.; McCLAY, K.; FRANKOWICZ, E. Control of relay structure on mineralization of sedimentary-exhalative ore deposit in growth faults of graben systems. **Journal of Central South University of Technology**, Changsha, v. 12, p. 340-345, 2005.

XU, S.; PAYNE, M. Modeling elastic properties in carbonates rocks. **The Leading Edge**, Tulsa, v. 28, n. 1, p. 66-74, 2009.

YOUNG, M. J.; GAWTHORPE, R. L.; HARDY, S. Growth and linkage of a segmented normal fault zone; the Late Jurassic Murchison-Statfjord North Fault, northern North Sea. **Journal of Structure Geology**, New York, v. 23, n. 12, p. 1933-1952, Dec. 2001.





Capítulo

13

O Campo de Tupi

AUTORES

Saulo Pedrinha Guimarães[1] (*saulo.pedrinha@petrobras.com.br*), Victor Mello Artagão[1], Thais Pontes Bispo Moreira[1], Bibiana Tagliari Santos[1], Nathalia Martinho Souto Muniz da Cruz[1], José Marcelo Nunes Cruz[1], Vitor Hespanhol Cortes[1]

[1] Petrobras

Palavras-chave: Pioneirismo no Pré-sal; Estratigrafia; Geologia de reservatório; Geofísica de reservatório; Desenvolvimento da Produção.

RESUMO

O campo de Tupi marca o pioneirismo da produção de hidrocarbonetos no Pré-sal brasileiro, fruto da campanha exploratória em águas ultra profundas na província petrolífera conhecida atualmente por suas gigantescas acumulações. A vasta gama de dados coletados, focados tanto na caracterização de rocha quanto na performance de produção, alavancou o entendimento de seus reservatórios, de elevada heterogeneidade e com uma geologia bastante particular. A integração de diversas disciplinas se tornou primordial neste processo, em que a compreensão das características críticas do campo pôde ser construída sob diversas ópticas, culminando em um projeto de desenvolvimento da produção que incorpora diversos aspectos relevantes do reservatório. A disciplina de geofísica, a partir de variadas aquisições sísmicas e processamentos, com uso das técnicas mais avançadas e modernas no mercado, forneceu ferramentas fundamentais para a concepção do arcabouço tectônico do campo de Tupi, assim como para a previsibilidade de rochas-reservatório e comportamento da movimentação de fluidos. A interpretação geológica considerou os processos e os controles deposicionais

envolvidos na gênese complexa dos reservatórios como essenciais para a construção de um modelo geológico tridimensional sólido, que corresponde a uma das fases mais importantes no fluxo de trabalho de um campo de petróleo. Sob a óptica da engenharia de reservatórios, a estratégia de implantação da produção em módulos, aliada com uma coleta de dados direcionada e otimizada - sobretudo em um campo com dimensões gigantescas - foi fundamental para a assimilação do comportamento dinâmico do campo e adequação do desenvolvimento da produção. Atualmente novos caminhos estão sendo trilhados (como métodos de recuperação secundária, uso da sísmica 4D e estudos de projetos complementares e de revitalização) com o objetivo de manter a alta produtividade de petróleo e o Campo de Tupi como um dos principais ativos da Petrobras.

1. INTRODUÇÃO

O progresso tecnológico e científico alcançado no início dos anos 2000, no ponto de vista da melhoria dos dados sísmicos, do conhecimento geológico e da capacidade de perfurar em lâminas d'água mais profundas, possibilitou a exploração dos reservatórios carbonáticos lacustres sotopostos a um espesso intervalo de evaporitos (mais de 2000m) na margem continental sudeste do litoral brasileiro. Neste contexto, a campanha exploratória liderada pela Petrobras, com alvo no *play* "Pré-sal" da Bacia de Santos, descobriu no ano de 2006 uma acumulação gigante denominada "Tupi". Abria-se então um novo horizonte para exploração de petróleo em águas ultra profundas no Brasil. Para fins de comparação e compreensão da relevância econômica dessa descoberta, seus volumes recuperáveis foram estimados entre seis e oito bilhões de barris de óleo equivalente, correspondendo à cerca de 50% da reserva total do Brasil à época.

O desenvolvimento da produção de uma acumulação de petróleo em reservatórios carbonáticos complexos e singulares, situados em águas ultra profundas e com proporções gigantescas como as do campo de Tupi, marcou o pioneirismo da Petrobras na implementação de projetos em circunstâncias desafiadoras. Além disso, serviu de guia para a estratégia de desenvolvimento das importantes descobertas que se seguiram em reservatórios análogos na Bacia de Santos.

Neste contexto, este capítulo tem como foco abordar os principais aspectos e interpretações geológicas em escala de reservatório do campo de Tupi, construídos com base no imenso acervo de dados disponível e do conhecimento acumulado desde a sua descoberta. Tópicos relevantes sob a óptica da geofísica, como a aquisição e fácies sísmicas, e da engenharia de reservatórios, como as estratégias de explotação, também serão apresentados e servem - de forma integrada - como pano de fundo e suporte fundamental para a compreensão das particularidades geológicas do campo.

2. ASPECTOS GERAIS DO CAMPO DE TUPI

O campo de Tupi situa-se na porção distal da Bacia de Santos, em uma feição geológica regional denominada de Alto Externo (Gomes *et al.*, 2002), que possui profundidades que superam os 5000 metros abaixo do nível do mar. Localizado a 230km de distância da costa sudeste brasileira e em condições de lâmina d'água ultra profundas (~2200m), o Campo de Tupi ocupa uma área de aproximadamente 1600km^2 (Figura 2.1) e é considerado o primeiro campo supergigante do Brasil. Atualmente o campo conta com o maior repositório de dados do Pré-sal brasileiro, obtidos principalmente para fins de caracterização de reservatório e desenvolvimento da produção. Cabe destacar o expressivo volume de amostras de rocha, no qual mais de 5000 amostras laterais e 700 metros de testemunhos foram coletados em sua estrutura principal (Figura 2.1) e são representativos dos mais diversos contextos deposicionais desta porção do campo. Além das amostras de rocha, uma moderna *suite* de perfis elétricos corridos nos mais de 100 poços perfurados na região, em conjunto com dados sísmicos oriundos de diversas aquisições e tipos

de processamento, faz parte do banco de informações disponível. Somados a estes dados, um robusto acervo de informações dinâmicas é construído continuamente, acumulando observações iniciais de tomadas de pressão a cabo e dezenas de testes de formação, passando aos testes de longa duração até o monitoramento ativo do comportamento de pressões, vazões e movimento de fluidos durante a produção do campo. A assembleia de dados disponível, provenientes das mais diversas fontes, permite a compreensão - de maneira integrada - dos principais controles deposicionais envolvidos na gênese das rochas do campo e como estas se distribuem tridimensionalmente. Em última análise, servem como condicionantes para delinear as heterogeneidades críticas que afetam a dinâmica dos fluidos no reservatório e, por conseguinte, balizar um plano robusto de desenvolvimento e gerenciamento da produção.

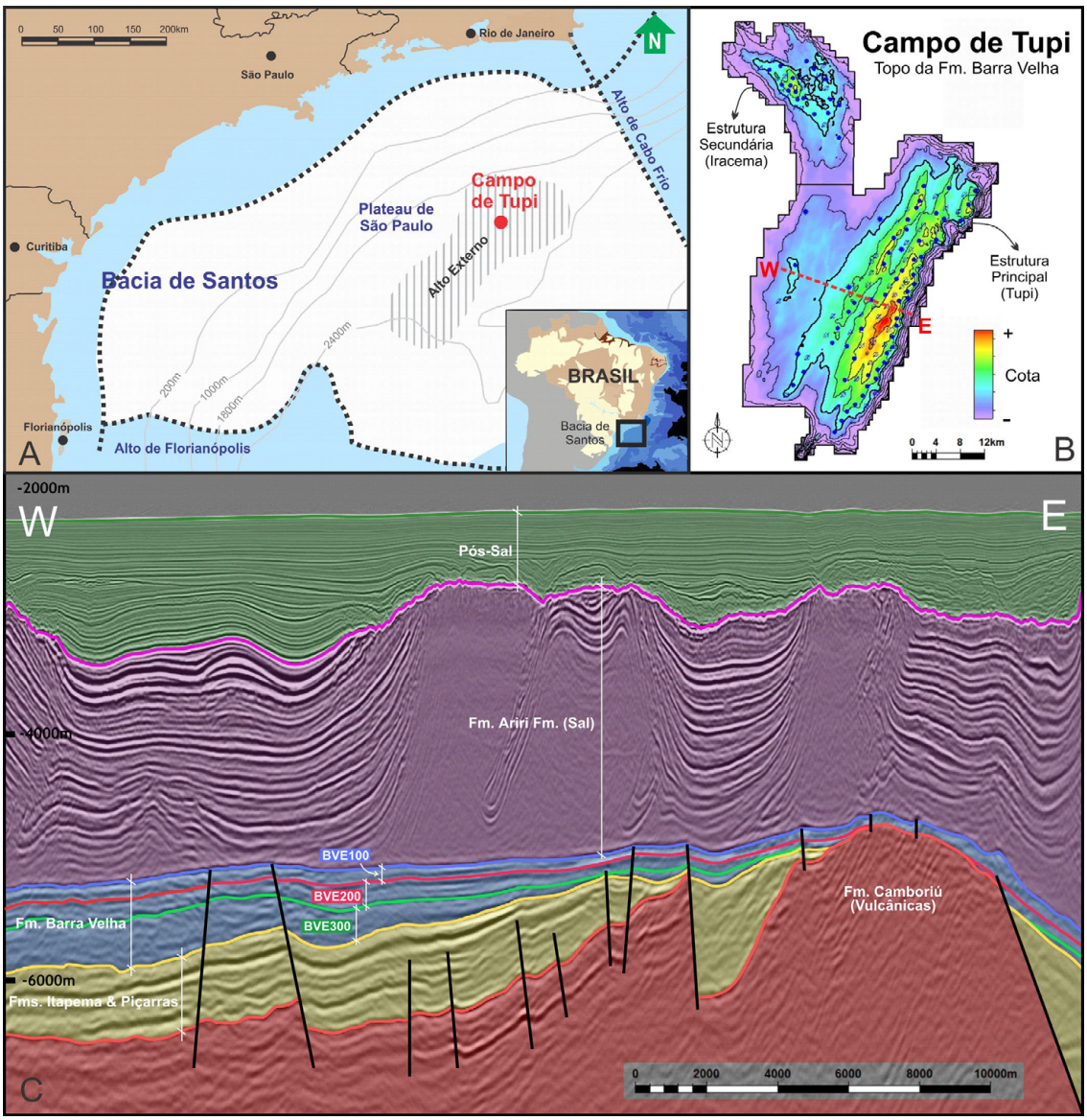


Figura 2.1: Mapa de Localização do Campo de Tupi (a partir de ANP, 2019 e Melo Garcia *et al.*, 2012) (A). Mapa estrutural do topo da Formação Barra Velha, incluindo os poços perfurados na estrutura principal (B). Seção sísmica com as principais unidades, intervalos estratigráficos e estilos estruturais do campo (C).

A principal unidade estratigráfica portadora de hidrocarbarbonetos no Campo de Tupi é a Formação Barra Velha - de idade aptiana - depositada em um ambiente lacustre estressante, sob um contexto tectônico de pós-rifte/*sag* associado ao processo de ruptura do Gondwana Ocidental e a abertura do Oceano Atlântico Sul. Este importante pacote estratigráfico preencheu o relevo herdado da fase rifte da bacia. Além disso, na região do campo, geralmente apresenta uma suave variação de espessura e sugere uma progressiva diminuição na atividade de falhas durante a sua deposição, principalmente quando comparado às unidades mais velhas (Figura 2.1).

A Formação Barra Velha é subdividida no Campo de Tupi em três intervalos estratigráficos - mapeáveis em escala sísmica - denominados da base para o topo de BVE300, BVE200 e BVE100 (Pedrinha *et al.*, 2018). Depositado em um ambiente onde a movimentação de falhas era relativamente mais intensa, influenciado principalmente pelos últimos pulsos de um contexto tectônico de rifte (Gomes *et al.* 2002), o intervalo estratigráfico denominado de BVE300 ocorre com geometrias externas mais descontínuas e levemente cuneiformes, em que crescimentos de seção e menor continuidade lateral de fácies podem ser observados. Com sedimentação associada a um ambiente tectônico de subsidência dominantemente termal (Karner & Gamboa, 2007) e com pouca atividade de falhas, associado a fase *sag*, as rochas dos intervalos estratigráficos BVE200 e BVE100 apresentam geometrias mais contínuas e tabulares, com raros crescimentos de seção e ocorrência de continuidade lateral de fácies relativamente mais expressiva (Figura 2.1).

As rochas da Formação Barra Velha são compostas comumente por *shrubs* calcíticos (Chafetz & Folk, 1984); esferulitos calcíticos, argilominerais magnesianos; e intraclastos gerados por retrabalhamento físico desses três elementos. Outros constituintes relevantes observados são os tipos transicionais entre *shrubs* e esferulitos calcíticos, calcita microcristalina, bioclastos fosfáticos, pelóides, ostracodes, além de material siliciclástico com variedade composicional e granulométrica.

Os hidrocarbonetos presentes no Campo de Tupi são considerados de boa qualidade e com alto valor de revenda. A acumulação apresenta uma significativa gradação composicional, com valores entre 22º e 35º API e viscosidade entre 0,4 e 1,6 cP, e alta razão de solubilidade, variando de 220 a 240 m^3 de gás por m^3 de óleo. A produção primária é controlada pelo mecanismo de gás em solução e, localmente, a manutenção da pressão acontece por influxo de aquífero. Salienta-se que haveria um impacto significativo na recuperação do campo se somente estes mecanismos de produção fossem considerados, principalmente pela alta produtividade dos poços da área, que tem potencial de reduzir rapidamente a energia do reservatório. Assim, de forma a realizar uma drenagem mais eficiente, mantendo a pressão no reservatório acima da pressão de saturação do fluido, o projeto de explotação da jazida faz uso da injeção de água e gás como mecanismo de recuperação secundária.

3. CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DO RESERVATÓRIO

A caracterização do reservatório do Campo de Tupi, a partir de observações geofísicas, é suportada por uma série de aquisições de dados sísmicos, adquiridos e processados com diferentes parâmetros, técnicas e em fases distintas do desenvolvimento da jazida (Figura 3.1). A primeira aquisição denominada de *Cluster* ocorreu no ano de 2002 e recobriu toda a área do campo, assim como também outras áreas importantes do Pré-sal, totalizando cerca de 22.500 km² de sísmica 3D. De caráter inicialmente exploratório, este levantamento utilizou cabos rebocados com comprimento de 6 km, células de processamento de 37,5 m por 6,25 m e amostragem de 4 ms, resultando em uma densidade de traços de 256.000 por km². Diversos processamentos e atributos foram gerados a partir desta aquisição e deram suporte a fase inicial de desenvolvimento da produção do campo.

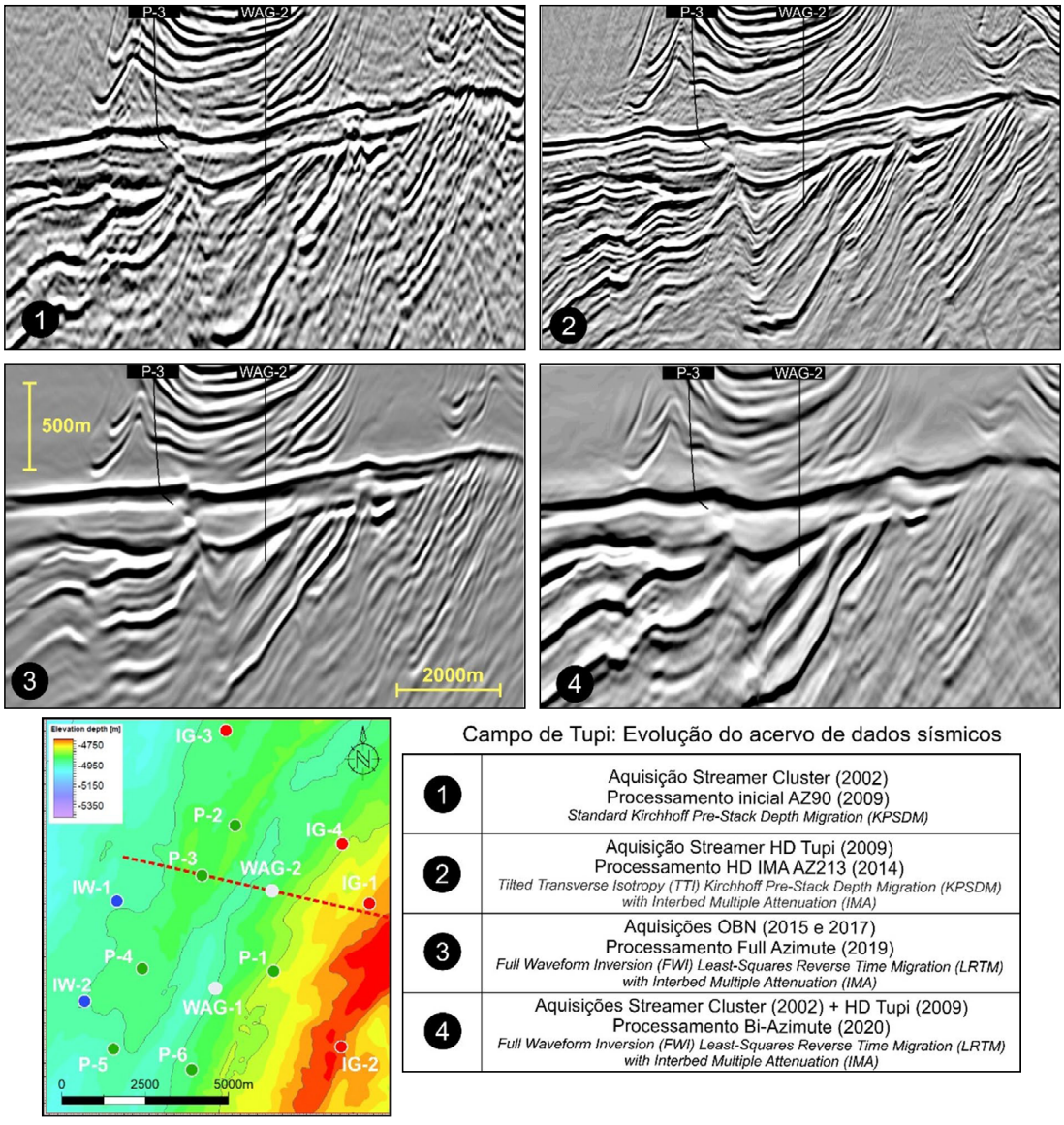


Figura 3.1: Exemplos de dados sísmicos disponíveis para os estudos de caracterização de reservatório no Campo de Tupi.

No ano de 2009, foi realizada uma nova aquisição denominada de Alta Resolução (*Streamer* HD Tupi), recobrindo exclusivamente o campo de Tupi e totalizando 3.394 km² de sísmica 3D. Com o objetivo de suportar estudos em escala de reservatório, foram utilizados cabos rebocados com comprimento de 8 km e células de processamento de 12,5 m por 6,25 m, convertendo-se em cerca de 1.395.200 traços por km². Isso resultou em um avanço considerável na capacidade do imageamento sísmico do campo, sobretudo quando se considera a presença de espesso intervalo de evaporitos sobreposto ao reservatório.

As técnicas mais avançadas e modernas de processamento e redução de ruídos foram empregadas nesta aquisição (capítulo 12 "Geofísica de reservatórios no Pré-sal brasileiro), nas quais até mesmo os dados do levantamento *Cluster* também foram considerados. A partir destes produtos, diversos atributos sísmicos foram gerados e este conjunto de dados geofísicos serviu de suporte para implementação de grande parte dos projetos de desenvolvimento da produção do campo.

Com o objetivo de testar a capacidade de monitorar o comportamento dinâmico do reservatório a partir de levantamentos sísmicos 4D, foi iniciada no ano de 2015 - em uma área de interesse geológico específico do campo - a aquisição de dados geofísicos através da tecnologia *Ocean Botton Nodes* (OBN). O levantamento de monitoramento foi executado no ano de 2017, com a utilização das mais modernas metodologias de processamento e redução de ruídos (*e.g.*, atenuação de múltiplas internas e modelo de velocidades obtido por inversão completa do campo de ondas). Nele foram obtidas imagens sísmicas de excelente qualidade e que refletem de fato o movimento de fluidos no reservatório (Figura 3.2). Por se tratar de um tema relevante do ponto de vista da caracterização e gerenciamento do reservatório, alguns exemplos dos resultados da aquisição sísmica 4D serão discutidos mais adiante neste capítulo e maiores informações podem ser encontradas nos trabalhos de Cruz *et al.*, 2021a e Cruz *et al.*, 2021b.

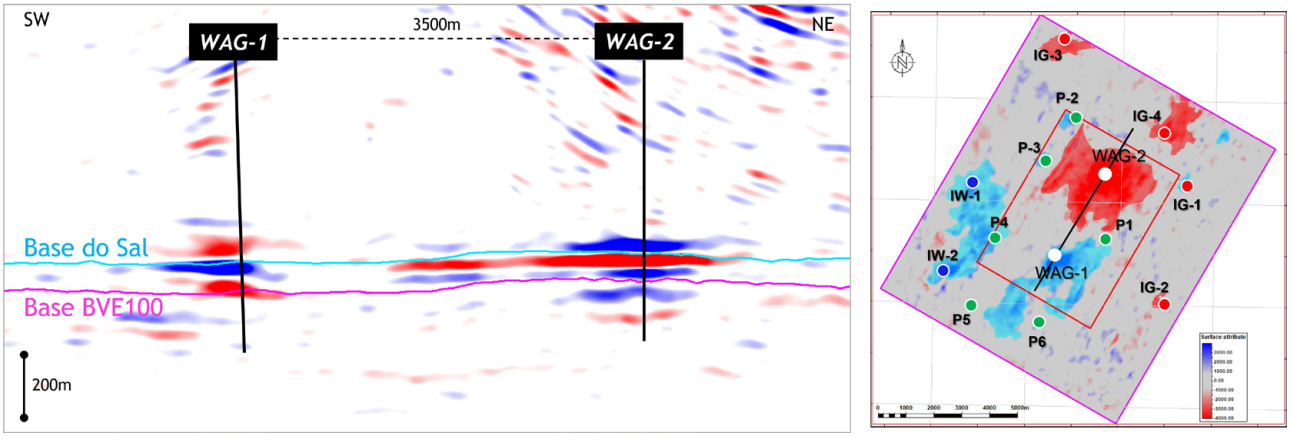


Figura 3.2: Seção em amplitude passando pelos poços WAG-1 e WAG-2 e mapa médio de amplitudes sísmicas 4D mostrando as frentes de avanço de água (em azul) e gás (em vermelho) no principal intervalo estratigráfico de reservatório do Campo de Tupi (BVE100).

3.1. Arcabouço estrutural-estratigráfico do reservatório em escala sísmica

O arcabouço estrutural do Campo de Tupi - estabelecido a partir da interpretação do extenso conjunto de dados sísmicos disponíveis - está intimamente ligado ao processo de ruptura do Supercontinente Gondwana (Chang *et al.*, 1992 e Gomes *et al.*, 2002). Este se desenvolveu sob um sistema de *grabens*, *semi-grabens* e *horsts*, além de culminar na individualização de uma série de altos estruturais e depocentros na porção distal da bacia de Santos. A estrutura principal do campo de Tupi é composta por um conjunto de altos e *semi-grabens* com orientação preferencial Nordeste-Sudoeste, variando a Norte-Sul, e falhas normais de mesmas direções e com mergulhos dominantes para a direção sudeste a leste. A porção a oeste desta estrutura é caracterizada por uma arquitetura de um extenso *semi-graben* e pela ocorrência local de *horsts* com orientações alinhadas ao alto principal do campo (Figura 2.1).

Um dos principais intervalos estratigráficos do Campo de Tupi corresponde a seção superior da Fm. Barra Velha e é denominado BVE100. O evento sísmico que apresenta a melhor correspondência estratigráfica com a base deste intervalo é rastreável ao longo de todo o campo e corresponde ao topo do intervalo estratigráfico denominado BVE200. Por terem sidos depositados em um contexto tectônico relativamente menos ativo, os intervalos BVE100 e BVE200 apresentam geometria externa aproximadamente tabular, com grande continuidade lateral e, no Campo de Tupi, correspondem aos principais intervalos produtores de hidrocarbonetos. Outra relevante superfície sísmica mapeada possui equivalência ao topo do intervalo estratigráfico BVE300, zona estratigráfica que representa a porção basal da Fm. Barra Velha e não ocorre nas regiões estruturais mais elevadas do campo. A passagem da Fm. Barra Velha para a Fm. Itapema corresponde a uma importante discordância rastreável sismicamente (Figura 2.1). Esta marca uma significativa mudança no contexto deposicional da bacia, a partir da qual são observados tipos litológicos de diferentes ambientes sedimentares.

3.2. Fácies sísmicas

Uma importante característica geológica do reservatório, que possui grande impacto na explotação do campo, é a presença de argilominerais magnesianos (Capítulo 9, Caracterização e Contexto Deposicional dos Argilominerais Magnesianos do Andar Alagoas da Bacia de Santos). A presença desses constituintes é capaz de obliterar de forma significativa o espaço poroso e reduzir substancialmente a capacidade das rochas de armazenar e produzir hidrocarbonetos. Dessa forma, parte fundamental da caracterização geofísica do reservatório é a delimitação das áreas mais prováveis de ocorrência desses argilominerais preservados (rocha não-reservatório). Para auxiliar na delimitação da ocorrência dessa fácies, foram então integradas interpretações sísmicas, atributos acústicos e elásticos, dados de poços e o entendimento geológico

conceitual do campo em um amplo estudo petrogeofísico e probabilístico de fácies sísmicas. Os intervalos de rocha reservatório que exibem alta porosidade e os intervalos não-reservatório argilosos apresentam respostas idênticas, ou muito similares, de impedância acústica (Teixeira *et al.*, 2017; Vasquez *et al.*, 2019). Para contornar essa ambiguidade da resposta acústica e auxiliar na delimitação das propriedades do reservatório (*e.g.*, porosidade, argilosidade), foram combinados atributos elásticos, em particular os atributos Impedância Cisalhante e Razão Vp/Vs, devidamente calibrados com os perfis dos poços e as descrições de associações de fácies, em um processo de classificação probabilística de fácies sísmicas denominado Classificação Bayesiana (Doyen *et al.*, 1989; Doyen, 2007).

A partir dos estudos de fácies sísmicas, foram elaborados volumes e mapas de probabilidade de ocorrência de rochas com argilominerais magnesianos para os principais intervalos estratigráficos individualizados. Com base nos resultados obtidos, é possível observar que as áreas mais favoráveis para a deposição e preservação de argilominerais magnesianos ocorreram em um ambiente de baixa energia, associadas às porções estruturalmente mais baixas ou em regiões protegidas em relação ao alto principal do campo (Figura 3.2.1). Todos os produtos oriundos dos estudos de fácies sísmicas ajudaram a aprimorar o entendimento das características do reservatório e serviram de insumos para modelagem geológica 3D do reservatório. Portanto, consequentemente, deram suporte fundamental ao desenvolvimento da produção do Campo de Tupi.

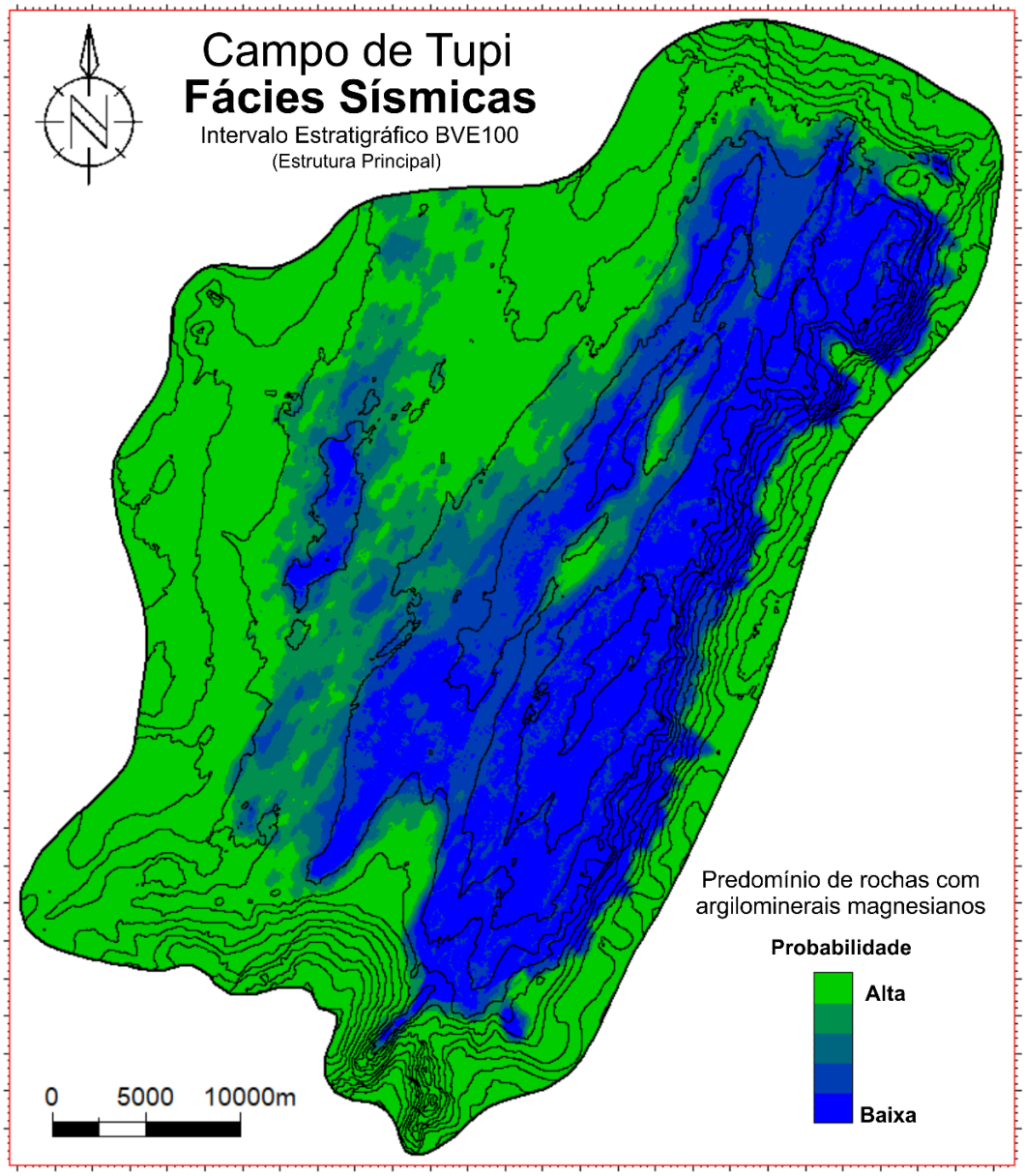


Figura 3.2.1: Mapa de fácies sísmicas mostrando as áreas mais favoráveis à ocorrência de rochas com argilominerais magnesianos para o intervalo estratigráfico BVE100 na estrutura principal do Campo de Tupi. Observar o controle estrutural na deposição e preservação destes constituintes: posições estruturais mais baixas ou baixos locais em relação ao alto principal do campo são mais favoráveis a ocorrência dos argilominerais.

3.3. Sísmica 4D

O projeto denominado "Piloto Nodes de Tupi" marca o pioneirismo da Petrobras na aplicação de técnicas de monitoramento sísmico 4D com foco no desenvolvimento dos reservatórios do Pré-sal. Este projeto teve como objetivo investigar se as imagens sísmicas obtidas em tempos distintos, em uma área menor e particular do campo - região do módulo Piloto de Tupi (figura 3.3.1) - seriam capazes de delinear o caminho percorrido pelos diferentes tipos de fluidos no reservatório, especialmente em um contexto de rochas carbonáticas

posicionadas em elevadas profundidades e recobertas por espessa camada de sal.

Estudos de viabilidade técnica sinalizaram que o sucesso da sísmica 4D como ferramenta de monitoramento dos reservatórios do Pré-sal deveria envolver o emprego de técnicas de levantamento e de processamento que entregassem a máxima repetibilidade, *i.e*, superior a obtida a partir de levantamentos do tipo *streamer* e processamentos convencionais. Nesse sentido, considerando, sobretudo, uma área repleta de obstruções submarinas, como ocorre na região do Campo de Tupi, onde já se configura uma grande infraestrutura de produção (Cruz *et al.*, 2021b). Neste contexto, a tecnologia de levantamento sísmico escolhida foi do tipo *Ocean Bottom Nodes* (OBN), com estações sísmicas receptoras instaladas diretamente no assoalho oceânico. A área escolhida para execução do projeto piloto consiste em uma porção do reservatório de expressiva atividade do ponto de vista dinâmico, com diversos poços produtores e injetores. Este foi o local onde implementou-se, pela primeira vez no Pré-sal, o método de injeção de água alternada com gás (*water alternating gas*, WAG) (Figura 3.3.1).

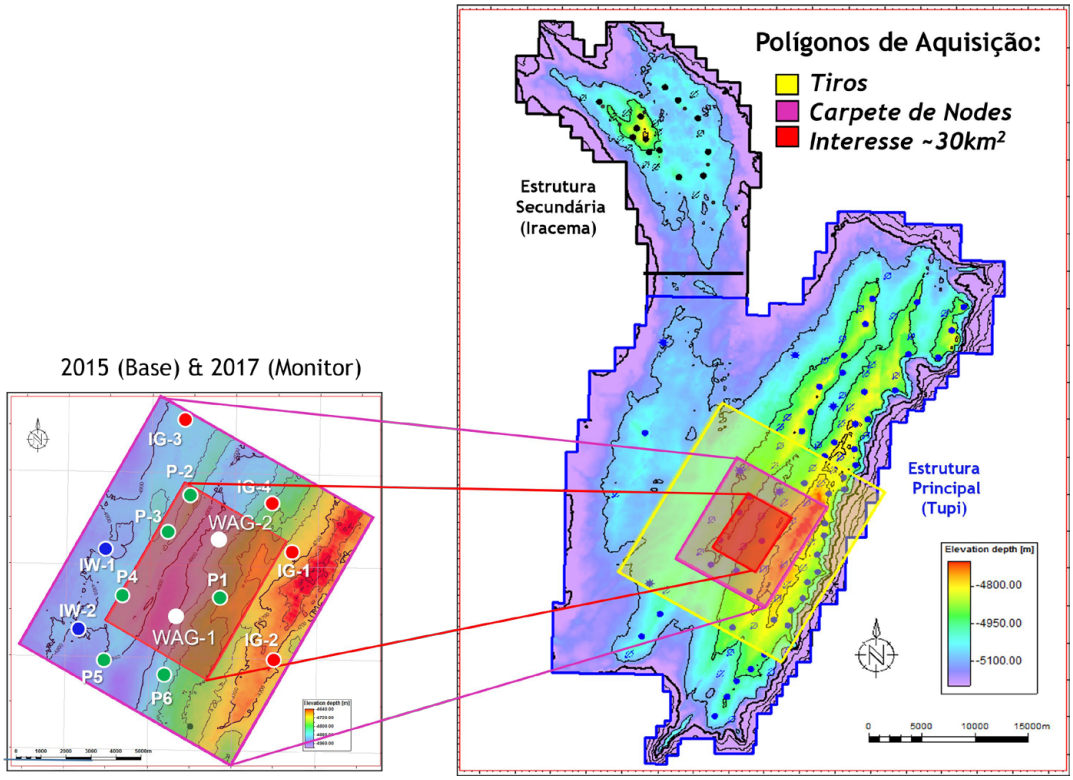


Figura 3.3.1: Mapa estrutural da base do sal com os polígonos correspondentes à área de execução do projeto "Piloto Nodes de Tupi". Em destaque, os poços produtores (círculos verdes) e injetores de água (em azul), gás (em vermelho) e alternada de água e gás (em branco) atuando na região durante as aquisições nodes. Modificado de Cruz *et al.* (2021b).

Dois levantamentos sísmicos foram realizados em um intervalo de dois anos no projeto "Piloto Nodes de Tupi", o primeiro (Base) no ano de 2015 e o segundo (Monitor) no ano de 2017. Os resultados, após as fases de aquisição e de processamento, retornaram imagens de boa qualidade e efetividade no sinal sísmico 4D, não somente dentro da área de interesse central (30

km²), mas também em grande parte do carpete de receptores. Um exemplo da efetividade da técnica de monitoramento empregada pode ser verificado nas regiões dos poços WAG-1 e WAG-2 (Figura 3.2), onde o avanço da frente de água (em azul) e de gás (em vermelho), tanto em seções quanto em mapa, foi posteriormente confirmado por análises de traçadores químicos.

As interpretações oriundas da sísmica 4D OBN, na área do Campo de Tupi, foram capazes de revelar as variações e os caminhos percorridos pelos fluidos no reservatório. Dessa maneira, dado aos desafios e ao caráter inovador deste projeto, considera-se uma grande conquista em relação à tecnologia empregada e aos resultados obtidos. Investimentos em técnicas modernas de processamento sísmico serão empregadas com o intuito de melhorar ainda mais a resolução dos dados obtidos. A utilização do levantamento sísmico 4D no campo auxiliará tanto no gerenciamento da produção como na identificação de futuros alvos para a perfuração em projetos complementares de desenvolvimento. Este tema é abordado com mais detalhe no capítulo 12 (Geofísica de reservatório no Pré-sal brasileiro).

4. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DO RESERVARTÓRIO

A relevância econômica do "Play Pré-sal" nas bacias marginais brasileiras e africanas impulsionou diversos trabalhos com o intuito de caracterizar este intervalo estratigráfico. Dessa forma, uma compreensão cada vez mais precisa dos depósitos da Formação Barra Velha tem emergido (Terra *et al.*, 2010; Dorobek *et al.*, 2012; Wright & Barnett, 2015; Saller *et al.*, 2016; Ceraldi & Green, 2016; Herlinger, 2016; Lima & De Ros, 2019; Gomes *et al.*, 2020). Neste contexto, em função das observações fossilíferas, sedimentológicas e isotópicas obtidas a partir do acervo de dados disponíveis para o Campo de Tupi, e em consonância com diversos autores, entende-se que as rochas deste intervalo foram depositadas em um ambiente de sedimentação lacustre. Portanto, a dinâmica deposicional de um lago exerce forte influência na organização espacial destas rochas.

Lagos são sistemas com menores volumes de água, sobretudo quando comparados aos ambientes marinhos, e são, consequentemente, mais sensíveis ao clima (Bohacs *et al.*, 2000). Períodos úmidos e secos influenciam diretamente o nível do lago, a taxa de sedimentação e a acomodação (Figura 4.1). Em períodos úmidos, quando as taxas de precipitação excedem as taxas de evaporação, o volume de água trazido pelos rios e canais aumenta, elevando proporcionalmente o influxo externo de sedimentos e o nível do lago, sendo responsável pela expansão de suas margens e o aumento da acomodação. Em períodos secos, quando as taxas de evaporação excedem as taxas de precipitação, a entrada de sedimentos externos diminui à medida que os rios se tornam menos vigorosos ou mesmo secos. Durante esses períodos, o lago tende a se retrair, expondo áreas antes imersas, e sua lâmina d'água diminui, restringindo a acomodação. Devido à diminuição do volume de água do lago, períodos de seca promovem um aumento na alcalinidade e na salinidade, impondo uma maior propensão ao desenvolvimento de fácies carbonáticas biogênicas e químicas.

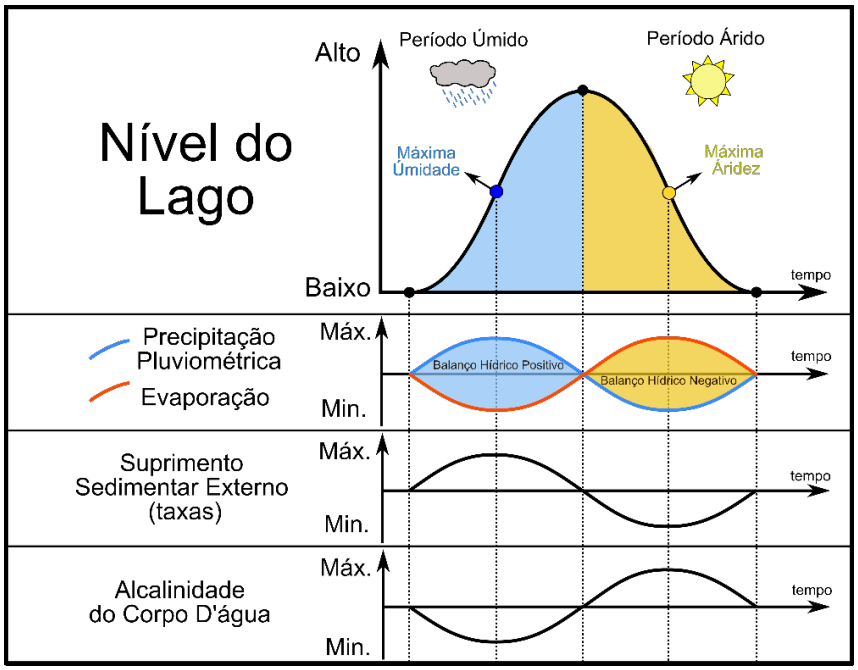
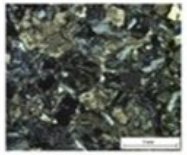
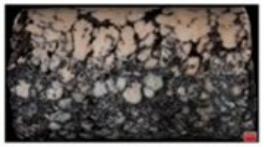
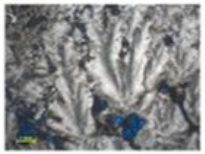
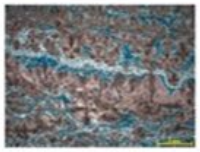
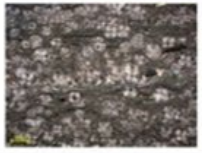
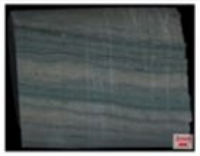
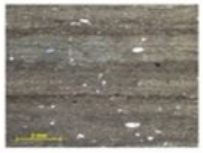


Figura 4.1: Principais variáveis e controles relacionados à dinâmica sedimentar lacustre ao longo de um ciclo climático completo. Existe uma ligação direta entre suprimento sedimentar externo, precipitação, alcalinidade da água (fábrica carbonática) e evaporação. (Modificado de Bento-Freire, 2012 e Artagão, 2018).

Com base em seus significados genéticos e ambientais (especialmente condições energéticas, lâmina d'água e química da água) e a partir das características relevantes do ponto de vista de reservatório, as litofacies identificadas na Formação Barra Velha do Campo de Tupi foram agrupadas em seis associações de fácies: *mudstones* laminados (LM), argilitos magnesianos com esferulitos (ESF), agregados carbonáticos com arborescências bem desenvolvidas (*InSitu-Shrubs*), agregados carbonáticos com desenvolvimento incipiente de arborescências (*InSitu-incip.*), carbonatos retrabalhados (RET) e carbonatos retrabalhados com conteúdo siliciclástico (RET-si) (Tabela 4.1).

TABELA 4.1: Associações de fácies definidas para o Campo de Tupi a partir do seu significado genético e ambiental e de sua relevância do ponto de vista de reservatórios (propriedades permo-porosas).

Associação de Fácies do Campo de Tupi (Fm. Barra Velha)		*Aspectos Sedimentológicos*				*Principais processos e ambientes de sedimentação*
Mneum.	*Nome*	*Macroscópicos*		*Microscópicos*		
RET-si	Carbonatos retrabalhados com conteúdo siliciclástico		Fábrica grão-suportada, com granulometria variando de areia muito grossa a grossa. Presença significativa de material siliciclástico, especialmente clastos esverdeados de rochas ígneas. Gradação inversa ocorre eventualmente.		Constituídos por partículas carbonáticas e com presença significativa de material siliciclástico composto principalmente por clastos de rochas ígneas e secundariamente por quartzo, micas, feldspatos e minerais opacos.	Fluxo trativo subaquoso em ambientes de alta a moderada energia e eventualmente fluxo gravitacional subaquoso.
RET-si	Carbonatos retrabalhados		Fábrica grão-suportada com granulometria variando de areia grossa a muito grossa. Seleção moderada. Aspecto maciço é comum e gradação normal também é observada		Constituído principalmente por intraclastos (fragmentos de esferulitos e *shrubs*). Pelóides, bioclastos, clastos de argila magnesiana e material siliciclástico podem ocorrer.	Fluxo trativo subaquoso em ambientes de alta a moderada energia
InSitu-shrubs	Agregados carbonáticos com arborescências bem desenvolvidas		Arborescências calcíticas (*shrubs*) com crescimento vertical a sub-vertical bem desenvolvido (>2mm). Geometria dômica no topo das camadas ocorre eventualmente.		Arborescências (*shrubs*) formadas por agredgados de calcita fascicular óptica (Kendall, 1977). Ausência de sedimentos entre os *shrubs* é comum e a ocorrência de argilominerais magnesianos preservados pode ocorrer localmente.	Mineralização inorgânica e organomineralização bioinfluênciada (?) (DUPRAZ et al., 2009) em ambiente subaquoso de moderada a alta energia e de alcalinidade muito elevada.
InSitu-incip	Agregados carbonáticos com desenvolvimento incipiente de arborescências		Elementos arborescentes com desenvolvimento incipiente (<2mm), frequentemente contendo esferulitos, que podem amalgamar-se formando níveis crostiformes milimétricos.		Presenças de esferulitos assimétricos e arborescências incipientes que geralmente apresentam crescimento vertical a sub-vertical.	Mineralização inorgânica e organomineralização bioinfluênciada (?) (DUPRAZ et al., 2009) em ambiente subaquoso de moderada energia e de alcalinidade elevada.
ESF	Argilitos magnesianos com esferulitos		Esferulitos em uma matriz de argilosa de coloração marrom a esverdeada. A proporção de esferulitos ocorre de forma dispersa variando até níveis mais amalgamados e coalescidos.		Presença de esferulitos calcíticos com textura fibro-radiada que deslocam e deformam os agregados de argilominerais magnesianos que apresentam-se frequentemente dolomitizados. Material siliciclástico de granulometria fina pode ser observado.	Mineralização inorgânica e organomineralização bioinfluênciada (?) (DUPRAZ et al., 2009) em ambiente subaquoso de baixa energia, alcalinidade elevada e altas concentrações de magnésio e sílica.
LM	Mudstones laminados		Estrutura interna laminada formada pela intercalação de sedimentos finos de coloração clara e esverdeada (ou escura). Níveis centimétricos a decimétricos de sílica, arranjados de forma tabula são comuns.		Intercalação de lâminas de constituintes carbonáticos e siliciclásticos de granulometria lamosa. Presença de bioclastos fosfáticos e ostracodes é comum.	Decantação em ambiente subaquoso de baixa energia com possível organomineralização bioinduzida (DUPRAZ et al., 2009) e trapping and binding (BLACK, 1933).

A compreensão dos principais fatores controladores na dinâmica lacustre, em conjunto com uma análise deposicional detalhada para o Campo de Tupi, oferece suporte ao estabelecimento de um modelo conceitual para a ocorrência das principais associações de fácies sedimentares da área, em função de parâmetros como lâmina d'água, condições energéticas e distância em relação à margem local do lago (Figura 4.2). É importante ressaltar que as flutuações de alta frequência do nível do lago agiram como controle na modificação desses parâmetros ao longo do tempo e do espaço, dando origem a uma complexa variação lateral e vertical de litotipos e hiatos no registro geológico.

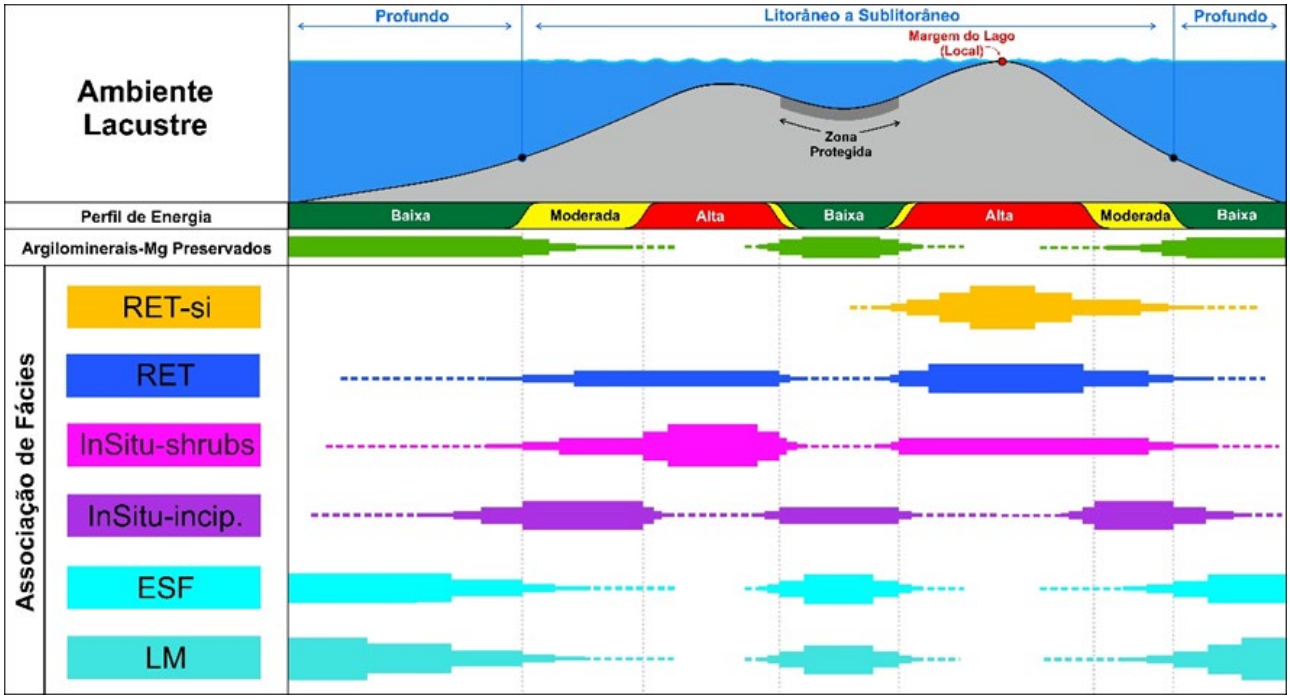


Figura 4.2: Associação de fácies do Campo de Tupi (vide Tabela 4.1) e suas relações com a lâmina d'água, energia do ambiente e distância em relação à margem local do lago. Fácies retrabalhadas foram depositadas em ambientes de alta energia e os seus constituintes siliciclásticos associados tendem a aumentar em direção à margem do lago local. As condições de moderada a alta energia estavam sujeitas à sedimentação *in situ*. Argilitos com esferulitos, *mudstones* laminados e argilominerais magnesianos preservados estão relacionados a lâminas d'água mais profundas ou ambientes protegidos (baixa energia). A paleotopografia do fundo do lago – importante para a distribuição espacial de fácies - foi fortemente controlada pelo relevo herdado da fase rifte da bacia (Pedrinha & Artagão, 2024).

As associações de fácies de *mudstones* laminados (LM) e de argilitos magnesianos com esferulitos (ESF) desenvolveram-se em ambientes de baixa energia, geralmente associados com lâminas d'água relativamente maiores, abaixo do nível de base de ondas. O conteúdo maior de constituintes siliciclásticos observados nestes litotipos indica deposição em clima comparativamente mais úmido e, consequentemente, com entrada de sedimentos no sistema. A ocorrência de argilominerais magnesianos na associação de fácies ESF sugere um pH relativamente mais alto (alcalino) e maior concentração de íons na água do lago (Tosca & Wright, 2015).

As condições ambientais de moderada a alta energia, localizadas em regiões estruturalmente mais altas e em lâminas d'agua mais

rasas, foram propensas à deposição da associação de fácies de agregados carbonáticos com arborescências bem desenvolvidas (InSitu-*Shrubs*). Períodos climáticos áridos e desgaseificação de CO_2, relacionadas à agitação da água, favoreceram as condições químicas ideais que induziram a precipitação de agregados de carbonato de cálcio de formas fasciculares diretamente no substrato do lago. Condições ambientais intermediárias entre as fácies InSitu-*Shrubs* e ESF desencadearam a deposição da associação de fácies de agregados carbonáticos com desenvolvimento incipiente de arborescências (InSitu-*incip*.). Eventualmente, condições de lâmina d'água extremamente reduzidas, que impediram o crescimento eficaz das formas fasciculares, podem estar relacionadas com a sedimentação deste litotipo.

A presença de estruturas sedimentares relacionadas com processos trativos e a presença de constituintes particulados indicam que as associações de fácies de carbonatos retrabalhados (RET) e de carbonatos retrabalhados com conteúdo siliciclástico (RET-si) se depositaram em condições de alta energia, em lâminas d'agua reduzidas e próximas a altos estruturais, onde a ação de ondas e correntes é mais efetiva. O gatilho deposicional dessas associações de fácies retrabalhadas ocorreu de forma mais expressiva em períodos mais úmidos. Isso aconteceu quando a subida no nível do lago e, por conseguinte, maior influxo de água, promoveram a entrada de sedimentos no corpo d'água, potencializados pela maior disponibilidade de material desagregado, consequência das exposições subaéreas prévias e proximidade da margem local do lago. Secundariamente, eventos pontuais de retrabalhamento em períodos mais áridos também estão associados à deposição destes litotipos. Constituintes siliciclásticos arenosos a conglomeráticos, compostos predominantemente por clastos ígneos, indicam a existência de áreas emersas com rochas vulcânicas associadas aos altos estruturais intrabacinais herdados da tectônica rifte.

A partir da integração dos dados e observações realizadas, interpreta-se que a deposição e a preservação dos argilominerais magnesianos são controladas principalmente pela energia do ambiente de sedimentação. Conforme já discutido, esse constituinte está relacionado principalmente às fácies ricas em esferulitos. No entanto, os argilominerais magnesianos podem ser observados em todas as associações de fácies, embora ocorram em menor proporção em fácies de energia moderada a alta. Portanto, entende-se que o lago estava sujeito à precipitação química e à preservação desses constituintes durante a maior parte de seu desenvolvimento. A exceção ocorre nas áreas deposicionais de maior energia ou em períodos em que a água do lago é mais diluída e, por conseguinte, com alcalinidade relativamente mais baixa. Essas condições restringem a deposição e a preservação dos argilominerais magnesianos.

4.1. Estratigrafia de alta resolução e zoneamento do reservatório

O entendimento dos principais processos sedimentares envolvidos na gênese das associações de fácies observadas no campo de Tupi, a análise de seus padrões de empilhamento e o reconhecimento das superfícies estratigráficas limitantes permitiram a individualização de sequências em diferentes escalas. As sequências elementares identificadas no campo de Tupi correspondem ao menor ciclo reconhecível de variação ambiental, associado a uma variação completa do nível do lago (Strasser *et al.*, 1999). A Figura 4.1.1 ilustra um dos principais tipos de sequências elementares individualizadas. A mesma construção lógica utilizada na definição das sequências elementares distingue sequências de pequena, média e grande escala, que a princípio não possuem nenhuma conotação temporal embutida e correspondem apenas a semelhantes variações no padrão de empilhamento de fácies com diferentes extensões verticais. Todavia, salienta-se que as mudanças nas condições ambientais, responsáveis pela materialização das sequencias observadas, ocorreram em diferentes escalas de tempo e espaço.

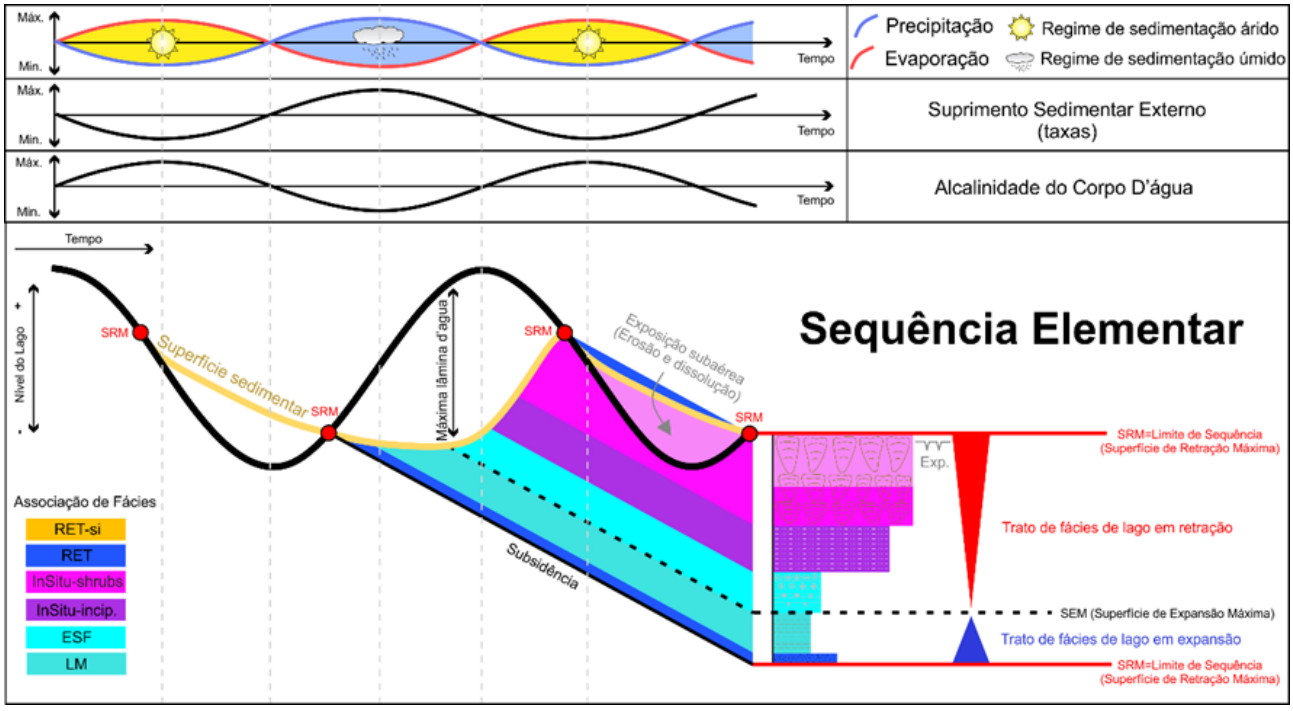


Figura 4.1.1: Representação esquemática de um dos tipos principais de sequência elementar identificadas nos depósitos sedimentares da Formação Barra Velha no Campo de Tupi. Devido ao curto período envolvido na deposição, a taxa de subsidência é considerada constante (Pedrinha & Artagão, 2024).

A análise dos padrões de empilhamento das sequências reconhecidas e a correlação das superfícies estratigráficas mais rastreáveis e relevantes em todos os poços perfurados no campo, com o apoio de dados sísmicos, perfis e dados de rocha, permitiram a construção de um arcabouço estratigráfico de alta resolução. As principais sequências rastreadas na área configuram as zonas estratigráficas do Campo de Tupi (Figura 4.1.2). Além disso, servem também de base para o entendimento da evolução deposicional e

variação tridimensional de fácies, que em última análise, condiciona a previsão das propriedades petrofísicas e heterogeneidades críticas do reservatório.

Observa-se que feições estruturais herdadas da tectônica rifte, somadas a reativação de falhas da fase pós rifte, controlaram a variação lateral de espessura dos pacotes sedimentares. As zonas mais antigas foram depositadas em um lago com maior complexidade paleotopográfica (relativamente mais controlada por falhas). Ao longo do tempo, o espaço disponível foi sendo preenchido e a complexidade estrutural do lago foi gradativamente diminuindo, resultando em menores variações de espessura. É importante notar os padrões de alta frequência dos perfis de raios gama (GR) (Figura 4.1.2) e suas assinaturas associadas às zonas estratigráficas do reservatório e aos regimes de sedimentação do lago. Valores mais elevados de raios gama estão relacionados a uma superfície de máxima expansão do lago de grande escala, enquanto valores mais baixos representam superfícies de retração de grande escala. Elevados conteúdos de argilominerais estão associadas à superfície de expansão de grande escala e a posições estruturais mais baixas do campo para um mesmo intervalo estratigráfico.

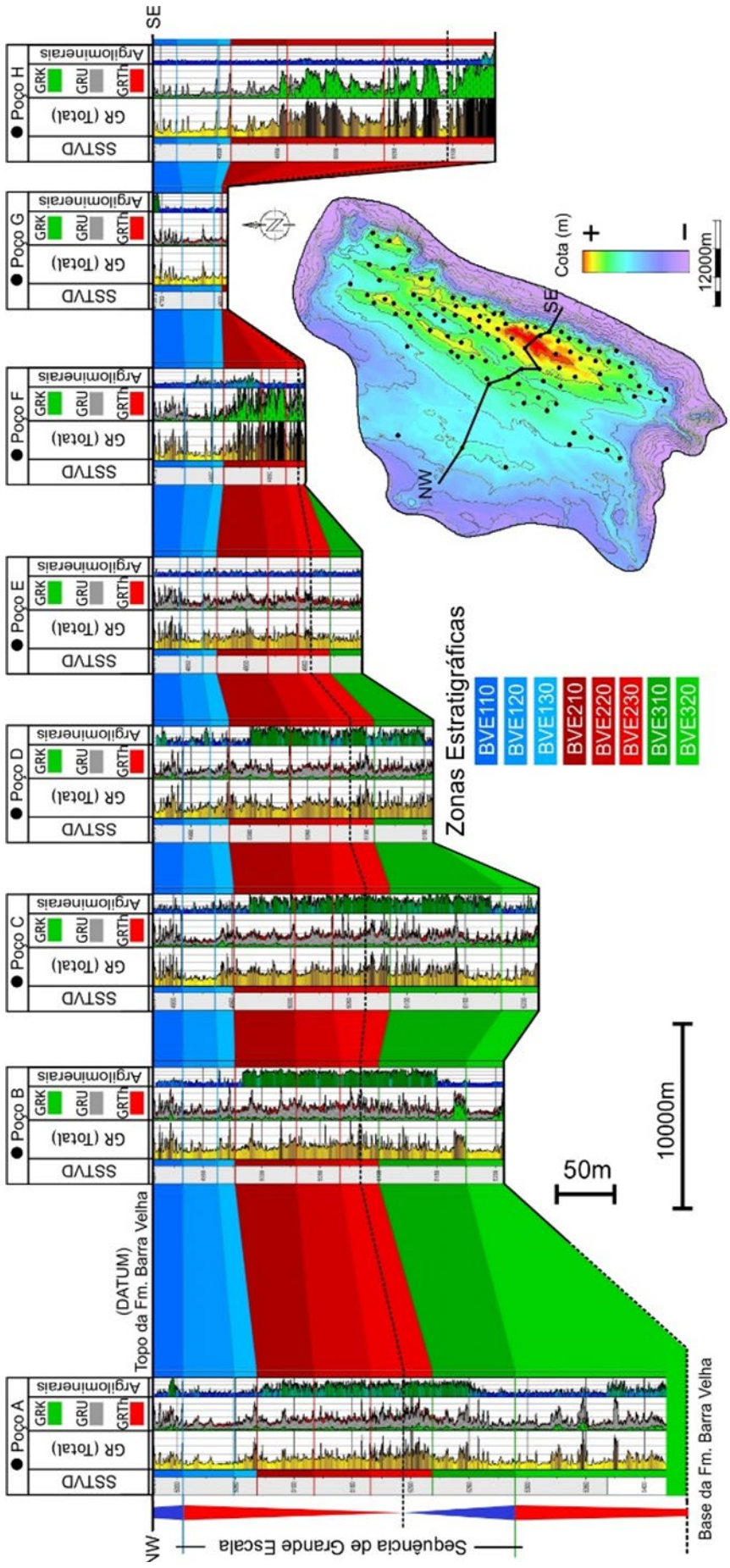


Figura 4.1.2: Seção estratigráfica passando por oito poços perfurados no Campo de Tupi. Destaque para as principais sequências rastreadas para o Campo de Tupi (Pedrinha & Artagão, 2024).

O Campo de Tupi apresenta uma evolução deposicional do reservatório que revela um longo período de transformação gradual da paleotopografia do lago relacionada a uma sequência de grande escala. As modificações de baixa frequência refletem o balanço entre as variações da atividade tectônica e o clima, fatores que afetaram o potencial de acomodação e as taxas de sedimentação ao longo do tempo (Figura 4.1.3). Períodos tectonicamente mais ativos, relacionados aos últimos pulsos da fase rifte da bacia, configuraram um lago com paleotopografia mais acentuada (maior relevo). O lago com relevo mais acentuado, associado a um clima mais úmido, proporcionou um influxo significativo de sedimentos oriundos dos altos estruturais emersos, em um contexto de lâminas d'água mais elevadas (t1, Figura 4.1.3).

A redução contínua da atividade tectônica e o aumento progressivo nas taxas de sedimentação das fácies InSitu-*Shrubs*, associados a um período climático árido, diminuíram gradativamente o relevo do lago e a profundidade da lâmina d'água (t2, Figura 4.1.3). O progressivo preenchimento da acomodação resultou em um lago com relevo muito baixo e com a redução expressiva em sua lâmina d'água. Este, associado a um clima mais úmido, promoveu a redução da sedimentação das fácies InSitu-*Shrubs* (t3, Figura 4.1.3) e a presença de recorrentes feições de exposição.

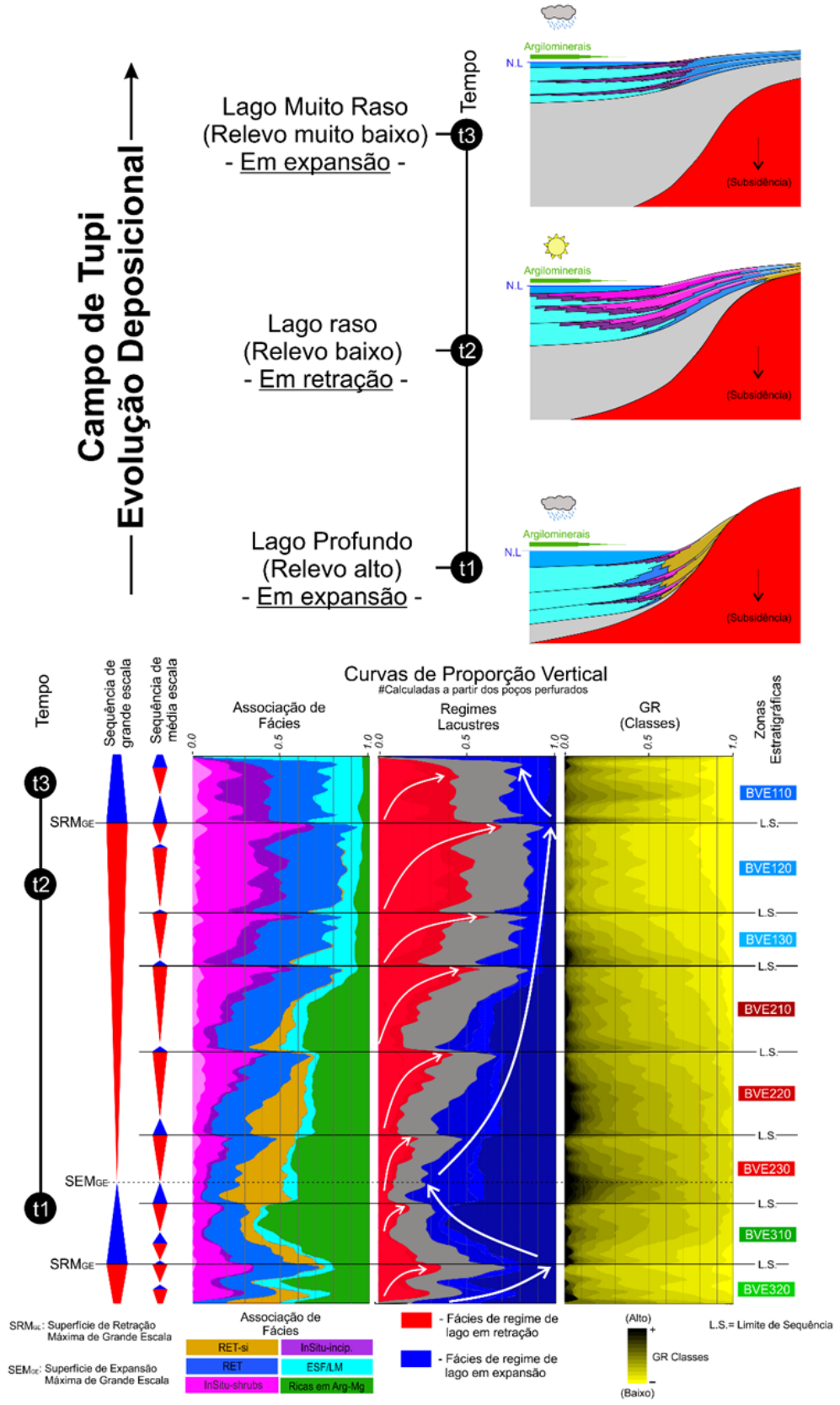


Figura 4.1.3: A evolução deposicional do reservatório do Campo de Tupi mostra variações de grande escala na paleotopografia do lago, consequência de modificações graduais na atividade tectônica e clima (Pedrinha & Artagão, 2024).

As curvas de proporção vertical de fácies, calculadas a partir de todos os poços disponíveis, exibem tendências que suportam o arcabouço estratigráfico de alta resolução estabelecido e a interpretação da evolução deposicional de baixa frequência proposta (Figura 4.1.3). Elevadas proporções de RC-si, SC, LM e fácies ricas em argilominerais magnesianos, além de valores mais elevados nos perfis de raios gama (GR), estão associadas a uma superfície de expansão máxima (SEMGE). Esta marca o final do primeiro regime de sedimentação de lago em expansão de grande escala individualizado (t1, Figura 4.1.3). A partir deste ponto, as proporções de fácies associadas ao regime de sedimentação de lago em retração começam a aumentar, com o ápice ocorrendo em uma superfície de retração máxima de grande escala (SRMGE), que apresenta valores mais baixos nos perfis de raios gama (t2, Figura 4.1.3). Posteriormente, acontece outra mudança na tendência vertical de fácies, com a diminuição da proporção da fácies In-Situ-*Shrubs* e um aumento nas proporções das fácies Insitu-incip e LM, consequentemente elevando novamente os valores de raios gama (t3, Figura 4.1.3). As curvas de proporção vertical calculadas também demonstram a correspondência entre o zoneamento estratigráfico de alta resolução do reservatório e os padrões de empilhamento de fácies. As zonas estabelecidas correspondem às principais sequências de média escala identificadas e rastreadas no Campo de Tupi. Além disso, mostram o padrão lógico de aumento na proporção da fácies InSitu-*Shrubs* em direção ao topo de cada limite de sequência (Figura 4.1.3).

4.2. Modelagem geológica 3D

A construção de um modelo geológico tridimensional representa uma das fases mais relevantes no fluxo de trabalho que visa a compreensão do reservatório de um campo de petróleo, tanto no que diz respeito ao volume de trabalho envolvido quanto ao impacto nos resultados. A geometria externa e interna de um reservatório e suas heterogeneidades petrofísicas relacionadas, de pequena a grande escala, são fatores essenciais na determinação do desempenho de produção de um campo (Cosentino, 2001). A modelagem tridimensional do reservatório do Campo de Tupi foi realizada integrando uma grande quantidade de dados e interpretações geológicas, geofísicas e de produção, como amostras de rochas (laterais e testemunhos), dados de laboratório, perfis de poços e dados sísmicos, assim como as informações dinâmicas das mais diversas fontes.

Os conceitos geológicos estabelecidos serviram como pano de fundo para o fluxo de trabalho de modelagem do reservatório. Assim, em conjunto com a simulação de fluxo e ajuste de histórico, serviram de condicionantes na construção do modelo 3D (Figura 4.2.1). O modelo estrutural-estratigráfico de alta resolução foi elaborado através da integração da interpretação sísmica e do arcabouço estratigráfico de alta resolução e serve de condicionante para a modelagem de fácies 3D. Uma vez que os litotipos definidos têm características distintas em relação às suas propriedades petrofísicas, o modelo de fácies 3D condiciona o modelo petrofísico 3D, no qual milhares de

amostras de rocha e dezenas de testes de formação foram utilizados na calibração de suas propriedades. Diferentes petrofácies foram definidas com base nas distribuições de raios de garganta de poros obtidas a partir de análises de laboratório e foram representadas espacialmente condicionadas pelo modelo petrofísico 3D.

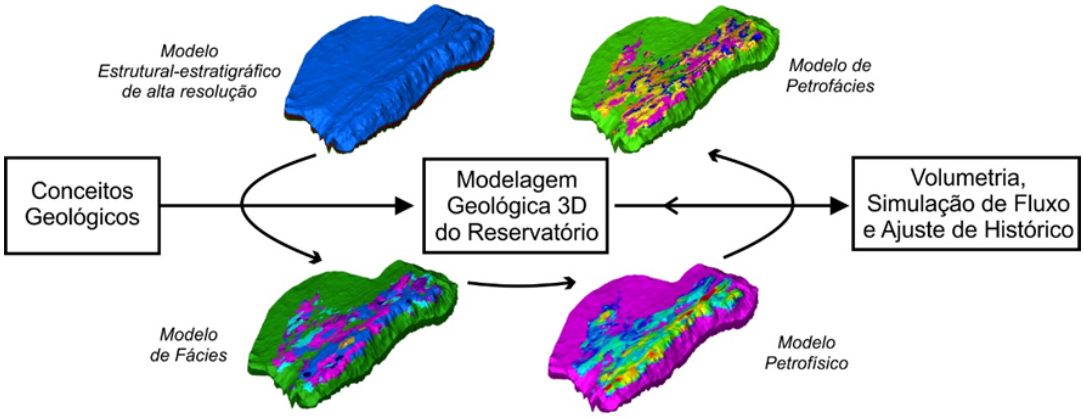


Figura 4.2.1: Fluxo de trabalho de modelagem geológica 3D para o Campo de Tupi (Pedrinha & Artagão, 2024).

As curvas de proporção vertical calculadas a partir do modelo geológico 3D construído demonstram o impacto do zoneamento do reservatório - apoiado por um arcabouço estratigráfico de alta resolução - na representação espacial das heterogeneidades críticas de menor escala do reservatório do Campo de Tupi. Uma vez que as principais superfícies estratigráficas utilizadas no modelo estrutural-estratigráfico 3D de alta resolução foram definidas, a partir de um padrão lógico de empilhamento de fácies, a proporção vertical global de fácies representada no modelo de reservatório 3D reflete esta mesma organização. Para cada zona estratigráfica individualizada, as curvas de proporção vertical mostram uma tendência ascendente de aumento na proporção das fácies *in situ*, o que impõe um forte controle sobre as propriedades petrofísicas do reservatório expressas na modelagem geológica 3D (Figura 4.2.2).

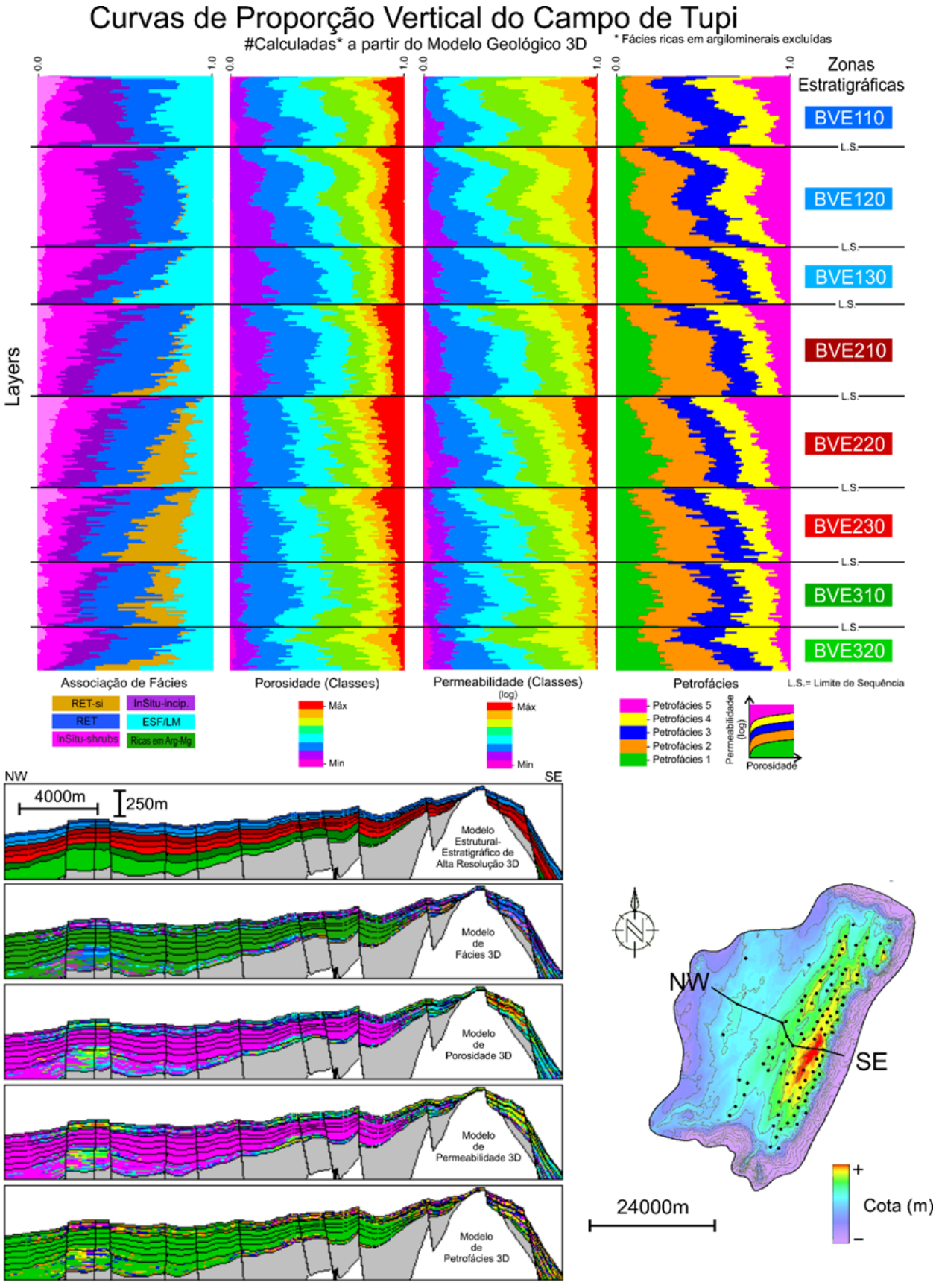


Figura 4.2.2: Curvas de proporção vertical de fácies, classes de porosidade, classes de permeabilidade e petrofácies calculadas a partir do modelo geológico 3D (Pedrinha & Artagão, 2024).

Os diversos processos diagenéticos que afetaram os reservatórios do Pré-sal da Bacia de Santos tiveram um importante papel na modificação de suas propriedades petrofísicas primárias (Herlinger, 2016; Lima & De Ros, 2019; Gomes *et al.*, 2020). No entanto, observa-se que as características petrofísicas das rochas do Campo de Tupi são fortemente controladas pela distribuição espacial das associações de fácies reconhecidas, refletindo o controle sedimentológico na qualidade do reservatório. Nesse sentido, o estabelecimento de um arcabouço estratigráfico de alta resolução torna-se crucial. Isso porque, mesmo em depósitos afetados por processos diagenéticos, oferece suporte ao entendimento e à representação da arquitetura tridimensional de fácies, que, por sua vez, ajuda a entender as heterogeneidades críticas do reservatório.

5. ENGENHARIA DO RESERVATÓRIO

Devido às grandes dimensões do Campo de Tupi, o plano de desenvolvimento da jazida foi elaborado em módulos e considerou como métricas algumas características do reservatório, principalmente:

- área;
- qualidade de reservatório;
- volume de óleo *in place*;
- características dos fluidos.

A análise destas propriedades do campo teve como objetivo dimensionar a taxa de produção de cada região individualizada e padronizar as características de suas respectivas unidades de produção (ROSA *et al.*, 2018). Dessa forma, a estrutura principal do campo foi subdividida em sete módulos de produção, assim denominados em ordem de implementação: Piloto de Tupi (FPSO Cidade de Angra dos Reis); Tupi Nordeste (FPSO Cidade de Paraty), Módulo Tupi Alto (FPSO Cidade de Maricá), Módulo Tupi Central (FPSO Cidade de Saquarema), Módulo Tupi Sul (FPSO Petrobras 66), Módulo Tupi Extremo Sul (FPSO Petrobras 69) e Módulo Tupi Norte (FPSO Petrobras 67) (Figura 5.1).

A capacidade total das plataformas em operação na estrutura principal do campo é da ordem de 800.000 Barris de óleo equivalente (BOE)/dia. Contudo, se somadas a produção das plataformas da estrutura secundária de Iracema totalizam quase 1.000.000 de BOE/dia, colocando o Campo de Tupi com um dos maiores produtores de hidrocarbonetos em águas ultraprofundas do mundo.

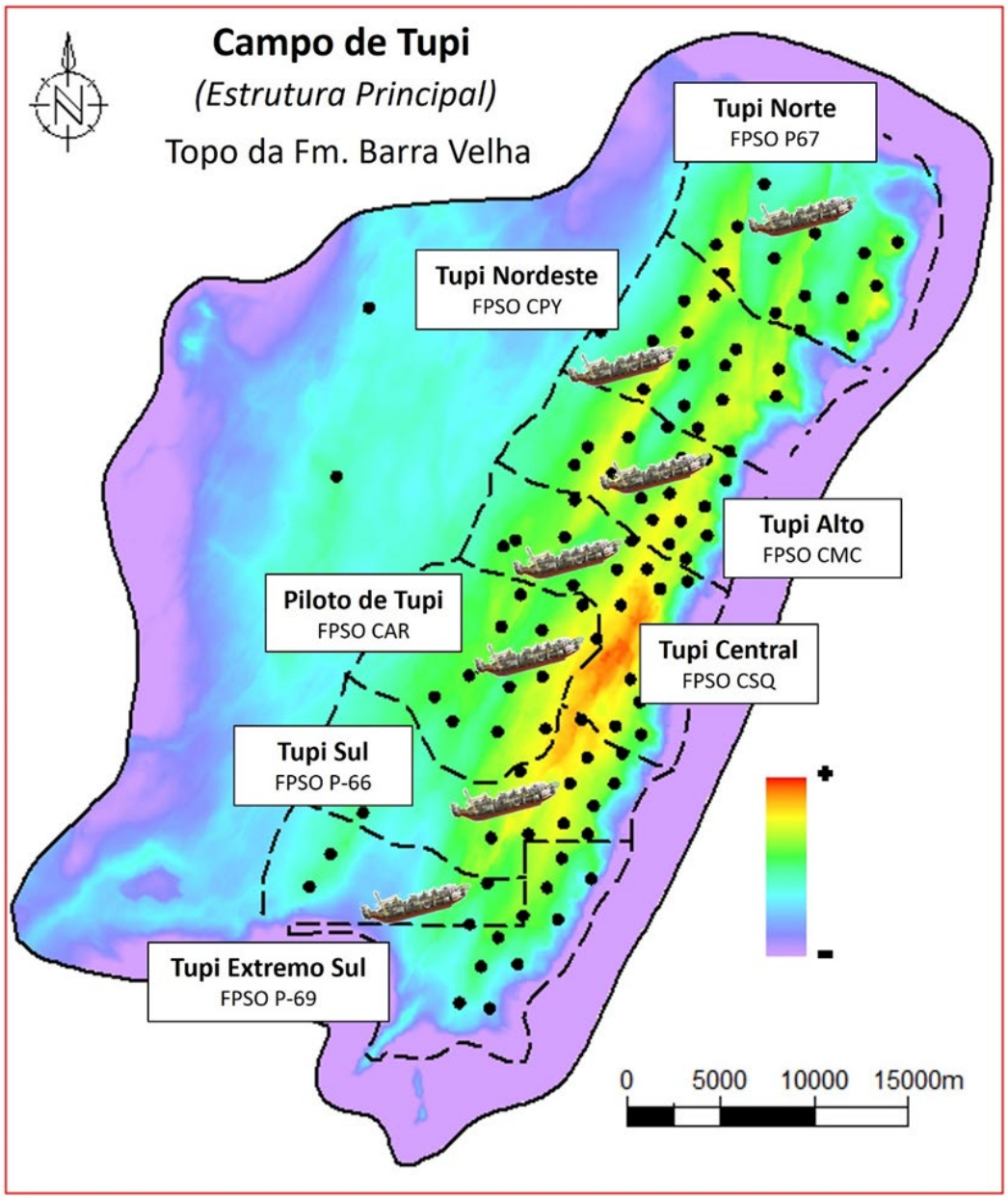


Figura 5.1: Mapa Estrutural do topo da Fm Barra Velha com o plano de desenvolvimento do campo de Tupi executado em módulos de produção. As lições aprendidas nos projetos iniciais foram incorporadas aos módulos subsequentes ao longo do tempo.

Além do desenvolvimento da produção em módulos, o campo de Tupi seguiu algumas diretrizes primordiais, tanto no aspecto de aquisição de dados quanto na estratégia de explotação. Por se tratar de uma jazida de grandes dimensões e, por conseguinte, apresentar volumes expressivos e sem nenhum paralelo mundial do ponto de vista de analogia geológica, a necessidade de aquisição de dados de reservatório se tornou indispensável, possuindo como objetivo a redução de incertezas. Dessa forma, foi estabelecido um planejamento para a coleta de informações de reservatório. Esta consistiu, para cada módulo de produção, na perfuração de dois poços específicos para a obtenção de dados, com um conjunto robusto de perfis, amostras de rocha e de fluidos, assim como a realização de testes de formação de longa duração (SPA) e de interferência.

Sob a óptica da estratégia de explotação, a concepção da malha de drenagem foi elaborada de modo a maximizar o varrido e reduzir o *breakthrough* antecipado de água, ao se evitar o posicionamento de pares de poços produtor-injetor alinhados às direções de menor anisotropia. Estratégia que leva em consideração às heterogeneidades intrínsecas do reservatório, possível presença de corredores de fraturas e camadas de maior permeabilidade. O plano de explotação delineado também previu a flexibilidade no posicionamento dos poços em função dos resultados obtidos, assim como a instalação de completação inteligente em situações particulares. Além disso, a reinjeção de gás, injeção de água e WAG (*water alternating gas*) foram escolhidas como métodos de recuperação secundária e tornaram-se fundamentais no suporte ao desenvolvimento e gerenciamento do reservatório.

Outro aspecto relevante associado ao desenvolvimento da produção do campo de Tupi está relacionado ao gerenciamento ativo do reservatório e à constante e progressiva coleta de informações dinâmicas. Desde a data do primeiro óleo no ano de 2010 até os dias atuais, é realizada a aquisição contínua de dados relativos à performance do reservatório, tais como comportamento de pressão, vazões de hidrocarbonetos e água, traçadores e sísmica 4D, dentre outros. Esta magnífica e crescente assembleia de informações dinâmicas, em conjunto com a expressiva base de dados geológicos do campo - oriundo principalmente da perfuração de poços e aquisições sísmicas - fornece o material adequado para o entendimento cada vez mais profundo das principais características do reservatório, que, em última instância, dá suporte ao gerenciamento do reservatório de forma ativa, onde é possível tomar decisões sólidas, fundamentadas em observações e aderentes aos conhecimentos mais atualizados do campo.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A integração interdisciplinar na busca pelo entendimento das principais características de um reservatório tem como objetivo final hierarquizar as incertezas mais críticas, mitigar os riscos de maior impacto e, consequentemente, garantir o sucesso na implementação do projeto de desenvolvimento da produção e suportar o gerenciamento ativo de um campo de petróleo. Em uma jazida com as dimensões de Tupi e com o imenso acervo de dados disponíveis, a integração entre disciplinas demonstrou ser fundamental. A sinergia entre as equipes de geociências e de engenharia aconteceu desde as discussões acerca das propriedades do reservatório, construção do modelo geológico 3D e incorporação de informações dinâmicas, até a definição da malha de drenagem, escopo de perfilagem e determinação dos tipos de completação dos poços.

Dessa forma, foi possível construir um consenso na compreensão do Campo de Tupi. Isso acontece uma vez que o fluxo de informações entre as disciplinas é pleno e amplo - e leva em consideração tanto as particularidades, como a interação entres as diferentes áreas de conhecimento - fornecendo os insumos necessários para o estabelecimento de uma estratégia de explotação integrada e eficaz para um dos ativos mais relevantes do país.

Desde a sua descoberta, o Campo de Tupi acumula onze anos de produção de petróleo, com uma fração recuperada da ordem de 8% do seu volume total. Para continuar com os elevados patamares de produção e manter-se como um dos principais ativos da Petrobras, faz-se necessário a superação de alguns desafios. A maximização do fator de recuperação do campo - considerando o horizonte de concessão vigente - é alvo constante na estratégia de explotação da jazida e considera para os próximos anos, além da ampliação e otimização do método WAG, a utilização ampla da sísmica 4D como ferramenta fundamental de controle da movimentação dos fluidos e gerenciamento de reservatório. Adicionalmente às iniciativas de cunho tecnológico, encontram-se em estudo projetos complementares e de revitalização, que buscam postergar o declínio da produção e aumentar a recuperação de hidrocarbonetos. Dentre estes projetos, cabe destaque para a perfuração e interligação de novos poços em áreas com óleo remanescente, assim como o remanejamento de poços entre unidades de produção.

De olho no futuro, o desenvolvimento e a aplicação de novas técnicas, tecnologias e planos de explotação complementares - em um contexto integrado de gerenciamento do reservatório - manterá por muitos anos o Campo de Tupi como uma das jazidas mais importantes e com maior capacidade de geração de valor na vasta carteira de ativos da Petrobras.

REFERÊNCIAS

ARTAGÃO, V. M. **Análise estratigráfica de alta resolução aplicada aos depósitos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos; Identificação, correlação e mecanismos de controle de ciclos sedimentares**. Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

BENTO-FREIRE, E. **Caracterização estratigráfica em alta resolução das sequências calcárias de origem microbiana do intervalo paleocênico da Formação Yacoraite (Sequência Balbuena IV) na região de Salta Argentina**. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

BOHACS, K. M. ; CAROLL, A. R. ; NEAL, J. E. ; MANKIEWICZ, P. J. Lake-Basin Type, Source Potential, and Hydrocarbon Character: an Integrated Sequence-Stratigraphic-Geochemical Framework. *In*: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H.; KELTS, K. R. (eds.). **Lake basins through space and time**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2000. p. 3-37. (AAPG Studies in Geology, v. 46).

CERALDI, T. S.; GREEN, D. Evolution of the South Atlantic lacustrine deposits in response to Early Cretaceous rifting, subsidence and lake hydrology. *In*: CERALDI, T. S.; HODGKINSON, R. A.; BACKE, G. (eds.). **Petroleum Geoscience of the West Africa Margin**. London: Geological Society, 2016. p. 77-98. (Geological Society of London. Special Publications, v. 438).

CHAFETZ, H. S.; FOLK, R. L. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 54, p. 289-316, 1984.

CHANG, H.K., KOWSMANN, R.O., FIGUEIREDO, A.M.F., BENDER, A.A.. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, v.231, p.97-138, 1992.

COSENTINO, L. **Integrated Reservoir Studies**. Paris: Technip, 2001. 310 p.

CRUZ, N. M., CRUZ, J. M. N., COSTA, M. M. M., URASAKI, E. N. A., TEIXEIRA, L. M., GROCHAU, M. H, 2021a. 4D Seismic Applied to Pre-Salt Carbonate Reservoirs: Challenges and Results from Tupi Pilot, Santos Basin. *In*: Conference Proceedings, **Second EAGE Conference on Pre-Salt Reservoir**, Sep 2021, V. 2021, p.1 – 5, DOI: 10.3997/2214-4609.202183011.

CRUZ, N. M., CRUZ, J. M., TEIXEIRA, L. M., COSTA, M. M., OLIVEIRA, L. B., URASAKI, E. N., BISPO, T.P., JARDIM, M. S., GROCHAU, M. H., 2021b. Tupi Nodes pilot: A successful 4D seismic case for Brazilian presalt reservoirs. *In*: **The Leading Edge, Special Section, Latin America**: 886–896, DOI: 10.1190/tle40120886.1.

DOROBEK, S.; PICCOLI, L.; COFFEY, B.; ADAMS, A. Carbonate Rock-Forming Processes in the Pre-salt "Sag" Successions of Campos Basin, Offshore Brazil: Evidence for Seasonal, Dominantly Abiotic Carbonate Precipitation, Substrate Controls, and Broader Geologic Implications. *In*: AAPG SEARCH AND DISCOVERY ARTICLE AAPG HEDBERG CONFERENCE, 2012, Houston. **Microbial carbonate reservoir characterization**. Houston: Texas, 2012. p. 3-8.

DOYEN, P. M.; GUIDISH, T. M.; BUYL, M. H. Seismic Discrimination of Lithology in Sand/Shale Reservoirs: A Bayesian Approach. SEG Technical Program, 1989. **Expanded Abstract**. Houston: Society of Exploration Geophysicists, 1989. p. 719-722.

DOYEN, P. M. **Seismic Reservoir Characterization**: An Earth Modelling Perspective. Houten: EAGE Publications, 2007. 256 p.

GOMES, P. O.; PARRY, J.; MARTINS, W. The Outer High of the Santos Basin, Southern São Paulo Plateau, Brazil: Tectonic Setting, Relation to Volcanic Events and Some Comments on Hydrocarbon Potential. *In*: AAPG HEDBERG CONFERENCE, 2002, Stavanger, Norway. **Hydrocarbon Habitat of Volcanic Rifted Passive Margins**. Tulsa: AAPG, 2002.

GOMES, J. P.; BUNEVICH, R. B.; TEDESCHI, L. R.; TUCKER, M. E.; WHITAKER, F. F. Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt. **Marine and Petroleum Geology**, v. 113, 2020.

HERLINGER, R. **Controles deposicionais e diagenéticos das propriedades petrofísicas dos reservatórios Aptianos/Barremianos do Grupo Lagoa Feia no norte da Bacia de Campos**. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.

KARNER, G.D, GAMBOA, L.A.P. Timing and Origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporates. **Geological Society, London, Special Publications**, v.285, p. 15-35, 2007.

LIMA, B. E. M.; DE ROS, L. F. Deposition, diagenetic and hydrothermal process in the Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, Offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 383, p. 55-81. 2019.

MELO GARCIA, S. F.; LETOUZEY, J.; RUDKIEWICZ, J.; DANDERFER FILHO, A.; LAMOTTE, D. F. Structural modeling based on sequential restoration of gravitational salt deformation in the Santos Basin (Brazil). **Marine and Petroleum Geology**, v. 35, 2012, p. 337-353.

PEDRINHA, S., ARTAGÃO, V., MOREIRA, T.P., FREITAS, L.C.S., RICHTER, E., SANTOS, B.T. Reservoir Geology Aspects of Lula Supergiant Field, Santos Basin – Brazilian Pre-Salt Province. *In*: AAPG Annual Convention and Exhibition 20-23 May, 2018, in Salt Lake City, Utah, USA. **AAPG ACE**, 2018.

PEDRINHA, S.; ARTAGÃO, V.M. High-resolution stratigraphy and characterization of reservoir-critical heterogeneities in the giant Tupi Field, pre-salt Santos Basin, Brazil. Carbonate Reservoirs: Applying Current Knowledge to Future Energy Needs. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 548, 2024.

ROSA, M. B.; CAVALCANTE FILHO, J. S. A.; MIYAKAWA, T. M.; FREITAS, L. C. S. The Giant Lula Field: World's Largest Oil Production in Ultra-Deep Water Under a Fast-Track Development. **OTC-29043-MS**. 2018.

SALLER, A.; SHAWN, R.; BUAMBUA, L.; INMAN, K.; MCNEIL, R.; DICKSON. Presalt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola. **AAPG Bulletin**, v. 100, n. 7, p. 1135–1164, 2016.

STRASSER, A.; PITTET, B.; HILLGARTNER, H.; PASQUIER J. Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. **Sedimentary Geology**, v. 128, p. 208-221, 1999.

TEIXEIRA, L.; CRUZ, N. M. S. M.; SILVANY, P.; FONSECA, J., Quantitative seismic interpretation integrated with well-test analysis in turbidite and pre-salt reservoirs. **The Leading Edge**, v. 36, n. (11), p. 931–937, 2017.

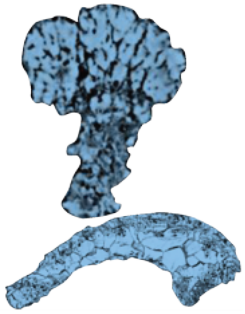
TERRA, G. J. S.; SPADINI, A. R.; FRANÇA, A. B.; SOMBRA. C. L.; ZAMBONATO, E. E.; JUSCHAKS, L. C. S.; ARIENTI. L. M.; ERTHAL, M. M.; BLAUTH, M.; FRANCO, M. P.; MATSUDA, N. S.; SILVA, N. G. C.; MORETTI JUNIOR, P. A.; D'AVILA, R. S. F.; SOUZA, R. S.; TONIETTO, S. N.; ANJOS, S. M. C.; CAMPINHO, V. S.; WINTER, W. R. Classificação de rochas carbonáticas aplicáveis às bacias sedimentares brasileiras. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.18, n.1, p. 9-29, 2010.

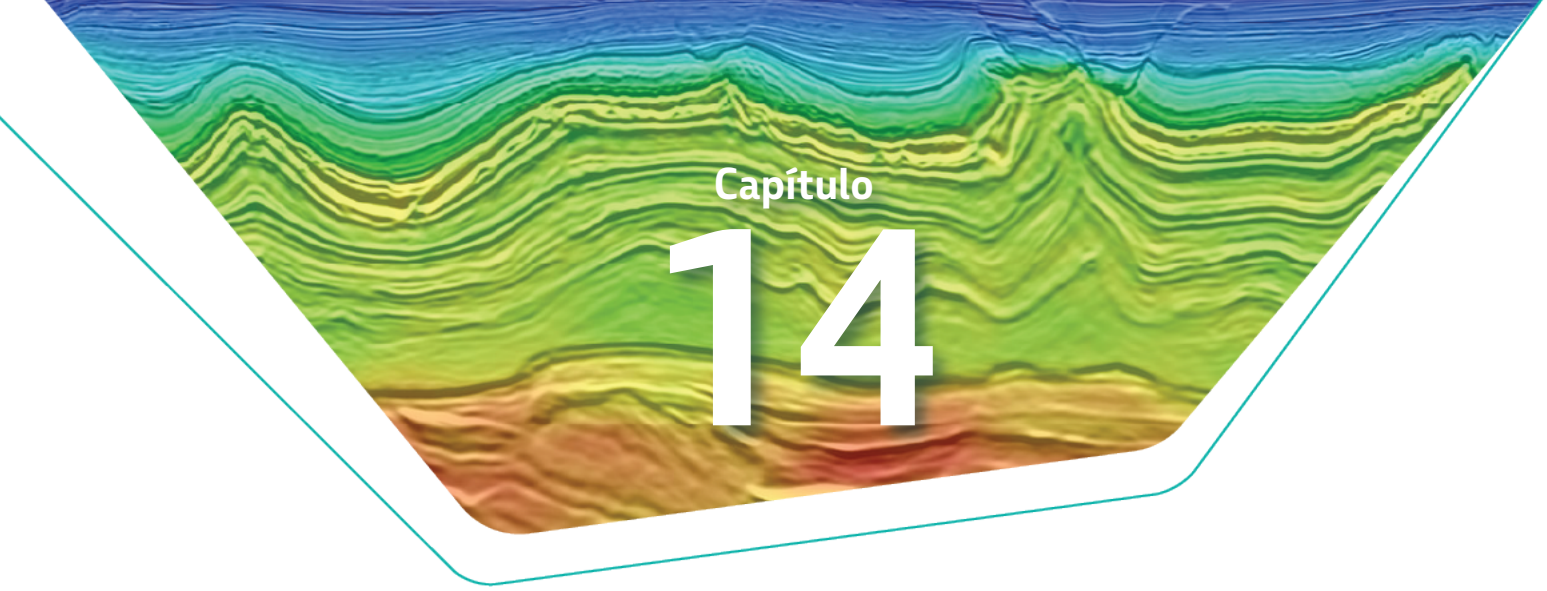
TOSCA, N. J.; WRIGHT, V. P. Diagenetic pathways linked to labile Mg-clays in lacustrine carbonate reservoirs: a model for the origin of secondary porosity in the Cretaceous pre-salt Barra Velha Formation, offshore Brazil.

In: ARMITAGE, P. J.; BUTCHER, A. R.; CHURCHILL, J. M.; CSOMA, A. E.; HOLLIS, C.; LANDER, R. H.; OMMA, J. E.; WORDEN, R. H. (eds.). **Reservoir Quality of Clastic and Carbonate Rocks**: Analysis, Modelling and Prediction. London: Geological Society, 2015. p. 33-46. (Geological Society of London. Special Publication, v. 435).

VASQUEZ, G. F.; MORSCHBACHER, M. J.; Anjos, C. W. D.; Silva, Y. M. P.; MADRUCCI, V.; JUSTEN, J. C. R. Petroacoustics and Composition of Presalt Rocks from Santos Basin. **The Leading Edge**, v. 38, n. 5, p. 342-348, 2019.

WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates. *In*: Bosence, D. W. J., Gibbons, K. A., Le Heron, D. P., Morgan, W. A., Pritchard, T. & Vining, B. A. (eds.). **Microbial Carbonates in Space and Time**: Implications for Global exploration and production. London: Geological Society, 2015. p. 209-219. (Geological Society of London. Special Publication, v. 418).





Capítulo

14

Campo de Mero: caracterização dos reservatórios e desenvolvimento da produção

AUTORES

Rita Parisi Conde Pozzi[1] (*rconde@petrobras.com.br*), Ricardo Augusto Rosa Fernandes[1], Rodrigo Correia Baptista da Silva[1], Leonardo Costa de Oliveira[1], Ana Carolina Leonel Sartorato[1], Fernando Pacífico Figueiredo Junior[1], Allan Patrick Ribeiro Penatti[1], Cristiano Camelo Rancan[1], Francisco Eduardo Gomes da Cruz[1], Marco Antonio Carlotto[1], Thiago Alduini Mizuno[1], Vivian Cristina de Oliveira[1].

[1] Petrobras

Palavras-chave: Campo de Mero, Rochas Carbonáticas, Reservatórios, Modelagem Geológica, Modelagem de Processos, Engenharia de Reservatórios.

RESUMO

O Campo de Mero é uma importante área petrolífera na porção setentrional da Bacia de Santos. O histórico de sua definição começa ainda em 2010, quando a Petrobras, em colaboração com a Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), perfurou dois poços em águas ultra profundas, com o objetivo de avaliar o potencial do Pré-sal nesta fronteira exploratória. Um desses poços foi o 2-ANP-2A-RJS, que alcançou o *lead* Libra, a 180 km da costa do estado do Rio de Janeiro. À época foram constatados reservatórios carbonáticos, pertencentes às Formações Barra Velha e Itapema, com excelentes qualidades permoporosa e uma coluna de óleo de cerca de 300 m. A descoberta resultou na definição do Bloco Exploratório de

Libra, pela ANP. O bloco foi, por conseguinte, adquirido em outubro de 2013, em um consórcio formado pela Petrobras (Operadora, com 40%), Shell Brasil (20%), TotalEnergies (20%), CNODC BRASIL PETRÓLEO E GÁS LTDA (10%) e CNOOC PETROLEUM BRASIL LTDA (10%), tendo a PPSA (Pré-Sal Petróleo S.A) como gestora do 1º Contrato de Partilha de Produção do Brasil. A partir de então, novos poços foram perfurados, com o objetivo de delimitar a extensão da área a ser produzida. O primeiro poço perfurado na área, após a assinatura do contrato, foi o W731, que confirmou a continuidade dos reservatórios identificados no poço 2-ANP-2A-RJS, na porção Noroeste (NW) da estrutura de Libra. No entanto, o segundo poço perfurado, o W735, localizado em seu compartimento central, identificou fluido e regime de pressão diferentes daqueles observados nos poços 2-ANP-2A-RJS e W731, configurando uma compartimentação importante na área e direcionando o Plano de Avaliação para a porção NW do bloco. Assim, seguiu-se a perfuração de mais poços para aquisição de dados de rocha e fluido, de testes de formação, campanhas de testes de longa duração (TLD), além de aquisição sísmica de alta resolução, visando a melhor delimitação da acumulação da estrutura NW. Tal esforço culminou, em 2017, com a declaração de comercialidade do Campo de Mero. Os dados revelados demostram que este campo apresenta aspectos bem particulares em relação as demais acumulações do Pré-sal das bacias de Santos e Campos. Dentre estes o arcabouço estrutural complexo, a ocorrência de rochas ígneas intercaladas aos reservatórios carbonáticos e a presença de hidrocarboneto com alto de teor de CO_2. O investimento maciço em aquisição de dados e a *expertise* acumulada em dezenas de projetos já implantados de produção no Pré-sal permitiram a construção de um modelo de reservatório robusto para a definição da melhor estratégia de desenvolvimento da produção do campo. Esta é outra particularidade da área: o regime de Partilha de Produção, que demanda celeridade na implantação de projetos. Desse modo, foram planejados quatro sistemas de produção, com capacidade de 180 mil bopd e 12 milhões de m^3/d de gás cada, e a reinjeção total de gás produzido. O primeiro sistema de produção do Campo de Mero, o Sistema de Produção Guanabara, teve o 1º óleo em início de 2022.

1. INTRODUÇÃO

1.1. O bloco exploratório de Libra e o campo de Mero, uma retrospectiva

O bloco exploratório de Libra, local original que definiu o Campo de Mero, está situado na área conhecida como Polo Pré-sal da Bacia de Santos (PPSBS), a aproximadamente 180 km da costa do Rio de Janeiro. A Figura 1.1 ilustra a área do bloco exploratório de Libra, o contorno do Campo de Mero e outros blocos dessa área onde a Petrobras possui participações.

As principais características desta província são a grande espessura dos reservatórios carbonáticos de idade Aptiana, a boa qualidade do fluido presente nesses reservatórios e a espessa cobertura de sal. Esta permitiu um efetivo sistema selante, mas criou um desafio para as técnicas de geração de imagens sísmicas e perfuração de poços. A boa qualidade do fluido, por sua vez, se refere a: óleo de 27° API, razão gás-óleo (RGO) entre 375 e 448 m^3/m^3 std, conteúdo de CO_2 ao redor de 44% e menos de 0,5 a 16 ppm de H_2S, segundo Rocha *et al.*, 2019.

Nessa parte da província do PPSBS, a profundidade da lâmina d'água varia entre 1.700 m a 2.400 m e as profundidades totais dos poços podem chegar até a 6.000 m. O pioneirismo do bloco exploratório de Libra, e do Campo de Mero, relaciona-se também aos aspectos contratuais, sendo esse o primeiro Contrato de Partilha de Produção (PSC) no Brasil. O Consórcio de Libra é operado pela PETROBRAS, com 40% de participação, em parceria com a SHELL BRASIL (20%), TotalEnergies (20%), CNODC BRASIL PETRÓLEO E GÁS LTDA (10%) e CNOOC PETROLEUM BRASIL LTDA (10%), além da união representada pela estatal PRÉ-SAL PETRÓLEO S.A (PPSA), que atua como gestora do contrato. Os gastos realizados devem ser custeados exclusivamente pelas empresas contratadas que, em contrapartida, podem acumular e recuperá-los mensalmente como custo em óleo até o limite de 50% da produção de cada mês.

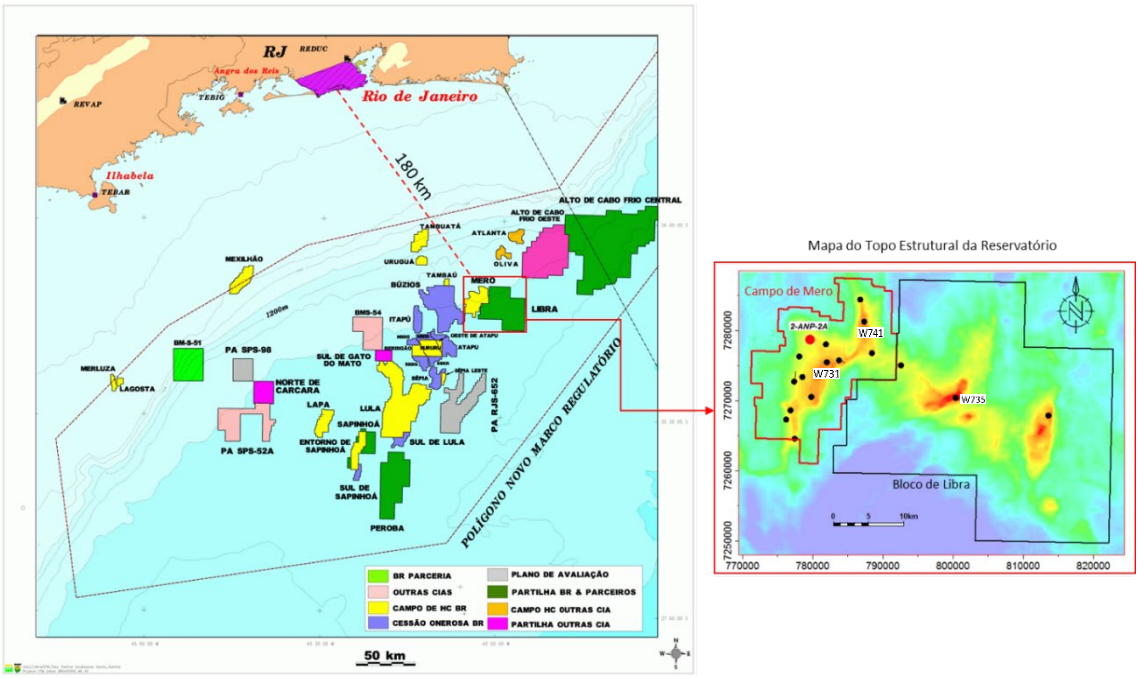


Figura 1.1: Localização do bloco de Libra, com destaque para o Campo de Mero.

A acumulação de petróleo no bloco exploratório de Libra foi descoberta em 2010 com a perfuração do poço estratigráfico 2-ANP-2A--RJS, uma iniciativa conjunta entre a Petrobras e a ANP para identificação de potenciais áreas geológicas a serem consideradas em regime de partilha de produção e de cessão onerosa (CO). O poço foi locado no flanco noroeste de uma estrutura com fechamento de mais de 500 Km^2 ao nível da base do sal. Isso porque, à época, somente aquele flanco possuía cobertura de dados sísmicos 3D (20% da estrutura). Além disso, a locação visava testar, naquela posição, uma feição interpretada como um *mound* microbial, posicionada no Andar Alagoas. No entanto, após a perfuração, a feição de *mound* revelou-se um bioacumulado de bivalves ou "coquinas", posicionado no Andar Jiquiá (Carlotto *et al.*, 2017). O poço foi testado e demonstrou potencial de produtividade na área. Os reservatórios aptianos (Formação Barra Velha e Formação Itapema) estão localizados logo abaixo de uma coluna de sal de até 2000m de espessura (Formação Ariri).

A licitação do bloco exploratório de Libra, em regime de partilha de produção, foi realizada em outubro de 2013, sendo arrematado pelo consórcio liderado pela Petrobras e com assinatura de início de vigência do contrato em 02 de dezembro de 2013. O contrato previa uma primeira fase exploratória de até 4 anos, com opção de postergação, se necessário, a partir do resultado dos estudos exploratórios e dos poços a perfurar. O compromisso mínimo exploratório envolvia a perfuração de 2 poços, a aquisição (ou licenciamento) de um dado sísmico 3D PSTM (*Pre Stack Time Migration*) /PSDM (*Pre Stack Depth Migration*) sobre todo o bloco e a realização de um teste de longa duração

(TLD). Esses compromissos eram necessários para a eventual declaração de comercialidade.

Os aspectos desafiadores do primeiro contrato de partilha de produção envolviam, além do compromisso de realização de um teste de longa duração ainda na fase exploratória, três questões contratuais importantes:

- necessidade de atendimento de conteúdo local nas fases de exploração e de desenvolvimento da produção de até 29% (exploração) e 55% (desenvolvimento da produção) para contratação de sondas e serviços de perfuração;

- nenhuma correção monetária no valor dos investimentos até o início da recuperação de custos, após a produção de óleo ser aprovada pela gestora do contrato, PPSA;

- a definição, em contrato, de um time integrado de projeto, liderado pela Petrobras e com participação, em todas as instâncias de aprovação e condução dos trabalhos, de empregados das empresas sócias. Nesse sentido, foi montado um escritório próprio para a equipe de projeto, com um mínimo de 12% de empregados das empresas sócias (média de participação foi de cerca de 18%), e respeitada uma rotina de gerenciamento das atividades própria do Consórcio, toda de forma conjunta entre as empresas. Assim, antecipar o início da produção de óleo e otimizar os investimentos na fase exploratória foram dois importantes vetores de atuação do Consórcio.

O primeiro poço perfurado na área após a vigência do contrato, W731, procurou investigar a continuidade dos reservatórios identificados no poço 2-ANP-2A-RJS em direção ao alto da estrutura mapeada na porção Noroeste (NW) da estrutura de Libra. Esse poço comprovou a espessa coluna de óleo da Formação Barra Velha. No entanto, apontou a presença de intrusões ígneas na interface entre a base do sal e o topo do reservatório carbonático, sinalizada no quadro de previsões geológicas da locação, mas não identificada nos mapas derivados dos dados sísmicos processados pela companhia CGG Veritas (*Compagnie Générale de Géophysique e Veritas DGC Inc.*), fornecedora do primeiro volume sísmico 3D da área. Nesse sentido, o consórcio acelerou os trabalhos para reprocessar de forma proprietária o dado sísmico licenciado originalmente e aprimorou a investigação da possível extensão dessas intrusões ígneas no volume sísmico disponível.

O segundo poço perfurado no bloco exploratório de Libra foi o W735, onde hoje é denominado compartimento Central de Libra, fora do contorno do Campo de Mero. Esse poço identificou fluido e regime de pressão diferente dos poços 2-ANP-2A-RJS e W731, configurando uma compartimentação importante na área e redefinindo a estratégia de exploração geral do bloco.

Assim, um plano de avaliação foi implementado rapidamente para a porção NW do bloco exploratório de Libra, incluindo a perfuração de poços adicionais, testes de formação e

uma campanha de aquisição sísmica *full azimuth* (OBN - *Ocean Botton Nodes*), além do compromisso importante e firme de um programa de teste de longa duração (TLD).

A implementação desse plano garantiu a declaração de comercialidade da área noroeste do bloco exploratório de Libra, com definição do Campo de Mero, em 30 de novembro de 2017, quatro anos após o início do contrato e conforme planejamento original do consórcio. O restante do bloco exploratório de Libra teve sua fase de exploração postergada por aproximadamente 2 anos (27 meses). Depois disso, foi apresentado um plano de avaliação de descoberta do poço W735.

1.2. Aspectos gerais

Os principais reservatórios da seção Pré-sal do bloco exploratório de Libra pertencem às formações Barra Velha (BVE) e Itapema (ITP). O fluido do reservatório é um óleo leve (27 °API) com uma quantidade relevante de gás dissolvido (GOR inicial em torno de 440 Sm^3/Sm^3). Uma das características únicas deste fluido é o alto teor de CO_2 (44% na fase de gás), uma das principais razões que suportam a decisão de reinjetar todo o gás produzido (exceto o gás combustível) para o reservatório, como um método de recuperação avançada. As rochas-reservatório são carbonatos, heterogêneos, espessos e com alta complexidade estrutural. Este campo gigante (*i.e.*, com mais de 500 milhões de barris de óleo equivalente – *sensu* Carmalt e Jon, 1986) contém reservatórios que estão entre os mais produtivos do país, com colunas de óleo que atingem espessuras de até 500m.

Até o presente, cerca de oito anos após a assinatura do PSC, muitas conquistas na exploração de Libra foram alcançadas com sucesso, tais como:

- trinta e dois poços perfurados, incluindo o poço descobridor, com 391 metros de testemunhos e mais de 1500 amostras laterais adquiridas;
- dois testes de longa duração (TLDs) e um sistema de produção antecipada (SPA) em andamento, todos com reinjeção total do gás;
- oito poços testados – (incluindo TFR – teste de formação a poço revestido e TI – teste de injetividade);
- aquisição e processamento de dados sísmicos com tecnologia OBN (*Ocean Bottom Nodes*);
- quatro projetos de sistema de produção (FPSO - *Floating, Production, Storage and Production*) em fase de implantação.

1.3. Geologia estrutural

O bloco exploratório de Libra situa-se a sudoeste (SW) do Alto de Cabo Frio (limite da Bacia de Santos com a Bacia de Campos), na extremidade nordeste (NE) do Alto Externo da Bacia de Santos, em uma área informalmente conhecida como "S de Santos", resultado da ocorrência de zonas de transferência de direção NW-SE. Esta feição repousa sobre a crosta continental estirada, na zona autóctone, limitando-se a leste e a sul com a crosta afinada alóctone do Platô de São Paulo, através

da Zona de Cisalhamento Helmut, anomalia linear que separa dois diferentes domínios de densidade e espessura crustal (Dehler *et al.*, 2010; 2011; 2016). O bloco está entre duas importantes zonas de transferência NW-SE, a Zona de Transferência de Iracema (a sudoeste) e a Zona de Transferência Cruzeiro do Sul-Volta Redonda (a norte). Além disso, é também seccionado por uma feição de mesma direção NW-SE, denominada informalmente de Lineamento de Libra (Zona de Transferência de Libra, de Dehler e Yamato, 2015) e pelo Lineamento de Curitiba, com direção WSW-ENE. Os arranjos de zonas NW-SE, no qual se inclui o Lineamento de Libra (cf. Rancan *et al.*, 2018), de menor expressão, ocorrem como falhas associadas a *pull-aparts*, resultantes de acomodações estruturais com movimentação lateral destral, preferencialmente, expondo o comportamento assimétrico do eixo de expansão do rifte.

Esse conjunto de feições que controla a porção centro-norte da Bacia de Santos foi detalhado e descrito em diversos trabalhos, sendo as zonas de transferência de Corcovado, Iracema, Ilha Grande e Cruzeiro do Sul-Volta Redonda as mais notáveis nesta porção da bacia (Meisling *et al.*, 2001; Souza, 2008; Magnavita *et al.*, 2009; 2010; Dehler *et al.*, 2011; Yamato e Rodrigues, 2013).

A estruturação do bloco exploratório de Libra é caracterizada por falhas normais com orientação NNE-SSW, concordantes com a estruturação geral do rifte, e transversais ao alinhamento de altos NW-SE, que definem a geometria das trapas, demonstrando a grande complexidade estrutural desta acumulação. As três estruturas na área de Libra (noroeste, central e sudeste), que foram definidas pelas equipes de interpretação da Petrobras, estão separadas por falhas e possuem distintos padrões de sedimentação e de feições estruturais. Na estrutura noroeste (atual Campo de Mero), observam-se falhas com orientação geral N-S e direção de mergulho para leste; na central, falhas com orientação N-S a norte da Zona de Transferência de Libra e NE-SW a sul, com ângulos mais elevados e direções de mergulho para sudeste; e na estrutura sudeste, ocorrem falhas de direção N-S, de baixo ângulo, associadas a descolamentos mais profundos e rotação de blocos.

A Zona de Transferência de Libra tem grande importância na compartimentação da área, rotacionando as falhas e formando os altos estruturais e depocentros. Essa zona transtrativa sinistral interfere na direção das falhas, modificando o padrão N-S a norte para um padrão NE-SW a sul. As principais falhas na área de Libra, que definem e separam as estruturas noroeste/central e central/sudeste, têm suas direções rotacionadas por essa zona de transferência (Dehler e Yamato, 2015).

O arcabouço estrutural do Campo de Mero é definido por grandes falhas normais de direção N-S (Andrade *et al.*, 2016), com deflexão para NE-SW em seu setor oriental, em uma estrutura caracterizada por três feições: o platô mediano (uma plataforma central de baixa inclinação) e dois altos estreitos e alongados segundo a direção N-S (longilíneos), a sul e a norte (Alto Meridional e Alto Setentrional), separados, respectivamente, pelo Lineamento de Curitiba e pela Zona de Transferência de Libra (Figura 1.3.1).

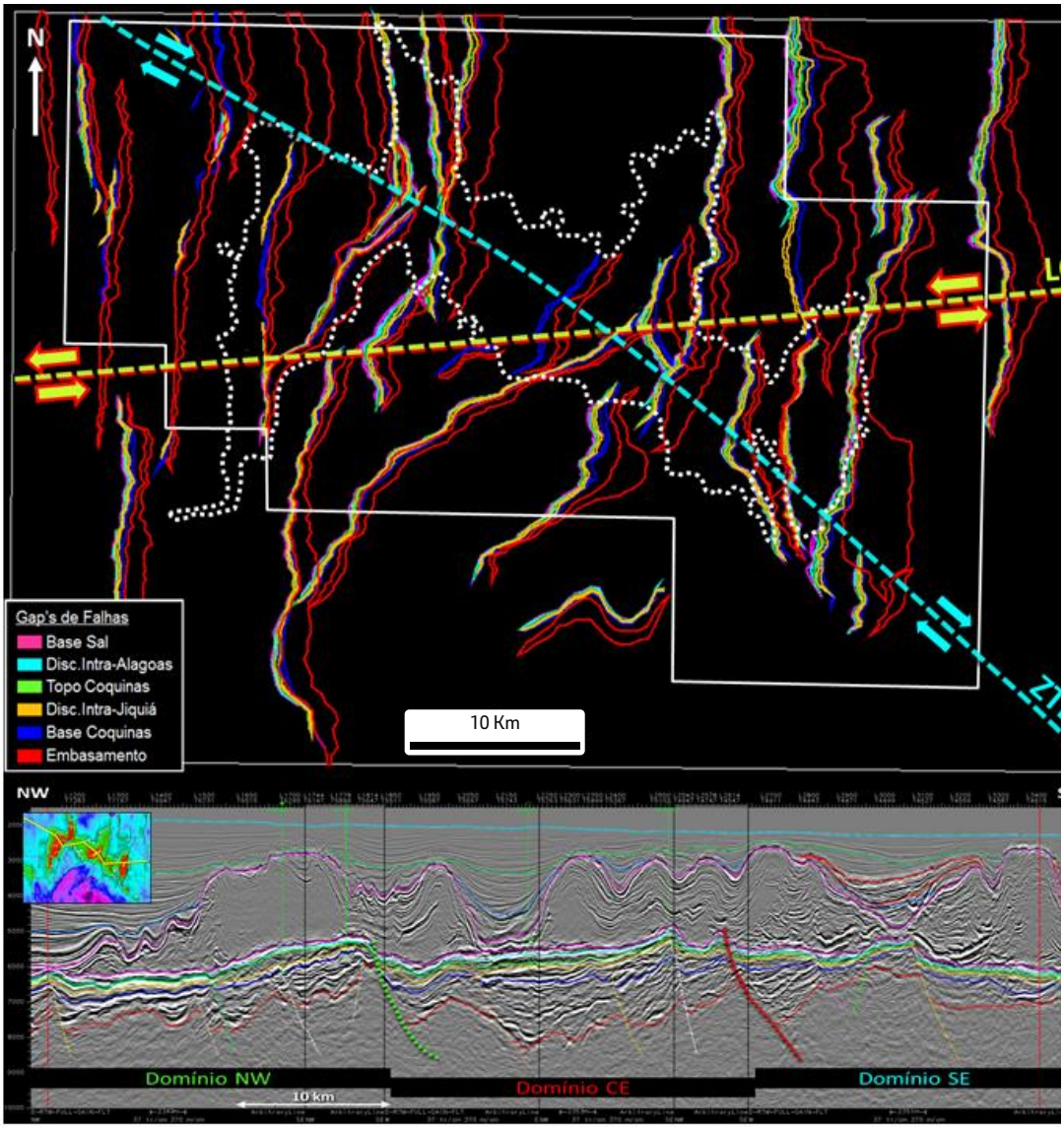


Figura 1.3.1: Contexto estrutural da área de Libra (mapa e seção). Destacando os três principais domínios observados: Noroeste (NW) (Campo de Mero); Central (CE) e Sudoeste (SE) – ZTL (Zona de Transferência de Libra); LC (Lineamento Curitiba).

1.4. Estratigrafia

Os campos do Pré-sal apresentam características similares às descritas por Moreira *et al.* (2007), com algumas particularidades. Essa situação também está presente no Campo de Mero (Figura 1.4.1).

As sequências meso-cenozóicas são codificadas de acordo com o critério de abreviaturas proposto pela *International Comission nó Stratigraphy* (ICS) (http://palaeos.com/timescale/index.html). Desse modo, são denominadas com a letra K as sequências cretácicas, com a letra E as paleógenas e com N as neógenas. As mesmas são seguidas por uma denominação numérica que representa o empilhamento do arcabouço estratigráfico. A idade das sequências foi construída de acordo com as biozonas propostas pelo grupo de exploração da Petrobras (cf. Beurlen *et al.*, 1992; Lana e Beurlen, 2007).

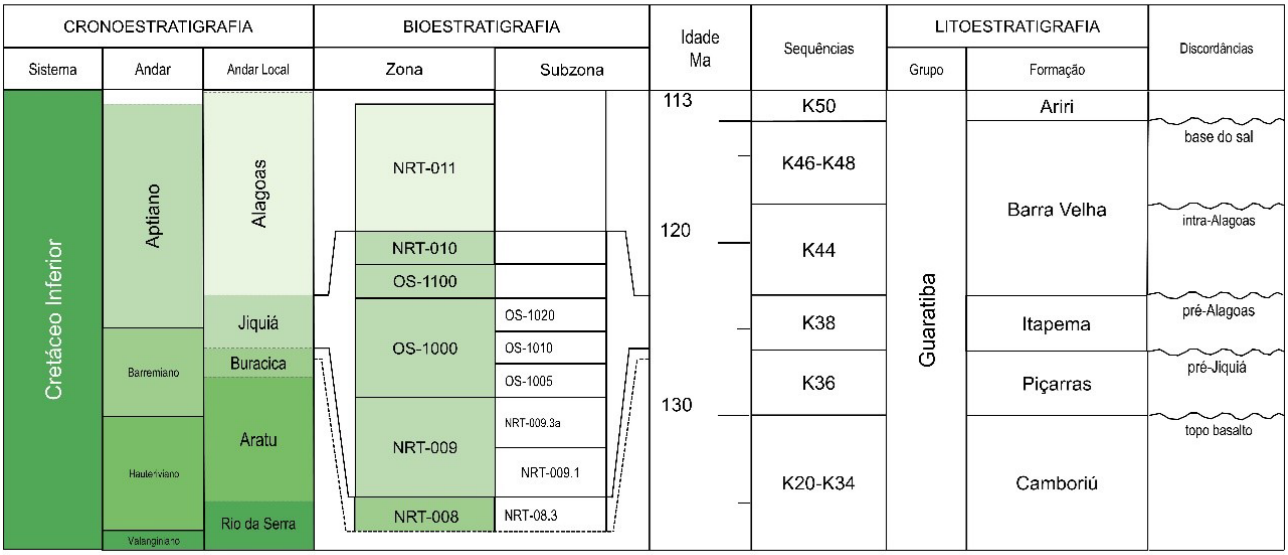


Figura 1.4.1: Carta estratigráfica com ênfase no Cretáceo Inferior, Bacia de Santos (adaptado de Moreira *et al.*, 2007; Beurlen *et al.*, 2007).

A Sequência K20-K34, definida por Moreira *et al.* (2007), é composta por basaltos eocretáceos e tem limite inferior discordante com as rochas do embasamento cristalino. Seu limite superior é a discordância que precede a deposição da Sequência Deposicional K36. Sua correspondente litoestratigráfica é a Formação Camboriú.

A Sequência K36 apresenta sismofácies sugestivas da ocorrência de rochas ígneas e pelitos preenchendo as grandes depressões estruturadas no embasamento pela deformação do rifte, durante o andar local Buracica. Esta sequência preencheu tanto as depressões a oeste quanto na margem oriental da estrutura como um todo. Ela foi constatada em um poço no flanco oriental do platô mediano do Campo de Mero, o qual amostrou pelitos em meio a rochas ígneas. É possível que essa sequência ocorra pontualmente no alto setentrional, sendo representada por arenitos e conglomerados líticos com fragmentos do embasamento, que também se encontram intercalados a rochas ígneas.

A Sequência K38, que engloba a Formação Itapema, tem distribuição irregular, condicionada tanto pelo preenchimento pretérito quanto pela estruturação em depressões menores, encaixadas. Esta sequência é limitada na base pela Discordância Pré-Jiquiá e no topo pela Discordância Pré-Alagoas (DPA). Os depocentros refletem o padrão N-S de forma irregular nos altos meridional e setentrional, bem como o padrão NE-SW no flanco oriental do platô mediano. Destaca-se o eixo SE-NW na margem noroeste do platô mediano, onde a seção atinge sua espessura máxima, preenchida quase que exclusivamente por *rudstones* e *grainstones* compostos por bivalves. Em poços, essa seção tem 450 metros de espessura, embora a interpretação sísmica sugira que possa atingir até 600 metros. As coquinas são as unidades litológicas mais comuns da Formação Itapema e são interpretadas como formados em ambientes de alta energia (Carvalho *et al.*, 2000; Jahnert *et al.*, 2012; Silva, 2014, Mizuno *et al.*, 2018) e eventualmente intercaladas a níveis pelíticos

(Muniz, 2013; Mizuno *et al.*, 2018). No Pré-sal, as coquinas são entendidas como provenientes de ambientes lacustres, depositados em ciclos transgressivos regressivos (Dias *et al.*, 1990; Mizuno *et al.*, 2018), os quais também podem estar limitados por superfícies de afogamento, desenvolvendo geometrias sísmicas em *backstepping* (Oliveira *et al.*, 2021). Os grãos aloquímicos são dominados por bioclastos de bivalves, mas há também pelóides, oncóides, ostracodes, gastrópodes e intraclastos de laminitos (*e.g.*, Dias *et al.*, 1990). Na área de Mero, ocorrem raras fácies híbridas (alto meridional e margem oeste do platô mediano de Libra) e arcóseos líticos (alto setentrional), sendo mais comuns os depósitos retrabalhados, depositados em contexto de alta energia deposicional.

Acima da Formação Itapema, encontram-se as rochas da Formação Barra Velha, que são amplamente entendidas como depositadas em um sistema lacustre raso (cf. Pietzsch *et al.*, 2018). Entretanto, trabalhos recentes sugerem que a deposição dessas rochas integraria dois ambientes principais: um relacionado a áreas de deposição profunda, com fácies não reservatório ricas em sedimentos argilosos, e outro mais raso, posicionado nos altos estruturais, em que estão associados às fácies carbonáticas com excelente qualidade reservatório (*e.g.*, Gomes *et al.*, 2020). Algumas seções revelam uma fisiografia sísmica que se assemelha a de plataformas marinhas (Wright e Barnett, 2015) e há também contribuições que reforçam a existência de forte contribuição hidrotermal na deposição de tais carbonatos (*e.g.*, Farias *et al.*, 2019).

A Formação Barra Velha compreende em sua porção inferior a Sequência K44, limitada na base pela Discordância Pré-Alagoas (DPA) e no topo pela Discordância Intra-Alagoas (DIA). Na Sequência K44 predominam *grainstones* intraclásticos intercalados a estromatólitos, com proporções menores de esferulitos, laminitos e, localmente, intraclastos de coquinas retrabalhados da Sequência K38. A Sequência K44 apresenta isópacas delgadas, com pouca variação de espessura, por vezes ausente nas porções mais altas da estrutura, onde a Discordância Intra-Alagoas erodiu os depósitos prévios (Figura 1.4.2).

A porção superior da Formação Barra Velha compreende a Sequência K46-48 cujo limite inferior é marcado pela Discordância Intra-Alagoas (DIA) e o limite superior é a base dos evaporitos da Formação Ariri. Esta superfície, no topo da Formação Barra Velha, reflete um ambiente transicional e marca a passagem de uma sequência clástica/carbonática depositada em um sistema lacustre continental para um ambiente marinho raso bastante estressante a evaporítico. Na Sequência K46-48, as fácies *in situ* exibem forte condicionamento estrutural. Quando situadas em altos estreitos e alongados, ocorrem essencialmente como estromatólitos e brechas que constituem grandes torres carbonáticas. No platô mediano, ao longo desta plataforma carbonática, além das fácies supracitadas, acontecem espessuras variáveis de laminitos e esferulitos, sismicamente representadas por feições plano paralelas de médio a alto contraste de impedância. Em ambos os casos, ocorrem *grainstones* e *rudstones* formados por retrabalhamento das fácies *in situ*.

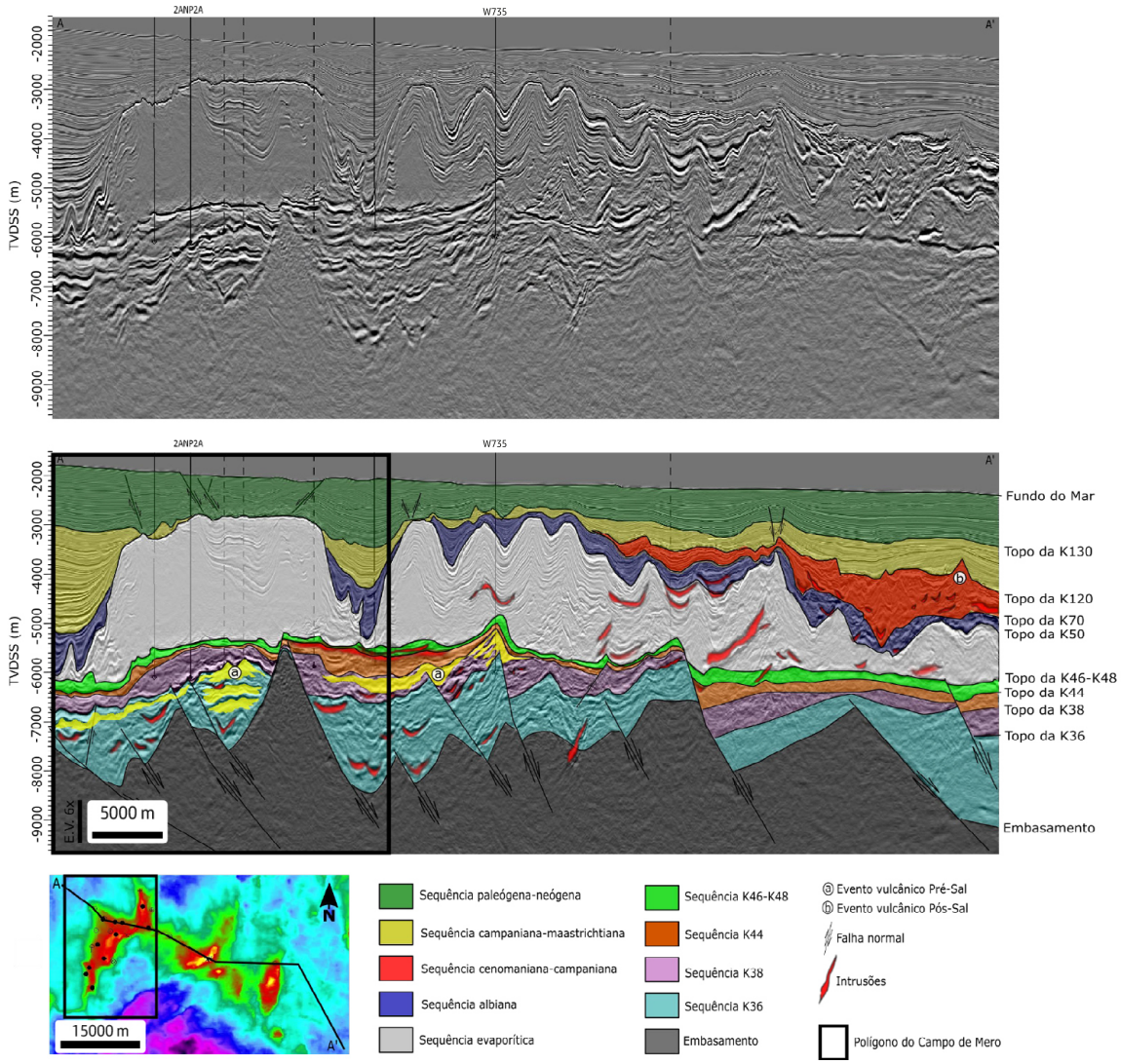


Figura 1.4.2: Seção sísmica em amplitude (A) e seção geológica interpretada (B), ilustrando o empilhamento estratigráfico e geometrias Pré-sal na área do bloco exploratório de Libra, com destaque para o Campo de Mero.

Interpretam-se construções carbonáticas formadas por componentes bióticos e abióticos, onde depósitos associados a fluxos ascendentes de fluidos ao longo de fraturas intercalam-se a depósitos resultantes de atividade orgânica, principalmente durante a deposição das sequências K44 e K46-K48 (englobadas no contexto da Formação Barra Velha). A organomineralização é mais expressiva no platô mediano, onde os depósitos têm geometria em lençol. Nos altos meridional e setentrional, interpreta-se que os fluidos hidrotermais alcançaram a bacia a partir de falhas profundas na borda da estrutura, desenvolvendo feições positivas com geometria monticular. Nestes locais, as saturações dos fluidos teriam influenciado nas condições químicas do lago (*e.g.*, pH, temperatura e nas concentrações de Mg, Ca e CO_2), favorecendo a precipitação de camadas de esferulititos (*e.g.*, Wright e Barnett, 2015). No entanto, esferulitos também foram interpretados como agregados ooidais, nucleados na interface água-sedimento, a partir da contribuição de constituintes orgânicos (*e.g.*, Chafetz *et al.*, 2018). Sobre esse pacote, depositaram-se

espessos *mounds* de estromatólitos, especialmente na borda da plataforma em áreas de água rasa (*e.g.*, Gomes *et al.*, 2020). Brechas e sedimentos para-autóctones gerados por colapso gravitacional, correntes ou fraturamento hidráulico circundam estas feições, com padrão de empilhamento agradacional formando-se preferencialmente com a diminuição do espaço de acomodação.

1.5. Rochas ígneas

Na área do bloco exploratório de Libra, ocorrem rochas ígneas de diferentes idades e composições. A compartimentação tectônica condicionou o magmatismo, que ocorre predominantemente na seção do Pré-sal, na estrutura noroeste (*i.e.*, Campo de Mero); nas seções pré e intra-sal, na estrutura central e nas seções pré, intra e pós-sal, na estrutura sudeste (Figura 1.4.1). Tal configuração caracterizada pela compartimentação tectônica como um elemento de controle do magmatismo foi também observada em outros contextos, como por exemplo na região de Ossa-Morena (SW da Iberia). Nesta a colocação do magma está também intimamente associada a diferentes fases de evolução tectônica (cf. Romeo *et al.*, 2006).

As rochas ígneas amostradas no Campo de Mero podem ser individualizadas em duas suítes com idades e naturezas geoquímicas distintas. A primeira, de idade que vai do Barremiano ao Aptiano, é caracterizada por rochas toleíticas, em sua maioria basaltos (maciços, vesiculares), com ocorrências menores de diabásios, hialoclastitos e hialoclastitos redepositados. Em fotomicrografias apresentam-se com textura porfirítica, constituídas por fenocristais de plagioclásio, augita e olivina, em matriz vítrea a desvitrificada, ou com palagonita. A textura varia para glomeroporfirítica, ofítica e subofítica. Quando amigdaloidais apresentam zeólitas e calcita como preenchimento destas cavidades. Por vezes, os plagioclásios apresentam textura rabo de andorinha, que, junto com vidro, sugere um resfriamento rápido (Figura 1.5.1). A presença de hialoclastitos sugere magmatismo subaquoso. Os dados de poços sugerem que esta suíte está encaixada nas rochas da Formação Itapema e de forma pontual na Formação Piçarras. Diabásios toleíticos ao nível do topo da Sequência K36 apresentam idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ mínimas de 127,8 ± 1,5 Ma, com alteração em 114 Ma (Rancan *et al.*, 2018). Nos baixos também ocorrem refletores sísmicos impedantes e pouco contínuos lateralmente, interpretados como intrusões, em associação com condutos hidrotermais sin-sedimentares, possivelmente colonizados por bactérias metanotróficas que teriam precipitado pequenas edificações carbonáticas em um sistema análogo ao que ocorre na região do Anti-Atlas do Marrocos. Nessa localidade são observados bioconstruções monticulares de lama (*mud mounds*), formadas em uma elevação criada por atividade vulcânica e hidrotermal contemporânea à sedimentação (cf. Belka,1998).

A segunda suíte, de idade que vai do Santoniano ao Campaniano, é caracterizada por rochas hipoabissais alcalinas, que são diabásios, gabros e basaltos alcalinos, além de lamprófiros. Em fotomicrografias são rochas

compostas por plagioclásio, Ti-augita, kaersutita, biotita e olivina com texturas fanerítica, ofítica, porfirítica (com feldspatos e feldspatóides na matriz) e coronítica (*i.e.*, anfibólio em borda de piroxênio) (Figura 1.5.1). Esta suíte ocorre encaixada nas proximidades do topo da Formação Barra Velha (K46-48), além de também acontecer intrudida na Formação Itapema. As idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ destas ígneas alcalinas variam de 83,3 ± 0,7 Ma a 72,4 ± 4,9 Ma, com indícios de alteração no Eoceno (49,9 ± 0,4 Ma – Rancan *et al.*, 2018). No poço W741, foram amostradas as relações de contato entre as alcalinas e os calcários encaixantes. A análise preliminar ilustra que o contato é marcado pela ocorrência de sílica microcristalina e partículas isotrópicas, por vezes caracterizadas como pirobetume. A suíte alcalina ocorre em complexos de intrusões que alimentaram soleiras com espessura, formas e tamanhos variáreis, que por vezes nutriram pequenos vulcões sin-sedimentares neocretáceos.

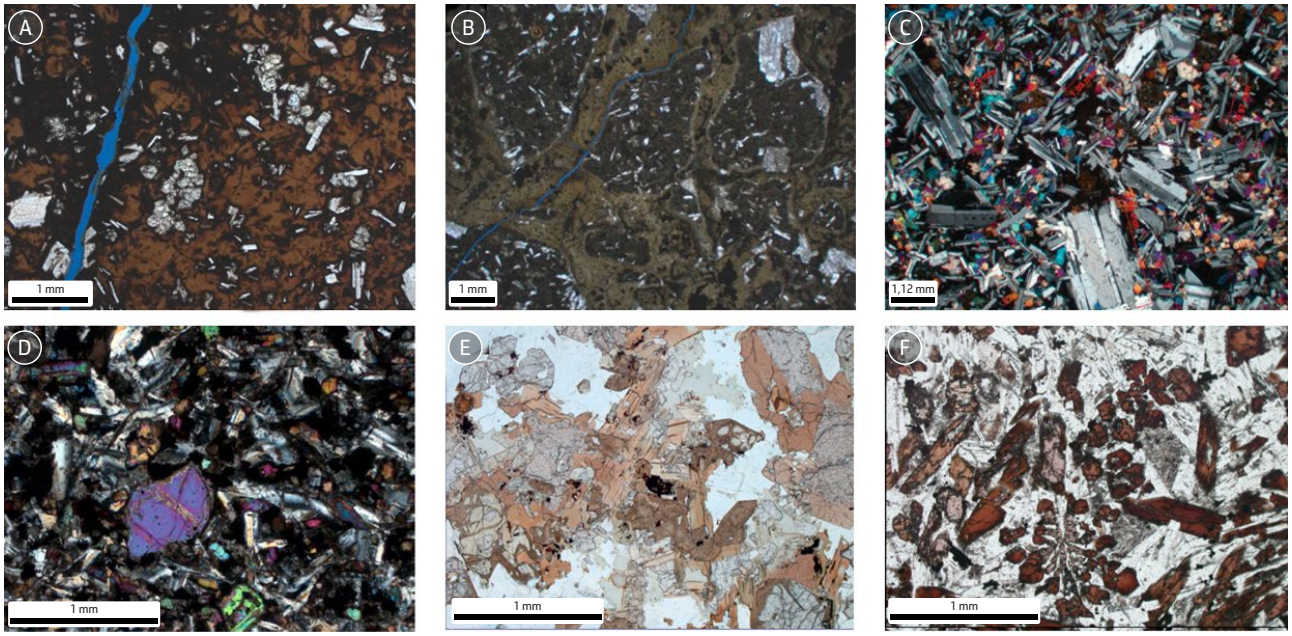


Figura 1.5.1: Fotomicrografias dos principais tipos de rochas ígneas identificadas no Campo de Mero - Luz polarizada, nicóis cruzados (LPX) ou paralela (LPP). A) Fenocristais de augita e plagioclásio em meio a matriz devitrificada de basalto toleítico com textura porfirítica (LPP); B) Litoclastos de basaltos em meio a matriz cimentada de hialoclastito redepositados (LPX); C) Fenocristais de plagioclásio em meio a matriz fanerítica fina de augita e plagioclásio em diabásio toleítico (LPX); D) Fenocristais de olivina em meio a massa fina de plagioclásio e Ti-Augita em diabásio alcalino (LPX); E) Borda de anfibólio (amarelo) e biotita (verde) envolvendo cristais de Ti-augita (verde), em textura coronítica em diabásio alcalino (LPP) ; F) Intercrescimento de plagioclásio e Ti-Augita e vidro em camptonito (LPP).

1.6. SISTEMA PETROLÍFERO

Durante a implantação dos estágios iniciais do sistema de riftes que culminaram com a ruptura do supercontinente Gondwana, a intensa subsidência mecânica relacionada a essa fase formou depocentros em lagos conectados ou isolados por altos estruturais. Durante os andares Buracica e Jiquiá, ocorreu a deposição de folhelhos ricos em matéria orgânica nesse ambiente lacustre profundo (>200m – *sensu* Rohais *et al.*, 2016; Wright e Tosca, 2016), com valores médios de carbono orgânico total (COT) entre 3 e 4% e com picos de até 15% nas porções menos carbonáticas e mais enriquecidas

em matéria orgânica. Esses, com a evolução térmica da bacia, geraram expressivos volumes de hidrocarbonetos.

A feição estrutural atual da área do bloco exploratório de Libra compreende altos focalizadores, cercados por bacias e mini-bacias que constituem cozinhas de geração de hidrocarbonetos. Análises geoquímicas de óleos recuperados corroboram a geração a partir de folhelhos e margas ricas em matéria orgânica pertencentes à fase rifte (Formação Itapema e, subordinadamente, Formação Piçarras). A matéria orgânica é do Tipo I, de origem lacustre.

Este bloco está situado sobre o prolongamento nordeste do Alto Externo de Santos, constituindo uma feição estrutural mapeável desde o nível do embasamento até a base do sal. Assim é, portanto, um importante alto focalizador para a migração de hidrocarbonetos a partir de depocentros da fase rifte adjacentes. Para o preenchimento dos reservatórios dos andares Alagoas e Jiquiá, interpreta-se que a migração de hidrocarbonetos deva ter ocorrido tanto pelas falhas que bordejam o alto focalizador quanto por camadas com boas características permo-porosas em contato direto com as rochas geradoras dos andares Jiquiá e Buracica.

As rochas-reservatório das formações Itapema e Barra Velha na área do bloco exploratório de Libra são semelhantes às perfuradas na seção do Pré-sal na Bacia de Santos. As diversas fácies, associadas aos sistemas deposicionais identificados, podem exercer controles importantes quanto à presença ou não de reservatórios, assim como afetar o potencial para as modificações devido aos processos diagenéticos (Figura 1.6.1).

Os reservatórios da Formação Itapema são constituídos por *rudstones* e *grainstones* bioclásticos (coquinas), embora possam ocorrer outros constituintes, como intraclastos, pelóides e oncóides, entre outros.

O modelo deposicional conceitual idealizado para a Formação Itapema é representado por depósitos lacustres costeiros bioclásticos e seus equivalentes distais lamosos (Figura 1.6.2). Neste modelo, ondas e correntes retrabalham as conchas e seus fragmentos em um lago com altíssima produtividade de bivalves, rico em ostracodes e, secundariamente, gastrópodes. As barras e bancos bioclásticos são formadas por correntes litorâneas nas margens desses lagos, amplificadas durante a passagem de tempestades que possibilitam a formação de cordões litorâneos e leques de lavagem (*washover fans*). Esses depósitos de cordões e leques, embora de difícil reconhecimento em amostras laterais e testemunhos, são possíveis de serem individualizados em dados sísmicos e, portanto, são conceitualmente viáveis e sua ocorrência esperada. Ainda de acordo com esta interpretação, os eventos de tempestades induziriam correntes de refluxo (*backflow currents*) que poderiam depositar *rudstones* e *grainstones* bioclásticos também nas porções mais distais do lago, na forma de tempestitos (cf. Thompson *et al.*, 2015; Mizuno *et al.*, 2018). Outros processos esperados são fluxos de massa, que poderiam ser originados a partir da movimentação de falhas de borda, induzindo a

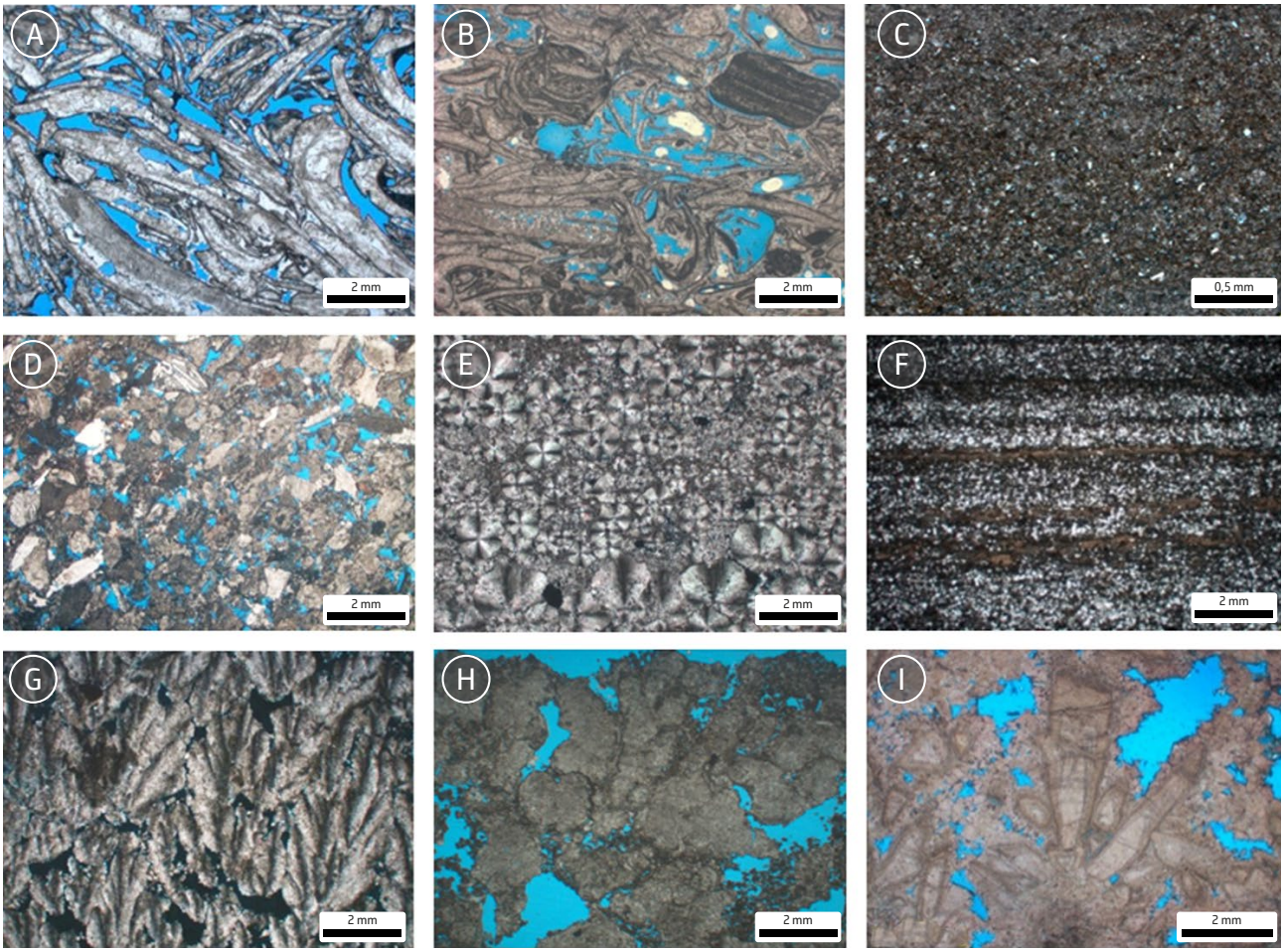


Figura 1.6.1: Fotomicrografias das principais fácies observadas no Campo de Mero - Luz polarizada, nicóis cruzados (LPX) OU paralela (LPP). A) *Rudstone* a bivalves (LPP); B) *Rudstone* a bivalve, intraclástico (LPP); C) Siltito(LPX); D) *Grainstone* intraclástico (LPP); E) Esferulito (LPX); F) Laminito (LPX); G) Estromatolito arbustiforme (LPX); H) Estromatolito arborescente(LPP); I) Travertino (LPP).

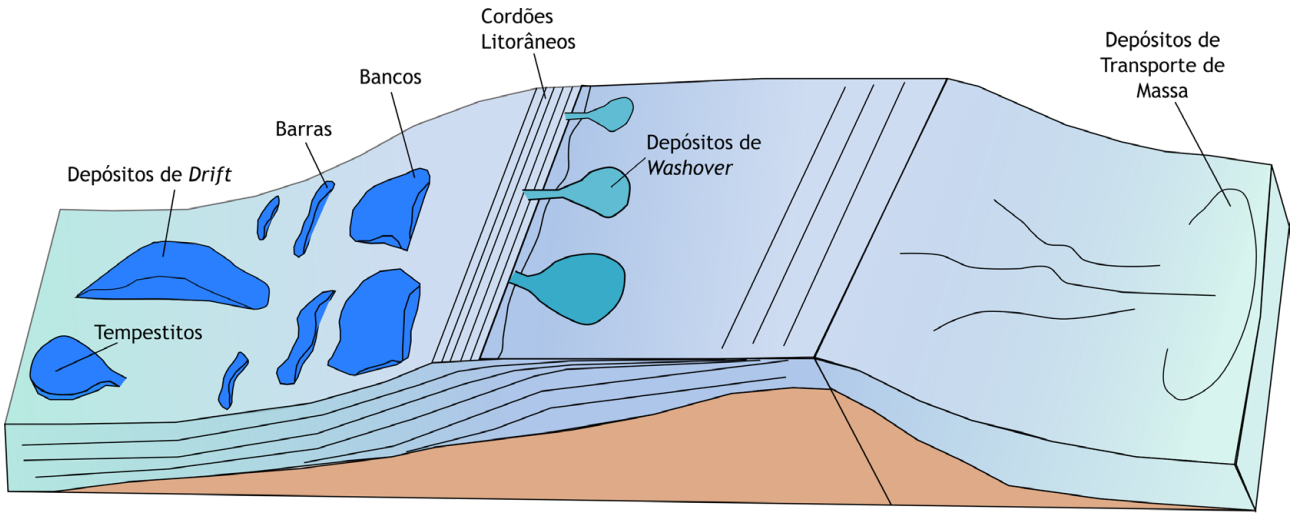


Figura 1.6.2: Modelo deposicional da Formação Itapema.

formação de episódios de deslizamentos e escorregamentos (*slides* e *slumps*).

Estudos recentes de depósitos marinhos (*e.g.*, Ilhas Maldivas e Mar Adriático) e de sistemas lacustres, como no Great Lakes da América do Norte (ex. lagos Michigan, Huron, Eire e Superior), destacam a presença de clinoformas e a importância dos padrões de circulação hidrodinâmica. Dessa maneira, demonstram que a forte atuação das correntes marinhas e lacustres são responsáveis pelo desenvolvimento de depósitos progradacionais formados a partir de correntes de deriva (*drift deposits – sensu* Lündmann *et al.*, 2018). Estes possuem geometrias análogas às observadas nas coquinas da Formação Itapema, na área do Campo de Mero (Eberli *et al.*, 2019; Barnett *et al.*, 2021; Minzoni *et al.*, 2020; Oliveira *et al.*, 2021).

Os principais reservatórios identificados na Formação Itapema apresentam excelentes características permoporosas em suas fácies deposicionais iniciais. Estas rochas foram submetidas a inúmeros eventos diagenéticos, interpretados como tendo ocorrido logo nas fases iniciais de soterramento (eodiagênese) e cujas alterações promoveram heterogeneidades significativas, como as que são observadas nos reservatórios atualmente. Alguns dos processos podem ter se estendido por mais tempo na história diagenética destas rochas, atingindo estágios de soterramento mais avançados (mesodiagênese). Esse é o caso da compactação mecânica e química, assim como também o da precipitação de cimento de calcita em mosaico, da cimentação por dolomita e dos cimentos de quartzo em mosaico (Figura 1.6.3).

Os reservatórios da Formação Barra Velha são compostos por rochas depositadas *in situ* e retrabalhadas. Além disso, estão de acordo com o arcabouço geral descrito na sessão sobre estratigrafia. No primeiro caso, ocorrem como estromatólitos arbustiformes e arborescentes, esferulititos e laminitos, enquanto no segundo caso, são comuns *grainstones* e *rudstones* compostos por fragmentos de estromatólitos, intraclastos, pelóides, e outros constituintes.

O modelo deposicional conceitual e esquemático para o Andar Alagoas aqui descrito se baseia em modelos prévios de Tonieto *et al.* (2010), Viana *et al.* (2012) e Souza *et al.* (2015). Trata-se de uma tentativa de compreender e prever a distribuição de fácies em diferentes posições fisiográficas e lâminas d´água, partindo da premissa que o contexto deposicional é a porção rasa de um lago (embora clinoformas em áreas pontuais indiquem condições mais profundas). Podem ocorrer feições de exposição esporádicas em qualquer posição das porções mais rasas destes lagos (Figura 1.6.4).

Nas porções emersas, acima do nível de base do lago e associados às falhas, ocorrem depósitos de travertinos, que incluem uma grande gama de fácies, geralmente

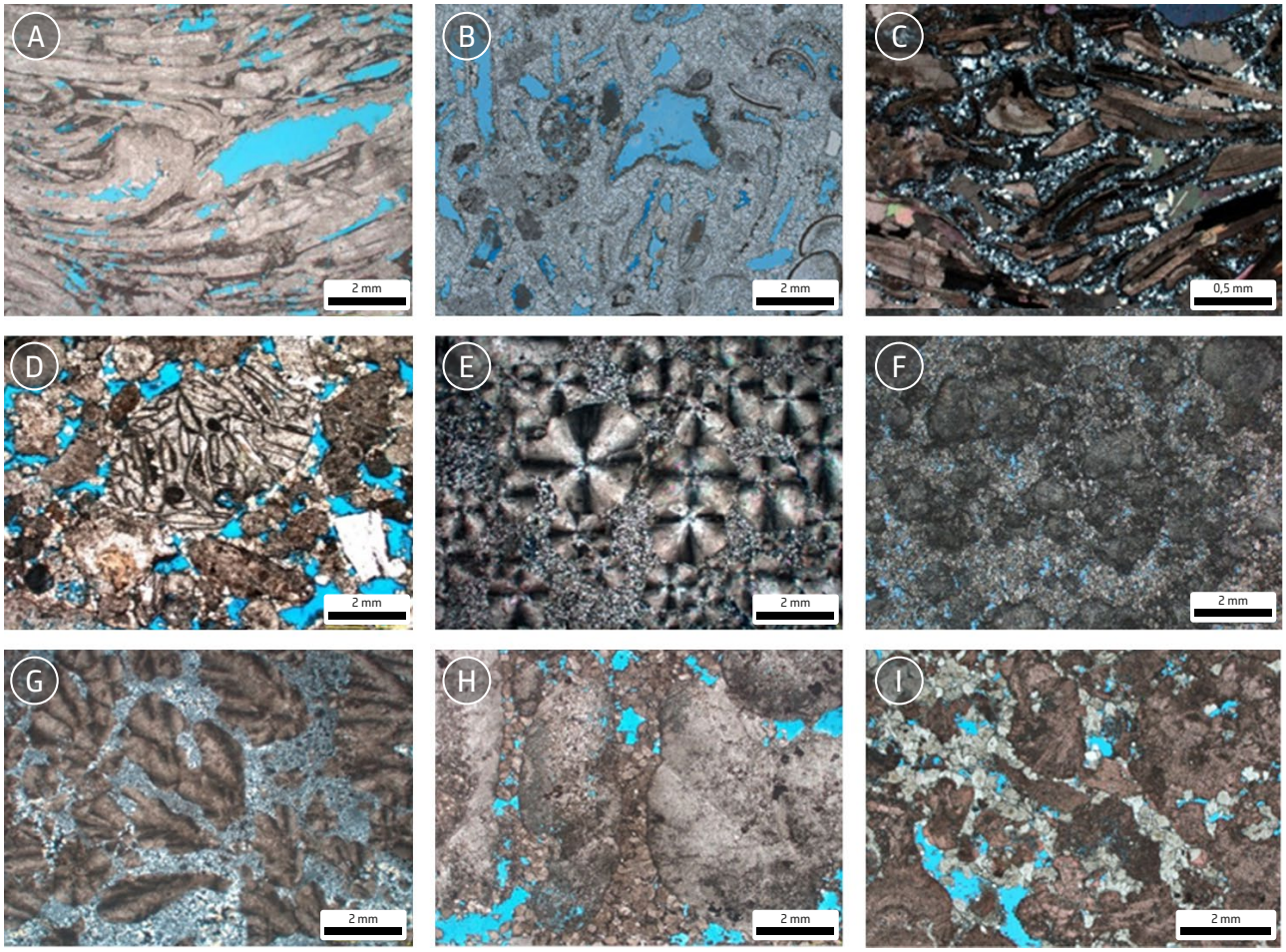


Figura 1.6.3: Detalhe dos principais aspectos diagenéticos observados nos reservatórios do Campo de Mero - Luz polarizada, nicóis cruzados (LPX) ou paralela (LPP). A) Compactação mecânica e química reduzindo a porosidade intergranular (LPP); B) Intensa cimentação por calcita e dissolução com alargamento de poros intergranulares e criação de poros móldicos (LPP); C) Obliteração da porosidade por cimentação de quartzo microcristalino e mosaico (LPX); D) Cimentação parcial por dolomita em poros alargados por dissolução (LPP); E) Cimentação por dolomita (LPX); F) Porosidade intercristalina em esferulitos com cimentação por dolomita (LPP); G) Cimentação por quartzo microcristalino (LPX); H) Cimentação por dolomita romboédrica interpartícula (LPP); I) Cimentação por dolomita obliterando parcialmente a porosidade intergranular (LPP).

micritizadas, com porosidade fenestral, pedogênese intensa, marcas de raízes e macrófitas. Podem ocorrer estromatólitos arborescentes e arbustiformes (*shrubs*) associados às piscinas (*ponds*) e às cascatas, que são características deste tipo de depósito. Entretanto, travertinos possuem baixo potencial de preservação, pelo fato de estarem acima do nível de base e sujeitos a erosão, com taxas de erosão na ordem de 20m/ma (*e.g.*, Drysdale e Gillieson, 1997). Por outro lado, a taxa de sedimentação da Formação Barra Velha gira em torno de 54m/ma (Pietzsch *et al.*, 2018), o que, de certa forma, explica a preservação de tais depósitos ao longo do tempo geológico.

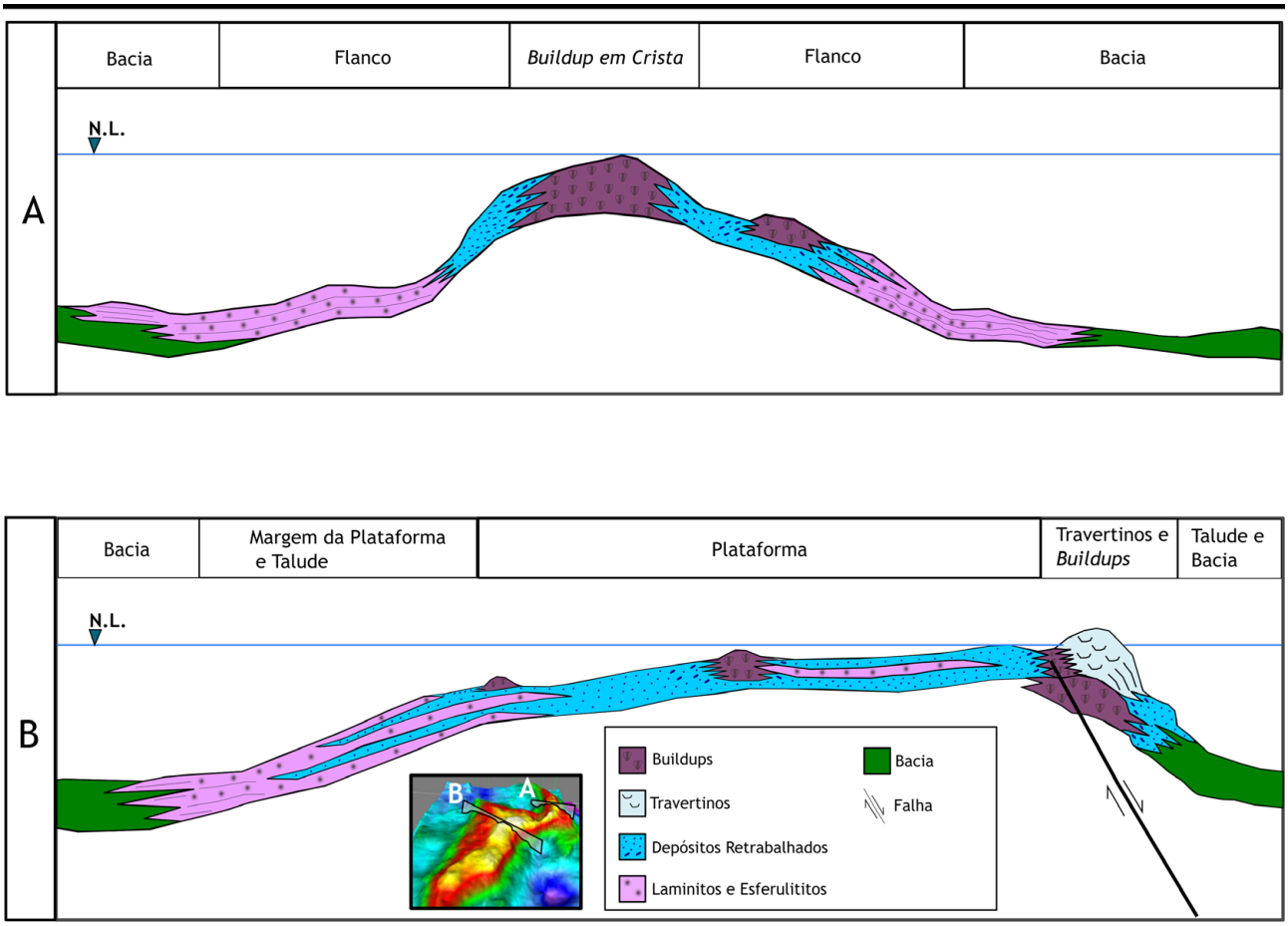


Figura 1.6.4: Seções esquemáticas ilustrando o modelo deposicional da Formação Barra Velha.

Nas porções mais rasas destes lagos, abaixo e sob o controle do nível de base, predominam fácies de baixa energia, como laminitos e esferulititos, caso se encontrem em áreas protegidas, como por exemplo embaiamentos. Entretanto, em áreas sob a influência de ação de ondas e correntes, predominam as fácies de alta energia, tais como *grainstones*, *rudstones* e estromatólitos.

As fácies estromatólito arborescente e arbustiforme são entendidas como químicas (Terra *et al.*, 2010; Gomes *et al.*, 2020), porém influenciadas e/ou induzidas biologicamente. Ocorrem predominantemente (e não exclusivamente) associadas a falhas, geralmente com geometria de *mound*, evidenciando um relevo positivo na plataforma. Estas fácies se intercalam, verticalmente e horizontalmente, com fácies de *grainstones* e *rudstones* com fragmentos dos estromatólitos retrabalhados por ação de ondas, correntes ou processos gravitacionais. À medida que a lâmina d'água aumenta, há um incremento na proporção das fácies esferulitito, laminito e *mudstone*. Além disso, em direção à bacia, aumentam as proporções de fácies *mudstone* e folhelhos.

A Formação Barra Velha destaca-se pela presença de reservatórios com ótima qualidade

permoporosa em feições positivas, interpretadas como *mounds* carbonáticos, observados no intervalo da Sequência K46-48 nos altos setentrional e meridional do Campo de Mero. As características do reservatório nessas áreas refletem a combinação de fácies *in situ* compostas por estromatólitos, com boa porosidade primária, e de fácies retrabalhadas compostas por *grainstones*, com os processos de dissolução e silicificação, que foram importantes na preservação e no aumento da porosidade inicial (Figura 1.6.3). Ao contrário destas duas áreas, as rochas de idade Alagoas no platô mediano do campo exibem fácies *in situ* com predomínio de laminitos e esferulititos, que se intercalam a estromatolitos, e, consequentemente, formam reservatórios de qualidade inferior. No entanto, ao longo deste platô, fácies transportadas são dominantes nas sequências K44 e K46-48 e exibem *rudstones* e *grainstones* com porosidade intergranular preservada e alargada, formando reservatórios de excelente qualidade.

A trapa possui um fechamento em torno de 200 km^2 em todas as direções e é compartimentada, no alto setentrional, por falha normal e, lateralmente, também por rochas com fácies de baixa energia (*i.e.*, *mudstones* e *packstones*) a leste. Constituindo-se, assim, em uma trapa mista nesta direção. Essa complexa configuração acarretou o isolamento hidráulico do Campo de Mero do restante das estruturas central e sudeste de Libra.

Os depósitos salíferos da Formação Ariri constituem o selo da acumulação na área de Libra, a exemplo da maioria dos campos do Pré-sal. Anidrita e halita são rochas classificadas como selos excelentes no que diz respeito à qualidade de retenção. Na porção norte do Campo de Mero, as isópacas de sal podem atingir valores menores que 100 m, sem comprometimento da capacidade selante da seção salífera.

2. INTERPRETAÇÃO SÍSMICA PARA A CARACTERIZAÇÃO DE RESERVATÓRIOS

A caracterização sísmica de reservatórios é uma das principais atividades para a construção do modelo geológico de uma determinada área. Trata-se de um conjunto de técnicas geofísicas, baseadas em métodos sísmicos de reflexão, cujo objetivo é a distinção das particularidades geológicas de uma estrutura portadora de hidrocarbonetos. Difere da geofísica de exploração no grau de detalhamento que é aplicado na interpretação sismo-estratigráfica e estrutural de um campo. Na caracterização sísmica de reservatórios, são interpretados não apenas os horizontes do arcabouço estratigráfico, mas também outras anomalias relevantes para individualização das unidades de fluxo, tais como: feições de carstificação, soleiras, diques, níveis argilosos ou qualquer outro sinal sísmico relevante que possa auxiliar na melhor representação do sistema geológico em questão. Quanto mais detalhada estiverem as observações feitas pelo intérprete, mais coerente será o modelo final gerado.

Em termos gerais, a interpretação convencional pode ser feita utilizando volumes de amplitudes, em conjunto com outros dados gerados da própria sísmica, como: atributos sísmicos diversos, volumes de impedância e probabilísticos de fácies sísmicas. É importante ressaltar que estes dados devem estar devidamente calibrados aos poços que porventura já existam. Esta etapa é crucial, pois, a partir das informações coletadas nos poços, será possível determinar topo e base das principais zonas estratigráficas do reservatório e, portanto, o arcabouço que pode ser representado com base na sísmica.

De modo geral, quanto maior é o conteúdo de frequências de um determinado dado sísmico, maior é a resolução, ou seja, maior a capacidade de se reconhecer os eventos geológicos (Figura 2.1). O limite de resolução vertical pode ser entendido como a separação "pico a vale" (*peak to trough*) de Rayleigh, que corresponde a 1/4 do comprimento de onda da frequência dominante (Kallweit and Wood, 1982). Na área do Campo de Mero, um dos volumes sísmicos interpretados é um dado migrado em profundidade pelo método *Reverse Time Migration* (RTM), o qual exibe frequência dominante de 25 Hz no Pré-sal. Dessa forma, a resolução sísmica para se reconhecer topo e base de uma ígnea intrusiva que possua cerca de 6000 m/s, por exemplo, gira em torno de 60 m. Por outro lado, de acordo com Planke *et al.* (2015), essas rochas podem ser detectáveis até 1/30 do comprimento de onda da frequência dominante, que, nos dados aqui tratados, representam corpos ígneos mais espessos que 8 m (Figura 2.2).

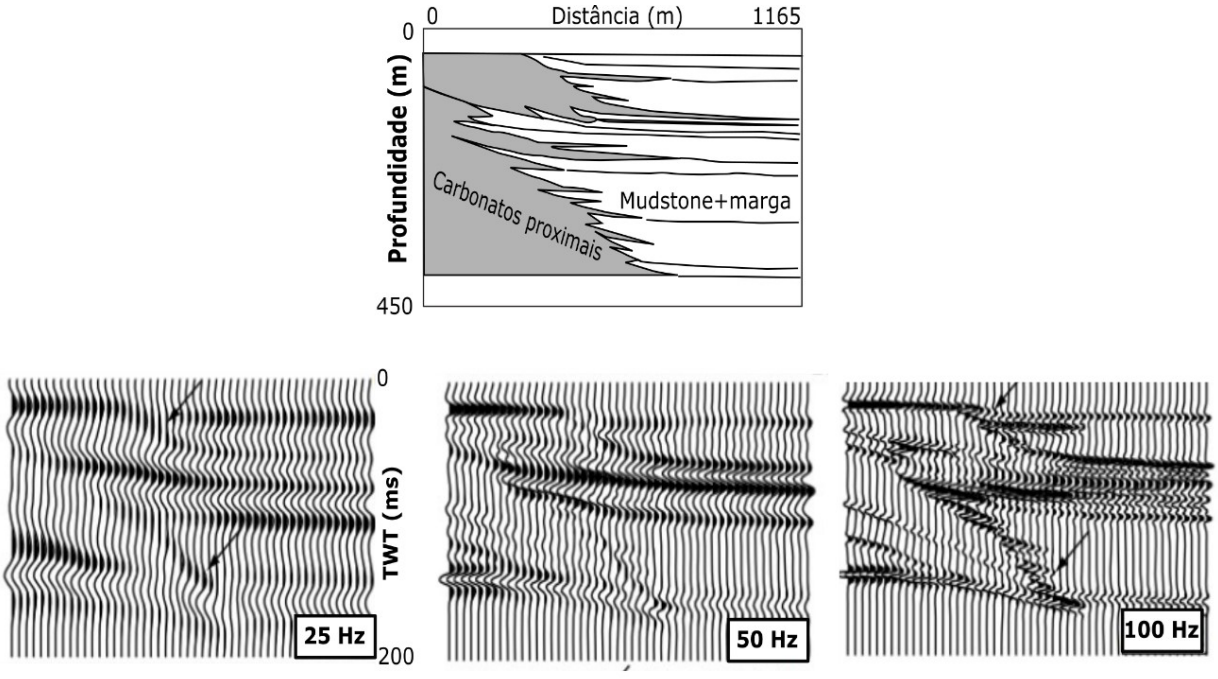


Figura 2.1: No quadro superior é mostrado um modelo onde a sucessão sedimentar é marcada pela interdigitação entre carbonatos proximais com sedimentos argilosos de fundo bacinal. Nos três quadros inferiores, é possível observar que, com o aumento da frequência, aumenta também o detalhamento sísmico, i.e., a resolução do dado. No modelo sísmico com frequência dominante em 25 Hz, os pseudo-*onlaps* do modelo (no quadro superior) não são bem representados (setas). À medida que a frequência aumenta de 25 para 100 Hz, os pseudo-*onlaps* são melhores imageados e o padrão de interdigitação torna-se mais fácil de se interpretar (setas no painel de 100 Hz). Modificado de Stafleu (1994) e Schlager (2005). TWT: *Two-Way Traveltime* (tempo de trânsito duplo).

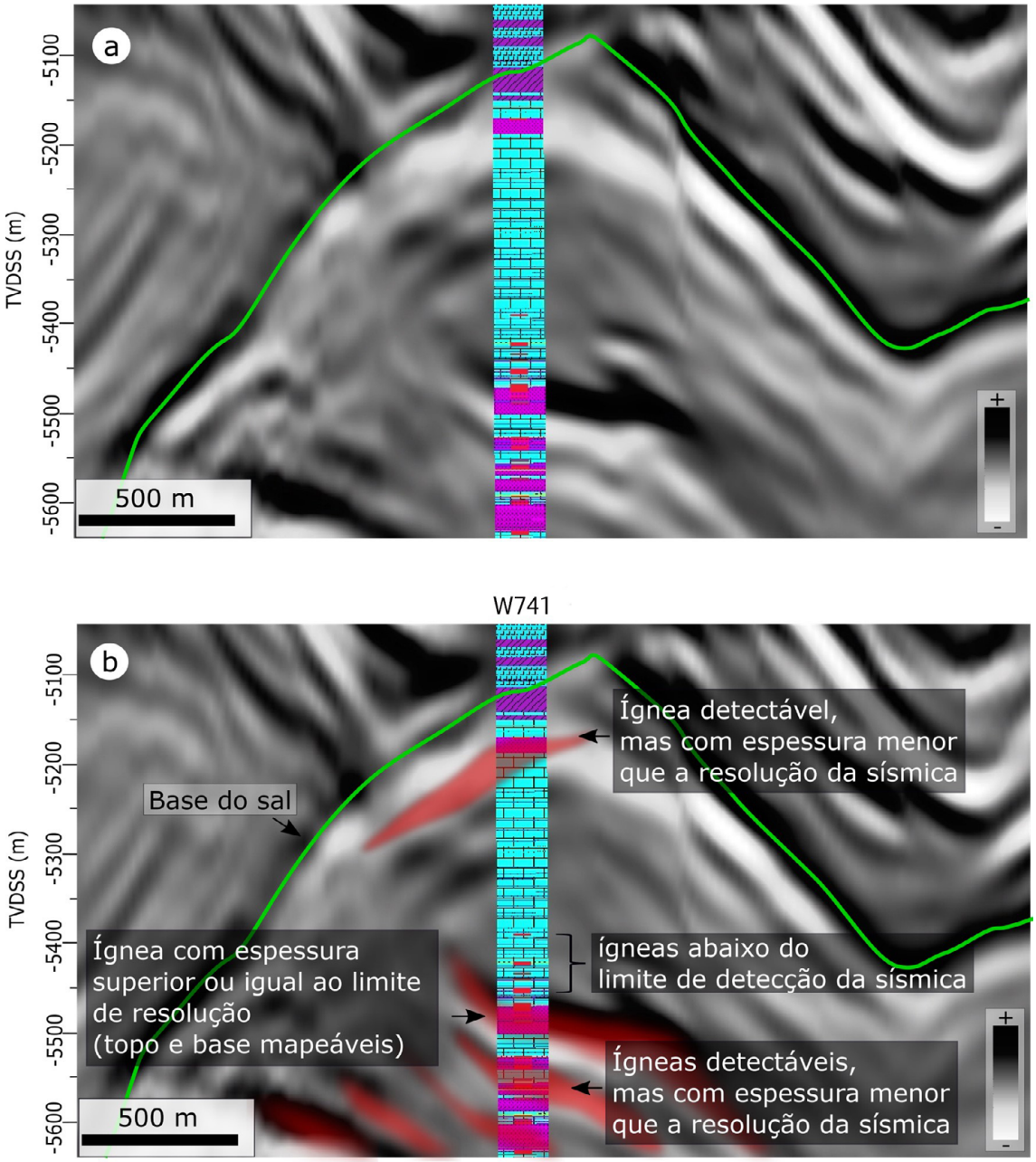


Figura 2.2: O quanto a sísmica "enxerga"? a) Seção sísmica não interpretada; b) seção sísmica interpretada. Observar que muitos eventos ígneos amostrados por poço tipo estão abaixo do limite de detectabilidade da sísmica (nesse caso, menor que 5 metros), outros são apenas detectáveis e alguns puderam ter topo e base mapeados. Em vermelho estão as ígneas mapeadas.

As incertezas permeiam todo processo da caracterização sísmica de reservatórios. Isso ocorre desde a aquisição dos dados, passando pelo seu processamento, até a ponta do processo, ou seja, na interpretação do dado, gerando insumos para as demais atividades, como a modelagem geológica 3D de reservatórios. O acúmulo de incertezas poderia ser exemplificado da seguinte forma: tomando-se como estudo de caso o Campo de Mero, em uma estrutura individualizada por domínio de estruturas originadas durante a fase rifte e predominância de direções NS (Carlotto *et al.*, 2017), uma aquisição

cuja direção de levantamento sísmico tenha sido realizada na mesma direção dessas estruturas aumentaria a incerteza geológica estrutural. Em seguida, um processamento sísmico que desconsidere a alta anisotropia da seção evaporítica (*i.e.*, com bruscas variações verticais e horizontais de velocidade) resultaria em um imageamento de baixa qualidade da seção Pré-sal. Essa é uma importante incerteza geológica com origem no processamento. Finalmente, na fase de interpretação, este sinal sísmico é assinalado e interpretado à luz do viés interpretativo de um ser humano (Figura 2.3).

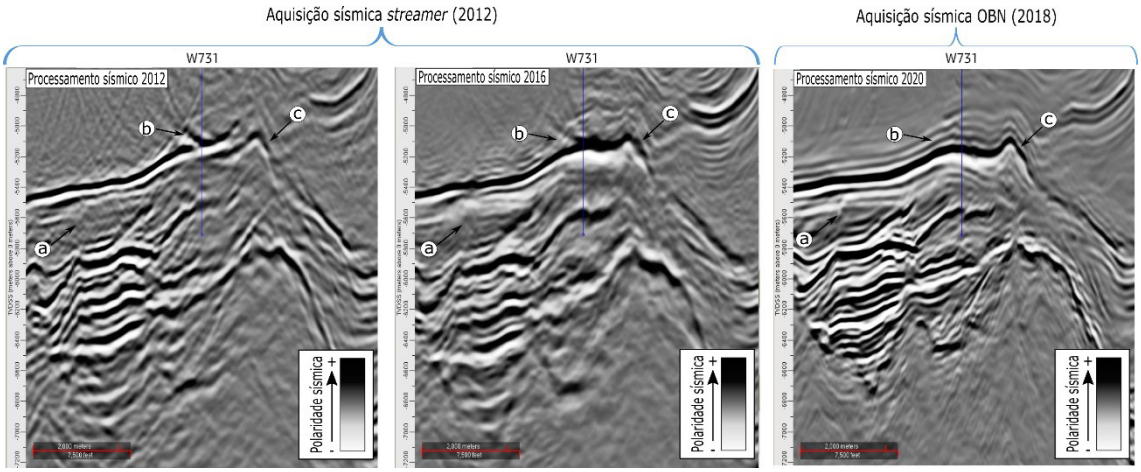


Figura 2.3: Seções sísmicas pelo poço W731 em três diferentes dados sísmicos, com diferentes aquisições e processamentos. As duas primeiras seções são referentes a uma mesma aquisição sísmica *Streamer* realizada em 2012, com uma única direção de levantamento N-S (*Narrow Azimuth*). A segunda imagem se refere a um reprocessamento da mesma aquisição. A terceira seção é de uma aquisição OBN (*Ocean Botton Nodes*) realizada com grande riqueza azimutal (*Full Azimuth*). É possível observar que diferentes elementos geológicos ficaram progressivamente melhores imageados com a evolução do conhecimento da área ao longo do tempo. a) descontinuidade sísmica vertical (falha/fratura) invisível no processamento de 2012/2012, levemente visível no processamento de 2012/2016 e finalmente visível no dado de 2018/2020. b) Refletor pouco contínuo no dado de 2012/2012, o qual foi corrigido nos dados subsequentes. c) Geometrias externas e internas do *mound* na borda da plataforma melhorados nos dados de 2012/2016 e 2018/2020.

No Campo de Mero, há algumas situações que representam incertezas interpretativas, seja entender o controle deposicional das coquinas da Formação Itapema, a natureza e distribuição do carste, a origem dos diferentes contatos óleo-água, da silicificação, ou dos eventos magmáticos de diferentes idades, características físico-químicas e geometrias sísmicas. Todas essas características podem causar riscos operacionais, ou mesmo exploratórios da área. A correta caracterização da distribuição da carstificação, por exemplo, auxilia na avaliação do risco de perdas severas de circulação durante a perfuração de poços. Por outro lado, a adequada dimensão e a caracterização do sistema diques-soleiras no reservatório (em especial os de idade Santoniano/Campaniano) são fundamentais para delimitação de possíveis aquíferos compartimentados e, portanto, auxiliam na modelagem de fluxo de fluidos da jazida.

O reservatório do Campo de Mero exibe diferentes geometrias internas e externas ao longo de sua estrutura, as quais foram divididas em três setores: Sul, Central e Norte (Figura 2.4), descritos abaixo. Esses setores têm correlação direta com as três feições do arcabouço estrutural que foram descritas anteriormente (Alto Meridional, Platô mediano e Alto Setentrional).

No setor Sul (Figura 2.4 A), são observadas expressivas edificações carbonáticas caracterizadas por bordas com elevado ângulo de mergulho, grande extensão lateral e, com frequência, sobre altos estruturais. Ocorrem, em grande parte, com geometria externa estreita, alongada e topo arredondado a pontiagudo (principalmente na Sequência K46-K48). Internamente a estes *mounds*, são distinguidas sismofácies caóticas e refletores "quebrados", que, nos dados de inversão sísmica, revelam baixos valores de impedância e boa continuidade lateral.

A porção Central do campo é caracterizada externamente pela transição de uma longa rampa carbonática de direção ENE, com caimento para WNW, para uma plataforma com flanco íngreme similar à configuração da porção mais a sul. Internamente à rampa, destacam-se amplos sigmóides progradacionais condicionados pela evolução do rifte e pelos altos do embasamento, os quais chegam a alcançar alturas da ordem de 500m. Tais progradações são referentes aos depósitos de coquinas da Formação Itapema. As coquinas têm menores espessuras nos altos estruturais e progradam preferencialmente para WNW, aparentemente preenchendo os maiores espaços disponíveis na época de deposição. A plataforma acima é formada pelos carbonatos organo-químicos da Formação Barra Velha (idade Alagoas), na qual são observados, em sua extremidade oeste, *mounds* com flancos inclinados e em *backstepping* (Figura 2.4 B).

A área ao Norte possui o mais complexo contexto geológico do campo (Figura 2.4 C). Nesta porção ocorrem diversos corpos ígneos (soleiras e diques) de diferentes idades, o que aumenta o risco (*i.e.*, as incertezas) de compartimentalização do aquífero. Somado a isso, destaca-se que parte da área está silicificada. Tal configuração, de difícil caracterização sísmica, pode representar um papel importante no fluxo de fluidos do reservatório.

A seção sísmica regional da Figura 2.5 ilustra a expressão dos reservatórios ao longo dos setores Sul, Central e Norte do Campo de Mero. É possível perceber que a qualidade sísmica no setor Norte, no entorno da área do poço W741, com enfoque na seção Pré-sal, é fortemente afetada pela variação na espessura da sequência evaporítica (a qual pode chegar a valores inferiores a 200m – Figura 2.5). Conforme já mencionado, a partir de uma aquisição sísmica com uma única direção de levantamento, *i.e.*, *narrow azimuth* (cf. Le Diagon *et al.*, 2017), como é o caso do dado sísmico ilustrado na Figura 2.5, as espessas "muralhas" de sal presentes na região, ao lado de mini-bacias, dificultam uma boa iluminação da seção Pré-sal, em especial das estruturas com variações NS, NNE. Isso ocorre porque as velocidades sísmicas variam lateralmente e verticalmente em porções onde o sal está muito deformado, o que dificulta o correto imageamento das estruturas abaixo. Muitos

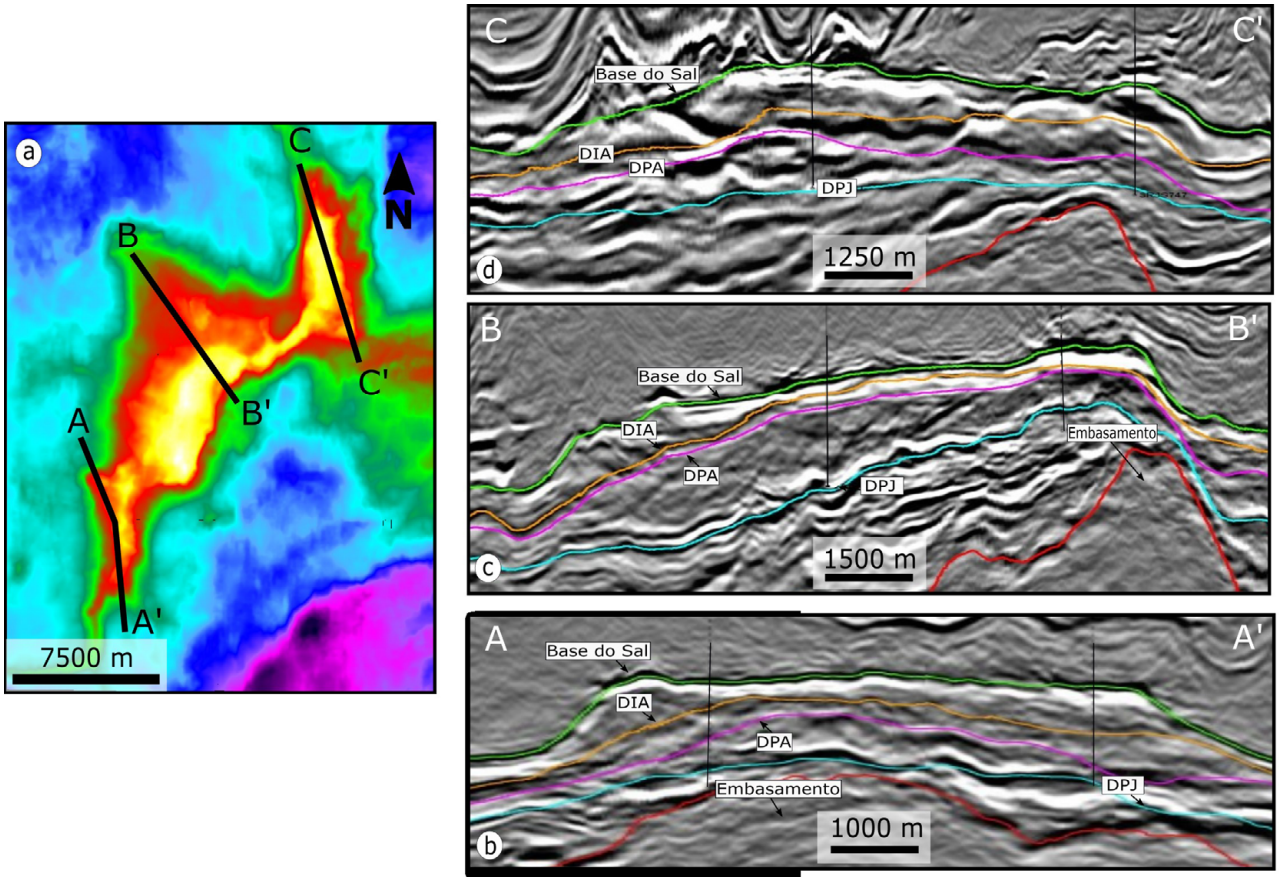


Figura 2.4: Principais geometrias encontradas no Campo de Mero. a) Mapa sísmico de contorno estrutural aa base do sal; b) Setor Sul; c) Setor Central; d) Setor Norte. DPJ: Discordância Pré Jiquiá; DIA: Discordância Intra-Alagoas; DPA: Discordância Pré-Alagoas.

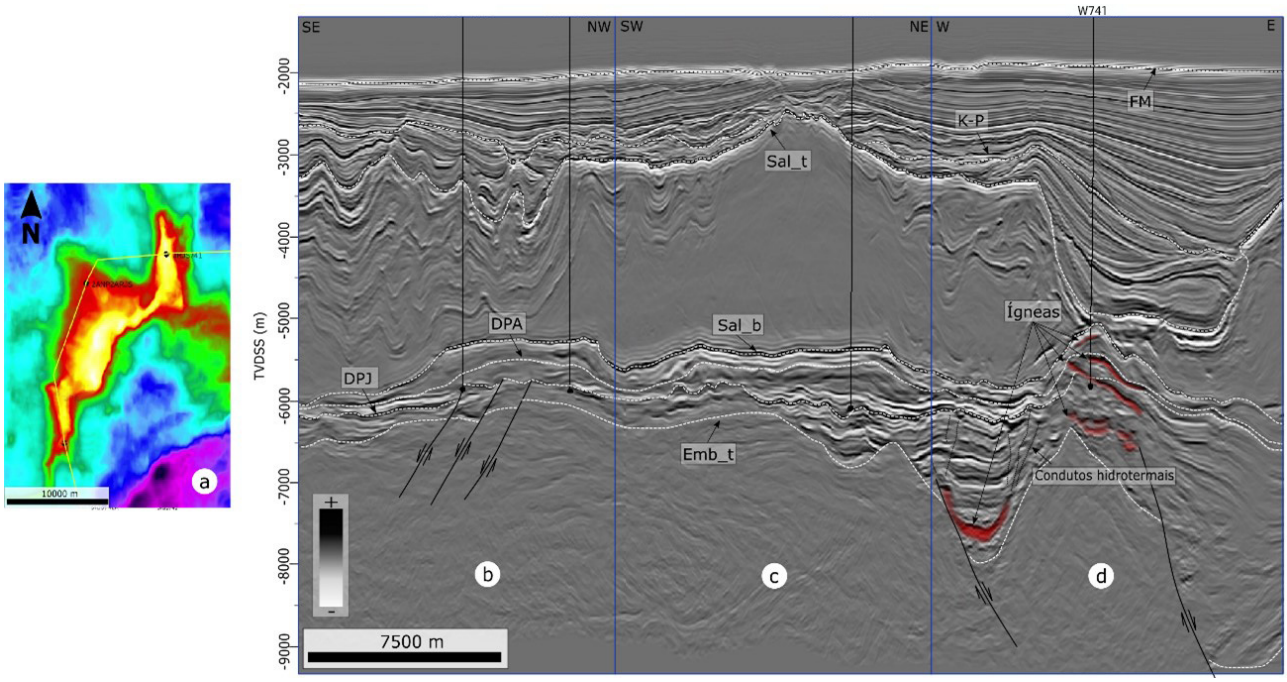


Figura 2.5: Seção regional ilustrando os diferentes setores do Campo de Mero. a) Mapa de topo estrutural sísmico da base do sal; b) Setor Sul; c) Setor Central; d) Setor Norte. DPJ: Discordância Pré Jiquiá; DPA: Discordância Pré-Alagoas; Sal_b: Base do Sal; Sal_t: Topo do sal; K-P: Limite Cretáceo-Paleoceno; FM: Fundo do Mar.

poços perfurados nessa região revelaram ainda um complexo sistema magmático. Esse fato destaca o grande desafio inerente às etapas de aquisição e processamento sísmicos na preservação das amplitudes relativas verdadeiras, que, consequentemente, possibilitem uma interpretação mais próxima da real natureza geológica do campo.

Em 2018 foi finalizada a aquisição *Nodes Full Azimuth* e o reprocessamento foi concluído em junho de 2020. Isto permitiu obter um dado de melhor qualidade e, assim, obter direção e intensidade de fraturamento através de uma inversão multiazimutal. Estas informações melhorarão a caracterização de possíveis áreas com maior dissolução/carste associadas a estes fraturamentos (Figura 2.5).

A Figura 3.1 ilustra o fluxo de trabalho utilizado na modelagem geológica 3D do Campo de Mero. Esse fluxo pode ser dividido em três etapas fundamentais:

1. etapa de análise dos dados disponíveis;
2. etapa de construção do arcabouço geológico do reservatório, com a modelagem estrutural (construção do *grid* geológico 3D) e de fácies deposicionais;
3. etapa de modelagem das propriedades petrofísicas do reservatório (objetivo principal da modelagem geológica), incluindo os modelos de distribuição de porosidade, permeabilidade e saturação de água irredutível. Essas propriedades são utilizadas para calcular o volume original *in place* (VOIP) do campo e embasarão a simulação de escoamento de fluidos no reservatório.

3. MODELAGEM GEOLÓGICA DE RESERVATÓRIOS

Modelos geológicos numéricos 3D de reservatórios têm como objetivo a representação tridimensional do meio permoporoso em subsuperfície, integrando, para tanto, todos os dados disponíveis (amostras de rocha, perfis elétricos, dados sísmicos) e o modelo geológico conceitual (Caers, 2005). A robustez desses modelos está relacionada à representação adequada das heterogeneidades presentes no meio permoporoso, entre as quais se incluem as variações faciológicas e diagenéticas. Essas, em conjunto, controlam a qualidade dos reservatórios de hidrocarbonetos.

3.1. Análise de dados

A etapa de análise de dados é uma das mais importantes de todo o fluxo de modelagem, pois influencia diretamente a qualidade final do modelo geológico. Nesta etapa, os dados disponíveis e as interpretações feitas por outras equipes (*e.g.* interpretação sísmica, descrição dos dados de rocha, interpretação de perfis petrofísicos e correlação rocha-perfil) são compilados para gerar o modelo conceitual de distribuição de fácies, associações de fácies e elementos arquiteturais do campo, além do zoneamento estratigráfico do reservatório (baseado no entendimento da evolução estratigráfica do depósito).

3.1.1. Modelo geológico conceitual

Os reservatórios carbonáticos do Campo de Mero englobam os depósitos das formações Barra Velha e Itapema. Tais depósitos representam contextos geológicos distintos, que resultaram em fácies deposicionais diferentes. Uma etapa essencial para o sucesso da modelagem geológica 3D é entender essas características e peculiaridades. Além disso, propor um modelo conceitual da distribuição areal, da geometria e do empilhamento das fácies deposicionais e associações de fácies que compõem o reservatório.

O contexto geral das principais fácies deposicionais e do entendimento estratigráfico das formações Itapema e Barra Velha já foi abordado no início deste capítulo. Agora, será discutido como foram aplicadas essas informações à luz da modelagem geológica 3D.

3.1.1.1. Formação Itapema

Como já discutido, a Formação Itapema é constituída pelas rochas carbonáticas bioclásticas compostas principalmente por bivalves, do Andar Jiquiá, informalmente denominada sequência das "coquinas".

A fácies sedimentar mais frequente é o *rudstone* bioclástico de bivalves com conchas desarticuladas, fragmentadas moderadamente a mal selecionadas. A estrutura mais comum é a maciça. Estratificação incipiente pode ocorrer localmente e, por vezes, é acompanhada de imbricamento das conchas. O grau de fragmentação e seleção dos bivalves varia, indicando diferentes condições de energia e história deposicional. Por isso, quanto maior é o grau de fragmentação, maior foi a energia do ambiente em que a concha se depositou e/ou maior foi o tempo de exposição do fragmento ao retrabalhamento pelas ondas (Figura 3.1.1.1.1).

As fácies deposicionais descritas nos testemunhos e as amostras laterais foram agrupadas em elementos arquiteturais cuja distribuição areal no Campo de Mero é ilustrada na Figura 3.1.1.1.2. Nas porções mais altas estruturalmente, ocorrem cordões de *rudstones* e *grainstones* com alto grau de fragmentação. Isso acontece porque essas regiões ficaram predominantemente acima do nível de base das ondas de tempo bom, resultando em forte e constante movimentação e abrasão de conchas. As conchas normalmente ocorrem alinhadas, com concavidade para cima (Figura 3.1.1.1.2 C). Nas porções intermediárias da plataforma,

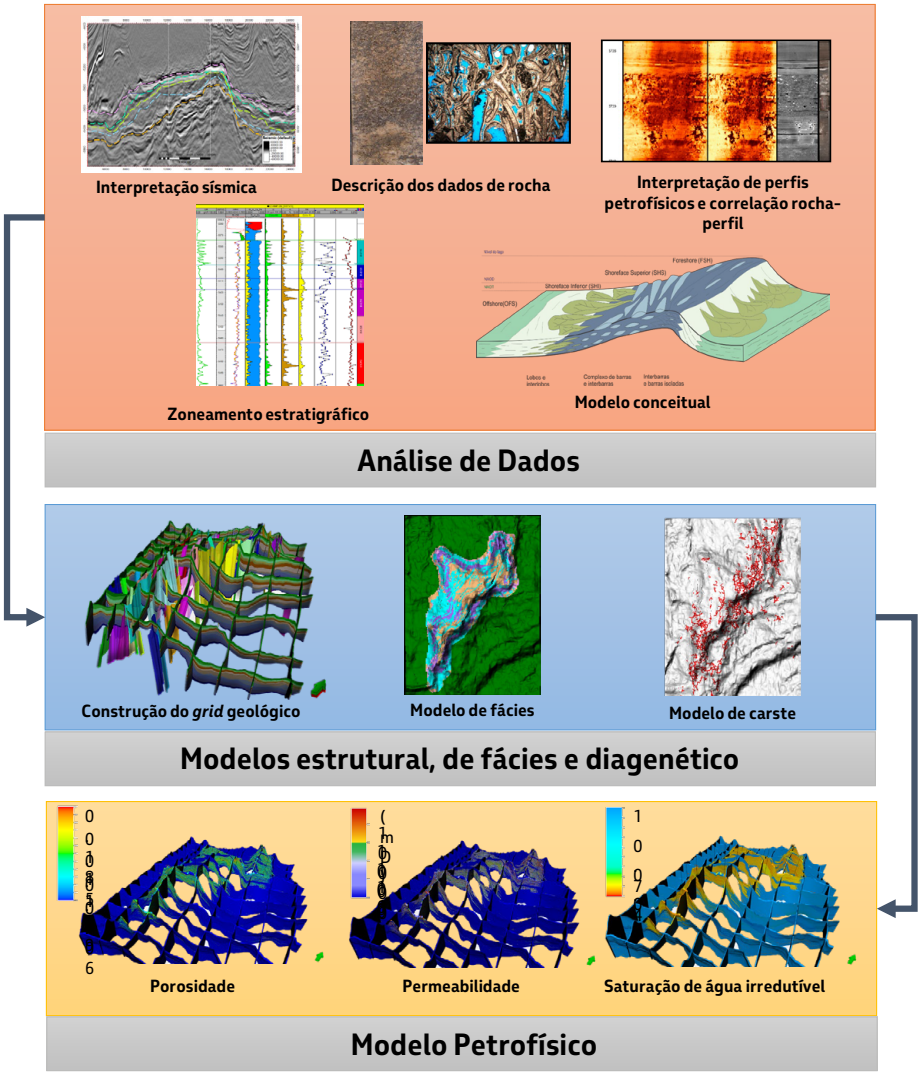


Figura 3.1: Fluxo de trabalho utilizado para a construção do modelo geológico 3D do Campo de Mero.

ocorrem os complexos de barras, formadas por *rudstones* de bivalves com grau de fragmentação de moderado a baixo, uma vez que se entende que foram depositados sob a ação de ondas de tempestade (Figura 3.1.1.1.2 A). Por fim, os baixos estruturais são dominados por fácies finas (*e.g. mudstones*, *wackestones* e margas), intercaladas a lobos de *rudstones* de bivalves com intraclastos e litoclastos de rochas vulcânicas, resultantes de fluxos gravitacionais provenientes das regiões mais altas (Figura 3.1.1.1.2 B).

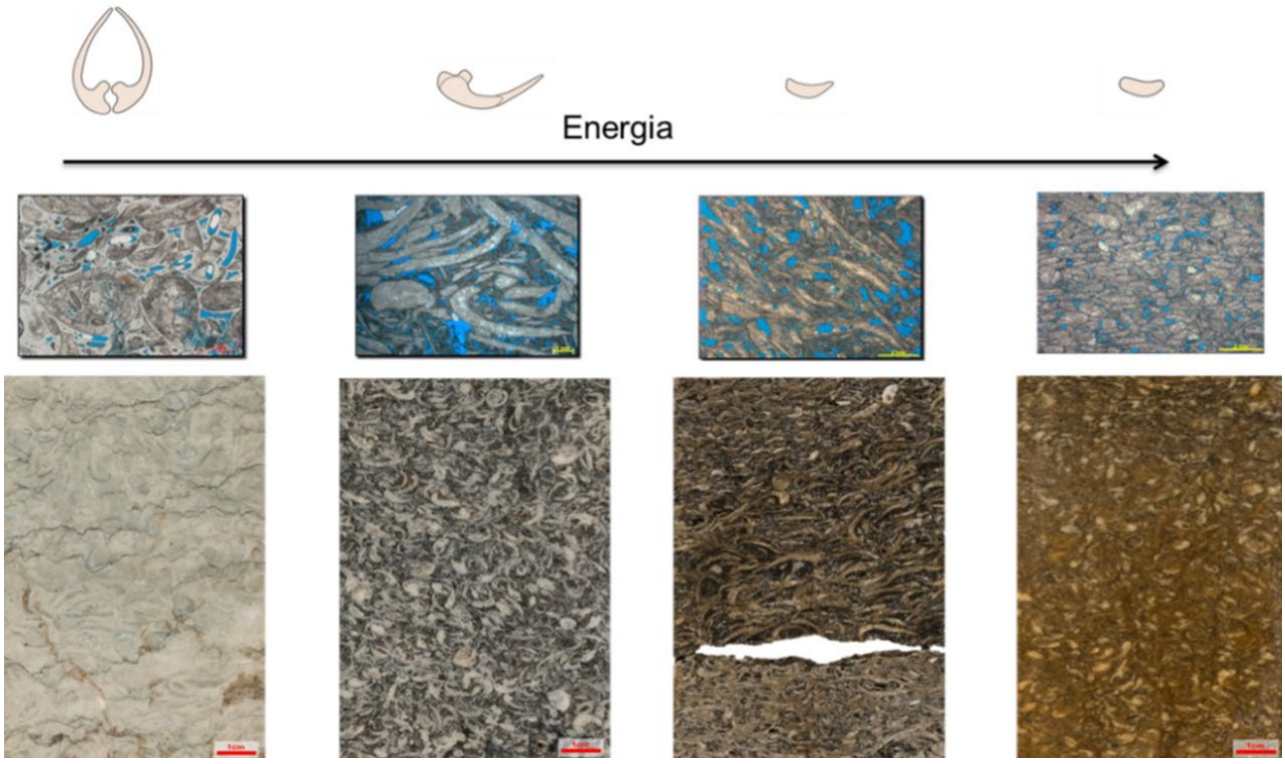


Figura 3.1.1.1.1: Fotos de testemunhos e lâminas petrográficas ilustrando os diferentes graus de fragmentação observados em depósitos da Formação Itapema. Quanto maior o grau de fragmentação, maior é a energia do ambiente deposicional.

3.1.1.2. Formação Barra Velha

Os reservatórios da Formação Barra Velha consistem em um novo paradigma em termos de depósitos carbonáticos, com texturas e fácies peculiares que ainda geram muitas discussões e controvérsias quanto à sua origem e aos processos deposicionais envolvidos, conforme pode ser observado em diversos trabalhos da literatura científica (*e.g.* Terra *et al.*, 2010; Wright e Barnett, 2015; Sartorato, 2018; Gomes, 2020).

Com base na classificação de Terra *et.al.* (2010), cinco tipos de fácies principais foram interpretados a partir de amostras de rocha, para serem utilizadas na modelagem numérica (Figura 3.1.1.2.1).

As fácies estromatólito e esferulitito têm origem na precipitação *in situ* de agregados de calcita espática, com possível influência microbial. Os estromatólitos (Figura 3.1.1.2.1 A) são constituídos pelos chamados *shrubs* cristalinos (Folk, 1985), que são agregados calcíticos fibrosos, de textura microscópica do tipo fascicular-óptica (*sensu* Kendall, 1977). Eles ocorrem preferencialmente em ambientes mais rasos e de alta energia. Os esferulititos, (Figura 3.1.1.2.1 B), contudo, são constituídos pelos chamados esferulitos. Estes são agregados fibrosos de calcita,

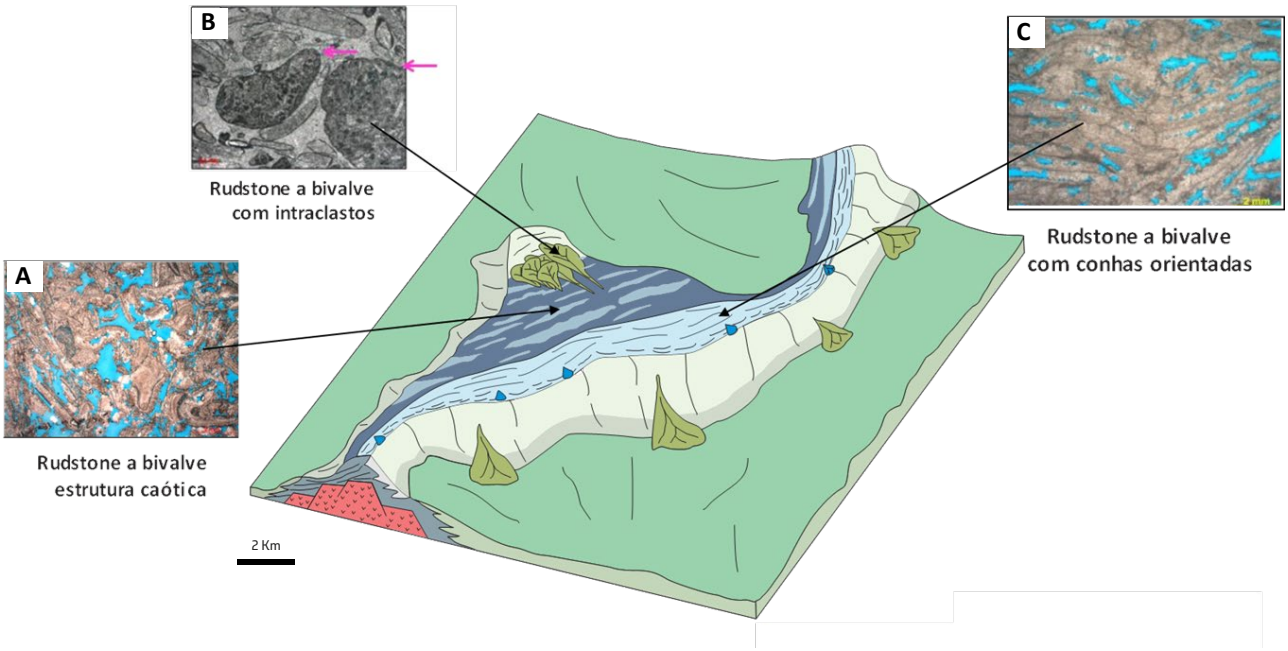


Figura 3.1.1.1.2: Bloco diagrama ilustrando o modelo conceitual das fácies e elementos arquiteturais propostos para a Formação Itapema. A: *Rudstones* de bivalves pouco fragmentados e estrutura maciça, observados em barras; B: *Rudstones* de bivalves com intraclastos presentes nos lobos (baixos estruturais); C: *Rudstones* de bivalves com conchas fragmentadas e orientadas.

com formato esférico a subesférico (Sartorato, 2018), que sob luz polarizada apresentam extinção em formato de cruz de malta. Essa fácies é interpretada como característica de ambientes de moderada a baixa energia. Os laminitos (Figura 3.1.1.2.1 C) são rochas de composição micrítica e estrutura laminada, precipitadas em ambientes de baixa energia. Ocorrem em ambientes mais profundos (laminitos lisos) ou mais rasos (laminitos crenulados). Estes últimos frequentemente apresentam feições de exposição. Por fim, as fácies *grainstone* (Figura 3.1.1.2.1 D) e *rudstone* (Figura 3.1.1.2.1 E) são fácies carbonáticas transportadas, constituídas principalmente por fragmentos de *shrubs* e esferulitos (intraclastos). Ocorrem em ambientes de alta energia, em batimetrias baixas a intermediárias.

A Figura 3.1.1.2.2 mostra o bloco diagrama com o modelo conceitual proposto para a Formação Barra Velha no Campo de Mero. Nesse modelo interpreta-se uma feição de alto estrutural na borda leste do campo. Nele se desenvolveram feições de um *build-up* compostas principalmente por estromatólitos intercalados com *grainstones* e *rudstones*, que são mais comuns nos flancos dessa estrutura (Figura 3.1.1.2.2 B). Em direção a oeste do campo, observa-se uma plataforma estilo rampa, onde predominam fácies retrabalhadas, e pequenos *mounds* de estromatólito (Figura 3.1.1.2.2 C). Na rampa há também uma região chamada de plataforma interna, de menor declividade, onde ocorrem fácies carbonáticas de baixa energia, como laminitos, esferulititos e *mudstones* (Figura 3.1.1.2.2 A). Por fim, nas regiões de baixo estrutural, ocorrem *mudstones* e margas (não reservatórios).

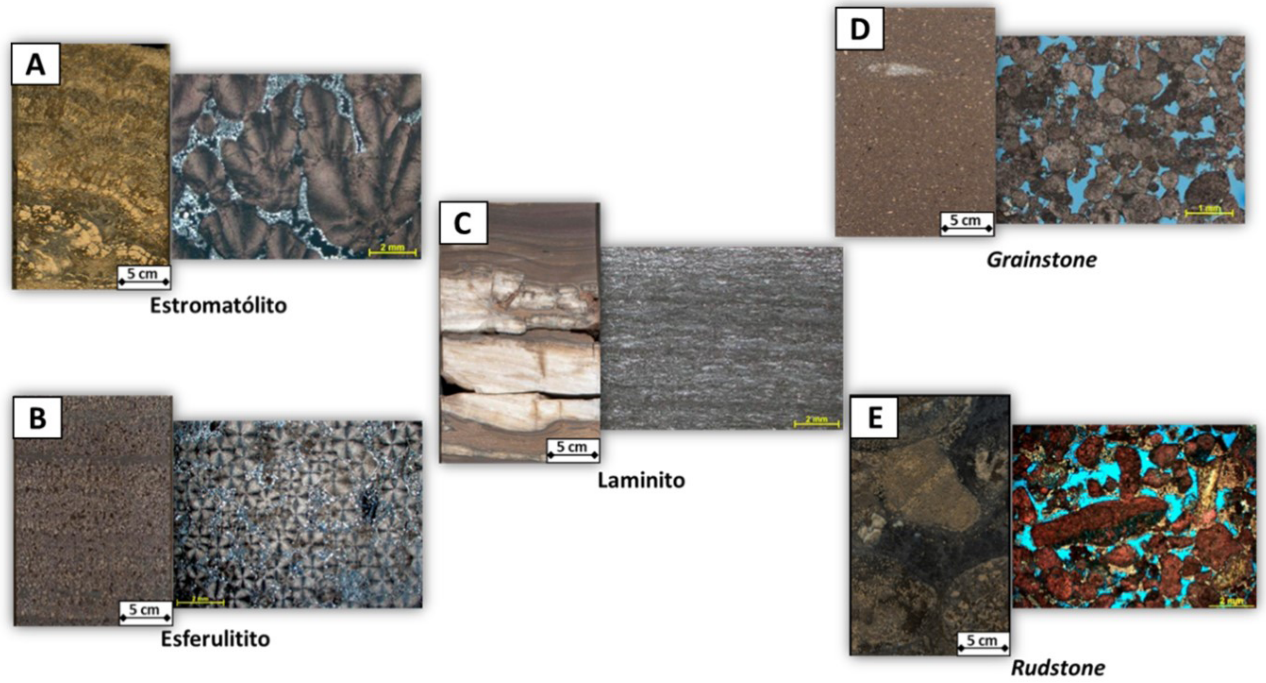


Figura 3.1.1.2.1: Principais fácies que ocorrem na Formação Barra Velha no Campo de Mero. A: Estromatólito; B: Esferulitito; C: Laminito; D: *Grainstone* intraclástico; E: *Rudstone* intraclástico.

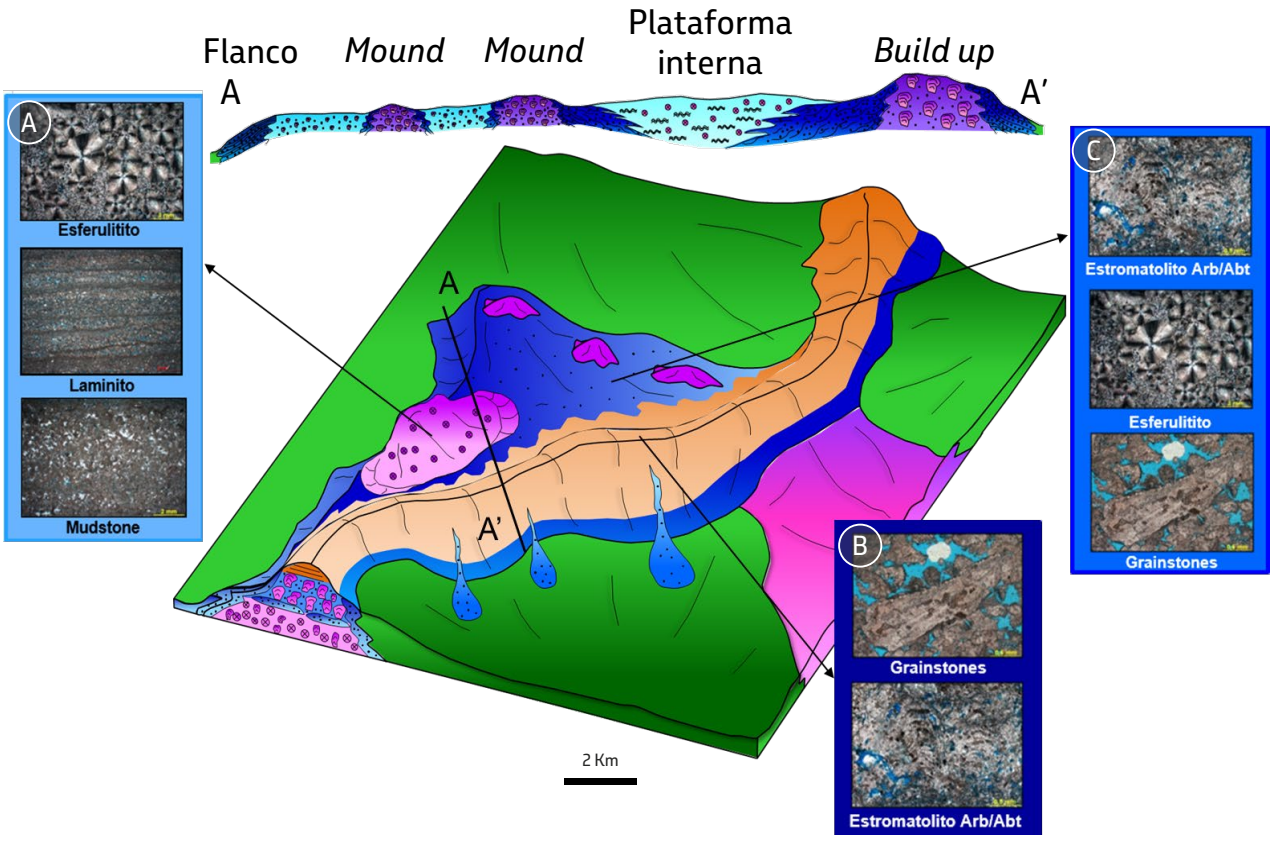


Figura 3.1.1.2.2: Bloco diagrama ilustrando o modelo conceitual das fácies e elementos arquiteturais propostos para a Formação Barra Velha e seção geológica esquemática (A-A'). A: Fácies típicas da plataforma interna; B: Fácies típicas do *build up* principal (borda leste do campo); C: Fácies típicas da plataforma.

3.1.2. Zoneamento estratigráfico

As sequências deposicionais, definidas através da aloestratigrafia, presentes na carta estratigráfica da Bacia de Santos (Moreira *et al.*, 2007), servem como base inicial para a análise estratigráfica utilizada no modelo geológico. As superfícies que limitam as sequências K38, K44 e K46-48 têm caráter regional e são observadas em toda a bacia, sendo correlacionáveis em diversos campos. Em geral essas superfícies representam discordâncias, sendo algumas vezes limites litoestratigráficos. Tais limites possuem características que permitem sua distinção no dado sísmico e, consequentemente, propiciam seu mapeamento. Além das sequências citadas, com o objetivo de aprimorar a modelagem de reservatórios, é feito um refinamento através da estratigrafia de sequências de alta resolução. Utilizando dados de rocha e perfis dos poços, são analisados padrões de empilhamento de fácies e definidos tratos transgressivos e regressivos (Embry, 2002), que, a partir da sua análise hierárquica, definem sequências de mais alta frequência dentro das sequências K38, K44 e K46-48.

O empilhamento de fácies preservado no registro sedimentar é controlado pelo espaço de acomodação do lago. Este é o resultado de variações climáticas que controlam o aporte de água no lago e a tectônica que define a taxa de subsidência. Ao longo do tempo, esses fatores alteram o espaço de acomodação do lago e provocam oscilações cíclicas. O resultado dessa variação forma uma composição de ciclos com frequências e amplitudes distintas. Esses ciclos são responsáveis pela deposição das diferentes ordens de sequências observadas.

Para facilitar o entendimento, as sequências estratigráficas K38, K44 e K46-48 serão aqui denominadas de sequências de 3ª Ordem. As sequências de menor ordem, utilizadas para o refinamento do zoneamento estratigráfico do reservatório, serão chamadas sequências de 4ª Ordem e 5ª ordem. Desta forma, as sequências de 5ª ordem representam a mais alta frequência de oscilação no nível do lago, entre as sequências interpretadas neste trabalho.

Foram identificadas oito sequências de 4ª ordem na Formação Barra Velha e quatro na Formação Itapema, no Campo de Mero (Figura 3.1.2.1). As sequências de 4ª ordem são reflexos de ciclos de oscilação do nível de água do lago. Estes ocorrem em maior frequência que os ciclos formadores das sequências de 3ª ordem. Enquanto os ciclos de 3ª ordem têm duração estimada de alguns milhões de anos (~3 a 5 Ma), os ciclos de 4ª ordem durariam de dezenas a centenas de milhares de anos.

As mudanças responsáveis pelos limites das sequências de 3ª ordem podem provocar alterações ambientais expressivas, refletindo em diferenças marcantes no depósito sedimentar e extensas discordâncias. No caso das sequências de 4ª ordem, seus limites são definidos através da análise combinada da alternância dos pacotes transgressivos e regressivos das sequências de 5ª ordem, representando uma frequência intermediária de variação do nível de base do lago. Os limites das sequências de 4ª ordem são interpretados

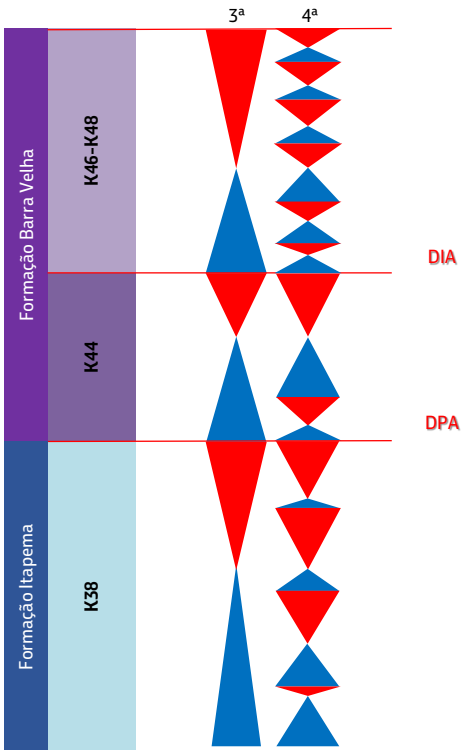


Figura 3.1.2.1: Interpretação das sequências de terceira e quarta ordem, interpretadas para as formações Barra Velha e Itapema.

como os pontos de maior nível do lago dentro dos ciclos de 5ª ordem.

As zonas no modelo geológico de reservatório, correlacionadas através dos poços, correspondentes às sequências de 4ª ordem, foram utilizadas para a construção do arcabouço estrutural que define as geometrias das células do *grid* do modelo geológico 3D. Além disso, o entendimento da evolução do espaço de acomodação, a partir da interpretação das sequências, é usado posteriormente para balizar a construção do modelo de processos deposicionais.

3.2. Arcabouço geológico do reservatório

3.2.1. Construção do *grid* geológico 3D

A construção do *grid* é a primeira etapa da modelagem geológica numérica 3D e define a arquitetura do reservatório. Arquitetura esta entendida como a geometria da formação geológica portadora de hidrocarbonetos e as importantes formações adjacentes. O volume de reservatório modelado deve então ser preenchido por células, chamada de *grid*, que será posteriormente preenchida com propriedades equivalentes (*e.g.* fácies sedimentares, porosidade, permeabilidade) (Deutsch, 2002).

A construção do *grid* deve levar em conta tanto os dados disponíveis (*e.g.* horizontes e falhas mapeados na sísmica, marcadores de

poços) como o entendimento estratigráfico das formações geológicas que constituem o reservatório. O tamanho de cada célula, contudo, deve ser escolhido de forma a representar as heterogeneidades do reservatório com o máximo de detalhe. No entanto, é preciso que seja computacionalmente viável para as operações e simulações de escoamento.

O *grid* geológico do Campo de Mero foi construído a partir de cinco horizontes interpretados na sísmica, sendo eles: Base do Sal, que representa o topo da Fm. Barra Velha; Discordância Intra-Alagoas (DIA), Discordância Pré-Alagoas (DPA), Superfície de Inundação Máxima (SIM – 3 ª Ordem) da Fm. Itapema e Discordância Pré-Jiquiá (DPJ), que representa a base do reservatório (Figura 3.2.1.1). Os horizontes foram ajustados localmente aos marcadores dos poços. Além disso, foram incorporadas cinquenta e cinco falhas com orientação principal N-S e, subordinadamente, NE-SW, sendo o rejeito preferencialmente normal.

Para representar o zoneamento estratigráfico do reservatório, optou-se por uma malha do tipo *corner-point* ortogonal, com cerca de 24 milhões de células ativas. As dimensões horizontais das células são de 100 x 100m. Verticalmente, o *grid* foi dividido em 370 camadas através *layering* proporcional. As camadas apresentam espessura média de um metro.

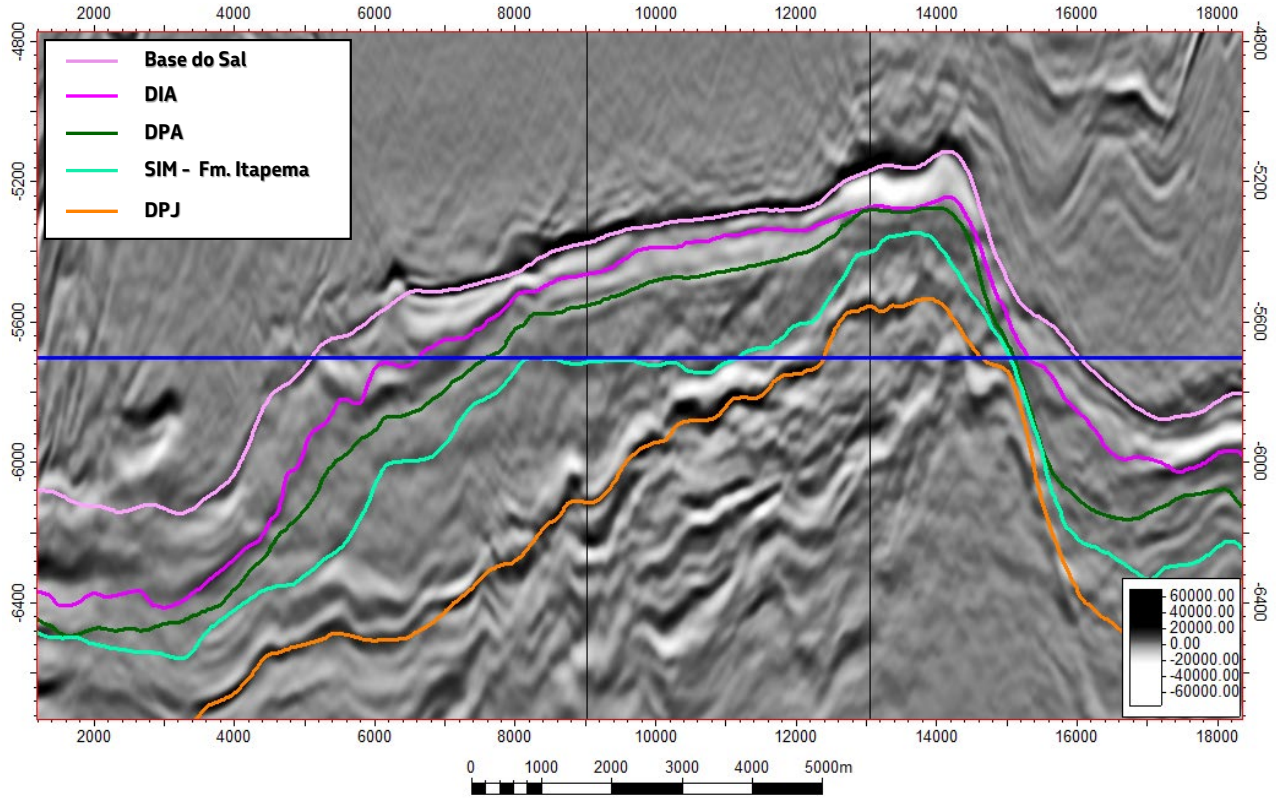


Figura 3.2.1.1: Seção sísmica ilustrando os cinco horizontes sísmicos utilizados na construção do *grid* geológico.

3.2.2. Modelagem de fácies

Na sequência inicia-se a modelagem de fácies. Em sedimentologia, o termo fácies é definido como corpos de sedimento ou rochas sedimentares que são distinguíveis de outros corpos por atributos específicos, como litologia, estruturas sedimentares, geometria, conteúdo fossilífero, entre outros (Reading, 1986). No entanto, esse termo tem uma conotação diferente na modelagem numérica de reservatórios, sendo utilizado para descrever uma propriedade categórica (discreta) que representa um agrupamento de "elementos do modelo". Estes são definidor por: volumes de rocha que são petrofísica ou geneticamente distintos entre si, em um contexto de um sistema de fluxo de reservatórios (Ringrose e Bentley, 2014).

Portanto, a modelagem de fácies é uma importante etapa do fluxo de modelagem numérica de reservatórios, pois as propriedades petrofísicas de interesse (porosidade, permeabilidade e saturação de água) geralmente apresentam alta correlação ao tipo de fácies. Dessa forma, conhecendo os tipos de fácies presentes no reservatório e sua distribuição espacial, é possível limitar a variabilidade destas propriedades petrofísicas (Deutsch, 2002), tornando o modelo geológico 3D mais robusto e preditivo.

Devido ao número restrito de poços e amostras de rocha, as geometrias e continuidades das diversas fácies presentes no reservatório representam uma grande incerteza na caracterização e modelagem numérica, afetando de forma significativa o escoamento de fluidos durante a produção de hidrocarbonetos. Geralmente, no fluxo de modelagem de fácies, utiliza-se métodos geoestatísticos de simulação estocástica, guiados por atributos sísmicos. No entanto, tal fluxo mostra-se insuficiente para representar a distribuição complexa de fácies e elementos arquiteturais, além do empilhamento de fácies observado nos reservatórios do Pré-sal. Assim, foi necessário o desenvolvimento de outras metodologias que possibilitassem uma melhor representação das características dos reservatórios nos modelos numéricos.

O Campo de Mero foi um dos pioneiros na aplicação da modelagem de processos estratigráficos-sedimentológicos no fluxo de modelagem de fácies dos reservatórios do Pré-sal, sendo empregada nas formações Barra Velha e Itapema. Este tipo de modelagem é utilizado para representar as geometrias dos elementos arquiteturais que compõem os reservatórios, bem como suas heterogeneidades em baixa frequência. Seus resultados são, então, utilizados como tendência para a simulação estocástica de fácies sedimentares, objetivando representar as heterogeneidades de alta frequência. Nos itens seguintes são detalhadas cada uma das etapas da modelagem de fácies.

3.2.2.1. Modelagem de processos estratigráfico-sedimentológicos

A modelagem de processos estratigráfico-sedimentológicos é uma técnica que usa métodos numéricos para criar modelos baseados em estratos sintéticos através da simulação de processos tectono-estratigráficos, como: taxas de subsidência e/ou soerguimento da bacia, taxas

de sedimentação, variações de nível de base e os vários processos de transporte e deposição de sedimentos (Burgess e Pollitt, 2012). Assim, busca-se representar numericamente a história geológica da formação em estudo.

Este método simula a arquitetura das sequências sedimentares e quantifica as proporções das fácies deposicionais. Em cada etapa de tempo, três parâmetros geológicos são levados em consideração: (i) o espaço de acomodação, que é controlado pela subsidência e pela oscilação do nível do lago; (ii) o suprimento de sedimentos, que é definido pela deposição de fácies em função da profundidade e (iii) o transporte de sedimentos (Granjeon, 1996; Granjeon e Joseph, 1999).

O modelo é capaz de reproduzir os padrões de sedimentação em cada ponto da plataforma carbonática. Ao final da simulação, a arquitetura sedimentar do depósito é obtida em função desses três parâmetros principais, assim como de outros parâmetros (*e.g.* ação das ondas; variações de salinidade) que também podem ter impacto no registro sedimentar.

O fluxo de modelagem de processos estratigráficos pode ser dividido nas seguintes etapas: (i) determinação dos intervalos estratigráficos a serem modelados e suas respectivas idades geológicas; (ii) determinação dos constituintes sedimentares a serem modelados; (iii) parametrização do modelo e (iv) simulação e calibração do modelo.

A primeira etapa da modelagem de processos consiste na determinação dos intervalos estratigráficos a serem modelados e suas respectivas idades geológicas. No caso do Campo de Mero, foram construídos dois modelos de processos. O primeiro simulou a deposição da Sequência K38 (Formação Itapema) cujo limite inferior é a Discordância Pré-Jiquiá (DPJ), de idade 126,4 Ma, e o limite superior é a Discordância Pré-Alagoas (DPA), de 123 Ma (Moreira *et al.*, 2007). O segundo modelo simulou a deposição das sequências K44 e K46-K48 (Formação Barra Velha). A Sequência K44 é limitada na base pela DPA e no topo pela Discordância Intra-Alagoas (DIA), de idade 117 Ma. Por fim, a Sequência K46-K48 tem a DIA como limite inferior e a base da sequência evaporítica (Formação Ariri) como limite superior, de idade 113 Ma (Pozzi *et al.*, 2021).

Na segunda etapa, é necessário definir os constituintes das fácies sedimentares que compõem o reservatório. Estes constituintes são denominados "sedimentos" e apresentam crescimento *in situ*. Os sedimentos também são dependentes da energia do ambiente deposicional, sendo esta energia fortemente controlada pelas cotas batimétricas na época de sua deposição. Mais tarde, os sedimentos podem sofrer retrabalhamento e transporte para outras áreas da plataforma carbonática. As fácies sedimentares são definidas após a simulação do modelo e englobam um conjunto de sedimentos (remobilizados ou não) definidos pelo geólogo. Na Figura 3.2.2.1.1 é apresentada uma lista desses sedimentos com uma foto ilustrativa. Além disso, observa-se também o respectivo ambiente deposicional interpretado, a formação geológica onde ocorrem e o nível de energia correspondente.

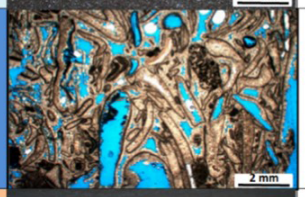
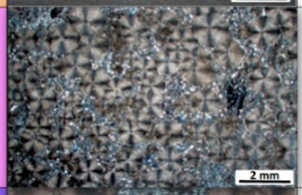
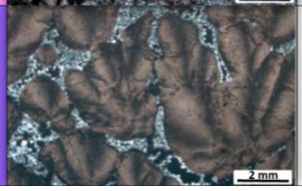
Sedimento	Foto	Ambiente deposicional	Formação	Energia
Lama Carbonática		Lacustre profundo	BVE e ITP	Baixa
Bivalves		*Shoreface*	ITP	Moderada a alta
Micrita (Microbial)		Lacustre raso	BVE e ITP	Baixa a moderada
Esferulitos		Lacustre raso. Precipitação sindeposicional a diagenética precoce	BVE	Baixa a moderada
Shrubs cristalinos		Lacustre raso	BVE	Moderada a alta

Figura 3.2.2.1.1: Síntese dos sedimentos utilizados na modelagem de processos estratigráfico-sedimentológicos.

A terceira etapa do fluxo consiste no estabelecimento das condições de contorno iniciais e parametrização do modelo. A modelagem de processos se baseia em dois tipos de informações. O primeiro refere-se a um conjunto de horizontes sísmicos interpretados que definem a geometria externa das unidades estratigráficas em estudo, além de mapas de controle, como mapas batimétricos e de produtividade de carbonatos. O segundo grupo de informações repousa sobre conceitos geológicos e inclui parâmetros que exercem forte controle sobre a sedimentação na plataforma carbonática, como curvas de variação do nível do lago, taxas de produção carbonática em função do tempo, ocorrências de fácies por níveis batimétricos, parametrização da energia de ondas e mapas que definem as taxas de subsidência.

A Figura 3.2.2.1.2 ilustra esses dois grupos de informações que foram utilizados na modelagem da Formação Barra Velha. Para a construção dos mapas de batimetria inicial, foram utilizadas as restaurações estruturais multiseção e 3D dos horizontes correspondentes à DPJ (base da Sequência K38) e à DPA (base da Sequência K44). Os valores de profundidade foram normalizados para valores de batimetria, que variaram entre 0 e 200m para a Formação Itapema e entre 0 e 80m para a Formação Barra Velha. Os mapas

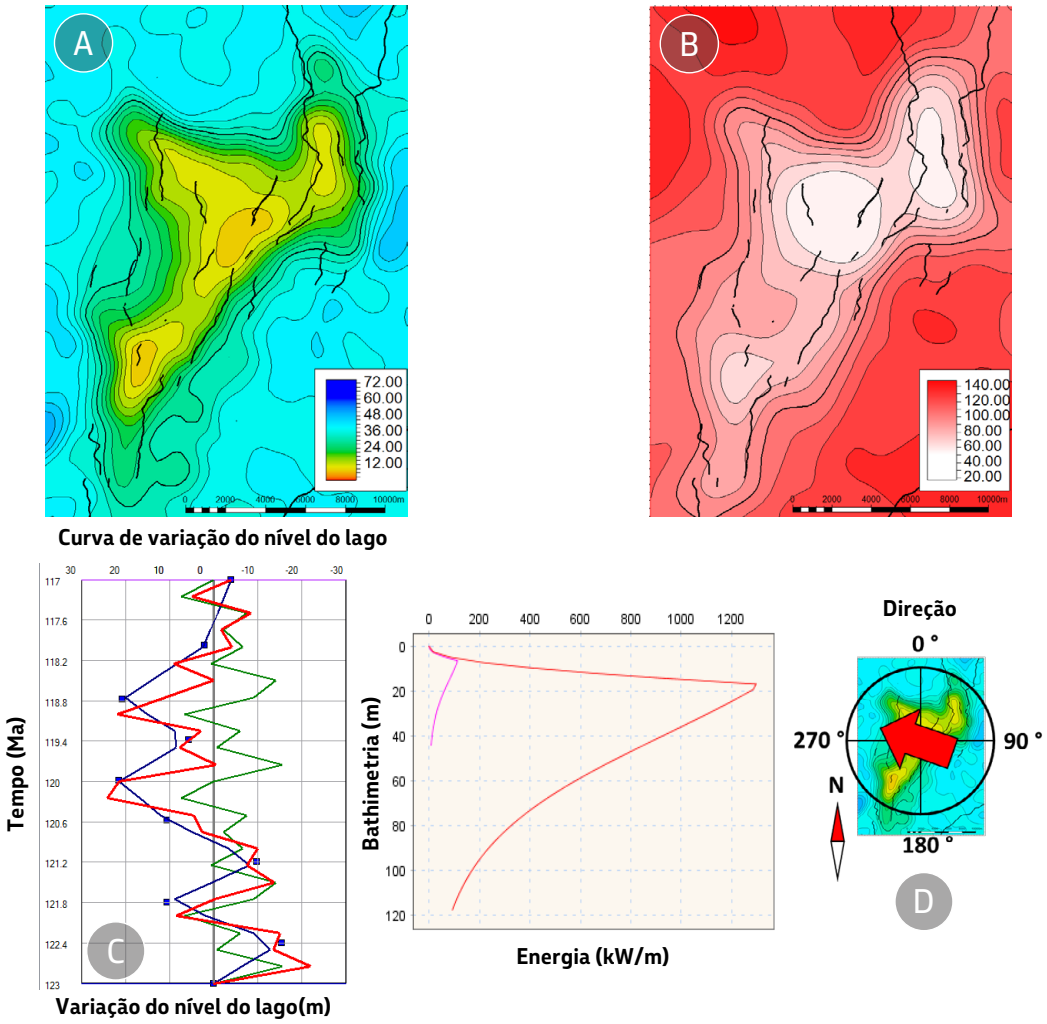


Figura 3.2.2.1.2: Exemplo de dados de entrada utilizados na modelagem da Fm. Barra Velha do Campo de Mero: A) Mapa de batimetria inicial; B) Mapa de subsidência; C) Curva de variação do nível do lago (vermelha) da Formação Barra Velha (exemplo da Sequência K44), obtida através da combinação das curvas que representam as ciclicidades de 4ª ordem (azul) e de 5ª ordem (verde); D) Parametrização da energia de tempo bom (rosa), de tempestade (vermelha) e sentido de atuação das ondas.

de subsidência consistiram em uma combinação linear entre os mapas estruturais restaurados e a espessura de cada sequência.

A curva de variação do nível do lago foi construída a partir de duas curvas que representam as ciclicidades em diferentes ordens. A primeira delas representa a ciclicidade de 4ª ordem, interpretada através dos padrões observados em perfis elétricos e dos marcos regionais. A segunda curva representa a ciclicidade de 5ª ordem e foi construída a partir do empilhamento de fácies. Para tanto, curvas de batimetria foram construídas para cada poço, atribuindo-se um valor de batimetria teórico para cada fácies. Essas curvas foram então combinadas linearmente para gerar a curva de 5ª ordem final.

Por fim, a última etapa na modelagem de processos consistiu em simular a ação das ondas que vai atuar na erosão e transporte dos sedimentos previamente depositados,

dando origem a pacotes de *grainstones* e *rudstones*. A Figura 3.2.2.1.2 D mostra o sentido preferencial de atuação das ondas, de SE para NW, e a relação da energia de onda por cota batimétrica. Nesse estudo, foram utilizados dois tipos de ondas com periodicidades e energia diferentes: a onda de tempo bom (rosa) ocorre anualmente e tem menor energia, enquanto a onda de tempestade (vermelha) ocorre em intervalos maiores de tempo (a cada 10 anos) e tem maior energia.

A quarta e última etapa da modelagem de processos estratigráfico-sedimentológicos é a simulação e calibração do modelo. Como pode ser observado no fluxo de modelagem descrito neste trabalho, os dados de fácies que ocorrem nos poços não são utilizados como dados de entrada do modelo de processos. Assim, durante a modelagem, as condições de contorno iniciais devem ser ajustadas de modo a honrar a variação de fácies observada nos poços e a espessura total de sedimentos depositados. Além disso, o resultado do modelo deve respeitar as geometrias observadas no dado sísmico e a distribuição espacial idealizada no modelo conceitual.

Os resultados da modelagem de processos estratigráfico-sedimentológicos são apresentados na forma de volumes de proporção dos sedimentos simulados, proporção de sedimentos retrabalhados e de batimetria ao longo do tempo. É importante ressaltar a expectativa de que esses resultados reproduzam a geometria da plataforma carbonática ao longo de sua evolução geológica, assim como o empilhamento e variação lateral de fácies propostos no modelo conceitual do campo. Esses volumes são então utilizados como dados de entrada na etapa seguinte de modelagem probabilística de fácies sedimentares.

3.2.2.2. Modelagem probabilística de fácies

A modelagem probabilística de fácies sedimentares é a etapa final da modelagem de fácies. Ela é realizada com o objetivo de inserir a variabilidade em alta frequência de fácies no modelo geológico. Essa modelagem é baseada nas simulações estocásticas que, por serem métodos geoestatísticos, têm como princípio fundamental honrar os dados de entrada. Neste caso, os dados de poços já perfurados.

O primeiro passo no fluxo de modelagem probabilística desenvolvido para o Campo de Mero consistiu na definição de um modelo 3D de distribuição de associações de fácies. A partir dos dados de paleobatimetria resultantes da modelagem do processo, foram definidos intervalos para delimitar a ocorrência das cinco associações de fácies no modelo geológico. Essas associações foram adaptadas da classificação de ambientes lacustres proposta por Tucker e Wright (1990). As associações, das mais rasas para as mais profundas, são:

1. supralitoral (predomínio de laminitos crenulados);

2. eolitoral (predomínio de fácies retrabalhadas rasas);
3. litoral (predomínio de estromatólitos na Fm. Barra Velha e barras de coquinas na Fm. Itapema);
4. sublitoral (predomínio de esferulititos na Fm. Barra Velha e fácies retrabalhadas resultantes de fluxos gravitacionais em ambas as formações);
5. profundo (predomínio de fácies não reservatório, como *mudstones* e margas).

A Figura 3.2.2.2.1 ilustra a distribuição de associações de fácies em uma camada da Fm. Barra Velha.

As fácies sedimentares foram então simuladas de forma estocástica dentro de cada associação de fácies, usando como tendência vertical as curvas de proporção vertical (VPCs) e como tendência areal os volumes de fácies resultantes da modelagem de processos. A Figura 3.2.2.2.2 ilustra como cada associação de fácies possui uma proporção de fácies sedimentares distinta, respeitando o critério de energia como função da batimetria, utilizado na sua concepção. Dessa forma, há um forte controle da simulação estocástica, resultando em um modelo geologicamente coerente com o modelo conceitual proposto para o campo.

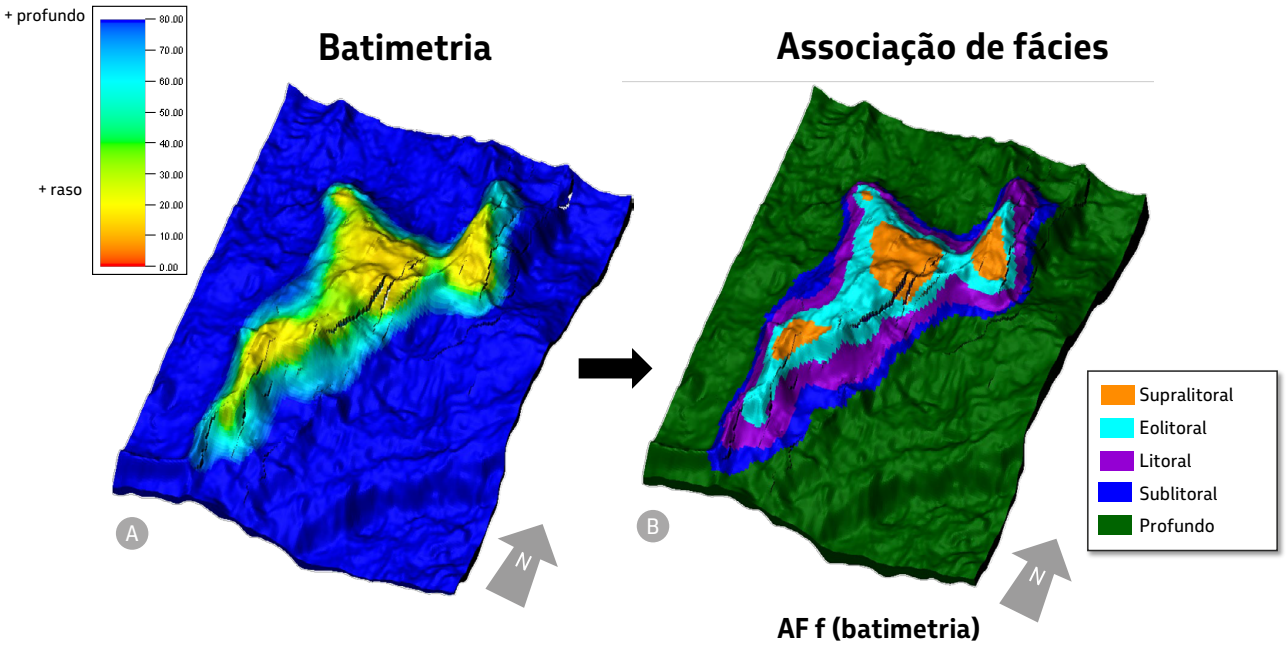


Figura 3.2.2.2.1: Definição do modelo de associação de fácies esquemático para a Fm. Barra Velha, a partir do volume de paleobatimetria obtido na modelagem de processos estratigráficos-sedimentológicos.

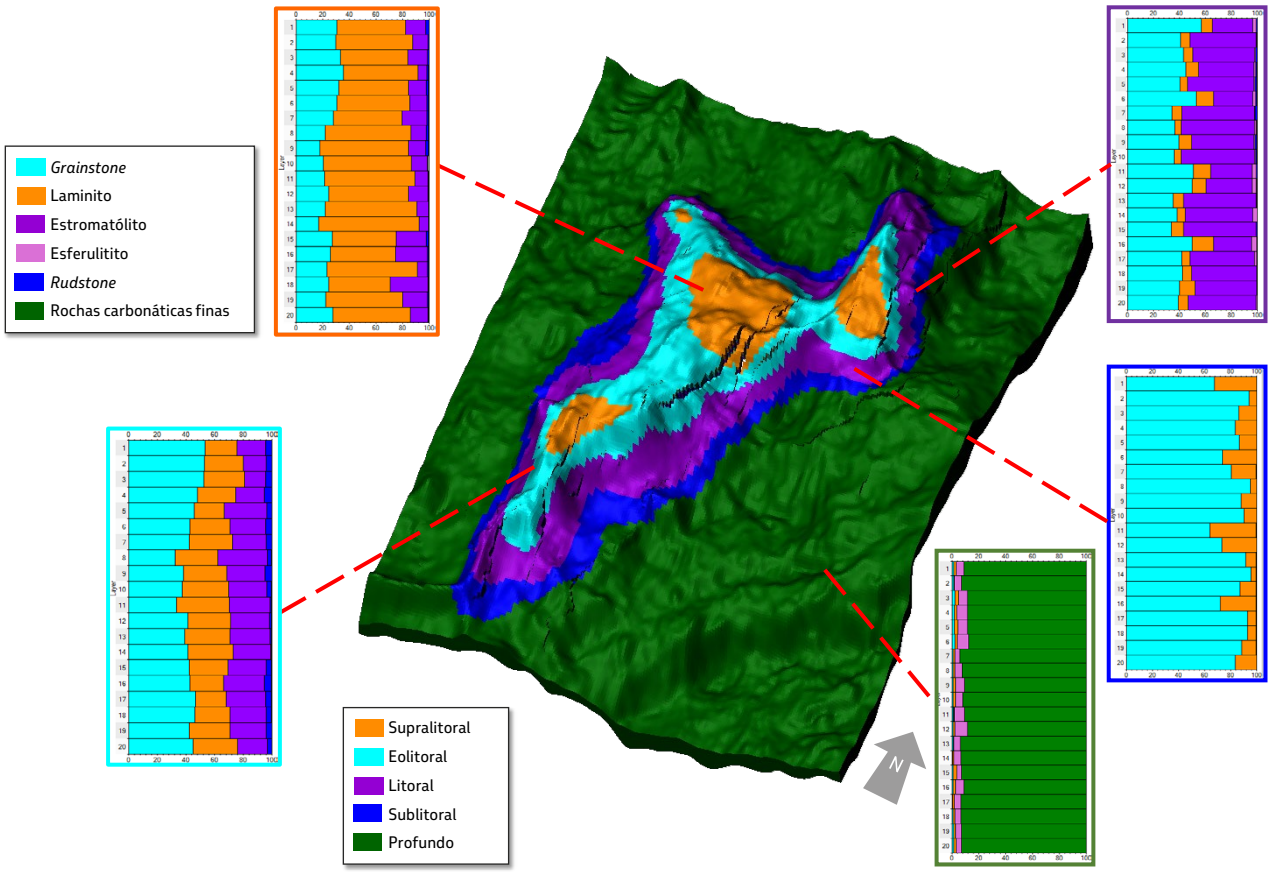


Figura 3.2.2.2.2: Modelo de 3D esquemático de Associações de Fácies da Fm. Barra Velha e suas correspondentes Curvas de Proporção Vertical (VPCs).

A Figura 3.2.2.2.3 ilustra em uma seção transversal do campo, no intervalo da Fm. Barra Velha, o volume de batimetria (A) utilizado para construir o modelo de associações de fácies (B) e o resultado com a fácies sedimentares (C).

Notar que há um progressivo aumento na heterogeneidade modelada, mas sempre respeitando as tendências obtidas na modelagem de processos. Esse modelo é utilizado então como guia para as próximas etapas da modelagem geológica 3D.

3.3. Modelo petrofísico

O modelo petrofísico é o objetivo final da modelagem geológica 3D, pois a partir dele são estimados os volumes *in place* da jazida e são realizados os estudos de engenharia de reservatórios. Estes têm como finalidade traçar as estratégias de desenvolvimento do campo e fazer as estimativas de produção, que embasarão os estudos de viabilidade econômica do projeto.

O trabalho de construção do modelo de fácies descrito anteriormente é vital para a

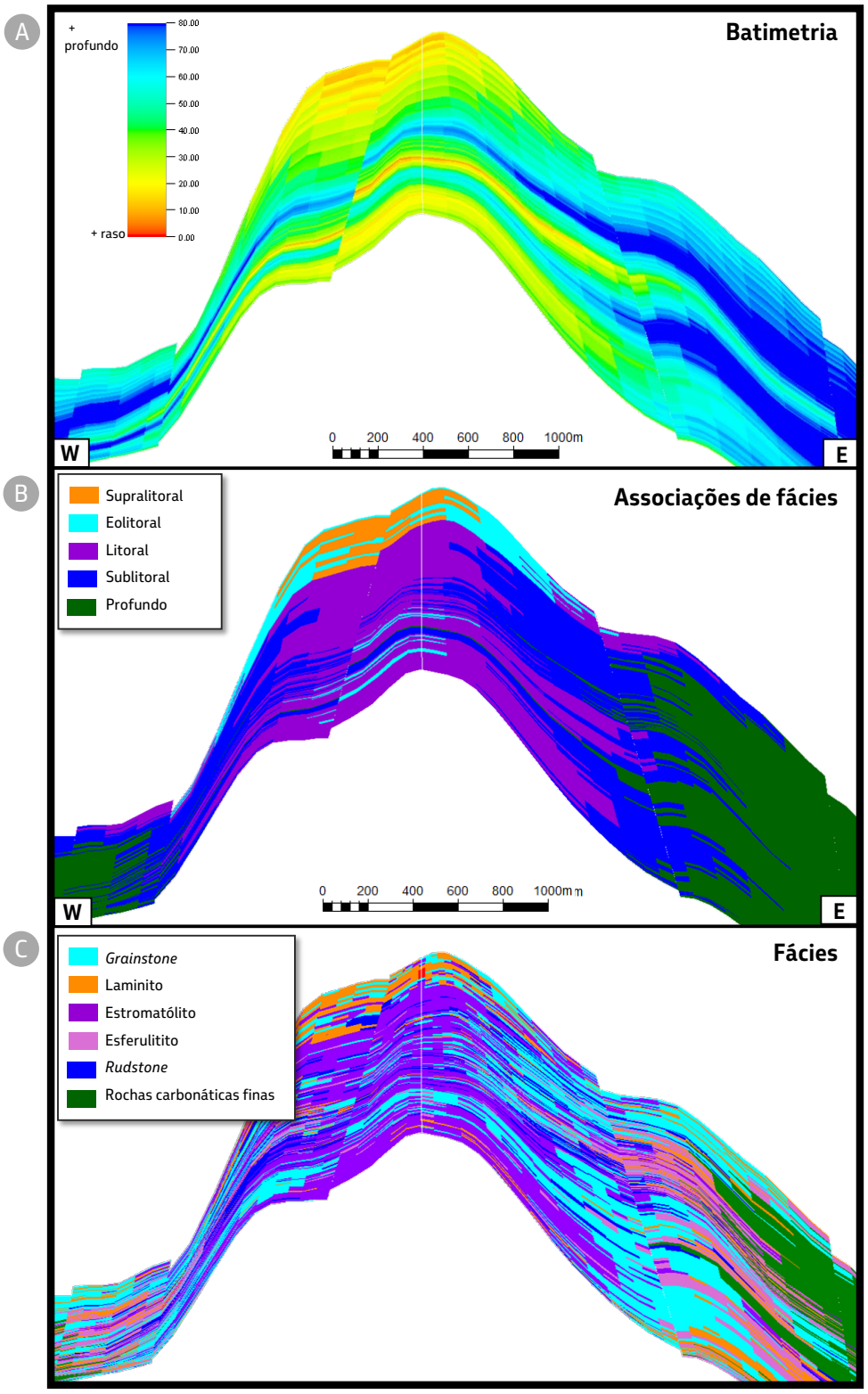


Figura 3.2.2.2.3: Modelos intermediários e resultado do fluxo de modelagem de fácies da Fm. Barra Velha: A) Volume de paleobatimetria resultante da modelagem de processos estratigráfico-sedimentológicos; B) Modelo de Associação de Fácies; C) Modelo de fácies sedimentares.

obtenção de um modelo petrofísico preditivo, já que a simulação das propriedades petrofísicas, como porosidade e permeabilidade, é realizada para cada uma das fácies em cada zona do modelo. Dessa maneira, a distribuição destas propriedades apresenta maior coerência geológica.

As simulações estocásticas de porosidade e de permeabilidade são feitas para cada tipo de fácies sedimentares definidas no modelo, reproduzindo histogramas e variogramas representativos, além de utilizar uma variável secundária correlacionada para controlar a distribuição espacial (Deutsch, 2002).

O primeiro passo da modelagem petrofísica consiste no cálculo da porosidade e da permeabilidade ao longo dos poços perfurados na área. Isso é feito através da consolidação dos resultados de petrofísica básica das amostras de rocha disponíveis, combinados aos perfis elétricos. O perfil de porosidade efetiva obtido pela ferramenta de ressonância magnética (NMR-PHIE) normalmente é o mais importante deles. Além disso, o perfil de permeabilidade deve ser ajustado às capacidades de fluxo estimadas em testes de formação a cabo (TFC) e às permeabilidades obtidas nos testes de formação a poço revestido (TFR).

3.3.1. Modelagem de porosidade

A concepção do modelo de distribuição espacial de porosidade baseia-se em duas hipóteses fundamentais: (i) as associações de fácies que ocorrem nos altos estruturais dos sítios deposicionais apresentam os reservatórios com melhor permoporosidade e (ii) o modelo de impedância reflete as variações espaciais do campo de porosidade.

A técnica utilizada para gerar um modelo de porosidade que considerasse simultaneamente essas hipóteses é a análise de componentes principais (ACP). Através dela é possível gerar uma imagem de referência, ou *template*, que reflita as hipóteses consideradas.

Os mapas de topo estrutural e de impedância, bem como a isópaca e o mapa de qualidade de reservatório de cada zona, foram combinados linearmente dando origem a componentes principais. A imagem escolhida é representada por um dos componentes que melhor reproduza as variações laterais das associações de fácies, segundo o modelo conceitual do reservatório. A posição espacial onde se localizam os valores altos e os baixos de porosidade são feições a serem analisadas quando se procura determinar qual dos componentes será escolhido como *template*.

O *template* é uma imagem adimensional que é convertida em valores de porosidade ajustada aos poços perfurados através de funções numéricas. Esse *template* consiste no valor médio de porosidade esperado para o intervalo em análise. Dessa forma, foi gerado um mapa para cada uma das três zonas principais do modelo (Figura 3.3.1.1).

Após essa etapa, foi construído um volume de tendência para a porosidade através dos mapas *template*, ponderados verticalmente pelos perfis médios de porosidade efetiva dos poços (Figura 3.3.1.2).

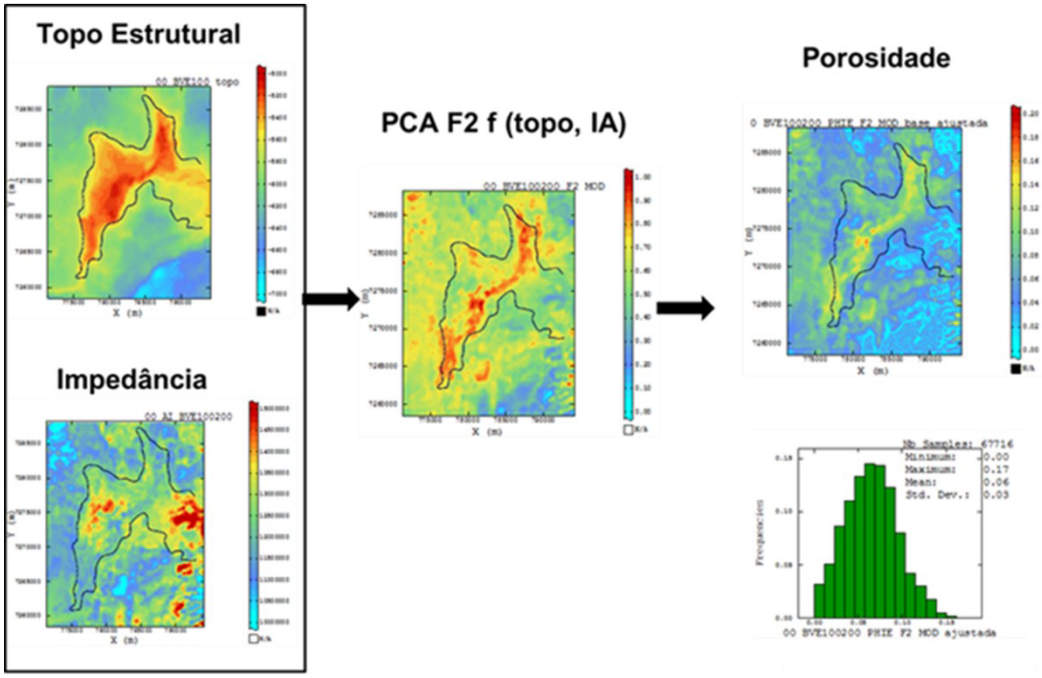


Figura 3.3.1.1: *Workflow* utilizado na geração dos mapas de tendência de porosidade.

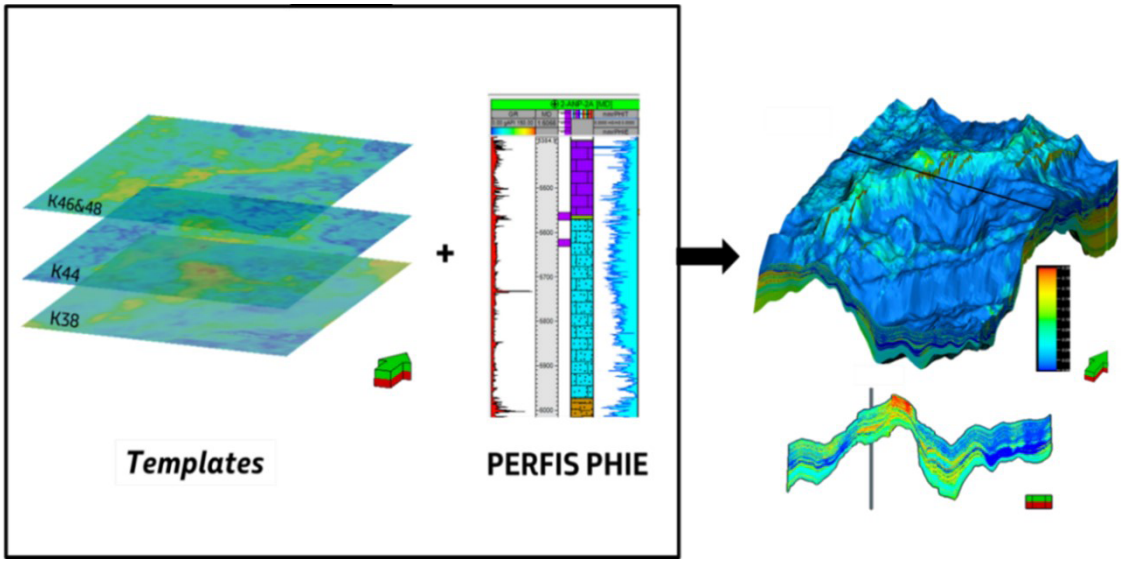


Figura 3.3.1.2: Geração do volume de tendência de porosidade através da combinação linear dos mapas de porosidade, ponderados pelos perfis de porosidade efetiva (PHIE).

A modelagem petrofísica da propriedade de porosidade efetiva das zonas estratigráficas foi realizada através do algoritmo SGS (*Sequential Gaussian Simulation*), condicionada pelas fácies, com krigagem não estacionária. A não estacionariedade foi dada pelo volume de tendência de porosidade.

3.3.2. Modelagem de permeabilidade

Tradicionalmente, o modelo de permeabilidade é construído através de uma função que relaciona a porosidade e a permeabilidade obtidas de amostras laterais e *plugs*. No entanto, dados de testes de formação e de histórico de produção mostram que a permeabilidade do reservatório, principalmente em rochas carbonáticas, pode ser afetada por outros fatores. Um deles é a existência de fraturas e camadas carstificadas, que não podem ser observadas em lâminas petrográficas e nem são medidas por perfis petrofísicos. Além disso, a ocorrência destas feições geológicas pode gerar caminhos preferenciais ao fluxo e ocasionar sérios problemas como a chegada prematura de água e/ou gás, comprometendo gravemente a eficiência de varrido.

No caso do Campo de Mero, a identificação e a adequada representação dessas feições no modelo de reservatórios são ainda mais críticas devido às características do óleo do campo, que apresenta alta RGO (Razão Gás-Óleo), levando à necessidade de utilizar uma estratégia de produção que considera a reinjeção total do gás produzido, como será discutido mais à frente neste capítulo. Dessa forma, a abordagem utilizada para a construção do modelo de permeabilidade no Campo de Mero foi condicionada à modelagem de feições cársticas.

A Figura 3.3.2.1 ilustra o fluxo de trabalho utilizado para a modelagem de feições cársticas. Em primeiro lugar, essas feições são identificadas e classificadas em perfis de imagem. No caso do Campo de Mero, o carste ocorre preferencialmente associado a fraturas e interpreta-se que seja predominantemente de origem meteórica (epigênica).

Nesse caso, para melhor representar as geometrias e conectividade das redes de cavernas, foi utilizada uma Simulação *Multipoint*. Tal método de simulação exige a construção de uma imagem de treinamento a ser replicada no modelo final, respeitando também o mapa ou o volume de tendência atribuído e a ocorrência nos poços. A imagem de treinamento construída teve como base redes de cavernas de origem epigênica descritas na literatura.

O modelo resultante foi então utilizado como condicionante para a construção do modelo final de permeabilidade. Para tanto, foi feita

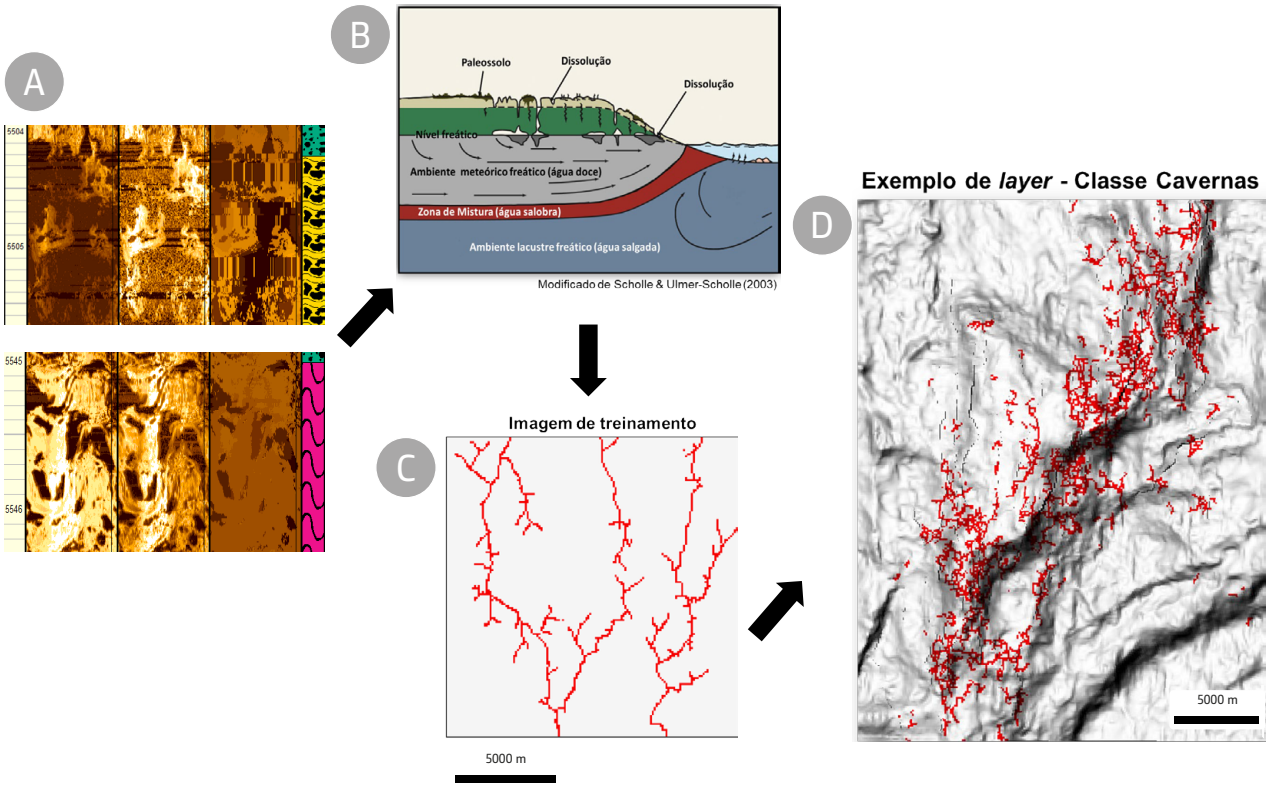


Figura 3.3.2.1: Fluxo de trabalho utilizado para a modelagem de feições cársticas. A) Identificação e interpretação de feições cársticas em perfis de imagem; B) Construção do modelo conceitual; C) Criação de uma imagem de treinamento; D) Modelo final.

uma Simulação Sequencial Gaussiana (SGS), possuindo, como dado de entrada, as curvas de permeabilidade ajustadas aos testes de formação. O modelo resultante apresentou um ótimo ajuste aos dados disponíveis para o Campo de Mero, atestando a robustez da metodologia aqui apresentada (Figura 3.3.2.1).

A Figura 3.3.2.2 ilustra uma seção representativa do Campo de Mero com um resultado da modelagem de fácies e petrofísica.

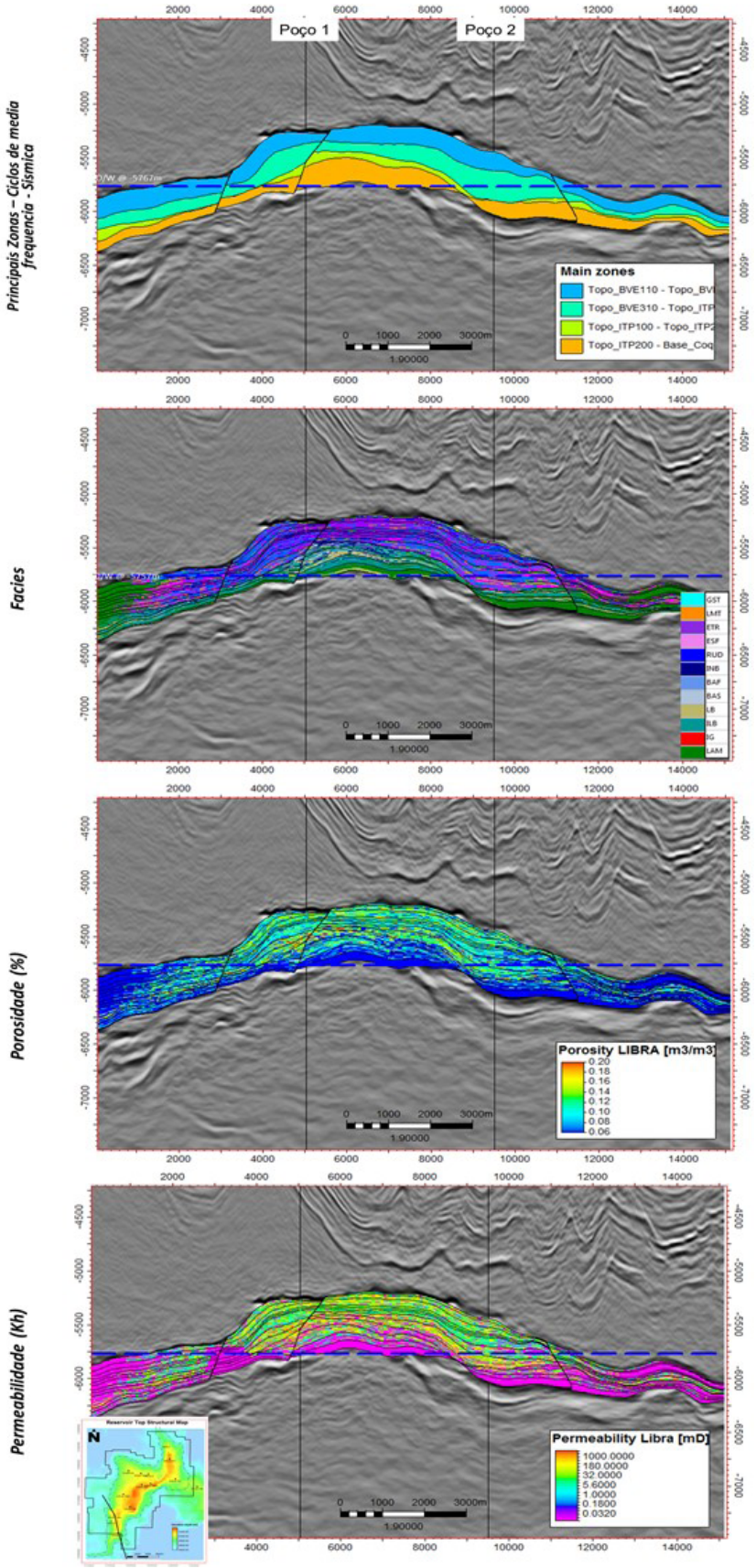


Figura 3.3.2.2: Seções ao longo do Campo de Mero representando um resultado da modelagem de geológica de reservatórios. (A) Ilustra as principais zonas estratigráficas; (B) modelo de fácies; (C) modelo de porosidade e (D) modelo de permeabilidade.

4. ENGENHARIA DE RESERVATÓRIOS

4.1. Os desafios para o desenvolvimento do campo de Mero

Como abordado anteriormente, os principais reservatórios do Campo de Mero são carbonatos muito heterogêneos das formações Barra Velha e Itapema, que representam em torno de 70% e 30% do volume *in place* estimado, respectivamente. Todos os poços perfurados e testados no Campo de Mero, durante as fases exploratória e inicial de desenvolvimento, confirmaram boas características do reservatório, além de índices de produtividade e injetividade elevados. Devido às características do fluido - óleo leve de 29°API, com alta quantidade de gás dissolvido (RGO inicial em torno de 440 Sm^3/Sm^3) e com alto teor de CO_2 (44% na fase gasosa) - foi tomada a decisão de reinjetar todo o gás produzido (exceto o gás combustível) no reservatório, como um método de recuperação melhorada. Além disso, todos os poços mostraram o mesmo fluido em toda a estrutura, sem gradação composicional lateral ou vertical.

O desenvolvimento do campo foi pautado em um robusto plano para mitigar os principais riscos da implementação de um projeto dessa magnitude e ainda de forma acelerada. O programa de Testes de Longa Duração (TLD) foi um elemento-chave dessa estratégia, permitindo a aquisição de dados dinâmicos de longo prazo, incluindo a validação em escala de campo da injeção de gás miscível. Todos esses esforços suportam a implantação de quatro sistemas de produção, cada um com capacidade de 180 mil barris de óleo por dia, representando mais de 20 bilhões de dólares de investimento.

O projeto de desenvolvimento do Campo de Mero, desde seus primeiros estágios, tem representado um desafio para a equipe de exploração e desenvolvimento. Por um lado, trata-se de um regime fiscal que estimula a aceleração da produção de forma inédita no Brasil e para isso as principais razões são:

- o aspecto da recuperação de custos, neste primeiro contrato de partilha de produção brasileiro, tem duas particularidades muito específicas: não há correção monetária para os custos a serem recuperados e estes custos são denominados em Reais, ou seja, todos os riscos relacionados às variações cambiais são assumidos pelo consórcio;

- o limite de recuperação de custo é significativamente menor do que em outros contratos de partilha ao redor do mundo: 50% nos primeiros dois anos e apenas 30% a partir do terceiro ano;

- a duração total do contrato é de 35 anos, improrrogável, independentemente da duração da fase exploratória. Em outras palavras, cada ano adicional de exploração significaria um ano a menos de produção.

Por outro lado, ficou claro desde o início, que se tratava de um campo gigante, tanto em

termos de volume *in place* quanto de área, sem bons análogos no mundo e com um nível muito alto de heterogeneidades. Nesse contexto, a questão central era: qual a melhor estratégia para definir o plano de desenvolvimento de uma área tão grande e geologicamente complexa, em um prazo mínimo e com um nível de risco aceitável?

Um dos pilares adotados pela Petrobras para o desenvolvimento acelerado de seus campos *offshore* é um investimento maciço em aquisição de dados, a fim de reduzir os riscos dos projetos a serem implantados. A estratégia de desenvolvimento proposta para o Campo de Mero foi baseada na experiência da Petrobras em águas profundas e ultra profundas e consiste em um desenvolvimento em fases. A Fase 0 concentra-se na coleta de informações, incluindo a perfuração de poços de aquisição de dados de reservatório, amostragem de rocha e fluido, análises de laboratório, testes de formação, aquisição sísmica *full azimuth* e uma campanha de testes de longa duração (TLD). A Fase 1 abrange os sistemas de produção definitivos.

O TLD é um dos itens mais importantes de um plano de aquisição de dados para campos grandes e complexos. Ele fornece informações de uma área muito maior do que apenas ao redor dos poços perfurados. No desenvolvimento dos campos do Pré-sal, é comum realizar pelo menos um TLD de 6 meses para cada projeto. Um TLD convencional é uma produção temporária de um poço isolado, com medições simultâneas de vazões e pressões. O gás produzido normalmente é queimado, uma vez que essas plataformas mais simples não têm capacidade de tratamento e injeção de gás. Além disso, durante a Fase 0 não há infraestrutura para exportar o gás.

No caso específico do Campo de Mero, devido às características do reservatório com produtividades altas e ao RGO inicial alto do fluido, a realização de um TLD convencional levaria a uma vazão de óleo limitada. Isso ocorre em razão do limite de queima de gás imposto pelo órgão ambiental. Produzir um reservatório de alto índice de produtividade com baixa vazão de óleo causaria uma perturbação muito pequena no reservatório em termos de pressão. Dessa forma, isso colocaria em risco a aquisição e interpretação dos dados, principalmente os testes de interferência em poços observadores distantes dos poços do TLD. Então, no início de 2014, a Petrobras propôs a contratação de um FPSO (*Floating Production Storage and Offloading*), capaz de reinjetar todo o gás produzido durante a campanha de TLDs. Este foi um importante desafio dentro do consórcio. Embora a Petrobras frequentemente realize TLDs em seus campos em águas profundas, os parceiros do Campo de Mero não estavam acostumados com essa abordagem de mitigação de risco. Um robusto e exaustivo estudo técnico e econômico de alternativas foi realizado para subsidiar a decisão de contratação deste FPSO. Em outubro de 2014, a parceria aprovou a estratégia e foi assinada a carta de intenção para a construção e afretamento do FPSO Pioneiro de Libra (PdL). No final de 2016, dois poços (um produtor e um injetor de gás) já estavam completados para o primeiro TLD *offshore* com reinjeção de gás no mundo. O primeiro óleo do FPSO PdL ocorreu em novembro de 2017.

4.2. A estratégia de redução de riscos

4.2.1. Dados sísmicos

A sísmica 3D inicialmente disponível para o Campo de Mero foi adquirida em 2011, processada em 2012 e reprocessada em 2016. Uma nova sísmica de alta resolução OBN foi adquirida em 2018 e processada em 2020. Uma vez que os dados estão disponíveis antes da perfuração dos poços de desenvolvimento, o valor da informação (VDI) corresponde principalmente à otimização do plano de drenagem, especialmente para os poços de borda e, portanto, de maior risco. Também está em estudo de viabilidade um sistema de monitoramento de reservatórios permanente (PRM) para o Campo de Mero, que será útil durante a fase de produção, fornecendo dados sísmicos 4D para mapear a movimentação das frentes de fluidos nos reservatórios. No caso do monitoramento 4D, o VDI está associado principalmente à possibilidade de operar as válvulas de completação inteligente (ICVs), alocar as cotas de injeção (gás e água) e, eventualmente, conectar poços adicionais a fim de atrasar a chegada dos fluidos injetados e maximizar o fator de recuperação do campo.

4.2.2. Poços de Aquisição de Dados de Reservatório (ADRs)

Com o objetivo de acelerar a produção o máximo possível, o cronograma de sondas e as locações foram planejados em conjunto pelas equipes de exploração e reservatórios. Todos os poços perfurados no campo são aproveitados como produtores ou injetores WAG (*Water Alternating Gas*), ou seja, injeção alternada de gás e água nos sistemas de produção definitivos. O objetivo era reduzir incertezas e trazer informações valiosas para a caracterização dos reservatórios. O programa de avaliação de cada poço foi cuidadosamente planejado, incluindo perfilagem, testemunhagem e testes de formação. Os principais objetivos dos poços ADRs são:

- avaliação das fácies reservatório ao longo do campo;
- confirmação do contato óleo-água e comunicação hidráulica com outros poços;
- definição das características dos fluidos, principalmente RGO e conteúdo de contaminantes;
- investigação dos índices de produtividade, índices injetividade e a presença de possíveis barreiras, como falhas selantes.

As informações provenientes dos poços de aquisição de dados foram adquiridas a tempo do planejamento conceitual do campo. Portanto, foram fundamentais para a definição das capacidades dos sistemas de produção selecionados para o desenvolvimento do campo.

4.2.3. Campanha de Testes de Longa Duração (TLD)

O principal objetivo da campanha de TLDs do Campo de Mero foi adquirir informações dinâmicas para suportar o desenvolvimento definitivo do campo, reduzindo a maioria das

grandes incertezas e permitindo otimizações na estratégia de drenagem. Em geral, as principais informações adquiridas através dos testes de longa duração são:

- desempenho dinâmico de poços e reservatórios (declínio de pressão, índice de produtividade de longo prazo, evolução dos mecanismos de dano, eficiência da estimulação dos poços);
- detecção de limites dos reservatórios;
- volume de óleo conectado ao poço em teste;
- conectividade lateral e vertical, essencial para avaliação dos mecanismos de recuperação, definição da geometria dos poços e estratégia de produção e injeção;
- detecção de falhas selantes ou fácies não reservatório;
- detecção de fraturas condutoras e/ou camadas de alta permeabilidade ("super-K");
- suporte de pressão do aquífero e/ou produção prematura de água;
- variação das propriedades dos fluidos ao longo do reservatório, uma vez que verificar se o conteúdo de contaminantes ou a RGO mudará com o tempo é essencial para o projeto das instalações de superfície e seleção de materiais;
- calibração dos modelos de reservatório e de escoamento multifásico através de ajuste de histórico;
- problemas de garantia de escoamento como o aparecimento de parafinas, deposição de asfaltenos, incrustação e migração de finos, além de verificar a eficiência das ações mitigadoras, como, por exemplo, a injeção de produtos químicos pré-selecionados.

Os TLDs são essenciais para a estratégia de redução do risco, com influência significativa nas malhas finais de drenagem. Alguns dos impactos principais são a definição do número e localização dos poços, a seleção do melhor método de recuperação e a estratégia de produção e injeção, além da geometria dos poços e a estratégia de completação e estimulação.

Especificamente para o Campo de Mero, a campanha de TLDs é essencial para determinar a melhor estratégia para desenvolver um reservatório tão espesso e de geologia complexa. Avaliar os impactos da produção e injeção em vazões altas é ainda uma possibilidade. Isso porque, uma vez que os poços dos TLDs são completados com ICVs em até três intervalos, o uso intensivo desses dispositivos durante os testes permite a avaliação de diferentes estratégias de produção e injeção.

Outras possibilidades do Programa de TLDs do Campo de Mero são:

- redução de incertezas relacionadas à injeção contínua de gás, principalmente com

relação à miscibilidade do gás injetado e à variação do índice de injetividade;

» verificar a eficiência da injeção de gás como mecanismo de recuperação melhorada;

» verificar a possibilidade de um *breakthrough*, ou seja, avanço precoce de gás;

» investigar o risco de precipitação de asfaltenos, que aumenta quando há reinjeção de gás;

» testar diferentes estratégias de produção e injeção, bem como o desempenho das válvulas de completação inteligente;

» realizar testes de interferência com outros poços já perfurados e entre zonas do mesmo poço;

» calibrar o comportamento do escoamento multifásico do fluido do Campo de Mero (alto teor de CO_2 e RGO), em um ambiente de temperaturas relativamente baixas.

Com o objetivo de maximizar os testes de interferência entre poços, foram usados dispositivos de monitoramento remoto de pressão e temperatura em praticamente todos os poços até então perfurados no campo. Tanto os poços abandonados temporariamente quanto aqueles com a completação já finalizada e com a Árvore de Natal Molhada (ANM) instalada tiveram os dados de pressão e temperatura de fundo monitorados durante a operação dos testes de longa duração. Com isso, amplificou-se bastante a abrangência dos dados dinâmicos adquiridos, pois, conjuntamente aos poços conectados ao teste de longa duração, os poços observadores foram uma fonte riquíssima de informações sobre as transmissibilidades ao longo de todo o campo.

4.3. Os dados obtidos e os impactos no plano de desenvolvimento

O primeiro teste da campanha de TLD no Campo de Mero se encerrou em outubro de 2018 e vários resultados interessantes foram obtidos e foram usados para definir a melhor estratégia de desenvolvimento para o campo. Um dos principais objetivos do TLD era investigar o comportamento do potencial do poço produtor ao longo do tempo. O alto potencial inicial foi confirmado por testes de formação. No entanto, havia dúvidas se a alta vazão inicial seria mantida ao longo do tempo, devido às características do reservatório naquela porção do campo e porque os testes de formação investigam apenas regiões próximas ao poço. A existência de variações laterais de fácies ao se afastar do poço era uma incerteza e o TLD visava investigar o risco de um declínio precoce da vazão de óleo. No entanto, os resultados foram positivos e a vazão de óleo se manteve praticamente constante durante todo o teste, que teve uma duração de aproximadamente um ano.

A partir do momento em que o órgão ambiental permitiu produzir o poço em seu potencial máximo, após o comissionamento do sistema

de injeção de gás da plataforma, o poço atingiu um potencial em torno de 42 mil barris de óleo por dia e assim permaneceu até o final do TLD. Outro objetivo do TLD era entender a comunicação vertical entre os dois intervalos do poço produtor. O uso de ICVs durante o teste, além de permitir caracterizar individualmente cada intervalo, mostrou que os dois intervalos estão hidraulicamente conectados, embora tenha sido observada alguma restrição ao fluxo vertical nas proximidades do poço. As derivadas de pressão de todos os períodos de estática tendem ao mesmo patamar no longo tempo, indicando comunicação hidráulica entre os intervalos.

Após o início da produção do poço em seu potencial máximo, com ambos os intervalos totalmente abertos, observou-se um aumento gradativo da perda de carga entre eles, o qual foi diagnosticado como incrustação inorgânica na ICV inferior. A injeção de inibidor de incrustação no fundo do poço foi realizada através do mandril de injeção química, o que interrompeu a geração de incrustação. A eficácia do inibidor e a eficiência do sistema de injeção química do poço foram então comprovadas.

Antes do início da injeção de gás, foi observada uma queda de pressão no poço injetor, confirmando então a comunicação hidráulica entre os dois poços do TLD. Havia incerteza em relação a esta comunicação, uma vez que os dois poços têm contatos óleo-água diferentes. A conectividade entre a região do poço produtor e a do injetor foi revelada durante o TLD. Dessa maneira, confirmou-se a teoria de aquíferos desconectados e comunicação hidráulica através da zona de óleo, o que também foi confirmado posteriormente através do monitoramento de pressão nos poços observadores. Essas informações tiveram um grande impacto na estratégia de drenagem dos projetos definitivos.

O poço injetor do TLD foi completado em três intervalos de completação inteligente. O comportamento da pressão dos intervalos durante os períodos de fluxo e estática mostrou que todos eles estão comunicados hidraulicamente. Outro dado importante obtido durante o TLD foi a confirmação da altíssima injetividade do poço ao longo do tempo. Aproximadamente 2,7 milhões de metros cúbicos por dia de gás foram injetados sem nenhum indício de perda de injetividade, o que reforçou a confiança no método de recuperação indicado para o campo. Este é a reinjeção total de gás, complementada por água em um esquema de injeção alternada dos dois fluidos (WAG).

Conforme citado anteriormente, a campanha de testes de longa duração no Campo de Mero foi planejada contemplando um investimento expressivo na coleta de dados por meio de poços observadores. Isso se justifica pelo fato de se tratar de um campo gigante, tanto em área quanto em volume de óleo *in place*. Os poços observadores permitem caracterizar o nível de transmissibilidade por longas distâncias entre os poços do TLD e os observadores. Especialmente no caso do Campo de Mero, o TLD com reinjeção de gás permitiu produzir com vazões altas, já que não houve restrições quanto à queima de gás. Assim, ampliaram-se

a qualidade e o valor das informações de poços observadores equipados com dispositivos de monitoramento de pressão.

Apesar das longas distâncias entre os poços, em alguns casos superior a 10 km, todos os poços observadores apresentaram variação de pressão ao longo do teste. As respostas dos poços observadores às variações de pressão de fundo dos poços testados são rápidas e, no caso de poços mais próximos, praticamente instantâneas. Isso confirma não só as altas permeabilidades em todo o campo, mas também o fato de que não há barreiras efetivas capazes de isolar diferentes compartimentos. Os dados adquiridos através dos poços observadores foram fundamentais para ratificar o modelo conceitual de carstificação, ou seja, as regiões do reservatório em que a rocha foi mais afetada por efeitos diagenéticos e apresenta, portanto, altas permeabilidades associadas ao processo de dissolução dos carbonatos.

Os dados de poços observadores, juntamente com os dados adquiridos diretamente dos poços testados, forneceram informações extremamente valiosas para uma definição mais precisa da estratégia de drenagem do campo. O fato de os poços observadores terem revelado que o campo se tratava de um único reservatório, totalmente conectado, permitiu reduzir a necessidade de outros poços ADRs, além de proporcionar maior confiança na implantação dos quatro grandes projetos definitivos previstos para o Campo de Mero, com um nível aceitável de riscos.

Pode-se dizer que a campanha de testes de longa duração no Campo de Mero levou o conceito de avaliação dinâmica de jazidas de petróleo a uma nova dimensão, permitindo uma mitigação robusta dos riscos do campo através das informações dinâmicas de longo prazo do reservatório. A abordagem inovadora considerou simultaneamente a produção de óleo e a injeção de gás, ao mesmo tempo em que se media a perturbação de pressão em diferentes partes do campo, usando dispositivos de monitoramento remoto de pressão.

O monitoramento da pressão em regiões distantes dos poços testados mostrou excelente comunicação ao longo do reservatório e possibilitou uma melhor estimativa de óleo *in place* do campo. Essas informações foram essenciais para reduzir o número de poços de aquisição de dados necessários e para acelerar o processo de aprovação dos módulos definitivos. Os poços observadores também forneceram uma excelente fonte de dados sobre o desempenho dinâmico de longo prazo e permitiram a calibração do cubo de permeabilidades do modelo de reservatórios. O uso intensivo das válvulas de completação inteligente, em conjunto com o monitoramento remoto de pressão, potencializou a aquisição de informações dinâmicas, incluindo dados valiosos acerca da transmissibilidade vertical do reservatório.

O acoplamento da produção de óleo com a injeção de gás em um mesmo teste de longa duração forneceu informações valiosas sobre o desempenho da injeção de gás miscível como um método de recuperação, ajudou a mitigar

alguns dos riscos inerentes ao método e permitiu descartar cenários de irrupção prematura do gás injetado.

Ao permitir uma calibração do modelo de simulação de fluxo aos dados dinâmicos de longo prazo observados, a estratégia aplicada no Campo de Mero aumentou a robustez destes modelos e, por consequência, levou a uma melhor definição do plano de explotação proposto para o campo, além de agregar maior confiabilidade às previsões de produção. Assim, o número de plataformas necessárias para o desenvolvimento do campo (quatro FPSOs de 180 mil bopd e 12 milhões de m^3/d de gás cada), o número e a locação dos poços produtores e injetores e o escopo do projeto submarino puderam ser definidos com base em modelos mais confiáveis, de forma mais assertiva e acelerada. Isto é fundamental para garantir a economicidade e melhorar a rentabilidade de projetos dessa magnitude, sobretudo em regime de partilha de produção, como é o caso do Campo de Mero. A Figura 4.3.1 ilustra o plano de desenvolvimento proposto para o campo, que teve o primeiro óleo produzido para o FPSO Guanabara maio de 2022 (Figura 4.3.1).

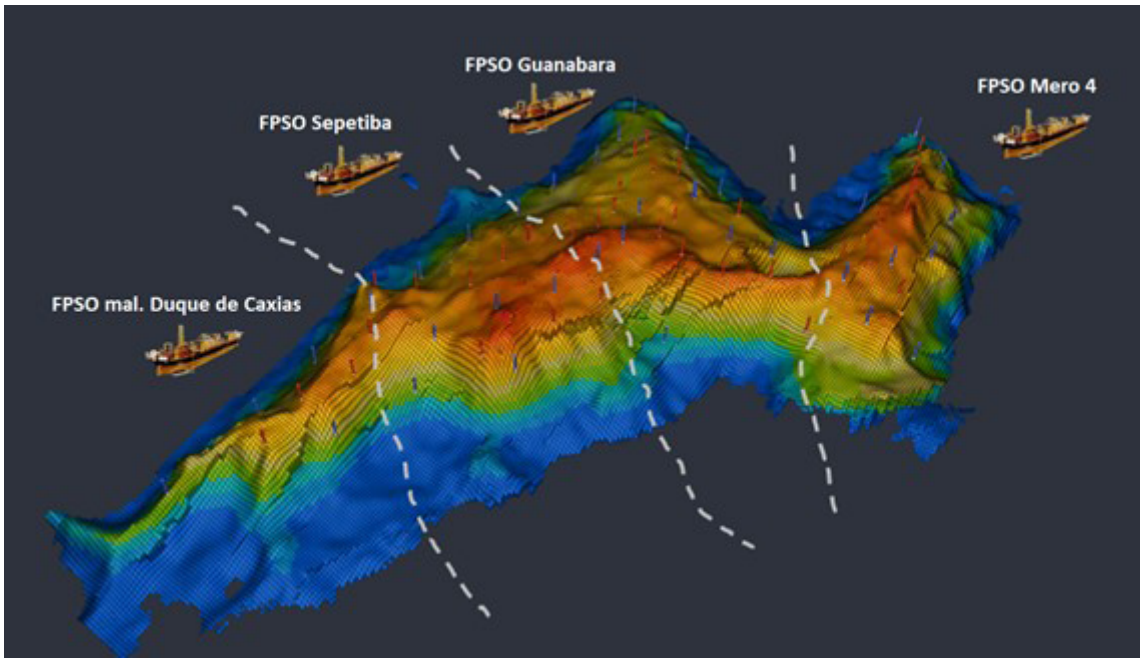


Figura 4.3.1: Visão geral do plano de desenvolvimento do Campo de Mero.

5. CONCLUSÕES

Apesar da descoberta de hidrocarbonetos no poço 2-ANP-2A-RJS ter ocorrido em 2010, apenas após a assinatura do contrato de partilha em dezembro de 2013, iniciaram-se os estudos de delimitação no bloco exploratório de Libra. A perfuração dos poços de extensão definiu claramente a compartimentação da área NW em relação às áreas central e sudoeste do bloco exploratório de Libra. Dessa forma,

foi definido um plano de avaliação da área NW (futuro Campo de Mero) e iniciada uma campanha de aquisição sistemática de dados de poços (perfis, rocha), dados dinâmicos (TFR, TI, TLD, dados de interferência) e dados sísmicos.

Com a aquisição dessas informações, verificou-se que o Campo de Mero é caracterizado por reservatórios carbonáticos com excelentes características permoporosas, grandes espessuras de reservatórios nas formações Barra Velha e Itapema, com expressiva variação areal e vertical, presença de falhas, fraturas, carstes e diversos processos diagenéticos. Além disso, foram revelados aspectos bem particulares no Campo de Mero. Estes o distinguiram das demais acumulações do Pré-sal da Bacia de Santos e Campos, como: um arcabouço estrutural complexo, ocorrência de rochas ígneas intercaladas aos reservatórios carbonáticos e hidrocarboneto com alto de teor de CO_2. Todos os poços perfurados e testados no campo de Mero, durante as fases exploratória e inicial de desenvolvimento, confirmaram boas características do reservatório e índices de produtividade e injetividade elevados. Devido às características do fluido - óleo leve de 29 °API, com alta quantidade de gás dissolvido (RGO inicial em torno de 440 Sm^3/Sm^3) e com alto teor de CO_2 (44% na fase gasosa) - foi tomada a decisão de reinjetar todo o gás produzido.

Os dados adquiridos na área e a experiência bem-sucedida da Petrobras no Pré-sal, com a implantação de mais de 20 FPSOs com 2 milhões bpd de produção e mais de 3 bilhões bbl de produção acumulada, permitiram a equipe envolvida no Campo de Mero desenvolver soluções customizadas à realidade da área, além da definição do melhor plano de explotação da jazida.

No modelo geológico, foram incorporados aspectos importantes da estratigrafia de alta resolução e elaborado um modelo de fácies considerando a modelagem litológica 1D (construção de um modelo de fácies nos poços utilizando as descrições de rochas em conjunto aos dados de perfis de imagens), a modelagem de processos estratigráficos-sedimentológicos (geração de volumes de proporção dos sedimentos) e a modelagem probabilística de fácies para cada associação de fácies definida. A ocorrência de rochas ígneas no reservatório foi incluída no modelo de forma determinística, considerando a atual interpretação geofísica. O modelo de porosidade utiliza mapas de tendência em função dos altos estruturais e baixa impedância acústica. Finalmente, o modelo de permeabilidade foi construído considerando o perfil de permeabilidade ajustado aos dados dinâmicos disponíveis, além do fato da permeabilidade ser afetada por outros fatores, como a existência de fraturas e camadas carstificadas.

Como resultado dos estudos de alternativas de explotação, definiu-se, no projeto de desenvolvimento da produção do Campo de Mero, a utilização de quatro FPSOs, atualmente denominadas FPSO Guanabara, FPSO Sepetiba, FPSO Duque de Caxias e FPSO Mero4. Os FPSOs serão dotados de facilidades de produção, com capacidade de processar 180 mil bopd e compressão de 12 milhões de m^3/d de gás.

Em relação ao regime de Partilha de Produção, no qual se enquadra o Campo de Mero, os custos são recuperados na fase de produção ao longo de 35 anos de vigência do contrato com a ANP. Além disso, a duração total do contrato é de 35 anos, improrrogável, independentemente da duração da fase exploratória. Nesse sentido, este regime fiscal estimulou a aceleração da produção de forma inédita no Brasil e exigiu um esforço de integração não só das áreas de exploração e reservatórios, como também nas de elevação e escoamento, poços, engenharia submarina e instalações de superfície e processo.

AGRADECIMENTOS

Os autores gostariam de agradecer a todos que trabalham ou trabalharam na área de Libra e que permitiram o sucesso deste projeto, bem como, aos revisores Alexandre Maul, André de Gasperi, Egberto Pereira e João Adolfo Rosseto pelas importantes contribuições ao texto.

REFERÊNCIAS

ANDRADE, H.; PENATTI, A. P. R.; BAPTISTA, R. C. S.; CARLOTTO, M. A.; OLIVEIRA PESSOA, V. C.; BORGES, T. A.; RANCAN, C. C. **Proposta de locação SE-1**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2016. Relatório interno.

BARNETT, A. J.; FU, L.; RAPASI, T.; SCOTELLARO, C.; GUHA, J.; CABOLOVA, A.; DOMINGUES, A. L. Seismic characterization and origin of clinoforms in lacustrine depositional environments: a case study from the Cretaceous of the South Atlantic. *In*: HENDRY, J.; BURGESS, P.; HUNT, D; JANSON, X.; ZAMPETTI, V. (ed.). **Seismic characterization of carbonate platforms and reservoirs**. London: Geological Society, 2021. p. 127-145. (Geological Society of London. Special publications, 509).

BEURLEN, G.; RICHTER, A. J.; CUNHA, A. A. S.; TELLES JUNIOR, A. S.; MARTINIS, E.; FERREIRA, E. P.; MOURA, J. A.; GOMIDE, J.; VIVIERS, M. C.; ARAI, M.; UESUGUI, N.; NASCIMENTO, N. L.; AZEVEDO, R. L. M.; DINO, R.; ANTUNES, R. L.; SHIMABUKURO, S.; ABREU, W. S. **Bioestratigrafia das bacias mesozóioicas-cenozóicas brasileiras**: texto explicativo das cartas bioestratigráficas. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. DIVEX. SEBIPE, 1992. Relatório interno.

BEURLEN, G.; GRILLO, J. L.; CUNHA, A. A. S.; FERREIRA, E. P.; LANA, C. C.; ARAI, M.; GALM, P. C.; MILHOMEM, P. S. **Bioestratigrafia da Petrobras do Jurássico ao Neógeno, calibrada de acordo com a geocronologia de 2004**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. BPA, 2007. Relatório interno.

BELKA, Z. Early Devonian Kess-Kess carbonate mud mounds of the eastern Anti-Atlas (Morocco), and their relation to submarine hydrothermal venting. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 68, n. 3, p. 368-377, May 1998.

BURGESS, P. M.; POLLITT, D. A. The origins of shallow-water carbonate lithofacies thickness distributions: one-dimensional forward

modelling of relative sea-level and production rate control. **Sedimentology**, Oxford, v. 59, p. 1, p. 57-80, Oct. 2012.

CAERS, J. **Petroleum geostatistics**. Richardson: Society of Petroleum Engineers, 2005.

CARMALT, S. W.; JOHN, B. St. Giant oil and gas fields. *In*: HALBOUTY, M. T. (ed.). **Future petroleum provinces of the world**: proceedings of the Wallace E. Pratt Memorial Conference. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1986. p. 11-53. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 40).

CARLOTTO, M. A.; SILVA, R. C. B.; YAMATO, A. A.; TRINDADE, W. L.; MOREIRA, J. L. P.; FERNANDES, R. A. R.; RIBEIRO, O. J. S.; GOUVEIA JUNIOR, W. P. G.; CARMINATI, J. P.; QICAI, D.; JUNFENG, Z.; SILVA-TELLES JUNIOR, A. C. Libra: a newborn giant in the brazilian pre-salt province. *In*: MERRIL, R. K.; STERNBACH, C. A. (ed.). **Giant fields of the decade 2000-2010**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2017. p. 165-176. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 113).

CARVALHO, M. D.; PRAÇA, U. M.; SILVA-TELLES JUNIOR, A. C.; JAHNERT, R. J.; DIAS, J. L. Bioclastic carbonate lacustrine facies models in the Campos Basin (lower cretaceous), Brazil. *In*: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H.; KELTS, K. R. (ed.). **Lake basins through space and time**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2000. p. 245-256. (American Association of Petroleum Geologists. Studies in geology, 46).

CHAFETZ, H. S.; BARTH, J.; COOK, M.; GUO, X.; ZHOU, J. Origins of carbonate spherulites: implications for brazilian aptian pre-salt reservoir. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v.365, p. 21-33, Mar. 2018.

DEHLER, N. M.; MAGNAVITA, L. P.; GOMES, L. C., SANT'ANNA, M. V.; RIGOTI, C. A.; OLIVEIRA, J. A. B.; MENEZES, J. R. C; SOUZA, A. E. C. M. **O lineamento externo "Helmut"**: caracterização e interpretação tectônica. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P EXP. GEO. GEAT, 2010. Relatório interno.

DEHLER, N. M.; MAGNAVITA, L. P.; GOMES, L. C.; RIGOTI, C.; BACH, J. A. O.; SANT'ANNA, M. V.; COSTA, F. G. D. The Helmut geopysical anomaly: a regional left-lateral transtensional shear zone system connecting Santos and Campos basins, southeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, n. 72, p. 412-422, Apr. 2016.

DEHLER, N. M.; MAGNAVITA, L. P.; GOMES, L. C.; SANT'ANNA, M. V.; RIGOTI, C.; OLIVEIRA, J. A. B.; SOUZA, A. E. C. M.; MENEZES, J. R. C. O megacisalhamento "Helmut" na porção externa das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo: caracterização e implicações na abertura do Atlântico Sul. *In*: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 8., 2011, Angra dos Reis. **Resumos** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2011.

DEHLER, N. M.; YAMATO, A. A. **Análise geométrica e cinemática das estruturas**: inversão, exumação e erosão na área de Libra. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2015. Relatório interno.

E&P-EXP/GEO/GEAT; E&P-EXP/GEXP/PSCP/INT; E&P/LIBRA/EXPCT/IA.

DEUTSCH, C. V. **Geostatistical reservoir modeling**. 1. ed. New York: Oxford University Press, 2020.

DIAS, J. L.; SCARTON, J. C.; ESTEVES, F. R.; CARMINATTI, M.; GUARDADO, L. R. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. *In*: MILANI, E. J.; RAJA GABAGLIA, G. P. (coord.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Gávea, 1990. p. 333-360.

DRYSDALE, R.; GILLIESON, D. Micro-erosion meter measurements of travertine deposition rates: a case study from Louie Creek, Northwest Queensland, Australia. **Earth Surface Processes and Landforms**, Hoboken, v. 22, n. 11, p. 1037-1051, Dec. 1997.

EBERLI, G.; SUOSAARI, E.; KARACA, E.; DIAZ, M.; BETZLER, C.; LÜDMANN, T. Lessons from Hamelin Pool and the Maldives for the Coquina Reservoirs in Libra, Santos Basin. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS CONVENTION & EXHIBITION, 2019, San Antonio. [**Proceedings**]. [Tulsa]: American Association of Petroleum Geologists, 2019.

EMBRY, A. F. Transgressive-regressive (TR) sequence stratigraphy. *In*: ARMENTROUT, J. M.; ROSEN, N. C. (ed.). **Sequence stratigraphic models for exploration and production: evolving methodology, emerging models and application histories**: 22nd Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation: Bob F. Perkins Research Conference. [Tulsa]: Society for Sedimentary Geology, 2002. p. 151-172. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Publication, 22).

FARIAS, F.; SZATMARI, P.; BAHNIUK, A.; FRANÇA, A. B. Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin: genesis and tectonic implications. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 105, p. 251-272, July 2019.

FOLK, R. L.; CHAFETZ, H. S.; TIEZZI, P. A. Bizarre forms of depositional and diagenetic calcite in hot-spring travertines, central Italy. *In*: SCHNEIDERMANN, N.; HARRIS, P. M. (ed.). **Carbonate cements**: based on a symposium sponsored by the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, c1985. p. 349-369. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special publication, 36).

GOMES, J. P.; BUNEVICH, R. B.; TEDESCHI, L. R.; TUCKER, M. E.; WHITAKER. F. F. Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, brazilian pre-salt. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 113, 104176, Mar. 2020.

GRANJEON, D. **Modelisation stratigraphique deterministe: conception et applications d'un modele diffusif 3 D multilithologique**. 1996. Tese (Doutorado) – Université de Rennes, Rennes, 1996.

GRANJEON, D.; JOSEPH, P. Concepts and applications of a 3D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic Modeling. *In*: HARBAUGH, J. W; WATNEY, W. L.; RANKEY, E. C.; SLINGERLAND, R.; GOLDSTEIN, R. H.; FRANSEEN, E. K. (ed.). **Numerical experiments in stratigraphy**: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 1999. p. 197-210. (Society for Sedimentary Geology. Special publication, 62).

JAHNERT, R., PAULA, O., COLLINS, L., STROBACH, E., PEVZNER, R. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: architecture of a Holocene reservoir analog. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 281, p. 59-74, Dec. 2012.

KALLWEIT, R. S.; WOOD, L. C. The limits of resolution of zero-phase wavelets. **Geophysics**, Tulsa, v. 47, n. 7, p. 1035-1046, July 1982.

KENDALL, A. C. Fascicular-optic calcite: a replacement of bundled acicular carbonate cements. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 47, n. 3, p. 1056-1062, Sept. 1977.

LANA, C. C.; BEURLEN, G. Microbioestratigrafia do Mesozóico-Cenozóico brasileiro: um passeio pelo tempo. **Anuário do Instituto de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 30, n. 1, p. 207-209, 2007.

LE DIAGON, F.; MOLDOVEANU, N.; GRIDNEV, E.; THOMPSON, J.; SALINAS, L. A.; EL-TOUKHY, M. Comparison between multiazimuth, wide-azimuth, and full-azimuth towed-streamer acquisition: a full 3D finite-difference study in the Santos Basin. **Society of Exploration Geophysicists (SEG) Technical Program Expanded Abstracts**, Tulsa, p. 269-273, 2017.

LÜDMANN, T.; BETZLER, C.; EBERLI, G. P.; REOLID, J.; REIJMER, J. J.; SLOSS, C. R.; BIALIK, O. M.; ALVAREZ-ZARIKIAN, C. A.; ALONSO-GARCÍA, M.; BLÄTTLER, C. L.; GUO, J. A.; HAFFEN, S.; HOROZAL, S.; INOUE, M.; JOVANE, L.; KROON, D.; LANCI, L.; LAYA, J. C.; MEE, A. L. H.; NAKAKUNI, M.; NATH, B. N.; NIINO, K.; PETRUNY, L. M.; PRATIWI, S. D.; SLAGLE, A. L.; SU, X.; SWART, P. K.; WRIGHT, J. D.; YAO, Z; YOUNG, J. R. Carbonate delta drift: a new sediment drift type. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 401, p. 98-111, July 2018.

MAGNAVITA, L. P. *et al.* **Projeto evolução da Margem Atlântica**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2009. Relatório interno.

MAGNAVITA, L. P.; DEHLER, N. M.; GOMES, L. C.; SANT'ANNA, M. V.; SOUZA, A. E. C. M.; MENEZES, J. R. C.; SZATMARI, P.; ARAÚJO, A. D.; PAULO, A. S.; VESELY, F. F.; OLIVEIRA, J. A. B.; NOVAIS, L. C. C.; MARTINS, L. M. R. **Arcabouço tectônico e cinemática do pré-sal do sudeste brasileiro**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2010. 160 p. Relatório interno.

MEISLING, K. E.; COBBOLD, P. R.; MOUNT, V. S. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 85, n. 11, p. 1903-1924, Nov. 2001.

MINZONI, M.; CANTELLI, A.; THORNTON, J.; WIGNALL, B. Seismic-scale geometries and sequence-stratigraphic architecture of Early Cretaceous syn-post rift carbonate systems, presalt section, Brazil. *In*: HART, B.; ROSEN, N. C.; WEST, D.; D'AGOSTINO, A.; MESSINA, C.; HOFFMAN, M.; WILD, R. (ed.). **Sequence stratigraphy**: the future defined. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 2020. p. 105-126. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Publication, 36).

MIZUNO, T. A.; MIZUSAKI, A. M. P.; LYKAWKA, R. Facies and paleoenvironments of the Coqueiros Formation (Lower Cretaceous, Campos Basin): a high frequency stratigraphic model to support pre-salt" coquinas" reservoir development in the brazilian continental margin. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 88, p. 107-117, Dec. 2018.

MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-549, nov. 2007.

MUNIZ, M. C. **Tectono-stratigraphic evolution of the barremian-aptian continental rift carbonates, in southern Campos Basin**, Brazil. 2013. Tese (Dissertação) – Royal Holloway University of London, Londres, 2013.

OLIVEIRA, L. C.; RANCAN, C. C.; SARTORATO, A. C. L.; FARIAS, F. A.; PEREIRA, E. Drowning unconformities on presalt carbonate platforms–Examples from the Itapema Formation (Lower Cretaceous), Santos Basin, offshore Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 577, 110570, Sept. 2021.

PIETZSCH, R.; OLIVEIRA, D. M.; TEDESCHI, L. R.; QUEIROZ NETO, J. V.; FIGUEIREDO, M. F., VAZQUEZ, J. C.; SOUZA, R. S. Palaeohydrology of the Lower Cretaceous pre-salt lacustrine system, from rift to post-rift phase, Santos Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 507, 60-80, Oct. 2018.

POZZI, R. P. C.; SOUZA JUNIOR, O. G. D.; SARTORATO, A. C.; FARIA, D. L. D. P.; ZANATTA, A. S.; PAEGLE, J. S.; ROSSETO, J. A.; OLIVEIRA, L. C. D.; PELOSI, A. P. D. M. R.; MIZUNO, T. A. Stratigraphic forward modelling applied to reservoir characterisation of pre-salt carbonate reservoirs, Santos Basin, Brazil. *In*: EAGE ANNUAL CONFERENCE & EXHIBITION, 82., 2021, Amsterdam. [**Proceedings**]. Houten: European Association of Geoscientists and Engineers, 2021.

PLANKE, S.; SVENSEN, H.; MYKLEBUST, R.; BANNISTER, S.; MANTON, B.; LORENZ, L. Geophysics and remote sensing. *In*: BREITKREUZ, C.; ROCCHI, S. (ed.). **Physical geology of shallow magmatic systems**: dykes, sills and laccoliths. Gewerbestrasse: Springer, 2015. p. 131-146.

RANCAN, C. C.; OLIVEIRA, L. C.; CARMO, I. O. Rochas ígneas do Bloco de Libra, Bacia de Santos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 49., 2018, Rio de Janeiro. **Anais** [...]. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2018. p. 2012.

READING, H. G. Facies. *In*: READING, H. G. (ed.). **Sedimentary environments and facies**. 2. ed. Oxford: Blackwell Scientific, 1986. p. 4-19.

RINGROSE, P.; BENTLEY, M. **Reservoir model design**: a practitioner's guide. Dordrecht: Springer, 2015.

ROCHA, Y. S.; PEREIRA, R. C. L.; MENDONÇA FILHO, J. G. Geochemical assessment of oils from the Mero Field, Santos Basin, Brazil. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 130, p. 1-13, Apr. 2019.

ROHAIS, S.; BARROIS, A.; COLLETTA, B.; MORETTI, I. Pre-salt to salt stratigraphic architecture in a rift basin: insights from a basin-scale study of the Gulf of Suez (Egypt). **Arabian Journal of Geosciences**, Heidelberg, v. 9, 317, Apr. 2016.

ROMEO, I.; CAPOTE, R.; TEJERO, R.; LUNAR, R.; QUESADA, C. Magma emplacement in transpression: the Santa Olalla Igneous Complex (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). **Journal of Structural Geology**, Oxford, v. 28, n. 10, p. 1821-1834, Oct. 2006.

SARTORATO, A. C. L. **Caracterização faciológica, estratigráfica e diagenética dos reservatórios carbonáticos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos.** 2018. Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

SCHLAGER, W. **Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy**. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 2005. (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 8).

SILVA, R. C. B. **Coquina and related hypersaline facies evolution in Shark Bay**: morphology, chronology, processes and relationships. 2014. Tese (Dissertação) – Curtin University, Bentley, 2014.

SOUZA, I. A. **Falhas de transferência da porção norte da Bacia de Santos interpretadas a partir de dados sísmicos**: sua influência na compartimentação, evolução e deformação da bacia. 2008. Tese (Doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2008.

SOUZA, R. S.; FALCÃO, L. C.; OLIVEIRA, V. C. B.; LEITE, C. O. N.; ARIENTI, L. M.; SILVA FILHO, R. P.; VIANA, S. M.; FONTES, R. A.; SILVA, N. G. C.; ANTONIO, M. M.; QUEIROZ NETO, J. V.; SOUSA, A. J.; BRANDÃO, M. V.; GRILLO, J. L.; AMORA, R. P.; ARAUJO, C. V.; SCHIMIDT, J. S.; COELHO, C. E. S.; CUGLIERI, M. A. A.; VIEIRA, J. D. A.; TEIXEIRA, A. F. L.; ROCHA, N. P.; GUIMARÃES, P. B.; MARÇAL, R. A.; TEIXEIRA, B. F. L.; OLIVEIRA, D. M.; FARIAS, F. A.; SANTOS, V. S.; PASSOS; F. V.; FIUZA, R. V.; SILVA, C. M. A.; BARBOSA, H. S.; CARMO, I. O.; MENCARELLI, R. M. L.; SOUZA, A. L. S.; ANJOS, C. W. D.; SILVA, C. F.; PAZ, A. C.; ARAÚJO, L. M.; NASCIMENTO, M. M.; REIS, M. A.; PINTO, V. H. G; PENTEADO, H. L. B.; DEHLER, N. M.; PELOSI, A. P. M. R.; MATSUDA, N. S.; GONTIJO, R. C.; ZAMBONATTO, W. E. **Petrogênese dos carbonatos e fases associadas das rochas da seção pré-sal (Andar Alagoas) da Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDGEO. GSE, 2015. Relatório interno. RT GSE 004/2015.

STAFLEU, J. **Seismic models of outcrops as an aid in seismic interpretation**. 1994. 223 f. Tese (Dissertação) – Vrije Universiteit, Amsterdam, 1994.

TERRA, G. S.; SPADINI, A. R.; FRANÇA, A. B.; SOMBRA, C. L.; ZAMBONATO, E. E.; JUSCHAKS, L. C. S.; ARIENTI, L. M.; ERTHAL, M. M.; BLAUTH, M.; FRANCO, M. P.; MATSUDA, N. S.; SILVA, N. G. C.; MORETTI JUNIOR, P. A.; D'ÁVILA, R. S.

F.; SOUZA, R. S.; TONIETTO, S. N.; ANJOS, S. M. C.; CAMPINHO, V. S.; WINTER, W. R. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 1, p. 9-29, nov. 2009/maio 2010.

THOMPSON, D. L.; STILWELL, J. D.; HALL, M. Lacustrine carbonate reservoirs from early cretaceous rift lakes of Western Gondwana: pre-salt coquinas of Brazil and West Africa. **Gondwana Research**, Osaka, v. 28, n. 1, p. 26-51, Aug. 2015.

TONIETO, S. N.; JUSCHAKS, L. C. S.; ARAÚJO, A. L. N.; ERTHAL, M. M. **Arcabouço estratigráfico, sedimentológico e diagenético dos carbonatos do Andar Alagoas na Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. GSEP, 2010. Relatório interno. RT GSEP 004/2010.

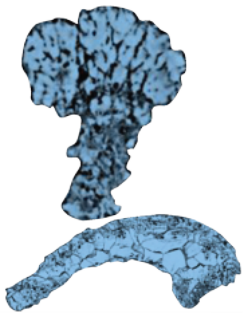
TUCKER, M. E.; WRIGHT. V. P.; DICKSON, J. A. D. **Carbonate sedimentology**. Oxford: Blackwell Scientific, 1990.

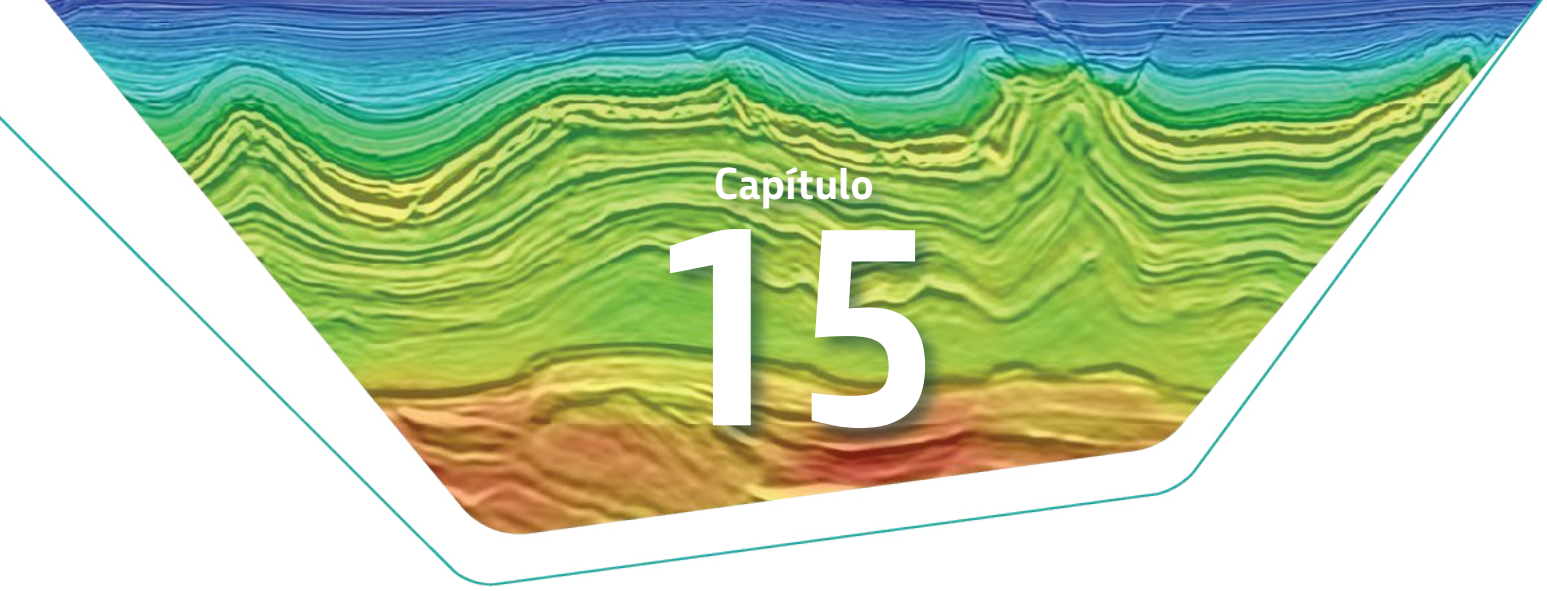
VIANA, S. M.; ERTHAL, M. M.; OLIVEIRA, D. L.; TEIXEIRA, A. F. L.; LIMA, C. M.; VOELCKER, H. E.; MENDONÇA, K. R. N.; FALCÃO, L. C.; ARIENTI, L. M.; SOUZA, M. K.; ANTONIO, M. M.; ROCHA, N. P.; GUIMARÃES, P. B.; SOUZA, R. S.; MARÇAL, R. A.; SANTOS, V. S. S. Proposta preliminar de associação de fácies do pré-sal. *In*: SIMPÓSIO DE SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA, 6., 2012, Vitória. **Resumos** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS. RH. UC, 2012.

YAMATO, A. A.; RODRIGUES, L. F. Compartimentação tecto-sedimentar da porção centro-norte da Bacia de Santos: implicações nas acumulações do pré-sal. *In*: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 9., 2013, Rio de Janeiro. **Seminário** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P EXP. IABCS, 2013.

WRIGHT, P.; TOSCA, N. A geochemical model for the formation of the pre-salt reservoirs, Santos Basin, Brazil: implications for understanding reservoir distribution. *In*: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS CONVENTION & EXHIBITION, 2016, Calgary. [**Proceedings**]. [Tulsa]: American Association of Petroleum Geologists, 2016.

WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates. *In*: BOSENCE, D. W. J.; GIBBONS, K. A.; LE HERON, D. P.; MORGAN, W. A.; PRITCHARD, T.; VINING, B. A. (ed.). **Microbial carbonates in space and time**: implications for global exploration and production. London: Geological Society, 2015. p. 209-219. (Geological Society of London. Special publication, 418).





Capítulo

15

Campo de Búzios: a jornada desde a caracterização dos reservatórios ao início do desenvolvimento da produção

AUTORES

Júlia Campos Guerrero[1] (*juliacguerrero@petrobras.com.br*), Fátima Andreia de Freitas Brazil[1], Renato Kramberger Carvalho[1], Carlos Manuel de Assis Silva[1], Ana Maria Castoldi Moliterno[1], Carlos Henrique Vieira Araújo[1], Guilherme Freitas Barbosa[1], Arlindo Akio Yamato[1], Alessandra Suzely Moda Cacela[1], Caroline de Oliveira Nardi Leite[1], Natasha Pereira Rocha[1], Vinicius Carbone Bernardes de Oliveira[1], Maria Taryn Relvas Campos[1], Victor Gustavo Mund da Rocha e Silva[1], Henrique Ossamu Hisano Natori[1], Francis Pimentel Lima[1], 1Daniela Lima de Oliveira[1], Luiz Eduardo Silva Queiroz[1], Luma Botelho de Souza[1], Erlanny Maria Alves Cruz[1]

[1] Petrobras

Palavras-chave: Pré-sal, Campo de Búzios, Carbonatos Lacustres, Interpretação Sísmica, Modelo Geológico, Desenvolvimento da Produção.

RESUMO

O campo de Búzios, descoberto em 2010, é a maior jazida comercial de petróleo em águas ultra profundas atualmente conhecida no mundo. Sua produção foi iniciada em 2018 e atualmente conta com cinco plataformas, chegando a produzir 763 mil barris de óleo no dia 03 de dezembro de 2023. Os reservatórios são rochas carbonáticas de origem lacustre (idade aptiana),

depositadas durante o rifteamento oblíquo de abertura da Bacia de Santos e compreende às formações Itapema (Sequência K38) e Barra Velha (Sequências K44 e K46/K48). Nos altos estruturais, a Formação Itapema é composta majoritariamente por *rudstones* e *grainstones* de bivalves e a Formação Barra Velha, por estromatólitos, *grainstones* intraclásticos e esferulitos. Os desafios de caracterização desses reservatórios envolvem a integração dos estudos de sísmica, dados de poços, petrografia, interpretações de processos deposicionais e diagenéticos, assim como os resultados de testes de produtividade e injetividades das rochas. Para que esses depósitos sejam representados, são construídos modelos geocelulares faciológicos e petrofísicos, que posteriormente são empregados na simulação de fluxo de fluidos e avaliação volumétrica. Nesse sentido, os modelos apresentados neste trabalho correspondem às melhores ferramentas que permitem à equipe técnica ter uma visão espacial da jazida, assim como estimar as melhores posições dos poços produtores e injetores, além de avaliar as melhores estratégias e formas alternativas de se explotar o campo através dos projetos de desenvolvimento da produção.

1. INTRODUÇÃO

A maior descoberta de petróleo em águas ultra-profundas atualmente conhecida no mundo - o campo de Búzios – foi realizada em 2010 e traz enormes desafios para a Petrobras. O desenvolvimento da produção desse campo gigante, iniciado em 2018, somente pôde ser alcançado com todo o esforço multidisciplinar envolvido, aliado ao conhecimento adquirido pela Companhia ao longo de anos na província do Pré-sal, empregando as mais sofisticadas tecnologias disponíveis no mercado, ou as desenvolvendo, juntamente com os seus parceiros de negócio.

Assim, o campo de Búzios foi alvo de diversas pesquisas internas, onde destacaram-se trabalhos de: geociências (Silva *et al.*, 2018; Guerrero *et al.*, 2019a; Guerrero *et al.*, 2019b; Roisenberg *et al.*, 2019; Lima *et al.*, 2019; Silva *et al.*, 2020a; Silva *et al.*, 2020b; Guerrero *et al.*, 2020; Fernandes *et al.*, 2021; Silva *et al.*, 2021; Sousa *et al.*, 2021; Silva *et al.*; 2022; Pedrinha *et al.*, 2022; Mattos & Pedrinha, 2022; Bittencourt *et al.*, 2022; Barbosa *et al.*, 2022; Oliveira *et al.*, 2022; Pedrinha *et al.*, 2023; Matos *et al.*, 2023; Gorla *et al.*, 2023b); simulação e gerenciamento de reservatórios (Carvalho *et al.*, 2018; Cotia *et al.*, 2019; Andrade *et al.*, 2019; Nicolaidis *et al.*, 2023; Sampaio *et al.*, 2023; Hidalgo *et al.*, 2023; Deucher *et al.*, 2023; Melo *et al.*, 2023; Araujo *et al.*, 2023; Silva & Côrtes, 2023; Gomes *et al.*, 2023; Maier *et al.*, 2023; Pires *et al.*, 2023; Cortês & Silva *et al.*, 2023; Côrtes, 2023; Silva, F.A.M, 2023; Silva, L.T., 2023; Coelho, 2023); geomecânica (Rodrigues & Oliveira, 2023; Maria *et al.*, 2023; Figueiredo *et al.*, 2023; Duarte *et al.*, 2023; Oliveira *et al.*, 2023a; Oliveira *et al.*, 2023b; Rodrigues *et al.*, 2023a; Rodrigues *et al.*, 2023 b) e; petrofísica (Brazil *et al.*, 2022b; Brazil *et al.*, 2022c; Dutra *et al.*, 2022a; Dutra *et al.*, 2022b; Dutra, 2022; Dutra *et al.*, 2023a; Dutra *et al.*, 2023b; Albuquerque *et al.*, 2023).

Além disso, nos últimos anos, após passarem momentos críticos que exigiam confidencialidade, a Petrobras aumentou o incentivo a divulgação de dados sobre o campo, gerando importantes apresentações em eventos externos que abordaram: sedimentologia e estratigrafia (Silva *et al.*, 2019); evolução do dado sísmico (Campos *et al.*, 2021); visão geral do campo de Búzios (Brazil *et al.*, 2022a); interpretação de sismofácies (Campos *et al.*, 2022; Campos *et al.*, 2023); sísmica 4D (Costa *et al.*, 2023); uso de propriedades elásticas da sísmica (Teixeira *et al.*; 2023); classificação sísmica multi-atributos (Gorla *et al.*, 2022a); análises de águas de formação (Gorla *et al.*, 2022b; Gorla *et al.*, 2023a); geomecânica (Falcão *et al.*, 2023) e; estratégias de gestão de reservatórios (Gomes *et al.*, 2024).

Em contrapartida, há poucos artigos científicos sobre o campo de Búzios, os quais abordam temas específicos, tais como: avaliação petrofísica da jazida (Lebre, 2019; Castro, 2019; Castro & Lupinacci, 2022), caracterização de intervalos argilosos (Castro & Lupinacci, 2019; Castro *et al.*, 2022), relação da sísmica com a qualidade permoporosa dos reservatórios (Ferreira *et al.*, 2021a; Mello & Lupinacci, 2022), modelagem de processos como ferramenta para construção de modelos geológicos 3D de fácies (Ferreira *et al.*, 2021b) e o uso de machine learning para modelagem 3D de propriedades de reservatórios (Ferreira *et al.*, 2021c). Recentemente o campo de Búzios foi área de estudo de uma pesquisa de mestrado detalhada sobre a sedimentologia

da Formação Itapema (Antunes, 2021 e Antunes *et al.*, 2024), cujas conclusões se assemelham às expostas neste capítulo. O campo também foi foco de uma publicação sobre o seu contexto geológico dentro da evolução tectonosedimentar da Bacia de Santos (Tavares dos Santos & Gordon, 2021).

Dessa forma, o objetivo deste capítulo é abordar de forma mais ampla a história da jazida de Búzios, explicitar alguns dos conhecimentos adquiridos ao longo desses anos e exemplificar como essas informações são utilizadas diretamente na estratégia de desenvolvimento da produção do campo. Assim, o capítulo inicia-se pela construção da expertise sobre o reservatório, passando pela interpretação sísmica, análise sedimentológica e estratigráfica dos reservatórios, assim como uma breve discussão sobre diagênese e sua relação com a permoporosidade. Posteriormente, há uma explanação sobre a forma que essas informações são utilizadas para melhor representação dos reservatórios em subsuperfície através das técnicas de modelagem geocelular, projetando as estratégias para o desenvolvimento da jazida de forma otimizada e condizente com a importância desse ativo para a Petrobras.

2. LOCALIZAÇÃO E HISTÓRICO

O campo de Búzios localiza-se na porção centro-norte da Bacia de Santos, situada na margem sudeste continental brasileira, sob lâmina d'água de aproximadamente 1900 m de profundidade. A área do *ring fence* (delimitação do campo) possui cerca de 876 Km² (Figura 2.1).

A jazida foi descoberta por meio da perfuração do poço estratigráfico 2-ANP-1-RJS (Figura 2.2), que ocorreu entre dezembro de 2009 e maio de 2010, como parte do projeto de investigação da Petrobras em conjunto com a Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), na área exploratória originalmente denominada "Franco". O resultado foi um sucesso, sendo classificado como poço descobridor com óleo no Pré-sal e constatando uma coluna de hidrocarbonetos de 336m de reservatórios com excelente qualidade permoporosa.

Em setembro de 2010, celebrou-se o contrato de Cessão Onerosa entre a União e a Petrobras, o qual dava o direito à cessionária produzir até 5 bilhões de barris de óleo equivalente (BOE), referentes a seis blocos do Pré-sal da Bacia de Santos, dos quais 3,058 bilhões deveriam ser recuperados da área de Franco.

Em 2013 foi declarada a comercialidade do campo, após o cumprimento de exigências em atendimento ao Programa Exploratório Obrigatório (PEO), no qual foi realizada a perfuração de alguns poços de extensão, a aquisição de nova sísmica 3D de alta definição com foco nos reservatórios do Pré-sal (Franco-Iara) e um Teste de Longa Duração (TLD) na área (Figura 2.3). Ao final dessas atividades, optou-se por interromper a fase de delimitação da jazida e manter o foco nos módulos de produção correspondentes ao volume do contrato de Cessão Onerosa.

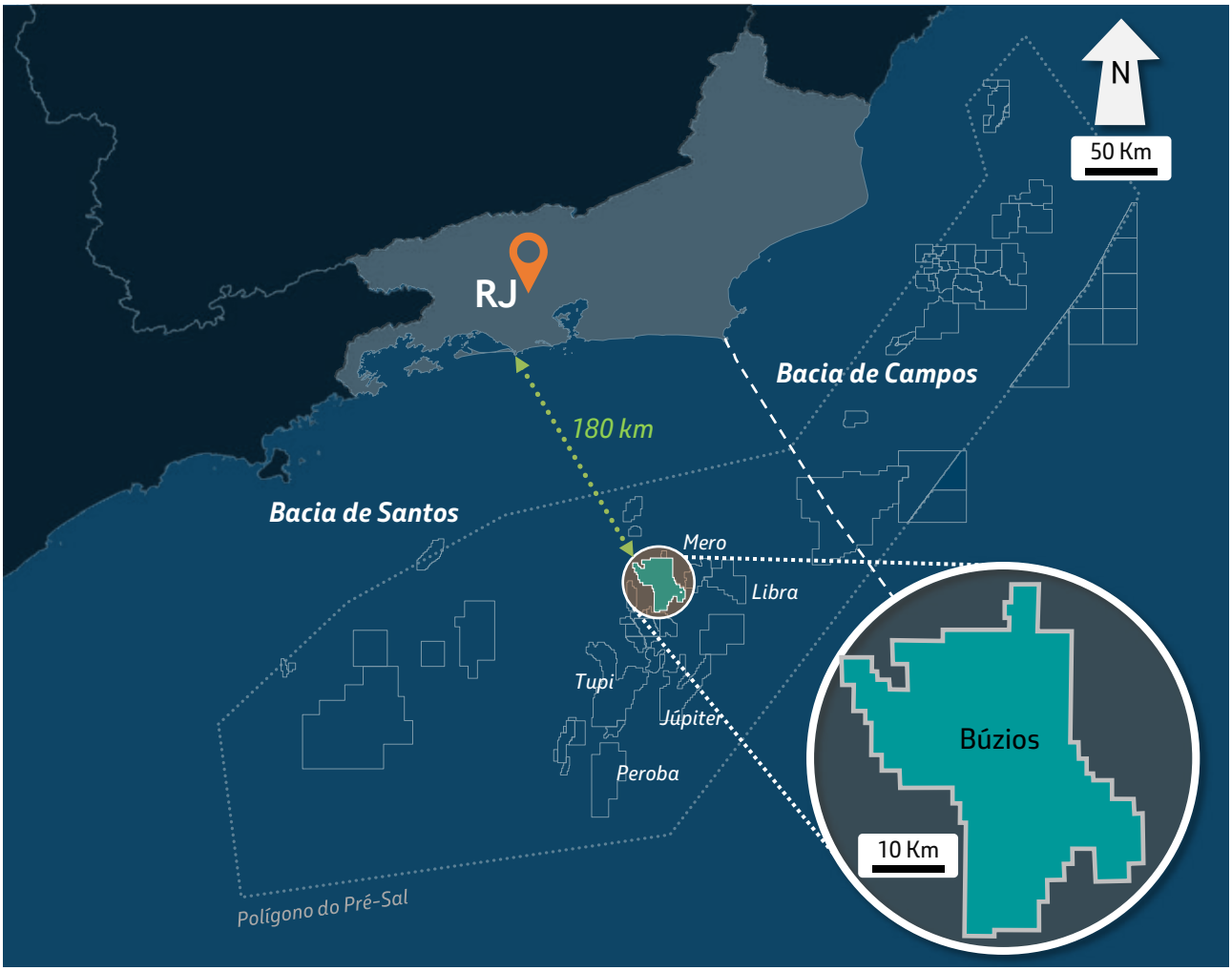


Figura 2.1: Localização do *ring fence* do campo de Búzios na Bacia de Santos.

Para uma melhor avaliação da produtividade e do comportamento dinâmico dos reservatórios do campo, entre 2015 e 2017, foram implantados três Sistemas de Produção Antecipada (SPA), com produção de cerca de 7,37 milhões de barris de óleo equivalente (BOE) (Figura 2.3).

Em abril de 2018, a produção comercial teve início através da plataforma P-74, seguida da entrada das plataformas P-75 (novembro/2018), P-76 (fevereiro/2019) e P-77 (março/2019) (Figura 2.3). Desde o início da sua produção, o campo de Búzios coleciona resultados de produção impressionantes.

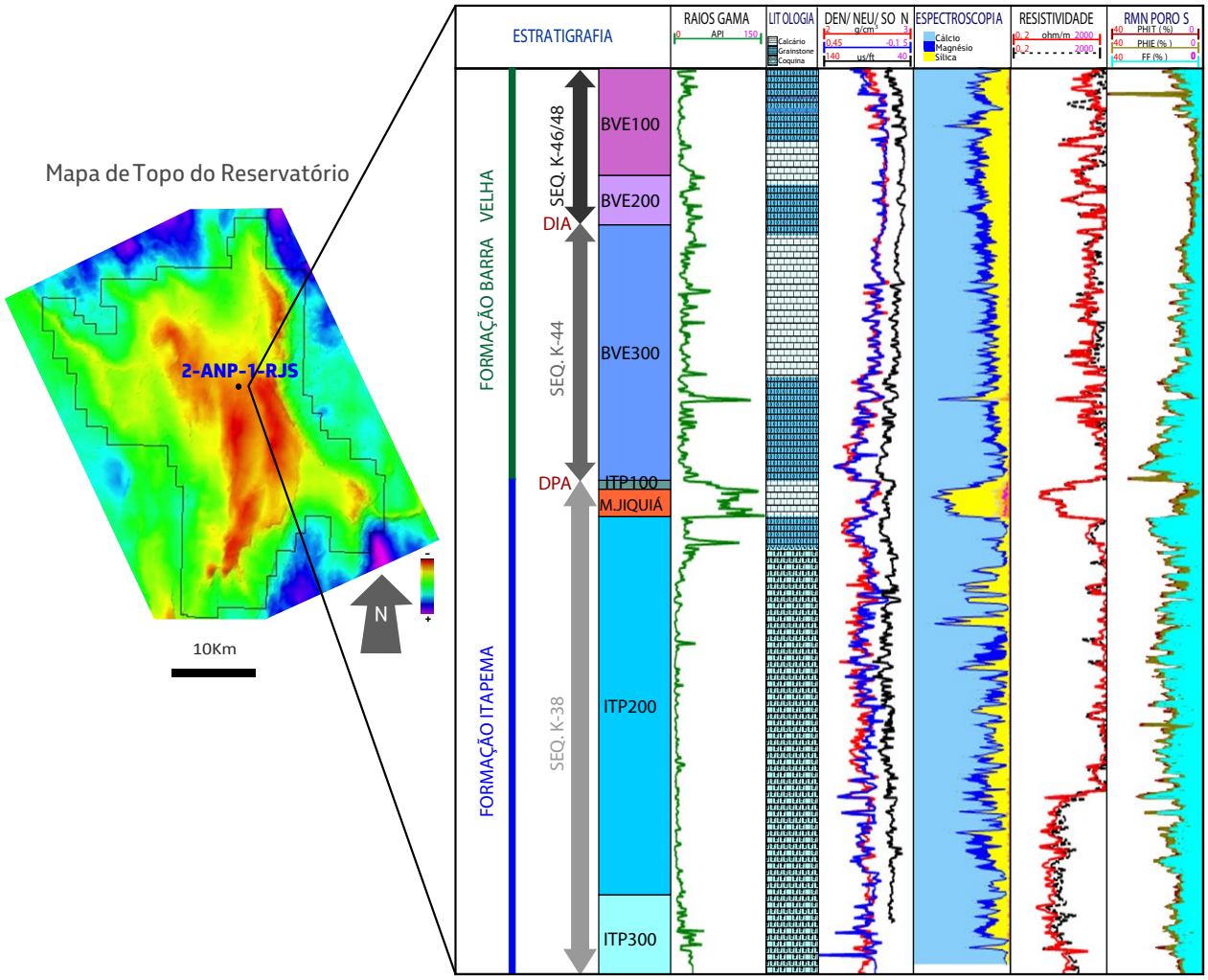


Figura 2.2: Poço descobridor 2-ANP-1-RJS do campo de Búzios (área de Franco) com as principais zonas estratigráficas (BVE100, 200, 300 e ITP100, 200 e 300) e discordâncias interpretadas (DIA = Discordância Intra-Alagoas, DPA = Discordância Pré-Alagoas) em relação às sequências K-38, K-44 e K-46/48. Este poço apresentou espessura com hidrocarboneto de 336m e média de 13% de porosidade.

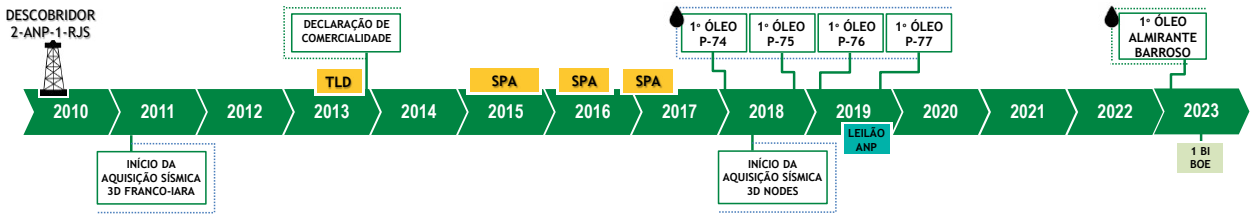


Figura 2.3: Linha de tempo (2010-2023) elencando os principais eventos que ocorreram desde a descoberta da área de Franco.

Os dados adquiridos durante as fases exploratória e de avaliação do reservatório indicaram a existência de um volume recuperável de óleo bastante superior ao previsto no contrato inicial. Assim, esse volume foi denominado como Excedente da Cessão Onerosa (ECO) e, em novembro de 2019, essa área foi um dos alvos da 1ª Rodada de Licitação do Excedente da Cessão Onerosa da ANP, sob o regime de Partilha de Produção para o ECO, sendo arrematada pelo consórcio formado pela Petrobras juntamente com as empresas chinesas CNODC Brasil Petróleo e Gás LTDA e CNOOC Petroleum Brasil LTDA. Nesse contexto, a PPSA (Pré-sal Petróleo S.A.) atua como gestora do Contrato de Partilha e Interveniente Anuente do Acordo de Coparticipação.

Assim, após a assinatura do novo contrato, iniciou-se a perfuração de poços em regiões do campo até então desconhecidas, a fim de atualizar o Plano Diretor do campo e revisar o número de plataformas ótimo para garantir a melhor explotação do óleo.

Em maio de 2023 ocorreu o início da produção da 5ª plataforma de Búzios, denominada Almirante Barroso. Com menos de 5 meses desde o primeiro óleo e com apenas 3 poços, a unidade atingiu o topo de produção de 150 mil barris de petróleo por dia (bpd). Logo depois, em junho do mesmo ano, o campo de Búzios atingiu a produção acumulada de 1 bilhão de barris de óleo equivalente, em apenas 5 anos do início da produção do campo, demonstrando assim a sua possança.

Até a data de dezembro de 2023, haviam sido perfurados cerca de 80 poços no campo de Búzios, tendo sido coletados em torno de 1.500 m de testemunhos e aproximadamente 7.000 amostras laterais de rochas no campo.

3. ASPECTOS TECTÔNICOS E ESTRATIGRÁFICOS

O arcabouço tectono-estrutural presente na Bacia de Santos é produto de rifteamento oblíquo com componente sinistral, iniciado durante o Eocretáceo. Essa estruturação do campo é dada por falhas distensionais e zonas de transferências que se desenvolvem na região, em um arranjo geométrico estrutural conhecido como "S de Santos", conforme definido por Magnavita *et al*. (2010). Essa região caracteriza-se por uma mudança na orientação das falhas que cortam toda a seção rifte, de francamente NE para N/NW (observadas no setor norte de Búzios) e retornando à N/NE para o Norte da Bacia (Figura 3.1).

As zonas de transferências com orientações NW marcam as acomodações promovidas pelo rifteamento oblíquo, com importante controle na deposição das sequências do Pré-sal, onde estão situadas as maiores jazidas de petróleo em águas ultraprofundas do Brasil e, atualmente, em produção no mundo. Alguns exemplos são os campos de Búzios, Mero, Tupi, localizadas sobre o Alto Externo da Bacia de Santos (Gomes *et al.*, 2002; Gomes *et al.*, 2008; Gomes *et al.*, 2012; Carminatti *et al.*, 2008).

De acordo com Moreira *et al.* (2007), as sequências da Bacia de Santos estão associadas a duas

fases tectônicas relacionadas à separação do Gondwana Ocidental (Milani *et al.*, 2007): (i) Fase Rifte, que contempla a deposição das sequências K20/K34 (Fm. Camboriú), K36 (Fm. Piçarras), K38 (Fm. Itapema); e (ii) Fase Pós-Rifte com as Sequências K44 e K46/K48 (Fm. Barra Velha). No campo de Búzios, utiliza-se essa divisão tectônica, entretanto os dados de poços e imageamento sísmico da área indicam que a Sequência K44 ainda está inserida na fase rifte, semelhante ao trabalho de Buckley *et al.* (2015).

Da base para o topo, o intervalo composto pelas Sequências K38, K44 e K46-48 contém os reservatórios do campo de Búzios (Figura 3.2). A base da Sequência K38 é marcada pela Discordância Pré-Jiquiá (DPJ). O topo da Sequência K46-K48 corresponde à discordância posicionada na base do intervalo evaporítico. Por serem delimitadas por discordâncias subaéreas, essas unidades equivalem a sequências deposicionais (conforme discutido por Catuneanu, 2006). A correspondência entre as unidades crono e litoestratigráficas indica que a Sequência K38 coincide com a Formação Itapema, enquanto as Sequências K44 e K46-K48 representam a Formação Barra Velha.

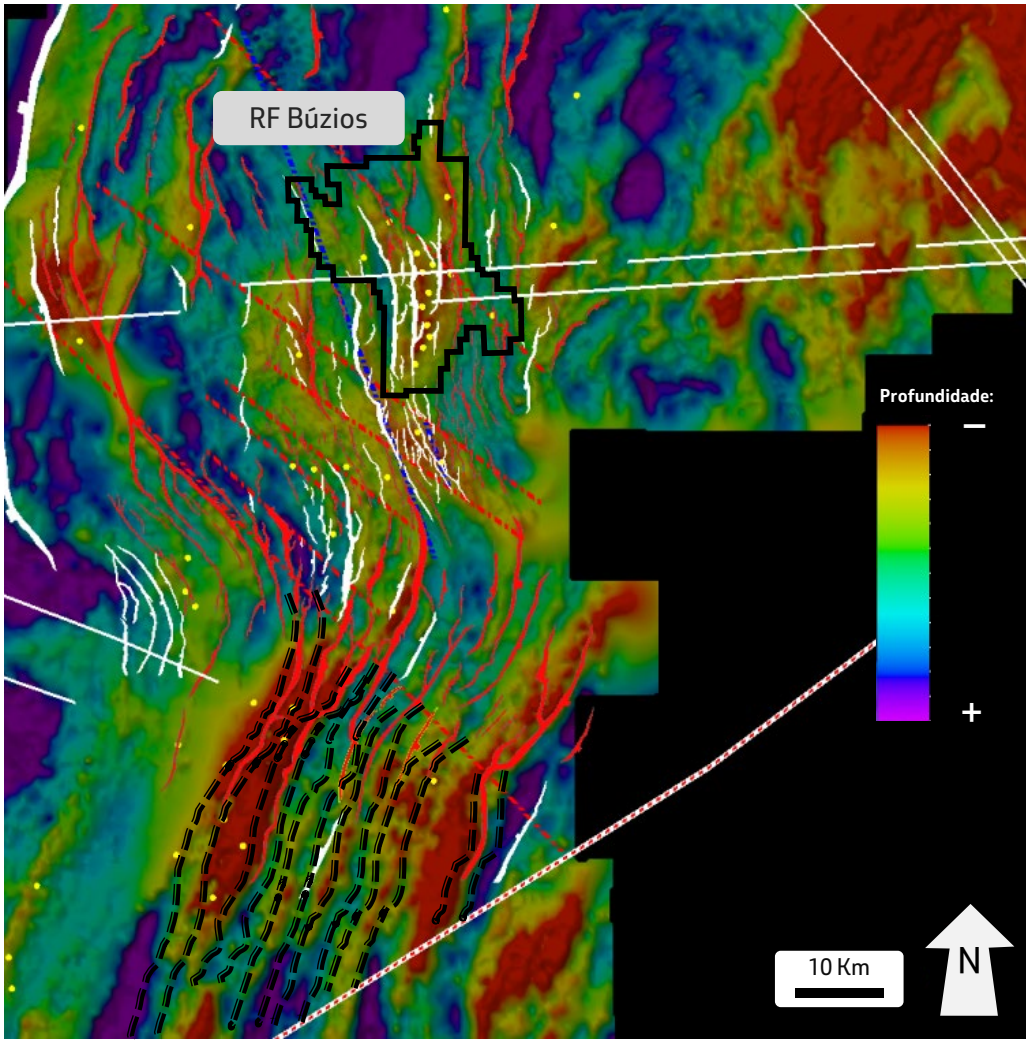


Figura 3.1: Mapa estrutural do embasamento da Bacia de Santos, ilustrando o arcabouço regional com as direções das principais falhas e lineamentos presentes no "S" de Santos. RF = *ring fence*. Modificado de Yamato & Rodrigues (2013).

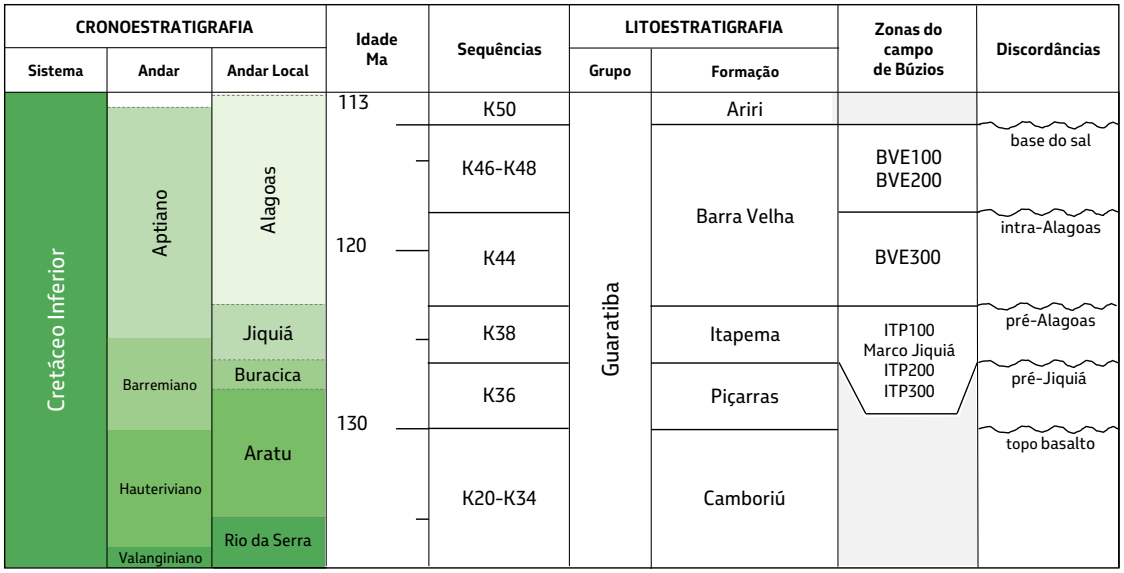


Figura 3.2: Carta estratigráfica com ênfase no Cretáceo Inferior, Bacia de Santos (modificado de Moreira *et al.*, 2007; Beurlen *et al.*, 2007).

O intervalo reservatório é subdividido por duas discordâncias regionais observadas em diversos campos da Bacia de Santos (Figura 3.2): a Discordância Pré-Alagoas (DPA) e a Discordância Intra-Alagoas (DIA). Durante muitos anos, indagou-se a possibilidade desta exposição estar relacionada à ocorrência de fácies dolomitizadas no topo desta sequência. Porém, no campo de Búzios , os dados de poços e sísmica indicam que a DIA, na realidade, corresponde a uma superfície de máximo afogamento de caráter regional e embora sejam necessários mais estudos, assim será a sua representação na análise estratigráfica neste capítulo.

Assim, essas superfícies identificadas são balizadoras para o refinamento estratigráfico, resultando na definição das zonas do reservatório. Segundo Magalhães *et al.* (2020), o zoneamento estratigráfico é o principal fator que afeta o desempenho do reservatório, uma vez que os limites das zonas correspondem a barreiras verticais de fluxo de fluidos e, portanto, necessitam estar bem representados nos modelos 3D geológicos e de simulação de fluxo de fluidos.

Essas zonas (Figura 3.2) possuem diferentes características de rocha e qualidade de reservatório, que geram assinaturas distintas e diagnósticas que são observadas em perfis elétricos e com potencial de correlação por grandes distâncias. Dessa forma, a Formação Barra Velha é subdivida em três zonas estratigráficas: BVE100, BVE200 e BVE300. Já a Formação Itapema é subdividida em quatro: ITP100, Marco Jiquiá, ITP200 e ITP300 (Figura 3.2). O Marco Jiquiá, embora corresponda a uma zona estratigráfica, foi nomeado dessa forma por questões práticas, uma vez que possui características facilmente rastreáveis por todo o campo (quando não erodido).

A Figura 3.3 apresenta uma sessão sísmica passando pelas margens norte e oeste do campo de Búzios, identificando as sequências que serão descritas a seguir.

O embasamento do campo de Búzios é definido pelos derrames basálticos do Eocretáceo da Formação Camboriú e constituem a primeira sequência no campo, denominada K20/K34 (Moreira *et al.*, 2007). Esses derrames cobrem discordantemente o embasamento pré-Cambriano e foram formados com o início do processo de rifteamento, decorrente de movimentos extensionais e oblíquos associados, durante a abertura do continente.

Na continuidade do preenchimento sedimentar, a sequência conhecida como K36, litoestratigraficamente denominada de Formação Piçarras (Moreira *et al.*, 2007; Leite *et al.*, 2020), é caracterizada por uma sedimentação de caráter continental, que, no campo de Búzios, é composta por arenitos estevensíticos e lamitos. A análise dos mapas de isópacas (Figura 3.4) estima espessuras em torno de 1.500 m para essa sequência ao longo de seus principais depocentros. Essas grandes espessuras são fruto de uma tectônica rifte muito ativa, com considerável geração de espaço para acomodar os sedimentos.

Com os principais depocentros parcialmente preenchidos pela Sequência K36, tem-se início a sedimentação da Sequência K38. Nesse intervalo estão os mais profundos reservatórios do campo de Búzios, correspondentes à Formação Itapema. As espessuras de até 800 m observadas no mapa de isópacas (Figura 3.4) evidenciam o ainda forte controle geométrico da distribuição dessa sequência em relação às zonas de transferência noroeste e às falhas ativas da fase rifte, com orientações NNE.

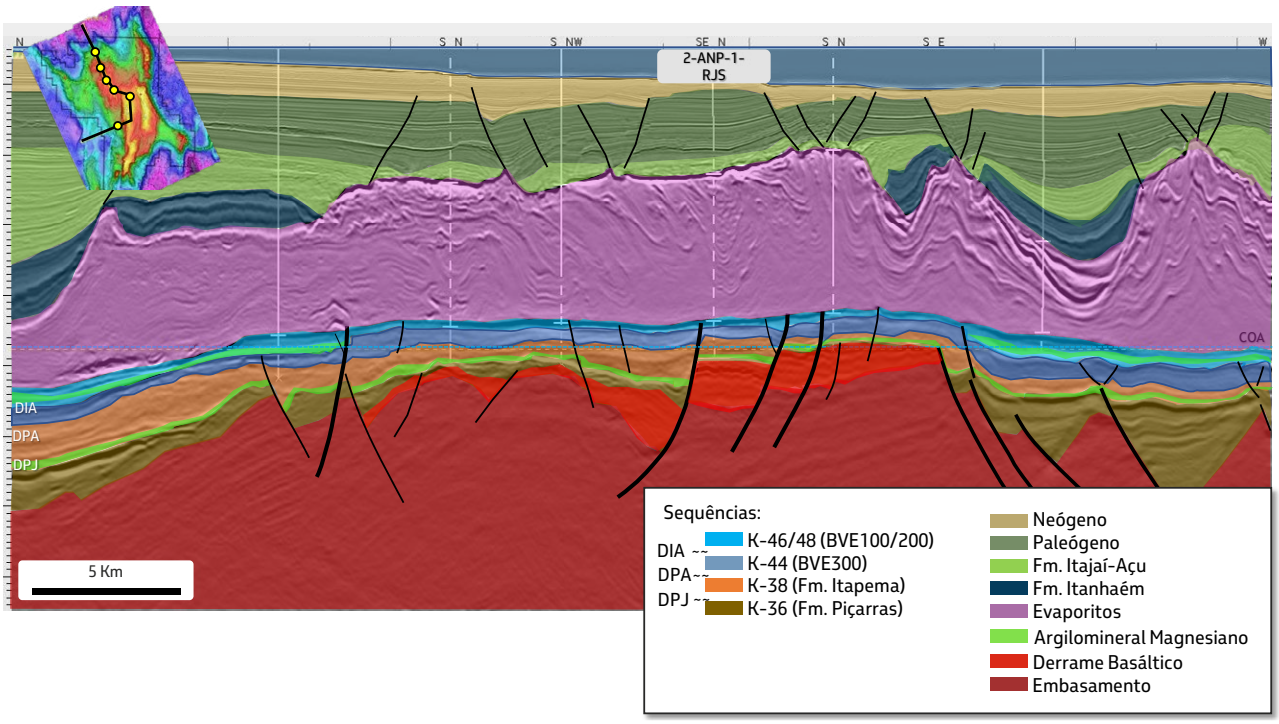


Figura 3.3: Sessão sísmica arbitrária, ilustrando as principais sequências deposicionais interpretadas no campo de Búzios, com destaque para as discordâncias Pré-Jiquiá (DPJ), Pré-Alagoas (DPA) e Intra-Alagoas (DIA). A linha tracejada representa o contato óleo/água (COA) principal para a área.

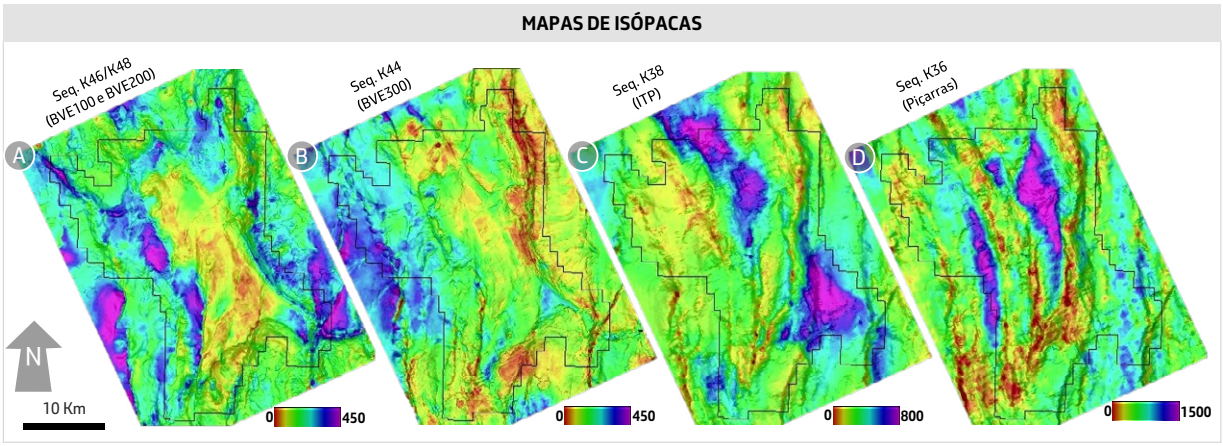


Figura 3.4: Comparação entre mapas de isópacas das sequências: A) K46/K48 (zonas de reservatório BVE100 e BVE200); B) K44 (equivalente à zona de reservatório BVE300); C) K38 (litoestratigraficamente correlato à Formação Itapema); e D) K36 (litoestratigraficamente correspondente à Formação Piçarras). Escalas de cor diferentes entre os mapas e cores quentes indicando menores espessuras. Observa-se que os depocentros mudam de lugar, indicando um forte controle tectônico na sedimentação do campo. Entretanto, como os valores das isópacas ficam menores em direção ao topo do reservatório, fica evidente a diminuição desta movimentação tectônica.

Assim, a porção basal da fase rifte, comumente designada como "rifte inferior", é marcada por significativa movimentação tectônica, formando grandes desníveis topográficos, os quais, juntamente com uma alta produtividade carbonática e flutuações no nível de base ao longo do tempo geológico, acarretaram a formação de clinoformas com expressivas espessuras. Essas clinoformas são descritas no capítulo 12 "Geofísica de reservatórios no pré-sal brasileiro". A Figura 3.5 retrata um exemplo de clinoformas que são resultados de eventos de progradações que ocorreram em direção ao depocentro. Feições similares também foram descritas no campo vizinho de Mero (Barnett *et al.*, 2020 e Oliveira, L. *et al.*, 2021; Rocha *et al.*, 2021).

Com o contínuo preenchimento dos depocentros, associados a um contexto estrutural de abertura obliqua do rifte, tem-se início a sedimentação da Sequência K44, denominada como zona de reservatório BVE300. Essa sequência é separada da anterior pela DPA e é caracterizada por uma mudança significativa no ambiente deposicional no campo de Búzios, onde ocorre a implantação de um sistema lacustre mais raso, com condições ambientais mais estressantes, favorecendo a implantação de um sistema carbonático com ampla abrangência areal. Essa sequência inclui os melhores reservatórios do campo, com ótimas condições de permoporosidade distribuídas verticalmente e em grande extensão. As espessuras médias são de 450 m, como é possível observar no mapa de isópacas (Figura 3.4).

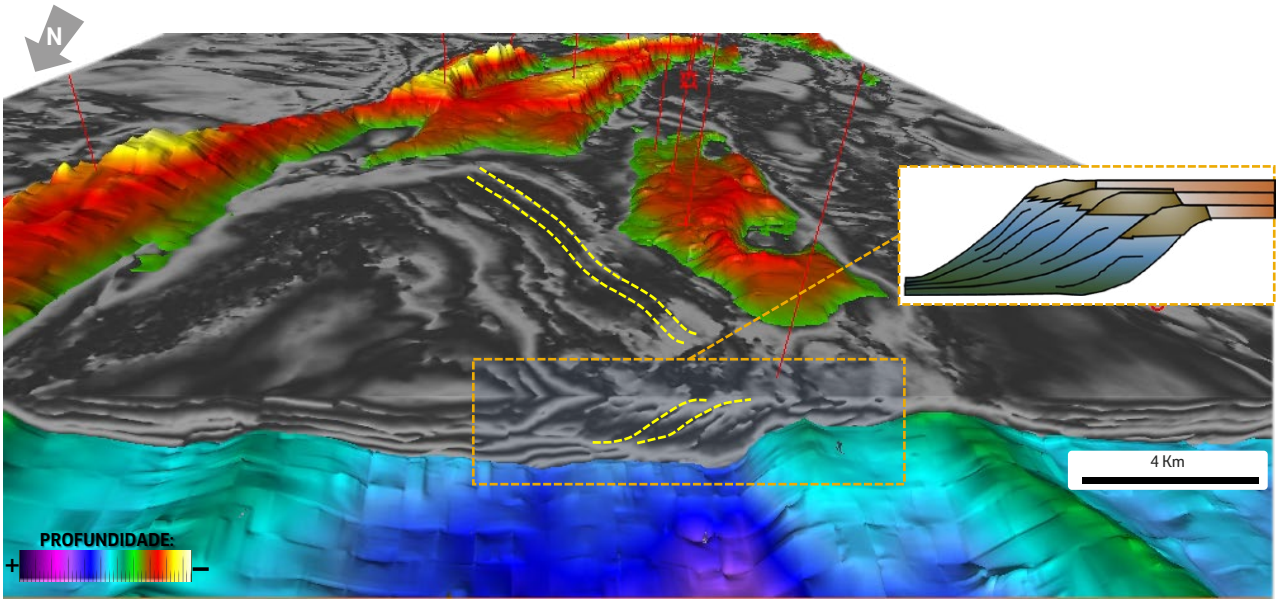


Figura 3.5: Imagem em 3D, ilustrando a combinação do topo estrutural da Sequência K36 (Fm. Piçarras), em colorido, com atributo sísmico cosseno da fase, em cinza. Observa-se claramente as clinoformas de coquinas da Sequência K38 (Fm. Itapema) em direção ao depocentro local NW do sistema lacustre.

Com o final da fase rifte, registrada no topo da Sequência K44 pela DIA, inicia-se a deposição da Sequência K46/K48, com a implantação de uma bacia do tipo *Sag*, com predomínio de subsidência térmica. Essa sequência pode ser dividida em *Sag* Inferior (equivalente ao intervalo BVE200) e *Sag* Superior (referente ao intervalo BVE100). O Sag Inferior constitui uma sequência ainda em transição entre fases de subsidência mecânica e térmica, onde é possível observar, de forma menos significativa, mas ainda presente, um controle estrutural influenciando a sedimentação. Pela análise dos mapas de isópacas, observa-se que a espessura total da fase *sag* atinge até 450 m (Figura 3.4).

Com o início de incursões marinhas na bacia, a sedimentação carbonática cessa e tem início a deposição da seção evaporítica representada pela Formação Ariri (Arai *et al.*, 1989; Arai, 2009).

4. GEOFÍSICA DO RESERVATÓRIO

A caracterização geofísica de reservatórios do campo de Búzios tem como principais objetivos representar a geometria externa e avaliar propriedades intrínsecas da jazida com emprego dos métodos sísmicos. Além da geometria externa, a individualização de corpos sísmicos e a identificação de sismofácies características de eventos deposicionais específicos são insumos para as modelagens geológica e de escoamento de fluidos, sendo imprescindíveis para a definição de locações de novos poços na área. O entendimento da geologia em áreas ainda não conhecidas ou perfuradas e o

auxílio ao gerenciamento durante a produção da jazida são também objetivos essenciais para a geofísica de reservatórios.

Assim, a geofísica de reservatórios será aqui descrita inicialmente com a evolução do imageamento sísmico ao longo desses anos (essencial no desenvolvimento do campo), passando pela representação do arcabouço da jazida (horizontes, falhas e estilos estruturais) e, por fim, com abordagem sobre sismofácies e outros elementos da interpretação sísmica.

4.1. Evolução do imageamento sísmico

O campo de Búzios possui um elevado nível de complexidade geológica nos reservatórios carbonáticos do Pré-sal. Assim, à medida que se caminha na direção da melhoria do dado sísmico, observa-se um grande impacto no plano de desenvolvimento da jazida e, inclusive, em suas estimativas de volume de óleo. A Figura 4.1.1 representa, em ordem cronológica, os principais dados sísmicos utilizados ao longo da história do campo, que serão mencionados adiante no texto.

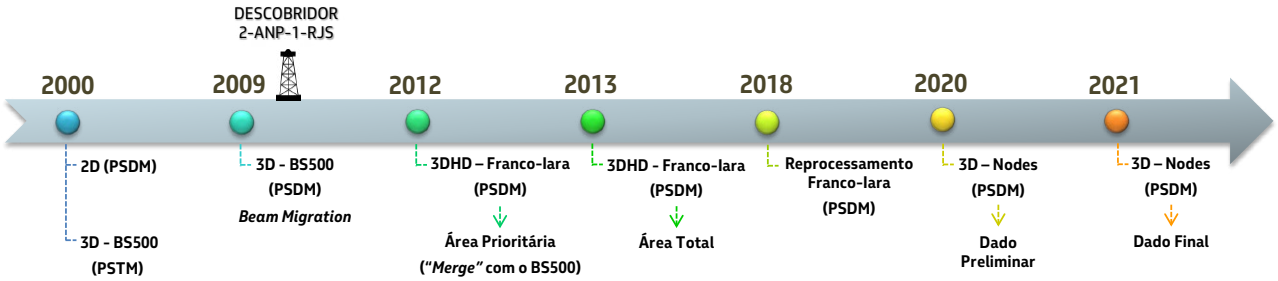


Figura 4.1.1: Linha do tempo com a evolução dos dados sísmicos disponíveis para o campo de Búzios. Datas de processamento. Modificado de Campos *et al.* (2021).

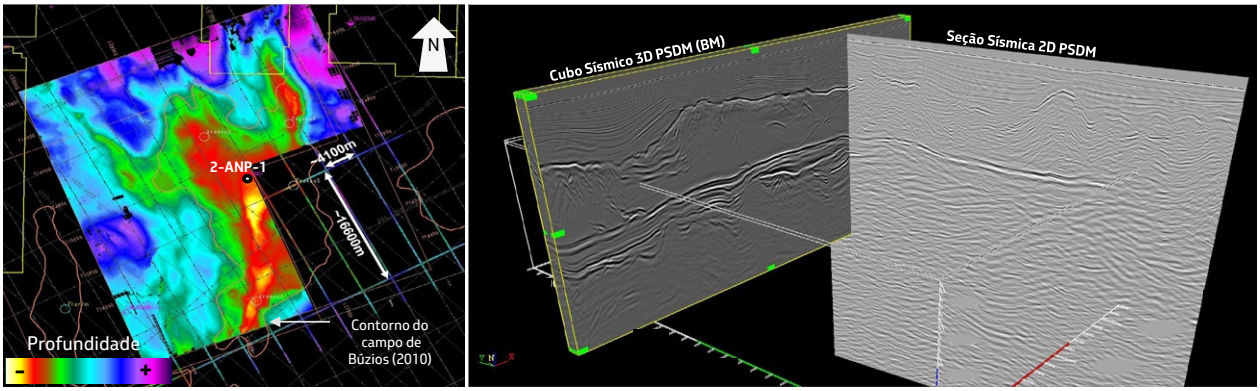


Figura 4.1.2: À esquerda, mapa da Base do Sal segundo dado 3D PSDM BM (2011) e seções sísmicas 2D disponíveis para recobrir cerca de ¼ da área do campo. O contorno em marrom corresponde ao limite do campo segundo a sísmica anterior (PSTM, 2004). À direita, a composição 3D x 2D, evidencia o ganho de qualidade no imageamento, demostrando a baixa resolução sísmica na seção 2D em comparação ao dado 3D disponível.

Quando se iniciaram na Petrobras os primeiros trabalhos para o desenvolvimento da produção da jazida de Búzios, o dado disponível correspondia a um 3D regional (BS500), cujo levantamento sísmico remontava a 1999. Idealizado originariamente para imageamento da seção Pós-sal, esse dado possui migração em tempo PSTM (*Post-Stack Time Migration*) e mostra severas distorções nas imagens das áreas mais complexas dos reservatórios do Pré-sal. Assim, esse dado foi sucedido por um PSDM (*Post-Stack Depth Migration*) do tipo *Beam Migration* (BM), que, embora tenha melhorado as distorções, corresponde a um dado de baixa frequência e amplitudes não bem equacionadas. Devido a isso, é ainda de insuficiente qualidade na caracterização sísmica das geometrias e propriedades do reservatório.

Além de não ter um processamento adequado para o Pré-sal, esse levantamento não recobria o campo todo. Mais de ¼ da área contava apenas com antigas linhas 2D para a cobertura sísmica e, selecionando entre as mais apropriadas para amarração com dados 3D PSDM, o *grid* resultante era de cerca de 16 por 4 quilômetros. A Figura 4.1.2 retrata o imageamento insuficiente do levantamento 2D e a baixa qualidade do dado sísmico 3D disponível, evidenciando que esses dados eram impróprios para abordagens de caracterização sísmica de reservatórios com foco na escala de produção.

Era necessária uma nova cobertura sísmica 3D para a área integral de Búzios. Em 2011 houve uma oportunidade de extensão para o sul de um levantamento 3D de alta densidade (*High Density* - HD), que estava em fase final de aquisição nos campos do Pós-sal de Tambaú, Uruguá e Tambuatá, cuja área final englobava também diversos outros campos do Pré-sal da região. Para esse levantamento, definiu-se como área prioritária a região da jazida de Búzios, que era apenas coberta por linhas 2D. Assim, foi feita uma junção com a sísmica de 1999 e, pela primeira vez, foi possível mapear os horizontes sísmicos em Búzios a partir de sísmica 3D.

O novo dado sísmico, intitulado "*Merge*", disponível em 2012, melhorou a resolução geofísica do campo. No entanto, permaneceram alguns problemas de imageamento e, principalmente, ruídos de migração. Esse dado mostrou grandes mudanças na configuração do campo, com consequente aumento na volumetria, ao revelar o alto leste da jazida (Figura 4.1.3).

Em 2013, ao término do processamento da aquisição regional iniciada em 2011 (denominada por Franco-Iara), passou-se a utilizar essa nova base de dados sísmicos (PSDM, migração *Kirchhoff*), que foram aplicadas em sucessivas modelagens de reservatórios. Ainda assim, esse dado continha deficiências de imageamento sísmico, como distorções causadas pela variação de isópacas da sequência de evaporitos sobrejacente e a presença de ruídos de migração, afetando áreas muito promissoras no campo, como mostra a Figura 4.1.4.

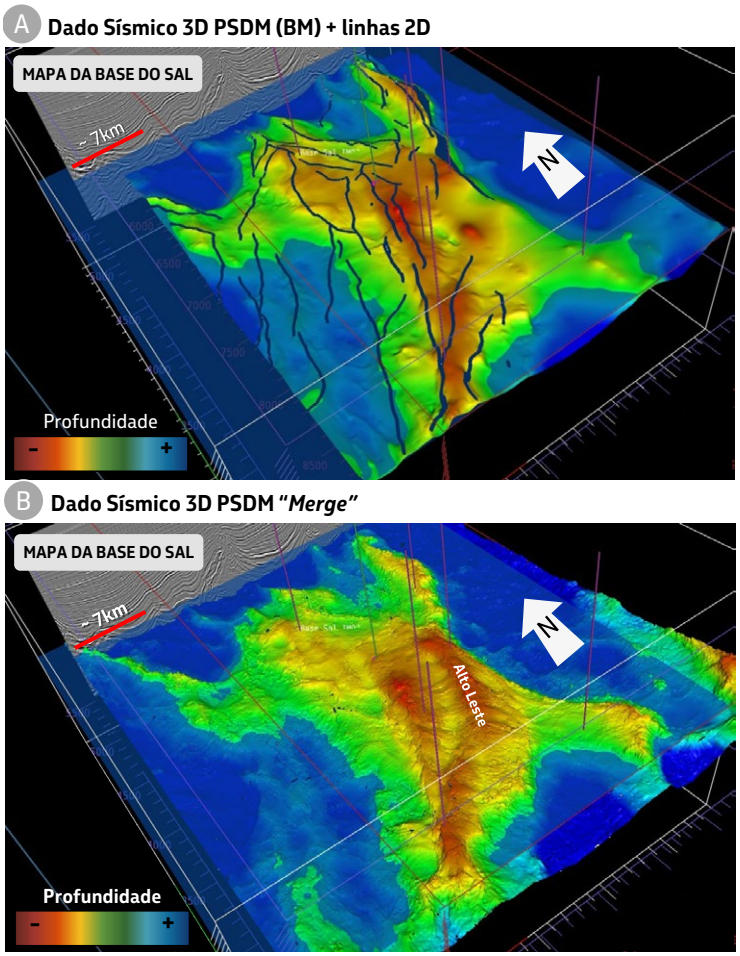


Figura 4.1.3: Comparação entre os mapas da base da seção evaporítica (Base do Sal) no campo de Búzios, entre: A) dado sísmico 3D PSDM (BM) + linhas 2D e, B) 3D PSDM "*Merge*". Observar o alto leste revelado pelo dado "*Merge*" (Moliterno *et al.*, 2020), não constatado com o dado sísmico disponível anteriormente.

Com o intuito de melhorar o imageamento sísmico, foi realizado um reprocessamento da sísmica Franco-Iara, finalizado em 2018, onde utilizou-se modernas ferramentas computacionais, tais como: *deghosting* 3D para ampliação da banda espectral; construção do modelo de velocidade anisotrópico TTI (*Tilted Transversely Isotropic*), construído com uma combinação de FWI (*Full Waveform Inversion*); e tomografia, juntamente com testes de cenários em áreas com geometria de corpos de sal complexas e imageamento através de migrações Kirchhoff e RTM (*Reverse Time Migration*). Apesar desse reprocessamento mostrar expressiva melhora, ainda existiam problemas de imageamento inerentes à complexidade geológica de Búzios e ao *design* da aquisição originalmente não dedicada ao intervalo do Pré-sal.

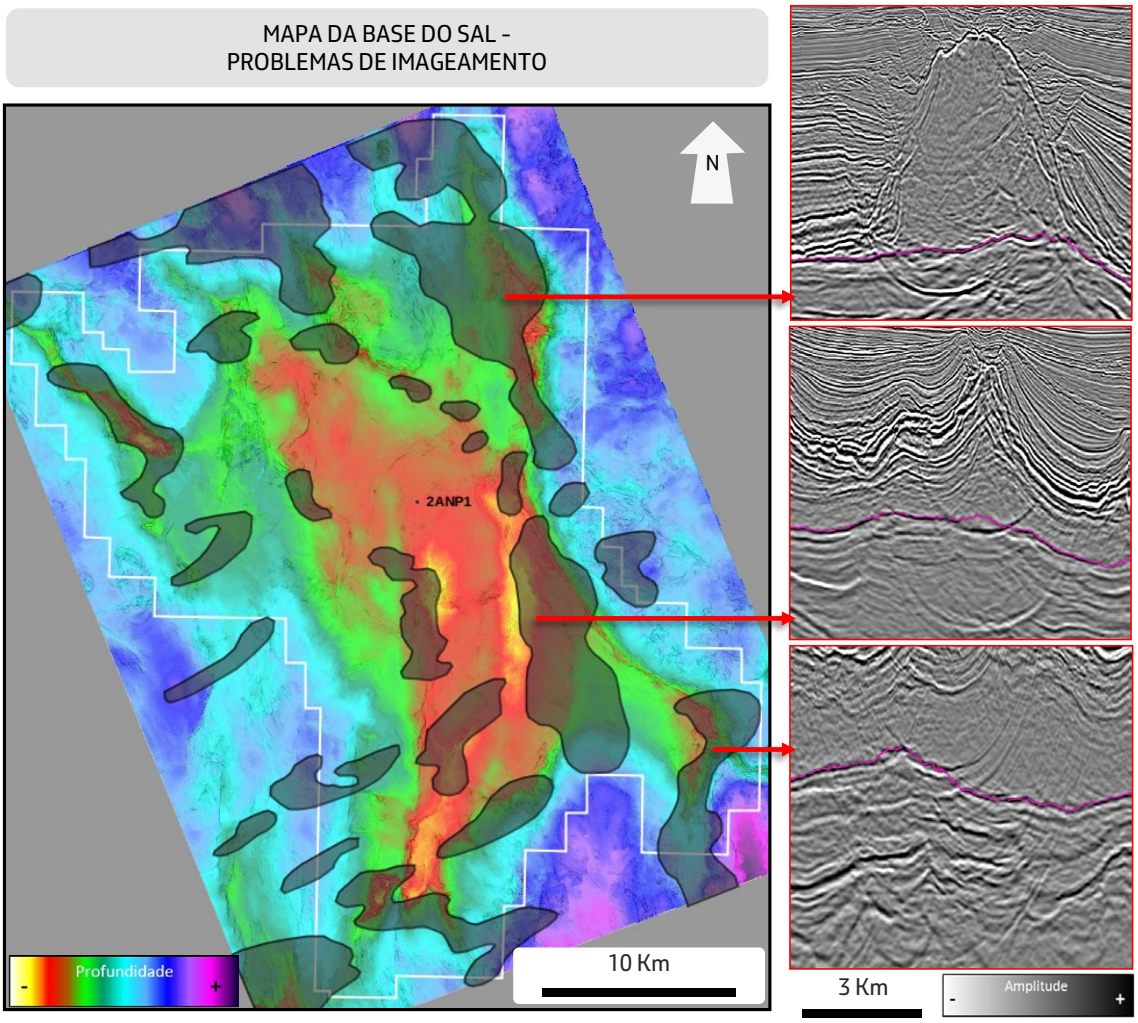


Figura 4.1.4: Imagem de amplitude sísmica na qual as regiões sombreadas exibem severos problemas de imageamento da sísmica processada em 2013, onde alguns exemplos são mostrados nas seções sísmicas à direita. Em rosa observa-se o horizonte mapeado da base da seção evaporítica (Base do Sal). Modificado de Moliterno *et al.*, 2020.

Desde a primeira cobertura 3D integral do campo já se diagnosticava que a riqueza azimutal seria um fator imprescindível para um imageamento mais adequado e preciso da subsuperfície na área de Búzios. Assim, em 2018, teve início uma aquisição sísmica, na modalidade *Ocean Bottom Nodes* (OBN), com mais de 1600 km² de área coberta por receptores e mais de 2700 km² de área de tiros com o emprego de 6600 *nodes*. Essa aquisição é a maior do mundo em águas profundas nessa modalidade e teve duração de um ano, finalizando-se em outubro de 2019. O processamento final desse dado, disponibilizado em 2021, constitui a melhor base sísmica para a representação da jazida, bem como para futuros dados monitores para sísmica 4D. Cabe ressaltar que essa aquisição sísmica faz parte do conjunto de tecnologias descritas (Oliveira, J. *et al.*, 2021) no "The Búzios Project: A Brazilian Pre-Salt Super Giant", contemplado no OTC 2021 como parte do prêmio OTC's *Distinguished Achievement Award for Companies*. Assim, pode-se constatar a superioridade do imageamento, mesmo em imagens com processamento preliminar, o que é especialmente notório em regiões cuja geologia é bastante complexa (Figura 4.1.5).

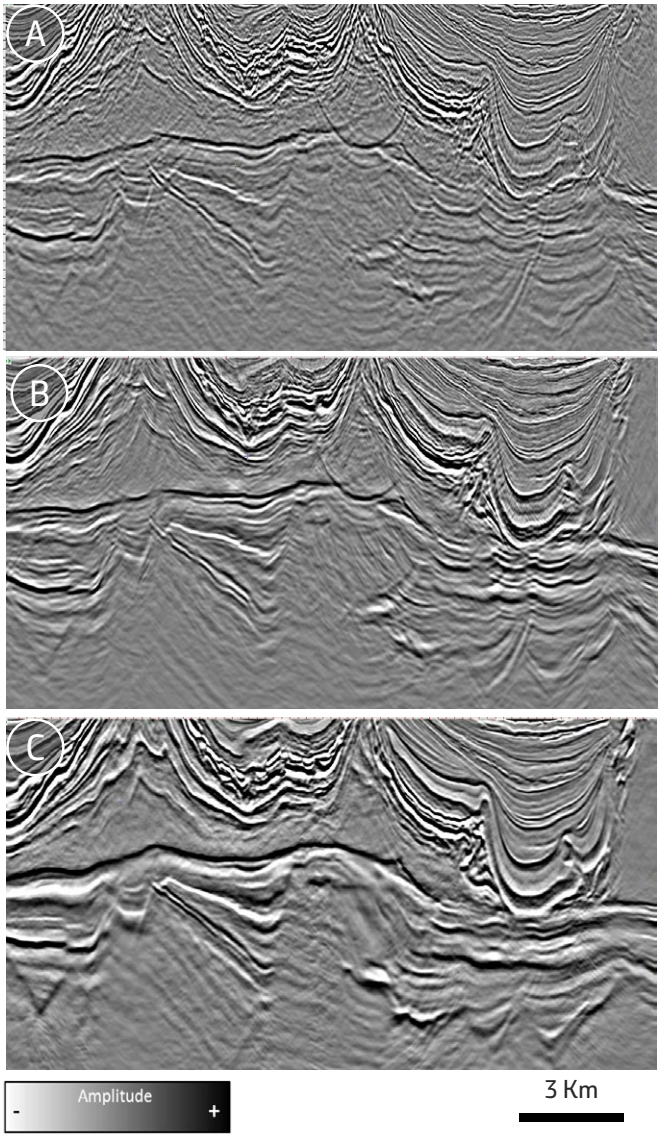


Figura 4.1.5: Evolução da qualidade dos dados sísmicos no campo de Búzios, na mesma linha arbitrária, onde: (A) Sísmica Franco-Iara (migração Kirchhoff), processamento de 2013; (B) Reprocessamento da Sísmica Franco –Iara, utilizando modernas ferramentas computacionais (FWI, RTM), de 2018; (C) Dado Nodes, processamento preliminar (FWI, RTM) de 2020. São notórios os ganhos de imageamento que o volume *Nodes* revela em termos de imageamento e resolução.

4.2. A representação do arcabouço da jazida: horizontes, falhas e estilos estruturais

Em princípio, o arcabouço da jazida de Búzios é definido pelos horizontes sísmicos: (1) "Base do Sal", correspondente ao topo da anidrita basal da seção evaporítica; (2) "Topo do Rifte", correlato ao topo da BVE300; (3) Marco Jiquiá (definido por Santos *et al.*, 2015) e (4) "Topo da Formação Piçarras". Na ausência deste último, adota-se o topo da Formação Camboriú como base dos reservatórios no campo (Figura 4.2.1).

Um passo seguinte ao mapeamento dos horizontes que compõem o arcabouço estrutural é o meticuloso mapeamento das falhas e a posterior análise da cinemática coerente com as estruturas interpretadas (Figuras 4.2.2 e 4.2.3).

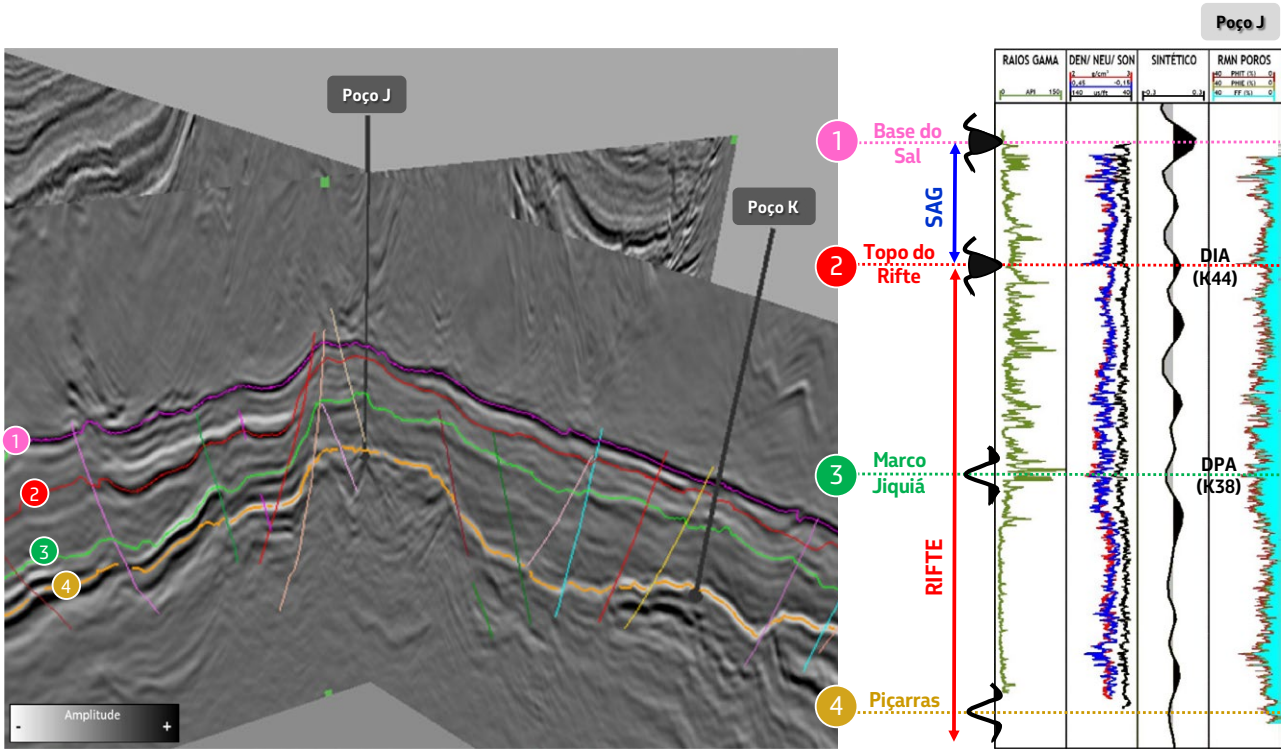


Figura 4.2.1: Horizontes sísmicos que definem o arcabouço da jazida em *chair display*: (1) Base do Sal; (2) Topo do Rifte; (3) Marco Jiquiá e (4) Formação Piçarras.

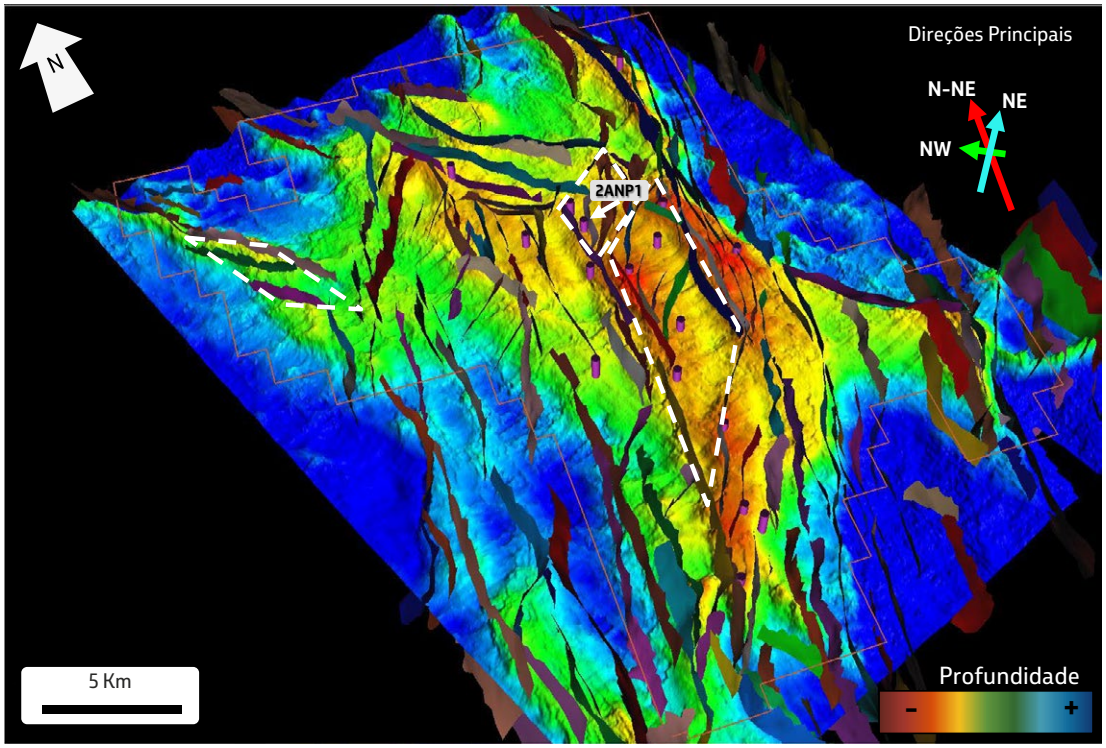


Figura 4.2.2: Vista 3D do mapa estrutural sísmico da base da sessão evaporítica (Base do Sal) com falhas interpretadas. Notar estruturas romboédricas (sigmoides transtrativos) individualizadas pelos polígonos brancos tracejados e sua relação com os altos estruturais.

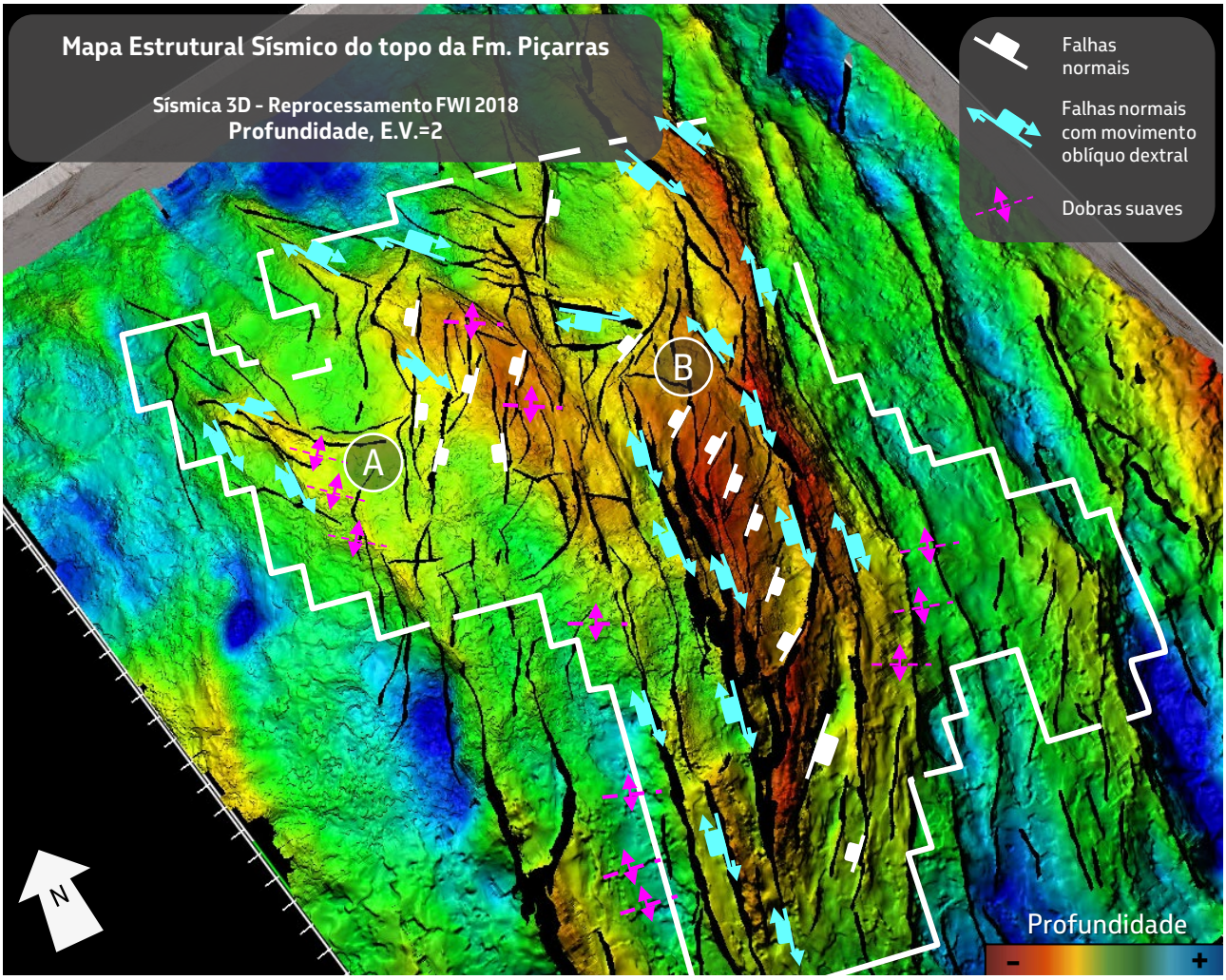


Figura 4.2.3: Vista 3D do mapa estrutural sísmico do Topo da Formação Piçarras, mostrando os indicadores cinemáticos interpretados. Estes indicadores possibilitam interpretar uma extensão oblíqua ao longo da área do campo de Búzios, onde: (A) Área com presença de falhas verticalizadas e presença de dobras/ arqueamentos sugerindo transpressão local e B) Região com falhas normais configurando geometria romboédrica, sugerindo transtensão localizada.

A configuração atual do campo de Búzios é composta por diversas estruturas. Falhas distensionais NNE-SSE e NNW-SSE, com grandes rejeitos oblíquos dextrais, definem blocos maiores, que são também individualizados e segmentados por falhas normais NE e zonas de transferência NW-SE (Moliterno, 2014). Ocorrem também pequenas dobras suaves com eixos NW-SE, especialmente na região norte do campo, que são compatíveis com componente dextral de movimento nas falhas e zonas de transferência à época da deposição das Sequências K46-K48, afetando a base do embasamento de Búzios. Tais estruturas seguem o padrão deformacional do embasamento (Figura 4.2.4).

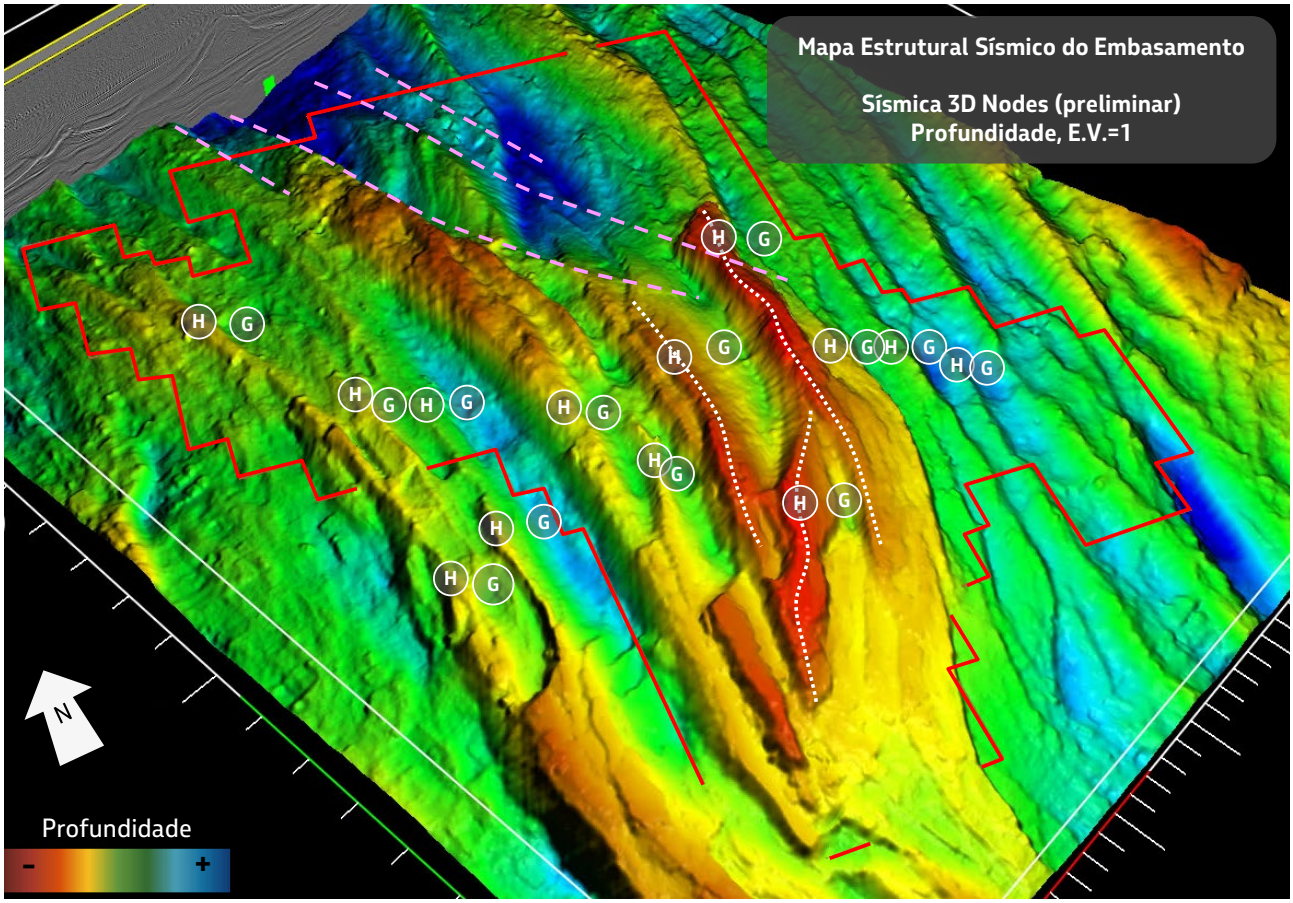


Figura 4.2.4: Mapa estrutural sísmico do embasamento no campo de Búzios. Sucessão de *horsts* (H) e *grabens* (G) subparalelos que dominam a porção centro-sul do campo. Em pontilhado, os principais *trends* estruturais da área. Uma zona de falhas transferentes (em rosa) corta a parte norte do campo, com efeitos também nas sequências sedimentares superiores. Observar a estrutura sigmoidal transtrativa central, presente desde o embasamento (comparar com a figura 4.2.3).

Reativações dos sistemas deformacionais iniciais do rifte, relacionadas na área com maior ou menor preponderância da componente oblíqua dextral nas falhas e zonas de transferência, associam-se também à contração NNE-SSW. Localmente ocorrem feições transpressivas (Figura 4.2.3), com a formação de dobras (Figura 4.2.5), *pop-ups* e estruturas em flor. Esse quadro cinemático observado na escala do campo é consistente com o regime tectônico regional transtrativo sinistral, ativo ao final do rifteamento e da abertura da Bacia de Santos (Szatmari *et al.*, 1985; Milani *et al.*, 2005; Magnavita *et al.*, 2010).

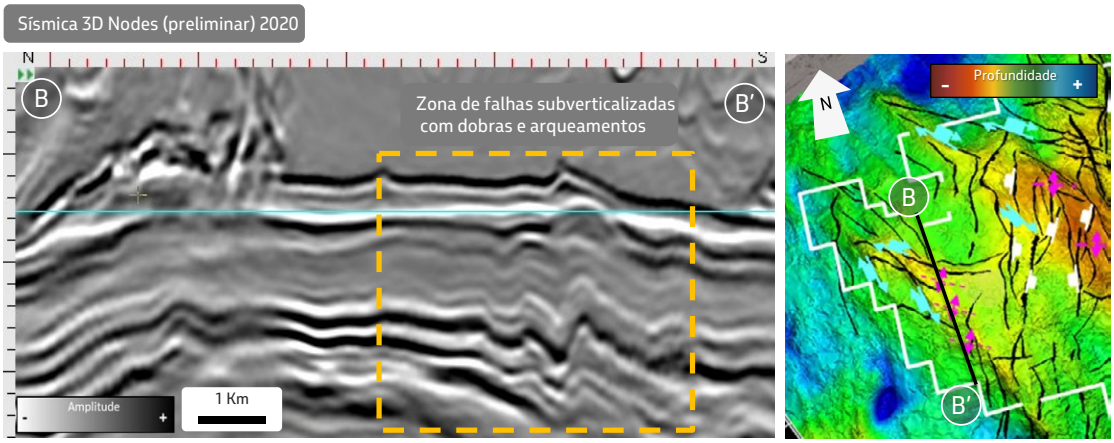


Figura 4.2.5: Seção sísmica na parte norte do Campo, sobre área norte do campo, onde podem ser observadas falhas verticalizadas com a presença de dobras e arqueamentos entre as mesmas.

Assim, altos estruturais distintos com diferentes evoluções tectono-sedimentares configuram a jazida de Búzios (Figura 4.2.6) e a compreensão desse sistema é imprescindível na distinção dos diferentes padrões deposicionais, que se refletem em particularidades observadas durante a produção de petróleo.

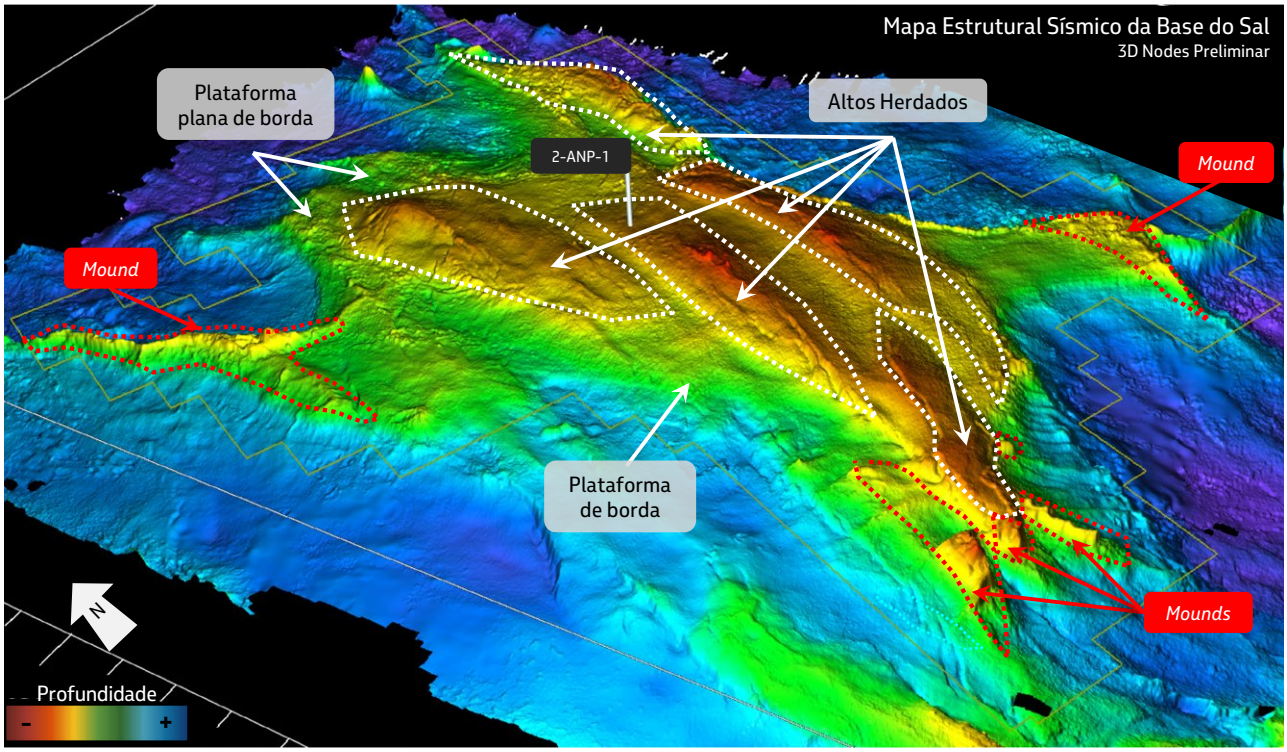


Figura 4.2.6: Mapa estrutural sísmico da base da sequência evaporítica (Base do Sal), no campo de Búzios, ressaltando as diferentes estruturas carbonáticas com evoluções geológicas distintas relacionadas ao padrão de ocorrência dos altos herdados do embasamento.

4.3. Sismofácies e outros elementos da interpretação sísmica: a questão da transferência de informações para a modelagem geológica

Para o preenchimento das células do modelo geológico 3D com valores relativos às propriedades permoporosas, aproveitam-se as boas correlações entre impedâncias acústicas e a porosidade nos reservatórios carbonáticos do campo, como pode ser observado na Figura 4.3.1.

A impedância acústica (IA), definida como o produto entre densidade e velocidade, é a propriedade do meio que governa a partição de energia na propagação de ondas, determinando as amplitudes das reflexões sísmicas em uma descontinuidade a partir dos contrastes de impedância entre as camadas rochosas acima e abaixo. A impedância tem boa correlação com a porosidade, pois tanto a velocidade quanto a densidade da rocha devem diminuir conforme maior for sua porosidade. Isso porque as propriedades dos fluidos que preenchem os poros são bem diferentes (menores) do que aquelas encontradas nos sedimentos que compõe a rocha. A partir das inversões sísmicas, é possível obter um volume 3D de impedâncias, pois diferente da sísmica convencional, que é uma propriedade de interface, essas são propriedades de camada, possibilitando uma melhor correlação relativa com as propriedades de reservatório.

A Figura 4.3.1 exemplifica a ambiguidade observada na IA, onde em geral valores baixos representam boas porosidades, embora também possam ser resposta de argilosidade, de acordo com o observado por Castro (2019) e Dias *et al.* (2019). Assim, essa incerteza é tratada por meio da utilização conjunta de mapas de impedância acústica ao longo de superfícies (*horizon slices*) com mapas estruturais, aliando a informação da impedância com as geometrias observadas. Dessa forma, é possível atribuir a ocorrência de boas porosidades aos baixos valores de IA quando sua ocorrência coincide com porções de reservatórios estruturalmente mais elevadas. Assim como baixas impedâncias associadas a baixos estruturais são interpretadas como fácies argilosas (Figura 4.3.1). A caracterização dessa sismofácies é encontrada com mais detalhes no capítulo 12 “Geofísica de reservatórios no Pré-sal brasileiro”, juntamente com outras sismofácies observadas no campo de Búzios.

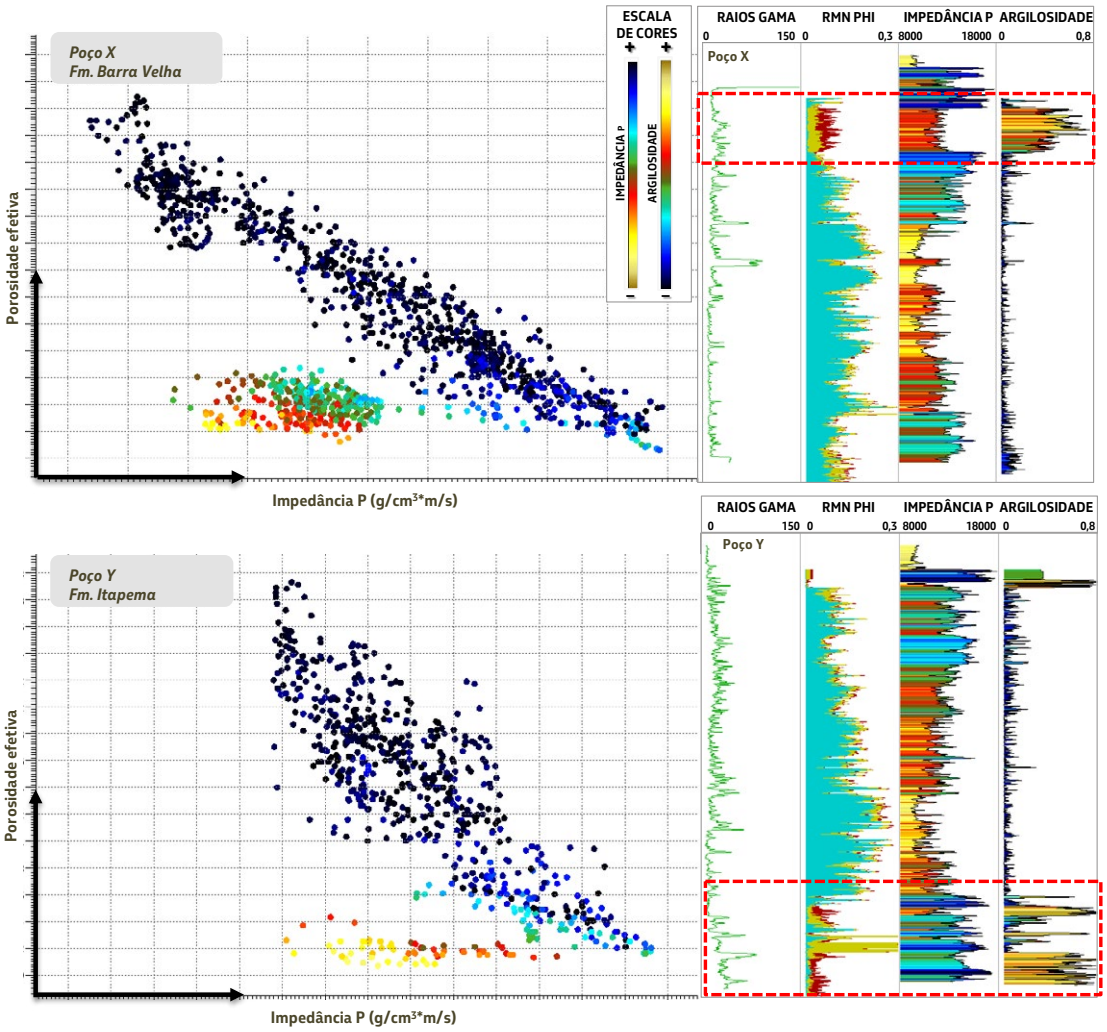


Figura 4.3.1: Exemplos de correlações entre Impedância Acústica (IA) e a porosidade nos intervalos da Formação Barra Velha e Formação Itapema de dois poços do campo de Búzios. Os valores baixos de IA podem representar boas porosidades, como também elevada argilosidade.

Essas extrações podem prover informações para a delimitação areal e consistente de associações de fácies, identificadas em poços pela sua correspondência com corpos demarcáveis, a partir de *ranges* específicos de IA. A Figura 4.3.2 mostra um exemplo de geração de *horizon slices* para os diferentes intervalos estratigráficos de interesse. Esse dado é uma importante ferramenta na interpretação de áreas de ocorrência de: (1) argilomineral magnesiano (não reservatório); (2) estruturas lineares de borda carstificadas; (3) faixas de deposição de sedimentos carbonáticos particulados; (4) *mounds* carbonáticos e (5) sulcos erosivos (*grooves*) formados ao longo do baixo estrutural a leste do campo (Figura 4.3.3).

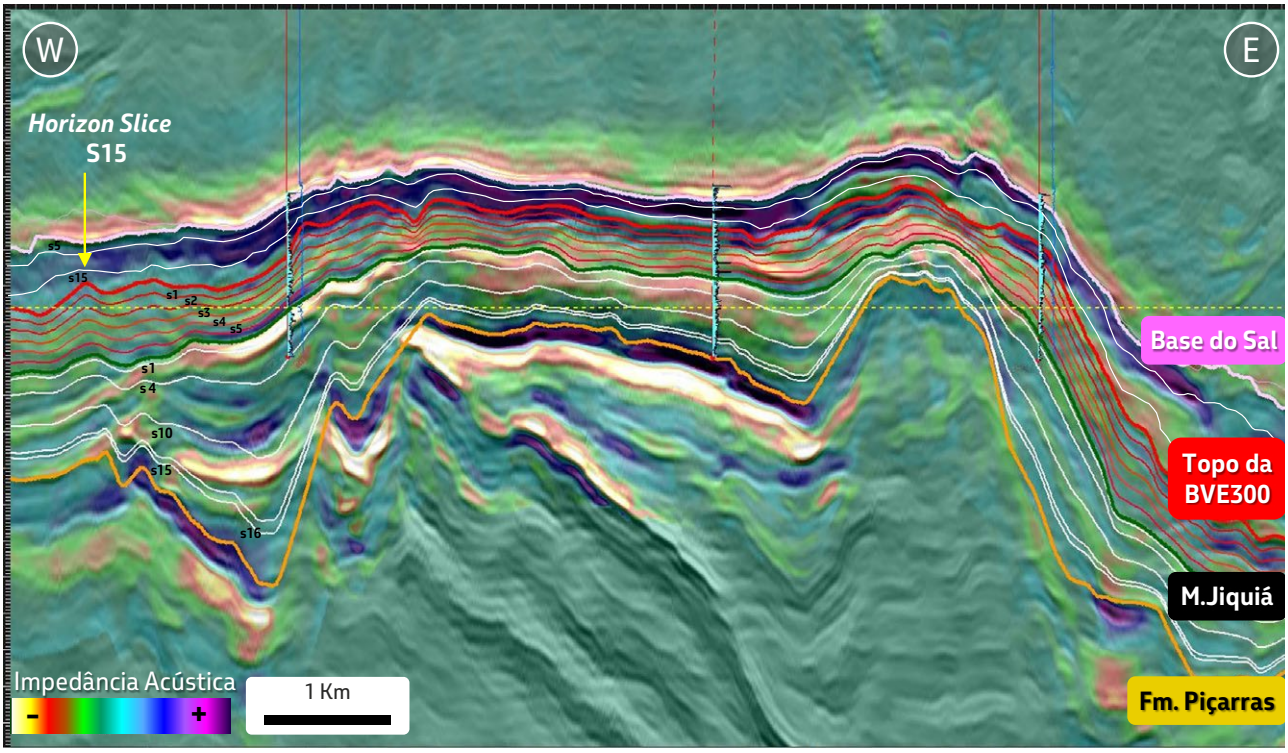


Figura 4.3.2: Seção sísmica do atributo de Impedância Acústica (IA), em cores, sobreposta à amplitude - pseudoimpedância, em cinza, preto e branco. Extrações ao longo de *horizon slices* (s= surfaces) permitem desvendar e individualizar fácies reservatório de interesse, conforme a correlação com os altos e baixos estruturais presentes no campo à época da deposição das fácies. A seta amarela indica o *horizon slice* s15, apresentado a seguir, na figura 4.3.3.

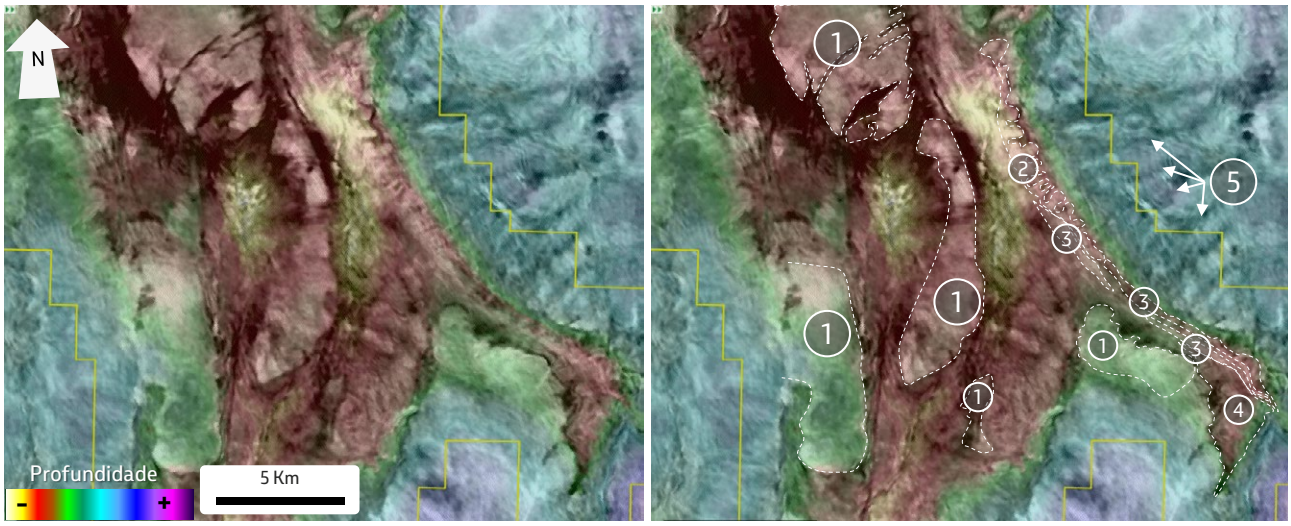


Figura 4.3.3: Exemplo de *horizon slice* (seta amarela na figura 4.3.2) de impedância acústica absoluta no intervalo *Sag* sobreposto ao mapa estrutural sísmico da Base do Sal (em cores, com transparência) e delimitação de corpos faciológicos: (1) argilitos de composição magnesiana (BVE200), (2) estruturas lineares de borda carstificadas; (3) cordões de retrabalhados; (4) *mounds*; (5) sulcos erosivos formados no baixo estrutural (*grooves*).

5. GEOLOGIA DO RESERVATÓRIO

Os estudos de geologia de reservatórios são multidisciplinares, abordando temas em geologia estrutural, geoquímica, bio e quimioestratigrafia, petrofísica, geoestatística, sedimentologia e estratigrafia. Esses estudos buscam integrar os dados observados nos poços perfurados aos eventos mapeados espacialmente nos dados geofísicos, respeitando a conceituação teórica (modelo geológico conceitual) e objetivando a melhor representação em modelos numéricos geocelulares das propriedades dos reservatórios carbonáticos no campo de Búzios.

Nesse sentido, os estudos de geologia suportaram a caracterização e modelagem de reservatórios, as quais consistiram nas seguintes etapas: a) Caracterização sedimentológica, modelo deposicional e estratigrafia das formações Barra Velha e Itapema; b) Aspectos diagenéticos e propriedades petrofísicas dos reservatórios; c) Modelagem 3D das propriedades de fácies, porosidade, permeabilidade e do carste; d) Modelagem 3D das fraturas e comportamento dinâmico do reservatório. Esses passos serão descritos em detalhe a seguir.

5.1. Caracterização sedimentológica, modelo deposicional e estratigrafia da Formação Itapema

Os reservatórios da Formação Itapema no campo de Búzios são caracterizados por uma espessa acumulação nos altos estruturais de coquinas, formadas principalmente por *rudstones* e *grainstones* de bivalves. Entretanto, essa é uma simplificação para um total de 46 fácies sedimentares definidas nesse intervalo (Silva *et al*. - em fase de elaboração), utilizando uma adaptação (Figura 5.1.1) de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971) para rochas carbonáticas, somadas a critérios de composição, estruturas sedimentares e tafonomia. Diversos autores (Muniz, 2013; Tavares *et al.*, 2015; Santos *et al.*, 2015; Garcia *et al.*, 2016; Madrucci, 2017; Muniz & Bosence, 2018; Chinelatto *et al.*, 2018; Roemers-Oliveira *et al.*, 2019; Oliveira *et al.*, 2019; Chinelatto *et al.*, 2020; Garcia *et al.*, 2020; Garcia *et al.*, 2021; Antunes, 2021; Antunes *et al.*, 2024) têm considerado necessária a utilização de critérios tafonômicos, como orientação, articulação, arredondamento e seleção dos bioclastos para a definição das fácies deposicionais, uma vez que a forma e o arranjo dos mesmos refletem o transporte hidráulico, deposição e soterramento das conchas (Kidwell *et al.*, 1986).

Figura 5.1.1: Classificação de rochas carbonáticas para a Formação Itapema (Santos *et al.*, 2015) adaptada de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971).

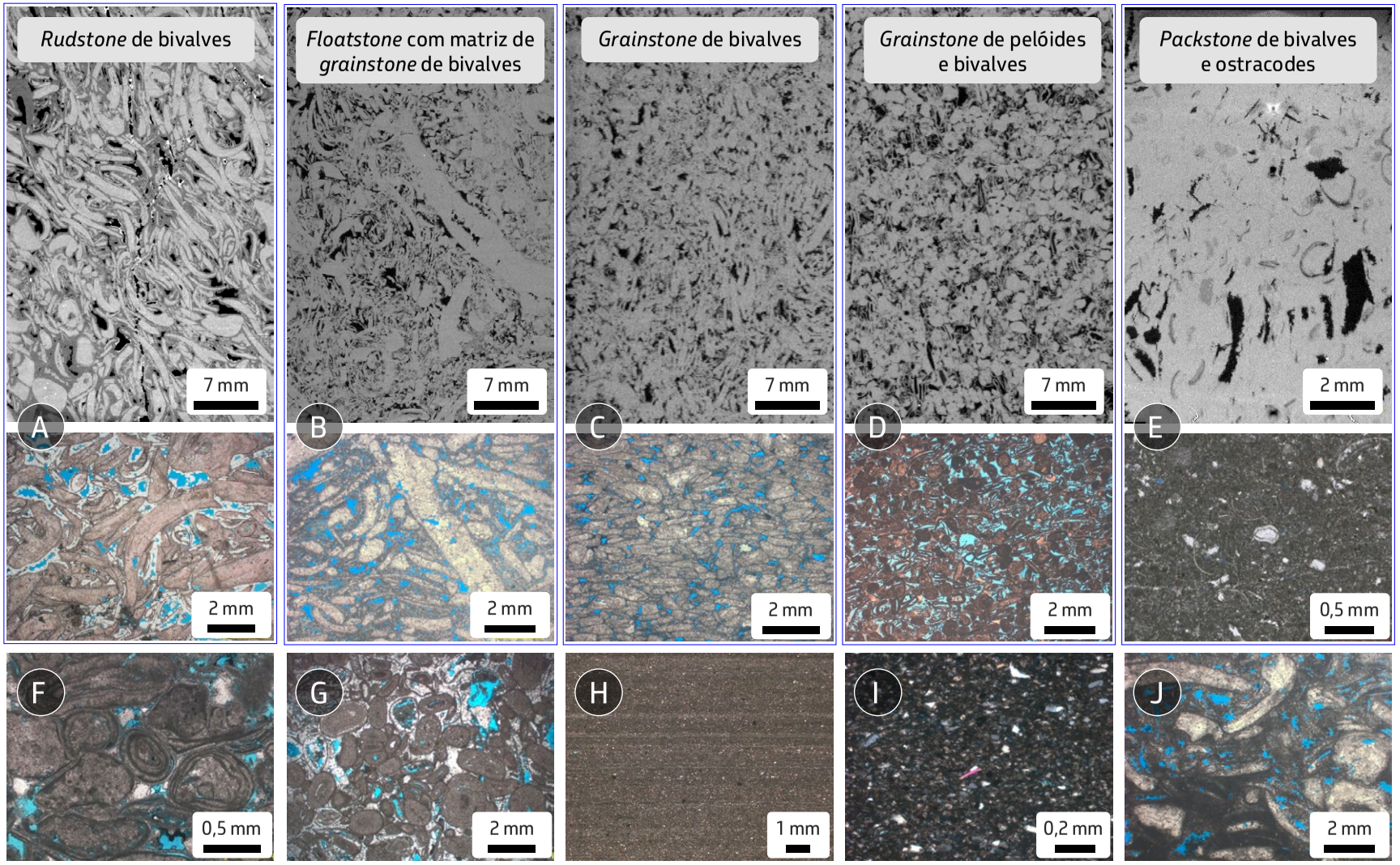


Figura 5.1.2: Principais fácies da Formação Itapema identificadas no campo de Búzios: A) *Rudstone* de bivalves com matriz de *grainstone* e conchas dispostas de forma caótica; B) *Floastone* de bivalves com matriz de *grainstone*; C) *Grainstone* de bivalves; D) *Grainstone* de pelóides e bivalves; E) *Packstone* de bivalves e ostracodes; F) *Grainstone* oncolítico; G) *Grainstone* oolítico; H) Laminito; I) Lamito; J) *Floatstone* de bivalves com matriz lamosa. Em A, B, C, D e E, imagem microtomográfica e abaixo, as respectivas fotomicrografias com polarizadores paralelos, ressaltando a diferença textural entre as fácies. Em F, G, H e J, imagens de lâminas petrográficas com polarizadores paralelos (poros em azul) e em I, lâmina petrográfica com polarizadores cruzados.

Essa grande variedade de fácies (Figura 5.1.2) é resultante da interação dos eventos tectônicos sindeposicionais com os processos sedimentares que atuaram durante a deposição dos sedimentos, reflexo da diversidade geomorfológica da linha de costa e da energia das ondas e correntes.

O principal processo atuante no transporte e deposição desses sedimentos é a tração gerada por ondas e correntes de tempestade, que carregam os bioclastos da sua posição de vida e os concentram nos altos estruturais, onde permanecem sujeitos ao retrabalhamento pelas ondas de tempo bom (Santos *et al.* 2015). Essa interpretação é corroborada por Antunes (2021) e Antunes *et al.*, (2024) em estudos no campo de Búzios, bem como por diversos autores em depósitos de coquinas da Bacia de Campos (Muniz, 2013; Herlinger *et al.*, 2017; Mizuno, *et al.*, 2018; Roemers-Oliveira *et al.*, 2019; Oliveira *et al.*, 2019; Olivito & Souza, 2019), em afloramentos da Bacia de Sergipe-Alagoas (Teixeira, 2012; Tavares *et al.*, 2015; Figueiredo, 2018, Roemers-Oliveira *et al.*, 2019; Dal' Bó *et al.*, 2020, Favoreto *et al.*, 2021; Guerrero, 2022) e em análogos atuais como em Shark Bay, na Austrália (Jahnert *et al.*, 2012). Ocorrem também fluxos gravitacionais que podem ser associados ao tectonismo sindeposicional e às variações relativas do nível do lago, bem como os refluxos de tempestade, que formam depósitos nos baixos deposicionais e na frente da plataforma bioclástica progradante (Figura 5.1.3), misturando partículas de diferentes origens e composições.

A partir da observação do empilhamento vertical de fácies geneticamente relacionadas, foram interpretadas set associações de fácies da Formação Itapema, como pode ser observado na Tabela 5.1.1 e Figuras 5.1.3 e 5.1.4.

No campo de Búzios, é essencial um acurado entendimento do padrão de deposição dos sedimentos e empilhamento estratigráfico, devido às grandes dimensões envolvidas, tanto em área como espessura. Dessa forma, a estratigrafia de alta resolução tem sido considerada como uma ferramenta imprescindível para a modelagem geológica e gerenciamento da jazida ao longo de toda a sua história produtiva.

Segundo Magalhães et al. (2020), a 3ª ordem é caracterizada por um ciclo de mudança nas tendências dos padrões de empilhamento das sequências de alta resolução e são limitadas por superfícies estratigráficas compatíveis com a escala sísmica (extensão lateral regional, abaixo da escala de bacia). Nesse sentido, a Formação Itapema (limitada na base pela DPJ e no topo pela DPA) configura uma sequência de 3ª ordem.

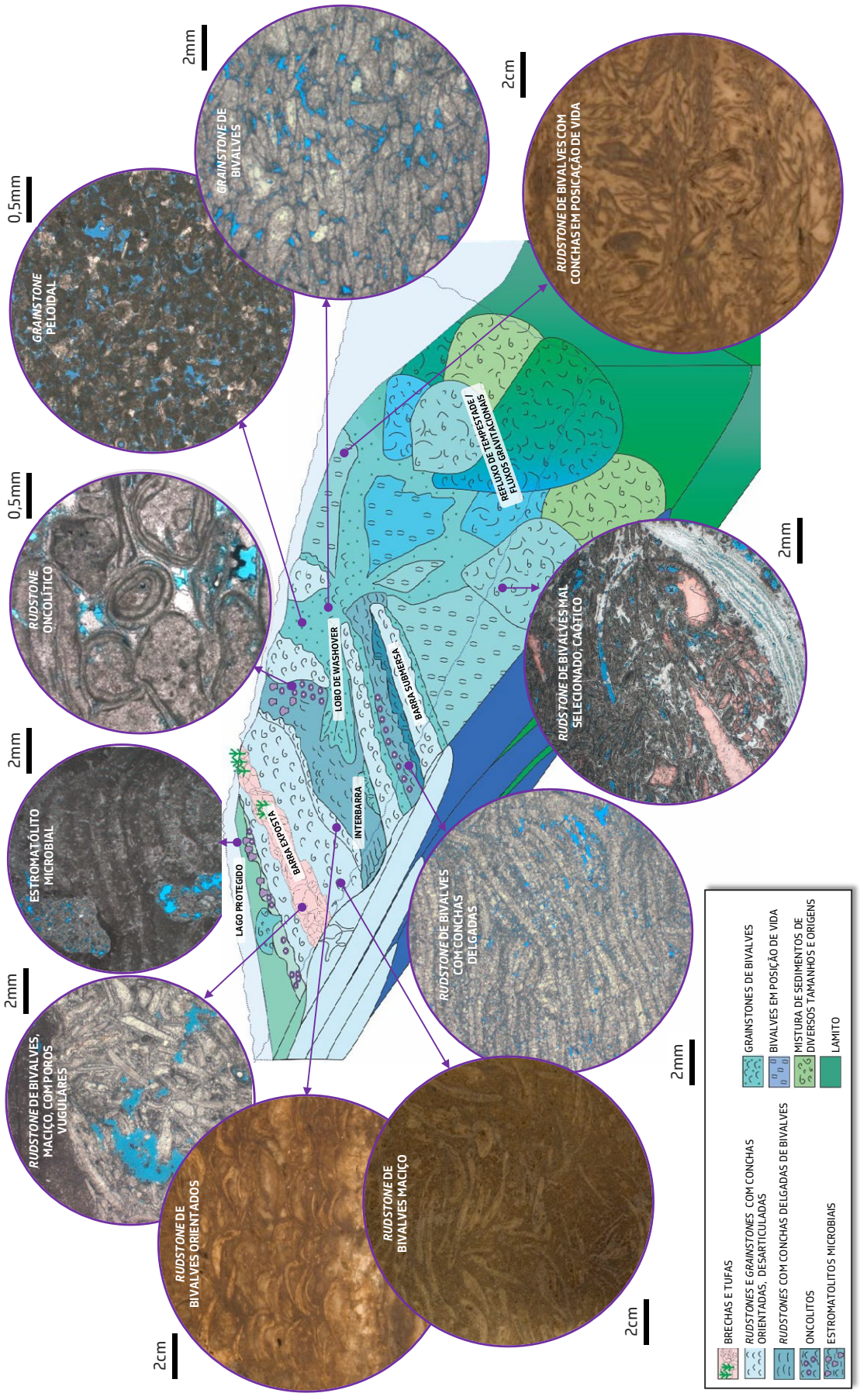


Figura 5.1.3: Bloco-diagrama do modelo deposicional proposto para a Formação Itapema, com suas respectivas imagens macroscópicas e microscópicas (com polarizadores paralelos, poros em azul), ilustrando a ocorrência das principais fácies nas associações de fácies distribuídas ao longo das regiões deposicionais no modelo (modificado de Silva *et al.* - em fase de elaboração).

Tabela 5.1.1: Descrição das associações de fácies observadas para a Formação Itapema no campo de Búzios (modificado de Silva *et al.* - em fase de elaboração).

SIGLA	ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES	FÁCIES	DESCRIÇÃO
LCP	**Lacustre Protegido**		Intervalos espessos, com fácies rasas de baixa energia, como *wackestones*, *packstones*, *floatstones*, estromatólitos, tufas e *grainstones/rudstones* oncolíticos. Localmente ocorrem intervalos ricos em oóides estevensíticos.
PRA	**Praia**		Intervalos de *grainstones* peloidais e de bivalves com fragmentos de tufas e oncóides, estratificações do tipo plano-paralela e cruzada de baixo ângulo, formados devido ação de ondas de tempo bom em praias. Aparecem comumente intercaladas com as associações de fácies de Lacustre Protegido.
LWA	**Lobo de *Washover***		Formados por *rudstones* e *grainstones* de bivalves que ocorrem intercalados com a associação de baixa energia Lacustre Protegido.
BAR	**Barras e Interbarras**		Associação caracterizada por depósitos de alta energia (barras), intercalados, em menor proporção, com fácies de baixa energia (interbarras). As barras são interpretadas como formadas pela acumulação dos bivalves depositados por tempestades, onde predominam bivalves apresentando trama caótica. Também ocorrem *rudstones* e *grainstones* de bivalves com conchas organizadas, resultantes do retrabalhamento pelas correntes e ondas de tempo bom. Já nos depósitos de interbarras são depositados *rudstones* de bivalves com paredes delgadas, estromatólitos microbiais, *rudstones* oncolíticos, *packstones* de ostracodes e *mudstones/wackestones*.
FGLR	**Fluxos Gravitacionais / Refluxo de tempestade**		Associação formada por fluxos gravitacionais ou lobos de refluxo de tempestades em baixos deposicionais. Ocorrem em maior proporção nas zonas basais da Formação Itapema e nos intervalos superiores na frente progradacional da plataforma carbonática bioclástica. Caracterizada por *rudstones* e *floatstones* de bivalves maciços e mal selecionados, com ou sem matriz de lama carbonática. Também podem ter composição híbrida com mistura de oóides estevensíticos ou fragmentos de rocha vulcânica.
LRP	**Lago Relativamente Profundo**		É formada principalmente por sedimentos depositados em águas relativamente profundas e de baixa energia onde predominam os processos por uma sucessão de *mudstones* e laminitos.
LP	**Lago Profundo**		É formada principalmente por sedimentos depositados em águas profundas e de baixa energia onde predominam os processos de decantação. É composta por uma sucessão de laminitos e laminitos síltiticos, observados facilmente pelo aumento de valores no perfil de potássio dos raios gama espectral. Em menores proporções também ocorrem *mudstones* e *wackestones/packestones*. Essa associação é característica do Marco Jiquiá, que ocorre na porção superior da Formação Itapema .

Legenda: TUFAS/ ESTROMATÓLITOS; CASCALHO CARBONÁTICO; AREIA CARBONÁTICA; LAMA CARBONÁTICA; LAMA SILICICLÁSTICA

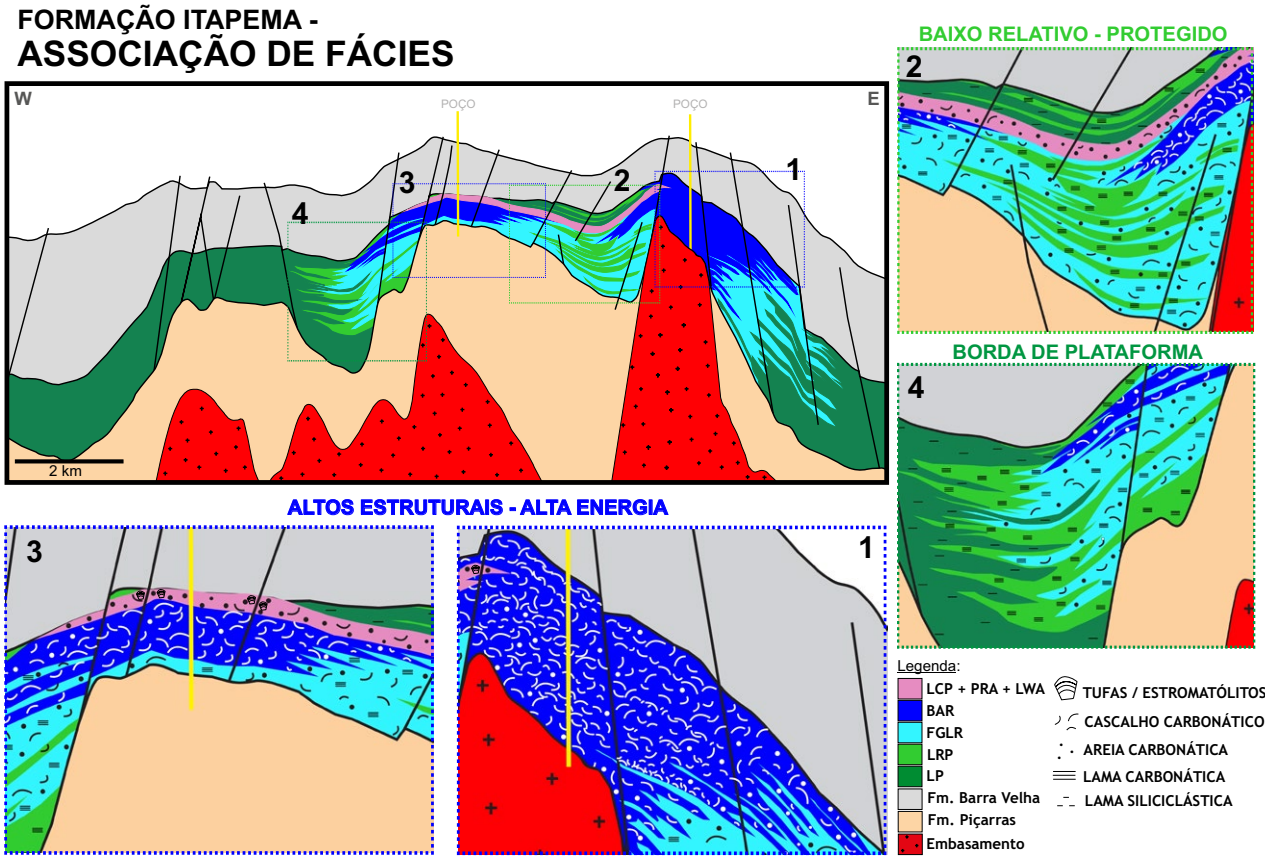


Figura 5.1.4: Seção esquemática de direção Oeste-Leste (W-E) com as associações de fácies da Formação Itapema no campo de Búzios. No detalhe, são representados depósitos bioclásticos de cascalho e areia, bem como lama carbonática e siliciclástica. Legenda: LCP – Lacustre Protegido; PRA – Praia; LWA – Lobo de *Washover*; BAR – Barras e Interbarras; FGLR – Fluxo Gravitacional / Lobos de Refluxo de Tempestade; LRP – Lago relativamente profundo e; LP – Lago Profundo.

Assim, a nomenclatura utilizada neste trabalho como ciclos de "baixa, média e alta frequências" corresponde ao refinamento estratigráfico de alta resolução dada por subdivisões estratigráficas observadas nos tratos de sistemas de 3ª ordem.

É importante ressaltar ainda que a caracterização estratigráfica é resultado de uma interpretação baseada em um conjunto de dados e que a mesma pode (e deve) ser revista conforme haja aquisição de novos dados, bem como evolução do conhecimento. O capítulo 8 "Estratigrafia e os modelos deposicionais carbonáticos do Aptiano da Bacia de Santos" aborda sobre estratigrafia de diversos campos do Pré-Sal, incluindo Búzios, sob caráter exploratório.

Assim, na base da Formação Itapema (ITP300) predominam intervalos de *floatstones* e *rudstones* de bivalves mal selecionados e maciços, típicos das associações de fluxos gravitacionais. Essas fácies ocorrem intercaladas com fácies de baixa energia, como *rudstones* e *floatstones* com matriz lamosa. As fácies *packstones*, *wackestones* e lamitos são depositadas em contexto de lago relativamente profundo e/ou profundo, principalmente em baixos estruturais.

Em direção ao topo da ITP200, observa-se um aumento na permoporosidade do reservatório devido ao maior volume na deposição de *rudstones* de bivalves sem lama carbonática, interpretado como sendo depositados principalmente em ambiente raso de barras, bem como pela ocorrência de *grainstones* peloidais com estruturas trativas nos ambientes de praia. Esses pelóides são formados pela diminuição da produtividade dos bivalves e pela intensa abrasão e fragmentação das conchas remanescentes devido à alta energia das ondas e correntes. Associado a essas fácies, também ocorrem fácies de baixa energia, estromatólitos e tufas com alto grau de dissolução, observadas em testemunhos e nos perfis de imagem dos poços perfurados e interpretada como proveniente de frequentes exposições subaéreas. Dessa forma, admite-se uma retração do lago na baixa frequência em direção ao topo da zona ITP200 (Figuras 5.1.5 e 5.1.6).

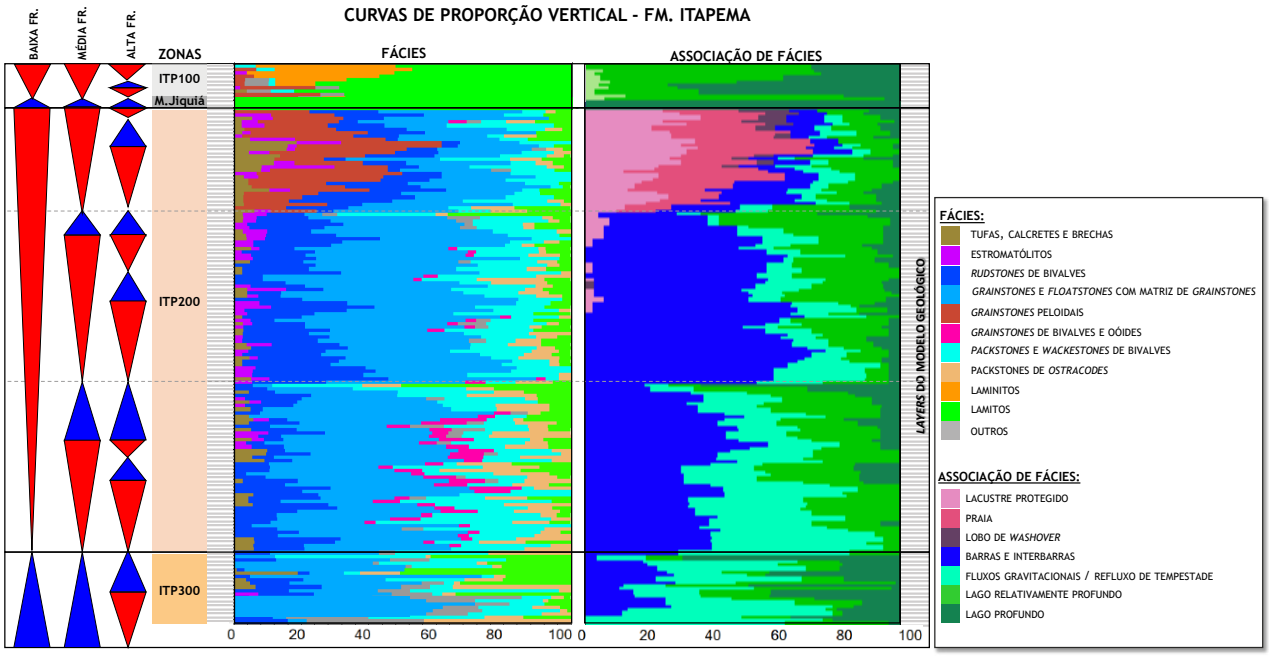


Figura 5.1.5: Curva de proporção vertical das fácies, associação de fácies da Formação Itapema e a ciclicidade observada na baixa, média e alta frequências (FR). A máxima expansão do lago é representada no vértice dos triângulos azuis, enquanto a máxima retração, nas bases dos triângulos vermelhos.

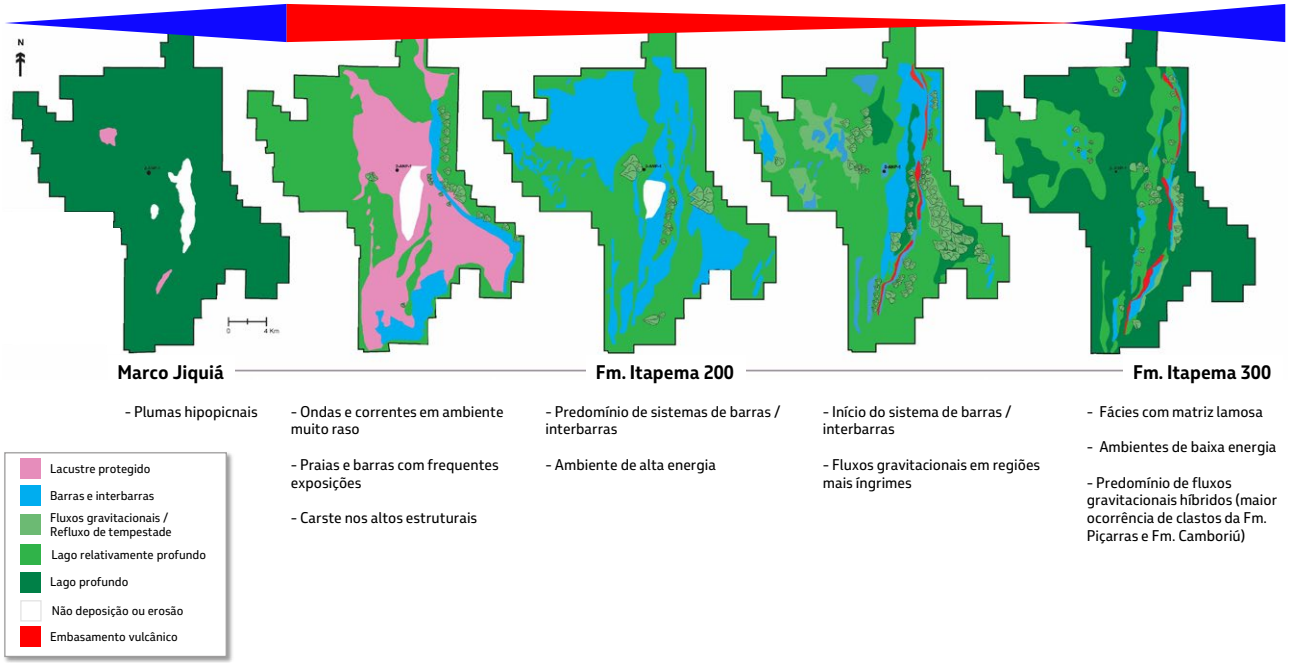


Figura 5.1.6: Diagramas retratando o empilhamento estratigráfico de associação de fácies na Formação Itapema do campo de Búzios e ciclicidade observada na baixa frequência. A máxima expansão do lago é representada no vértice dos triângulos azuis, enquanto a máxima retração, na base do triângulo vermelho.

Acima da ITP200, de forma abrupta, ocorrem lamitos com alto conteúdo de grãos siliciclásticos (como quartzo, feldspatos e mica) com tamanho silte depositados a partir de plumas hipopicnais, indicando que houve entrada de água meteórica no lago com elevação do nível de base (Mulder & Alexander, 2001; Oliveira *et al.*, 2019). Esse intervalo é interpretado como um afogamento regional, que, apesar de constituir uma zona estratigráfica, é denominado por Marco Jiquiá (Santos *et al.*, 2015). Assim, este marco é caracterizado por um aumento brusco em perfis de raios gama espectral, principalmente o potássio, sendo rastreável na maioria dos poços do campo.

Acima do Marco Jiquiá, em direção ao topo da Formação Itapema (ITP100), há um aumento gradativo no conteúdo de carbonato (e diminuição do conteúdo siliciclástico), caracterizado pela deposição massiva de laminitos, representando um novo período de raseamento, sendo o topo dessa sequência marcado pela Discordância Pré-Alagoas (DPA).

5.2. Caracterização sedimentológica, modelo deposicional e estratigrafia da Formação Barra Velha

A Formação Barra Velha no campo de Búzios é caracterizada por um espesso intervalo de rochas carbonáticas, formadas predominantemente por precipitação química, a partir da supersaturação iônica na água do lago (Silva *et al.*, 2020; Wright & Barnett, 2015; Herlinger *et al.*, 2017; Lima & De Ros, 2019).

Para a classificação dessas rochas foi criada uma nomenclatura específica por Silva *et al.* (2020) (Figura 5.2.1), baseada em diversos trabalhos, como Dunham (1962), Folk (1968), Embry & Klovan (1971), Riding (2000), Riding (2008), Terra *et al.* (2010) e Frantz *et al.* (2014), com introdução de novos termos, como estromatólito singenético, estromatólito híbrido e calcário fascicular diagenético.

Os estromatólitos singenéticos, conforme conceito definido em Chilingar *et al.* (1967), Larsen & Chilingar (1979) e De Ros, (2010), são constituídos por agregados cristalinos de calcita fascicular óptica (Figura 5.2.2A), precipitados preferencialmente na interface sedimento-água. Os estromatólitos híbridos (Figura 5.2.2B) são compostos por lâminas de calcita com extinção fascicular óptica, intercaladas com lâminas de calcita de textura microcristalina. Já os calcários fasciculares diagenéticos apresentam morfologia externa pouco desenvolvida e são compostos por calcita com extinção fascicular óptica e diversas inclusões (comumente de pelóides, resquícios de argilomineral magnesiano, grãos siliciclásticos e por intraclastos indiferenciados - Figura 5.2.3), sendo interpretados como precipitados químicos intra-sedimento. Através de análises combinadas de

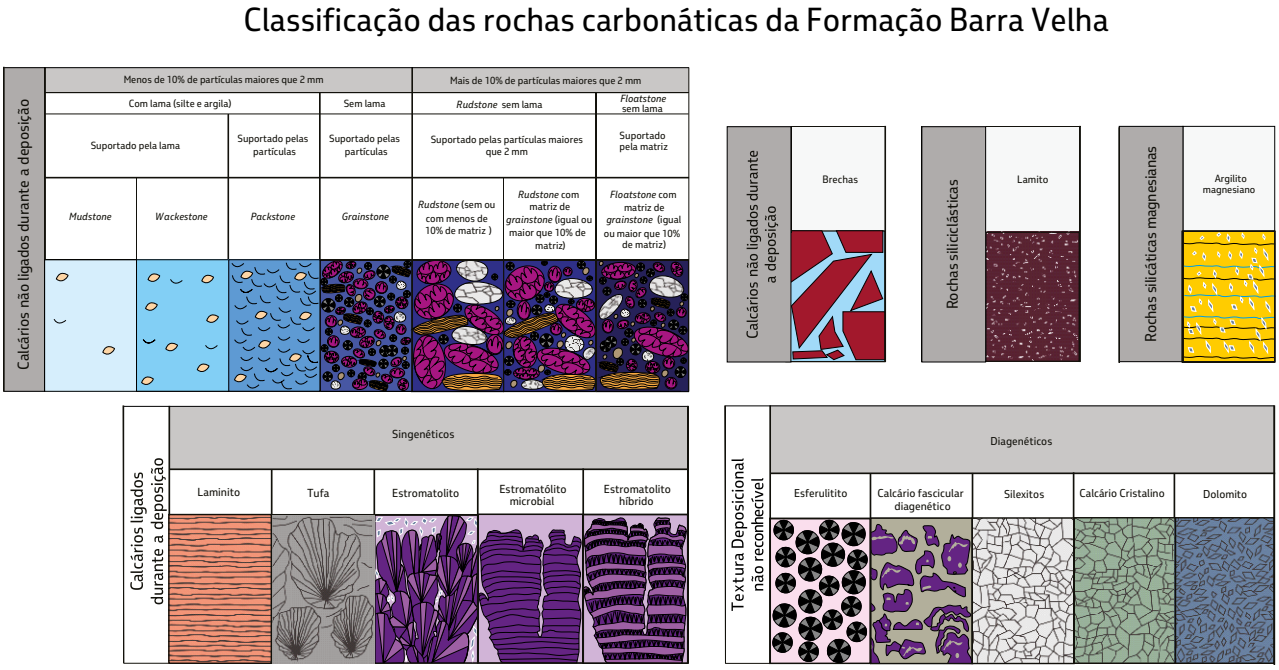


Figura 5.2.1: Classificação de Silva *et al.* (2020) com o resumo dos grupos de rochas observadas na Formação Barra Velha do campo de Búzios, baseada nas classificações de Dunham (1962), Folk (1968), Embry & Klovan (1971), Terra *et al.* (2010), Riding (2000), Riding (2008) e Frantz *et al.* (2014).

petrografia, complementadas pelos dados de QEMSCAN (*Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning Electron Microscopy*), é possível obter o mapeamento mineralógico desses depósitos e identificar os resquícios dos diferentes substratos precursores, através das inclusões observadas nas calcitas fasciculares e esferulíticas. Dessa forma, confirma-se a relação de substituição desses substratos pelas calcitas nos calcários fasciculares diagenéticos e esferulititos (Figura 5.2.3).

No campo de Búzios foram identificadas 43 fácies sedimentares na Formação Barra Velha (Silva *et al.*, 2020), baseadas em agrupamento de critérios como litologia, conteúdo fossilífero, estruturas sedimentares, granulometria, seleção, entre outras feições sedimentares (Figura 5.2.2).

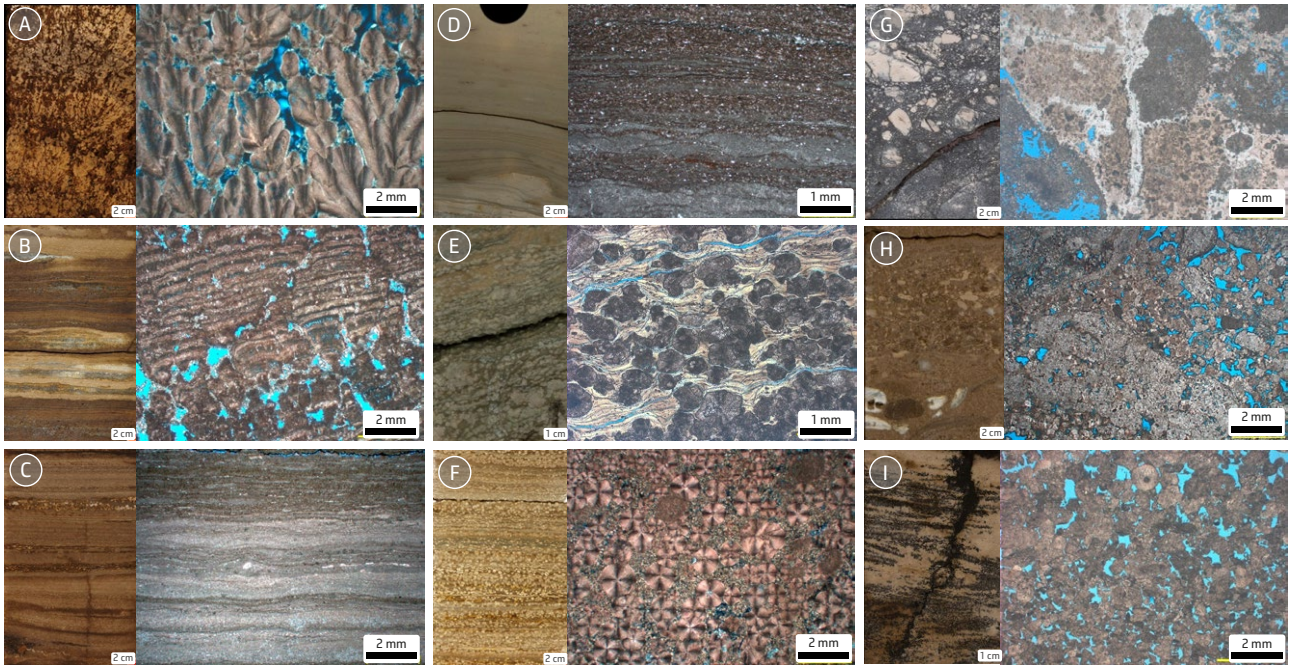


Figura 5.2.2: Aspecto macro e microscópico de algumas das principais fácies da Formação Barra Velha identificadas no campo de Búzios: A) Estromatólito singenético composto por agregados de calcita fascicular óptica, maciço internamente ou com laminações; B) Estromatólito híbrido composto pela alternância de crostas de calcita fascicular óptica e calcita microcristalina; C) Laminito composto pela intercalação de lâminas calcíticas e dolomíticas; D) Lamito composto por mais de 33% de grãos siliciclásticos nas frações silte e argila, sendo o conteúdo carbonático predominantemente diagenético; E) Esferulitito com argila, composto por esferulitos calcíticos e argilominerais magnesianos intersticiais; F) Esferulitito com dolomita composto por esferulitos calcíticos e dolomita intersticial; G) Brecha composta por fragmentos angulosos a sub-angulosos maiores que 2 mm; H) *Rudstone* com matriz de *grainstone* composto predominantemente por intraclastos de estromatólito, esferulitito e silexito, maciço, mal selecionado e; I) *Grainstone* composto por intraclastos de estromatólitos, esferulititos e pelóides, com estratificação cruzada de baixo ângulo ressaltada por cimentação. Em B, C, E, G, H e I, fotografia macroscópica e fotomicrografia com polarizadores paralelos (poros em azul) e em A, D e F, fotografia macroscópica e lâminas petrográficas com polarizadores cruzados.

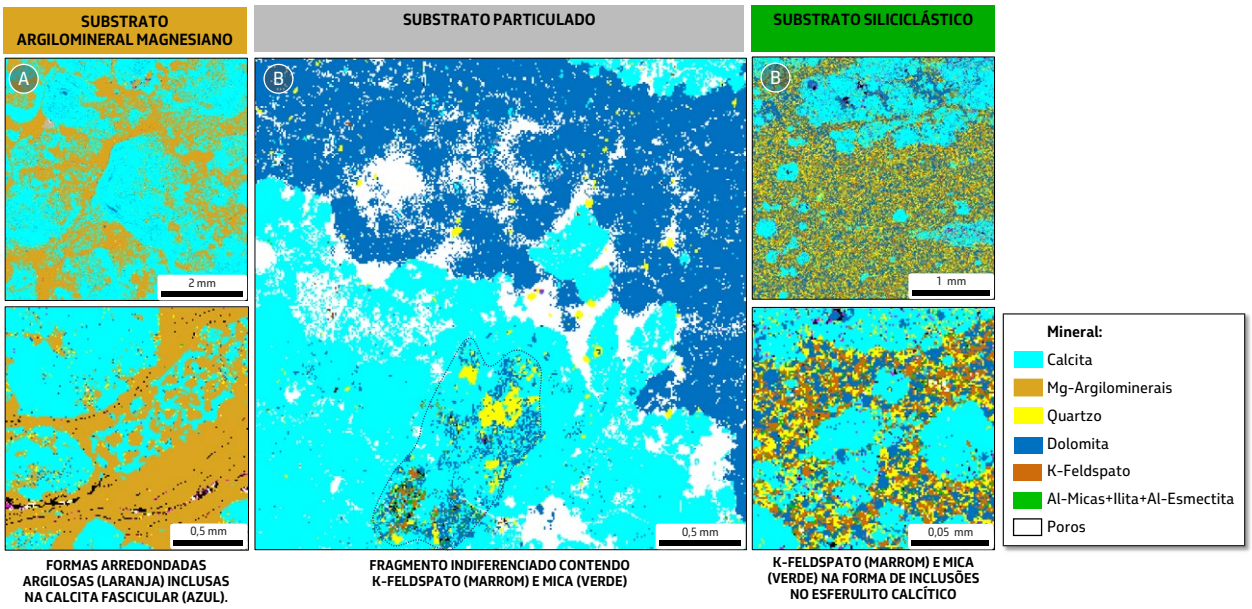


Figura 5.2.3: Imagens de QEMSCAN (*Quantitative Evaluation of Mineral by Scaning Eletron Microscopy*) e mapa mineralógico segundo modelo de Parizek-Silva (2019), onde observa-se calcários diagenéticos engolfando a seguinte variedade de substratos precursores: A) Substrato de arglomineral magnesiano ocorrendo como inclusões arredondadas na calcita fascicular; B) Intraclasto indiferenciado (contorno pontilhado), contendo resquícios de K-feldspato e micas, inclusos na calcita fascicular; C) Substrato siliciclástico (k-feldspato e micas) na forma de inclusões na calcita esferulítica.

Estima-se que durante a deposição da Formação Barra Velha, o lago possuía elevada alcalinidade (Wright & Barnett, 2015; Polck *et al.*, 2020) e condições ambientais bem mais estressantes do que à época da deposição da Formação Itapema. Essa interpretação é evidenciada pelo predomínio de fácies sedimentares carbonáticas de origem química e pelo seu menor conteúdo e diversidade de micro e macrofósseis. Ainda assim, dentre os fósseis descritos em laminitos, foram encontrados raros fósseis de peixe bem preservados da espécie *Ellimma longipectoralis* sp. nov. (Figura 5.2.4) descrita por Polck *et al.* (2020).

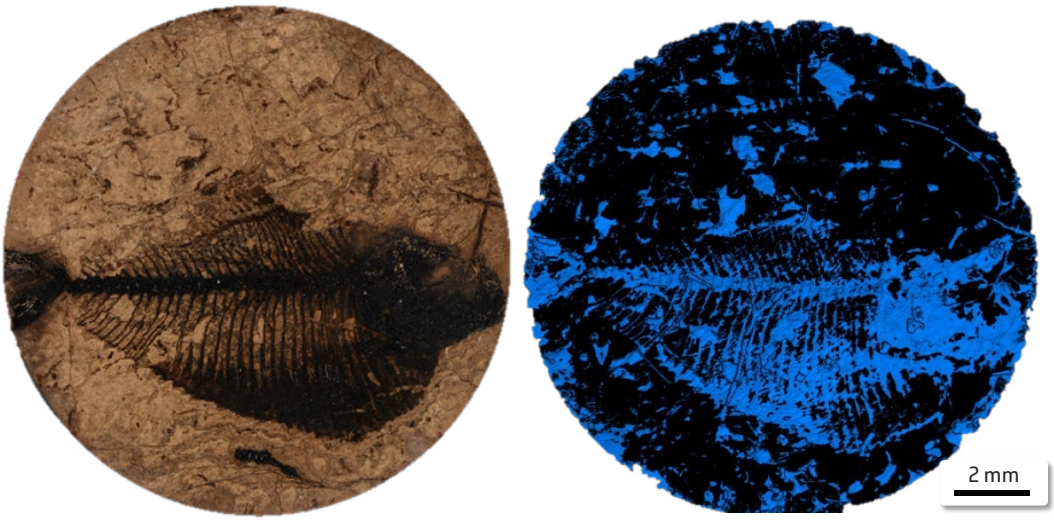


Figura 5.2.4: Fóssil de peixe da espécie *Ellimma longipectoralis* sp. nov. (Polck *et al.*, 2020) encontrado em laminitos testemunhados da Formação Barra Velha no campo de Búzios. Foto do fóssil, à esquerda, e imagem tomográfica, à direta, que evidencia as feições internas do peixe, além de diversos fragmentos fósseis.

Na porção centro-oeste do campo de Búzios, predominam as associações de fácies de litoral, sublitoral e lago profundo (Tabela 2, Figura 5.2.5), conforme Silva *et al*. (2020), depositados em um sistema lacustre de média e baixa energia, onde predominam as associações de fácies de rochas *in situ*. Assim, a zona fótica (região de água rasa próxima a margem do lago) corresponde ao litoral e a zona de transição para a água profunda, ao sublitoral.

Já na borda leste do campo de Búzios, ocorrem as associações de fácies de *shoreface* superior, *shoreface* inferior e *back barrier* (Tabela 2, Figura 5.2.5). Optou-se por empregar a nomenclatura comumente utilizada em lagos siliciclásticos, descrita em Renaut & Gierlowski-Kordesch *in* James & Dalrymple (2010), uma vez que nesse alto estrutural do campo há o predomínio de fácies intraclásticas, que apresentam estruturas sedimentares como estratificação cruzada de baixo ângulo, indicando ambientes com mais alta energia. Esses ambientes encontram-se sob influência da ação das ondas e correntes nas margens do paleolago, além da influência de tectonismo sindeposicional, gerador de altos estruturais relativos, ocasionando fluxos gravitacionais cujos depósitos são observados principalmente na base da seção (Silva *et al.*, 2020). Assim, a seção esquemática da Figura 5.2.5 representa a distribuição das associações de fácies da Formação Barra Velha no campo de Búzios, apresentadas na tabela 5.2.1.

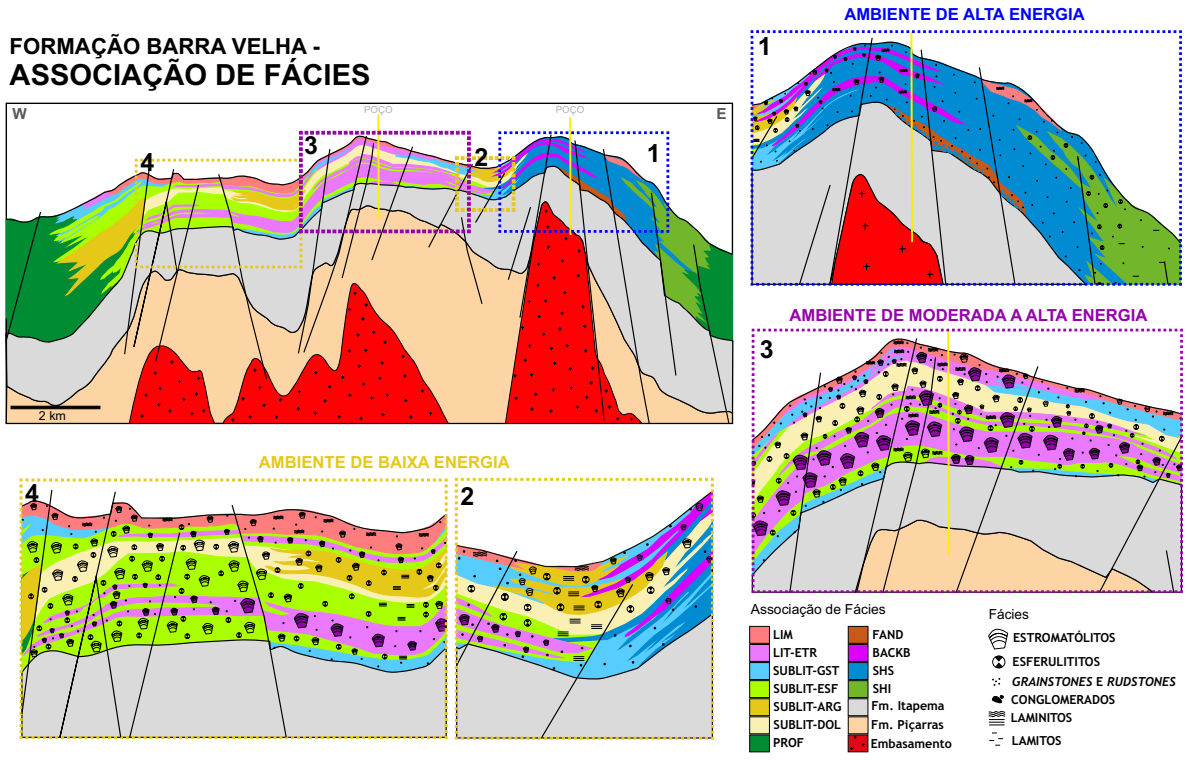
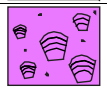
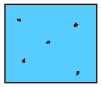
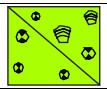
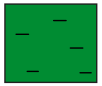
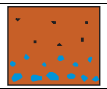
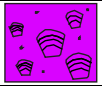
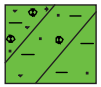
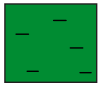


Figura 5.2.5: Seção esquemática de direção Oeste-Leste (W-E) mostrando a distribuição das associações de fácies para a Formação Barra Velha no campo de Búzios. Os quadros numerados detalham a distribuição das principais fácies nas associações de fácies nos ambientes de alta, moderada e baixa energias. Legenda: LIM – Litoral com Influência Microbial; LIT-ETR – Litoral com predominância de estromatólitos; SUBLIT-GST – Sublitoral com predominância de *grainstones* e *rudstones*; SUBLIT-ESF – Sublitoral com predominância de esferulititos; SUBLIT-ARG – Sublitoral Argiloso; SUBLIT-DOL – Sublitoral Dolomitizado; PROF – Lago Profundo; FAND – Fandeltas; BACKB – *Back Barrier*; SHS – *Shoreface* Superior; SHI – *Shoreface* Inferior.

Tabela 5.2.1: Tabela descritiva das associações de fácies observadas para a Formação Barra Velha no campo de Búzios, (modificado de Silva *et al.* - em fase de elaboração).

SIGLA	ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES	FÁCIES	DESCRIÇÃO
LIM	Litoral com Influência Microbial		Depositada em ambiente lacustre relativamente raso é caracterizada pela sucessão de estromatólitos híbridos, formados por influência química e microbial, semelhantes ao descrito por Frantz et al. (2014) na Formação Green River, e laminitos microbiais, muitas vezes brechados, intercalados com estromatólitos fasciculares e esferulititos. Esta associação ocorre no topo da Formação Barra Velha e corresponde ao Marco Lula (definido por Souto, 2010).
LIT- ETR	Litoral com predominância de Estromatólitos		Formada em ambiente lacustre raso e de baixa energia, próximo a margem do lago, dentro da zona fótica. Predominam os estromatólitos fasciculares e, em menor proporção, calcários fasciculares diagenéticos, interpretados como precipitados intra-sedimento, esferulititos e laminitos. Podem ocorrer também pisóides microbiais e tufas (estruturas orgânicas mineralizadas).
SUBLIT - GST	Sublitoral com predominância de Grainstones e Rudstones		Depositada em ambiente lacustre de profundidade intermediária,, caracterizado pela ocorrência de pacotes de grainstones intraclásticos formados pelo retrabalhamento das fácies in situ e depositados em porções mais baixas por fluxos gravitacionais.
SUBLIT - ESF	Sublitoral com predominância de Esferulititos		Formada em ambiente lacustre de baixa energia, na zona de transição entre o litoral e a zona de água profunda. É caracterizada pelo predomínio de laminitos e esferulititos e, em menor proporção, estromatólitos fasciculares e calcários fasciculares diagenéticos. Localmente, se observa grãos siliciclásticos e pelóides associados a essas fácies. Podem ocorrer intercalações com grainstones, floatstones e rudstones maciços, laminados e com gradação normal, depositados por fluxos gravitacionais.
SUBLIT - ARG	Sublitoral Argiloso		Depositada em ambiente de baixa energia, na zona de transição entre o litoral e a zona de água profunda. Ocorre em áreas protegidas, preferencialmente no baixo relativo entre os altos estruturais do campo. É caracterizada pela ocorrência de argilito composto principalmente por argilominerais magnesianos, substituído e engolfado em diversos graus durante a eodiagênese por esferulitos, calcários fasciculares diagenéticos e dolomita romboédrica. Ocorre preferencialmente no intervalo estratigráfico definido logo acima da Discordância Intra-Alagoas (DIA).
SUBLIT - DOL	Sublitoral Dolomitizado		Depositada em condições ambientais e estratigráficas semelhantes a associação Sublitoral Argiloso, porém, submetida a processos diagenéticos mais intensos durante a eodiagênese. É caracterizada pelo predomínio de esferulititos e calcários fasciculares diagenéticos com intensa cimentação e substituição do substrato original argiloso por dolomita. Ocorrem, em menor proporção,laminitos e eventuais estromatólitos formados por agregados de calcita fascicular óptica.
PROF	Lago Profundo		Formada principalmente por sedimentos laminados depositados em águas relativamente profundas e de baixa energia onde predominam os processos de decantação. É composta por lamitos, laminitos e dolomitos ricos em silte siliciclástico. O silte é interpretado como decantado a partir de plumas hipopicnais, possivelmente trazidas do continente durante os períodos mais úmidos e de maior lâmina d'água ou provenientes da erosão de unidades sedimentares mais antigas nos altos internos. Esta associação é pouco espessa nos poços amostrados, localizados principalmente em altos estruturais. Secundariamente, ocorrem intercalados grainstones e rudstones maciços, depositados por fluxos gravitacionais.
FAND	Fan Deltas		Esta associação é composta por rudstones e floatstones maciços ou com gradação normal, por vezes com base erosiva e estratocrescência ascendente. Estas fácies foram depositadas pela ação de fluxos gravitacionais formados devido à influência climática (momentos de maior umidade) e/ou tectônica sindeposicional.
Exclusivos do Ambiente de Alta Energia			
BACKB	Back Barrier		É formada numa região mais protegida da borda do lago de alta energia, semelhante a uma laguna, acima da zona de praia. Os depósitos desta associação são semelhantes aos da associação de fácies de Litoral onde predominam intercalações de estromatólitos singenéticos com grainstones maciços ou com gradação normal (interpretados como leques de washover possivelmente depositados por ondas de tempestades) e secundariamente por esferulititos e laminitos.
SHS	Shoreface Superior		É formada na região litorânea da borda do lago de alta energia, entre as zonas de ação de ondas normais e de tempestade (segundo modelo de Plint in James & Dalrymple, 2020). É composta por uma sucessão de camadas tabulares e amalgamadas de grainstones bem selecionados, com estratificação cruzada planar, cruzada de baixo ângulo e marcas onduladas (ripples), comumente intercalados com flat pebbles. Fácies como estromatólitos, esferulititos e laminitos ocorrem pontualmente intercalados.
SHI	Shoreface Inferior		É formada na região litorânea da borda do lago de alta energia, localizada na zona de ação mais distal das ondas de tempestade (segundo modelo de Plint in James & Dalrymple, 2020). É caracterizada pela intercalação de fácies finas ricas em grãos siliciclásticos, como laminitos e lamitos com fácies clásticas como grainstones e rudstones maciços e laminados depositados possivelmente por fluxos gravitacionais episódicos que atingiram a zona de shoreface inferior, em decorrência de refluxos de tempestades ou da atividade tectônica.

Legenda: ESTROMATÓLITOS ESFERULITITOS *GRAINSTONES* E *RUDSTONES* CONGLOMERADOS LAMINITOS LAMITOS

A seção basal da Formação Barra Velha, depositada durante o estágio final da sequência rifte, corresponde à zona estratigráfica BVE300. Para os estudos de reservatório com base na análise do empilhamento de fácies, foram interpretados três ciclos de média frequência que possuem correlação consistente ao longo de toda a estrutura do campo de Búzios (Figura 5.2.6).

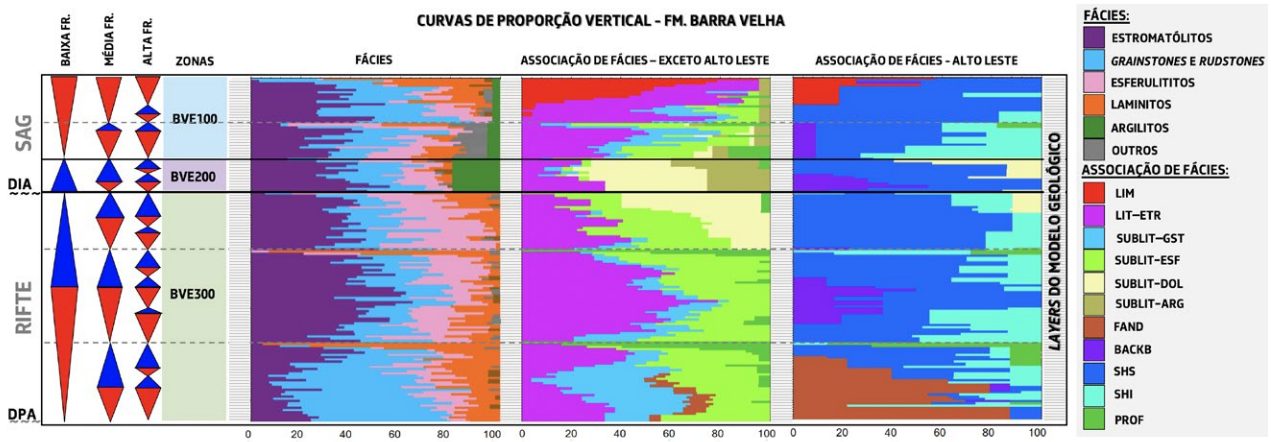


Figura 5.2.6: Curva de proporção vertical das fácies e associação de fácies da Formação Barra Velha e a ciclicidade observada na alta, média e baixa frequências (FR.). A máxima expansão do lago é representada no vértice dos triângulos azuis, enquanto a máxima retração, nas bases dos triângulos vermelhos. Associações de fácies: Legenda: LIM – Litoral com Influência Microbial; LIT-ETR – Litoral com predominância de estromatólitos; SUBLIT-GST – Sublitoral com predominância de *grainstones* e *rudstones*; SUBLIT-ESF – Sublitoral com predominância de esferulititos e estromatólitos diagenéticos; SUBLIT-DOL – Sublitoral Dolomitizado; SUBLIT-ARG – Sublitoral Argiloso; PROF – Lago Profundo; FAND – Fandeltas; BACKB – *Back Barrier*; SHS – *Shoreface* Superior; SHI – *Shoreface* Inferior.

O primeiro ciclo observado na porção basal dessa formação, caracteriza-se, de forma geral, por uma grande proporção de sedimentos particulados de alta energia (*grainstones* e *rudstones*). Essa grande tendência é sucedida por um ciclo de aumento da deposição de fácies estromatolíticas na seção intermediaria, que representam o máximo raseamento dessa sequência. Na porção superior, o último ciclo se caracteriza por uma maior deposição de laminitos e esferulititos, indicando uma diminuição de energia (Figura 5.2.6). Na literatura, o topo da zona BVE300 corresponderia à Discordância Intra-Alagoas (DIA), entretanto os dados de poços e perfis indicam uma grande tendência de expansão do lago. Aproximadamente, nesta mesma posição estratigráfica, Catto *et al.*, 2021, já haviam reconhecido uma superfície de inundação máxima de caráter regional (SIM-46), correlacionável em todos os poços da Bacia de Santos.

A seção superior da Formação Barra Velha, formada pelas zonas estratigráficas BVE100 e BVE-200, foi depositada em um contexto tectônico tipo *Sag* (Figura 5.2.6).

O intervalo inferior dessa seção (BVE200) é coincidente com a máxima expansão do lago no contexto das sequências de baixa frequência, corroborada por análises de organofaciologia realizadas em um poço, juntamente com o

maior conteúdo de carbono orgânico, além do relativamente mais alto teor de potássio identificado no perfil de raios gama espectral, indicando contribuição siliciclástica trazida para dentro do lago por fluxos hipopicnais. Além disso, nesse intervalo, há a presença notável de argila magnesiana nos baixos estruturais relativos protegidos (Figuras 5.2.6 e 5.2.7).

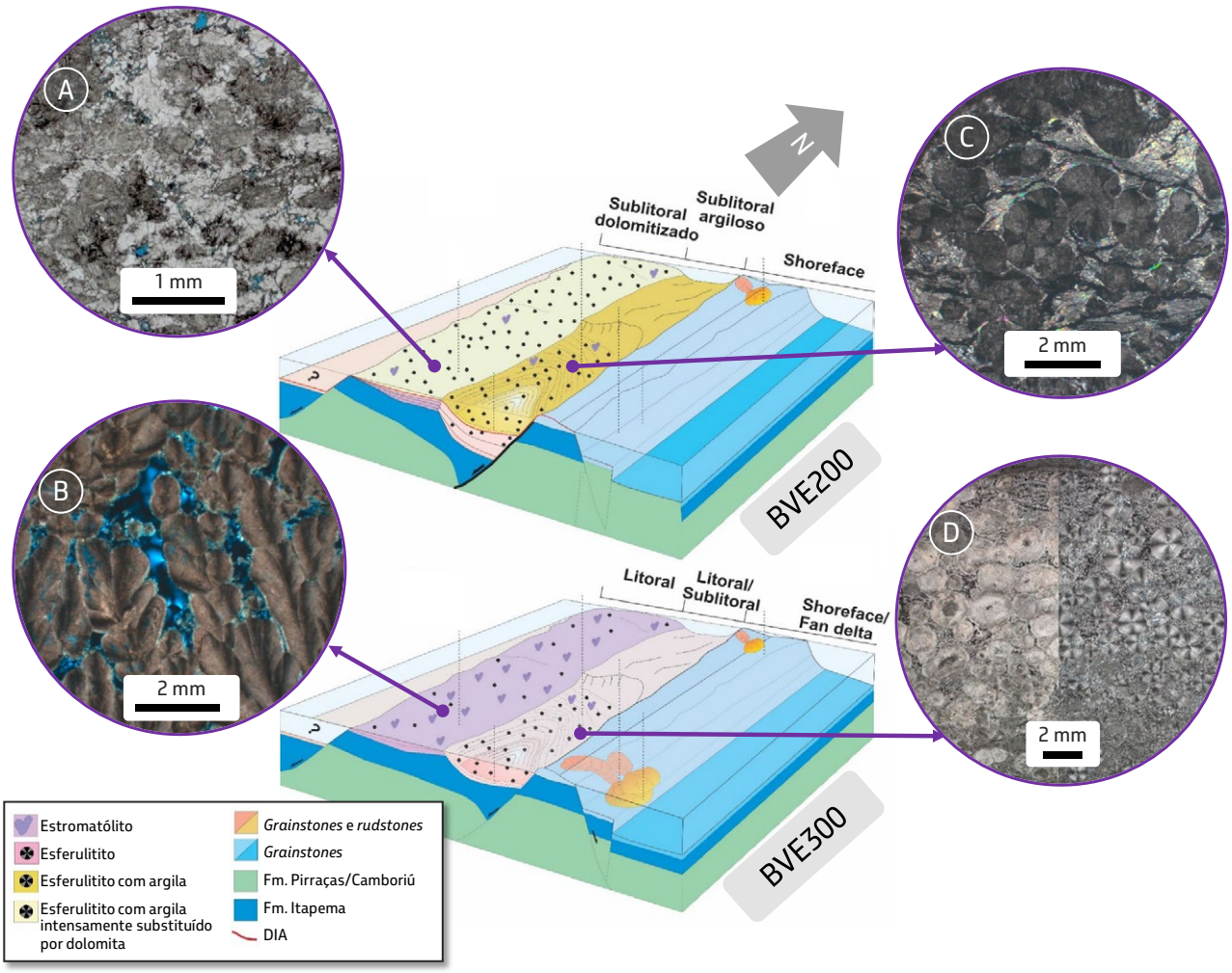


Figura 5.2.7: Blocos-diagramas dos topos das zonas estratigráficas BVE300 e BVE200, com a distribuição das principais fácies na parte central do campo de Búzios. Imagens de lâminas petrográficas: A) Esferulitito com dolomita; B) Estromatólito com extinção fascicular óptica; C) Esferulitito com argila magnesiana e; D) Esferulitito com dolomita. Legenda: DIA – Discordância Intra-Alagoas. Em A, imagem de lâmina petrográfica com polarizadores paralelos; em B e C, lâminas petrográficas com polarizadores cruzados e em D, fotomicrografia à esquerda com polarizadores paralelos e à direita, cruzados.

Rochas com argila magnesiana foram descritas em diversos campos do Pré-sal, em contextos distintos. Este tema é abordado com maior detalhe no capítulo 9 "Caracterização e contexto deposicional dos argilominerias magnesianos do andar Alagoas da Bacia de Santos". Entretanto, no campo de Búzios, a presença de carófitas nesses sedimentos indica que foram depositados na zona fótica e não em ambiente lacustre profundo (Silva *et al.*, 2020). Como também não foram encontradas evidências de exposição, estima-se que se formaram em ambiente sublitoral. Além disso, as análises de isótopos estáveis de H e O nos argilominerais magnesianos indicam deposição em ambiente meteórico, descartando a possibilidade de incursões marinhas na fase *Sag*. Por outro lado, a análise geoquímica de elementos terras raras em uma amostra sugere que houve influência de vulcanismo e/ou hidrotermalismo na formação dos argilominerais magnesianos (Silva *et al.*, 2020).

No intervalo correspondente à zona BVE100, é interpretada uma nova retração do lago, caracterizada por aumento da sedimentação de fácies estromatolíticas e, secundariamente, retrabalhadas. No topo da Formação Barra Velha, ocorre a deposição de laminitos crenulados, intercalados com estromatólitos fasciculares, estromatólitos híbridos e esferulititos, caracterizando o Marco Lula (Souto, 2010). Esses laminitos muitas vezes estão brechados, representando a associação de fácies de litoral com influência microbial em regiões com lâmina d'água rasa, susceptíveis à frequentes exposições.

No campo de Búzios, a seção *Sag* não é muito espessa, sugerindo pouco espaço de acomodação na estrutura local durante a deposição.

5.3. Aspectos diagenéticos e propriedades petrofísicas dos reservatórios

No campo de Búzios, tanto na Formação Itapema quanto na Formação Barra Velha, considera-se que os processos eodiagenéticos foram os mais impactantes na qualidade permoporosa das rochas carbonáticas que constituem os reservatórios.

Esses processos são aqueles atuantes desde a superfície de deposição onde a química da água intersticial é dominantemente controlada pelo ambiente até a profundidade onde não há influência dos agentes superficiais nos sedimentos (Choquette & Pray, 1970). Entretanto, embora as ocorrências sejam mais localizadas, os processos de diagênese tardia também afetam a permoporosidade das rochas de forma significativa.

A distribuição das associações de fácies sedimentares e a atuação da diagênese modificando as características deposicionais são fundamentais para a compreensão e previsão das características permoporosas e suas respectivas respostas em perfis de poços (Brazil, 2015). Assim é possível identificar áreas mais promissoras para a ocorrência de bons reservatórios, bem como evitar outras regiões que podem ter ocorrência de associações de fácies que não constituem reservatórios, ou, ainda, reservatórios que foram cimentados. A Figura 5.3.1 retrata exemplos de impacto de processos diagenéticos nas fácies deposicionais do campo de Búzios.

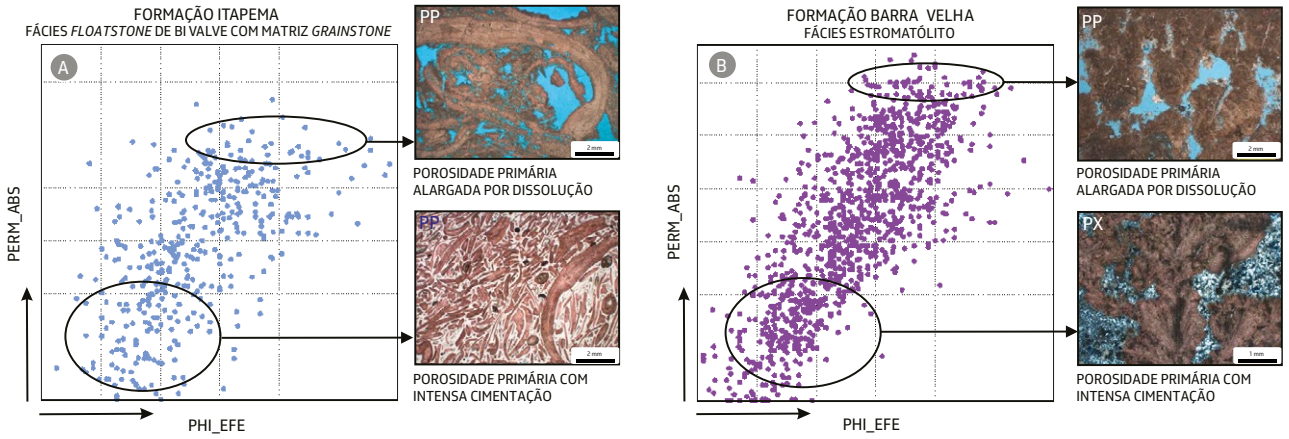


Figura 5.3.1: Exemplos do impacto de processos diagenéticos nas fácies deposicionais do campo de Búzios: A) *Floatstone* de bivalves com matriz de *grainstones* da Formação Itapema; B) Estromatólito da Formação Barra Velha. Os gráficos de porosidade efetiva (PHI_EFE) versus permeabilidade absoluta (PERM_ABS), em logaritmo, refletem o impacto da diagênese, onde a cimentação prejudica e a dissolução melhora a qualidade permoporosa das rochas. Legenda: PP- polarizadores paralelos (poros em azul); PX- polarizadores cruzados.

Os processos diagenéticos mais comuns na Formação Itapema do campo de Búzios estão descritos abaixo e podem ser observados na Figura 5.3.2.

Atualmente, as conchas de bivalves dos depósitos da Formação Itapema são compostas por calcita com baixo teor de magnésio. A recristalização de calcita em mosaico nos bioclastos é bastante comum e portanto, estima-se que originalmente teriam sido constituídas por aragonita ou calcita com alto teor de magnésio, por serem minerais metaestáveis que se recristalizam e dissolvem com mais facilidade. A depender da intensidade da recristalização, os bivalves podem preservar a laminação interna de crescimento (Figura 5.3.2A), que representa a estrutura remanescente da concha.

A micritização também é bastante comum e ocorre principalmente como resultado da ação de microrganismos formando envelopes microcristalinos ao redor dos bioclastos (Figura 5.3.2B). Este processo pode levar à completa alteração dos grãos originais, formando pelóides.

A cimentação (Figura 5.3.2C), principalmente formada por calcita, dolomita e polimorfos de sílica na forma de franjas, mosaicos e cristais blocosos isolados, ocorre reduzindo os poros inter e intrapartícula (classificação de tipos de porosidade conforme Choquette & Pray, 1970).

Outro processo diagenético comum é a substituição (Figura 5.3.2F), principalmente dos bioclastos por polimorfos de sílica (quartzo macro e microcristalino, além de calcedônia) e dolomita (mosaico médio ou microcristalina). A dolomita também ocorre substituindo matriz microcristalina, associada a *mudstones* e fácies particuladas com lama carbonática. Esses sedimentos ricos em lama carbonática, depositados em ambientes com baixa energia, apresentam os menores valores de permoporosidade da Formação Itapema.

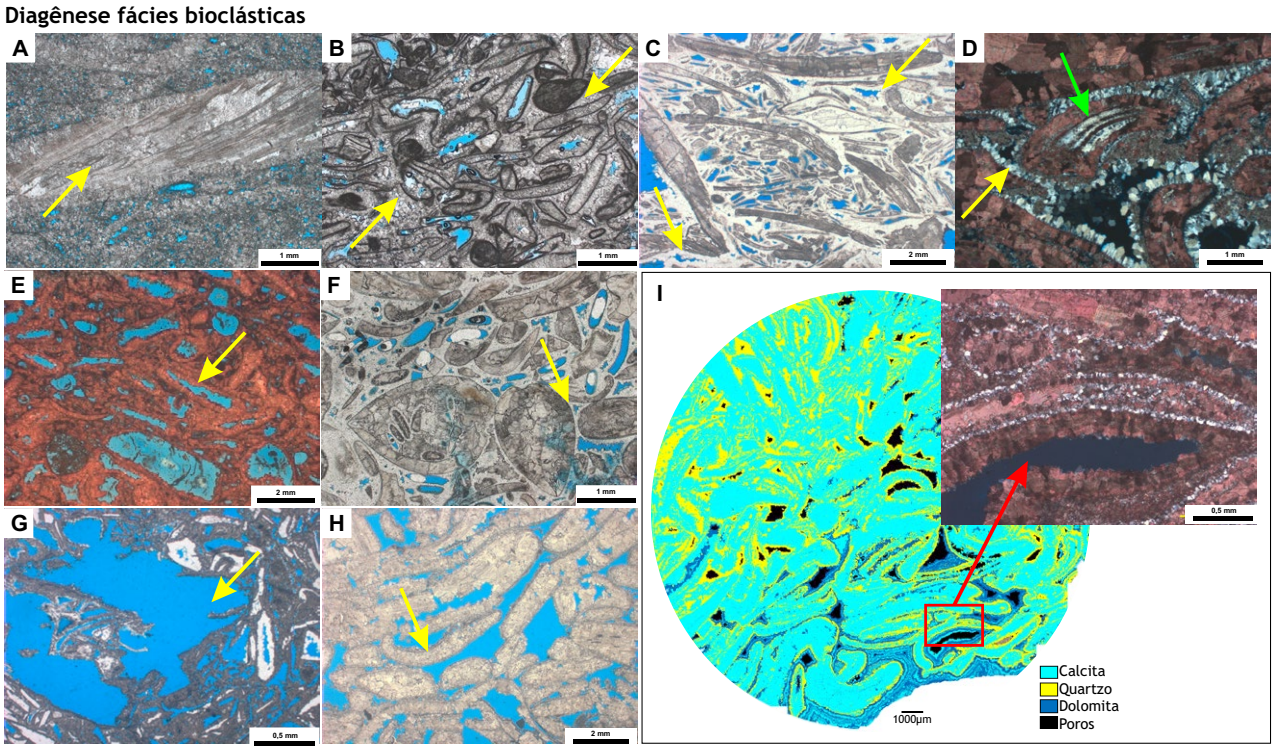


Figura 5.3.2: Produtos e processos diagenéticos que ocorrem nas rochas bioclásticas da Formação Itapema do campo de Búzios. A) Concha de bivalve recristalizada com linhas de crescimento parcialmente preservadas (seta); B) Partículas com envoltório microcristalino associado à micritização; C) Cimentação interpartícula por quartzo (setas); D) Substituição de concha de bivalve por calcedônia (seta verde) e cimento em franja de quartzo (seta amarela); E) Porosidade móldica. Moldes permanecem preservados pela presença de cimento de calcita com hábito em franja (seta); F) Cimentação por quartzo (seta); G) Porosidade vugular (seta) associada a dissolução de partículas e cimentação de quartzo em poro móldico (seta verde); H) Poros interpartícula preservados por cimentação em franja de calcita (seta); H) Poros interpartícula preservados por cimentação em franja de calcita (seta); I) Imagem de QEMSCAN (*Quantitative Evaluation of Mineral by Scaning Eletron Microscopy*) e mapa mineralógico segundo modelo de Parizek-Silva (2019), ressaltando a composição calcítica dos bioclastos, seguido da cimentação em forma de franja por microquartzo, calcita e dolomita. O detalhe desse processo de cimentação pode ser observado na fotomicrografia em destaque (retângulo vermelho). Em A, B, C, E, F G e H, imagens de lâminas petrográficas com polarizadores paralelos (poros em azul) e em D e I (detalhe), fotomicrografia com polarizadores cruzados.

A dissolução é o processo que mais acarreta melhoria da qualidade permoporosa das rochas bioclásticas, gerando poros móldicos e intrapartícula, poros intracristalinos nos cimentos e poros vugulares (Figura 5.3.2G), não seletivos ao arcabouço ou ao cimento. A porosidade móldica é muito comum nesses tipos de depósitos devido à composição original das conchas (minerais metaestáveis e mais susceptíveis à dissolução), cujos moldes permanecem preservados pela presença de franja eodiagenética ao redor da partícula.

Os intervalos onde ocorrem intensos processos de dissolução (tanto associados a eodiagênese quanto a mesodiagênese) são os relacionados aos *rudstones*, aos *floatstones* com matriz de *grainstone* e aos *grainstones* de bivalves, interpretados como sendo depositados em regiões de barras e interbarras, assim como os *grainstones* peloidais, formados em regiões rasas e protegidas. Essa característica confere a esses depósitos os maiores valores de permoporosidade presentes na Formação Itapema (Figura 5.3.3).

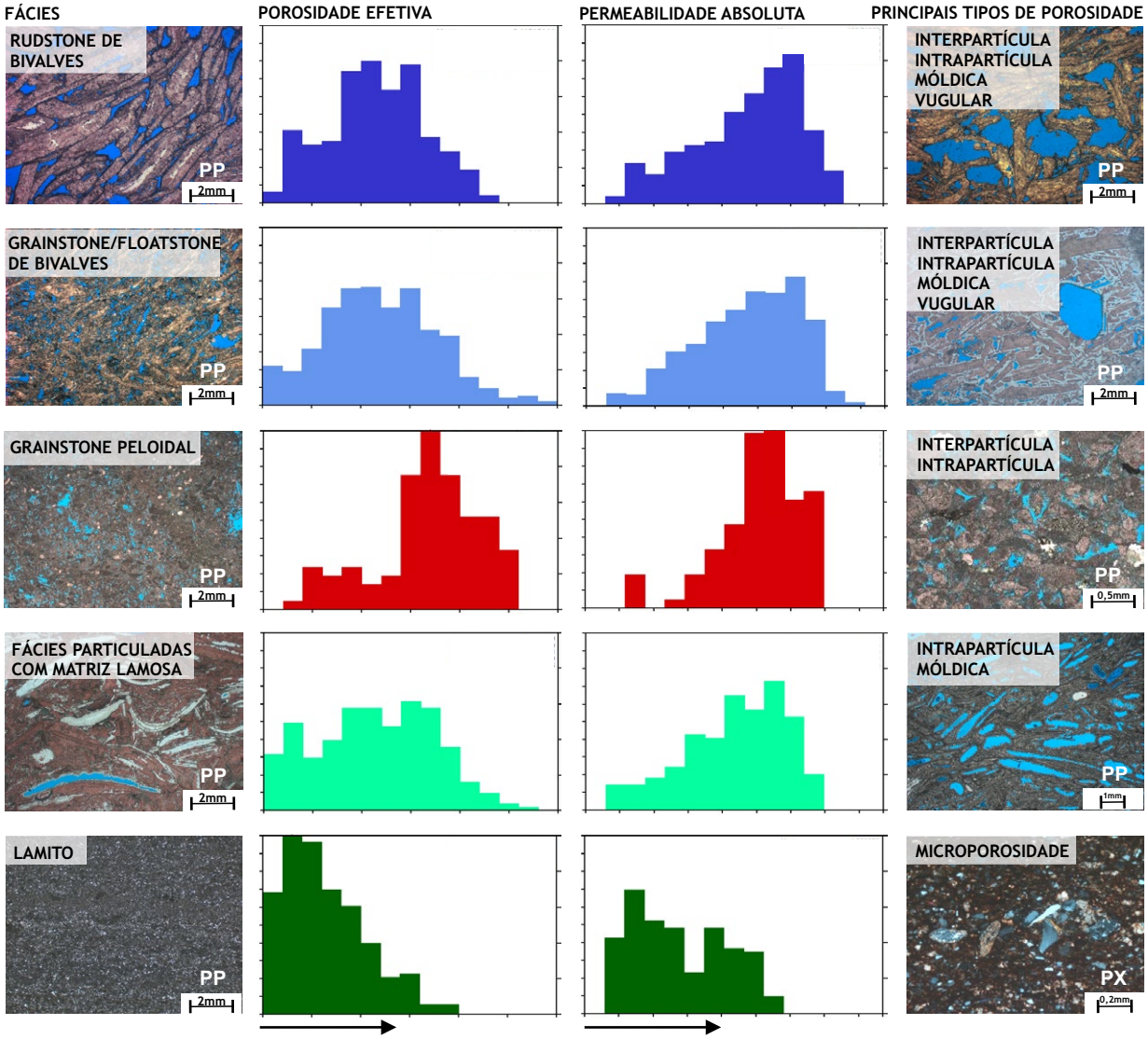


Figura 5.3.3: Histogramas mostram a variação de porosidade efetiva e permeabilidade absoluta (a partir de análises de petrofísica básica) para as principais fácies da Formação Itapema (imagens à esquerda), em relação aos principais processos diagenéticos observados (imagens à direita), a partir de lâminas petrográficas. Legenda: PP- polarizadores paralelos (poros em azul); PX- polarizadores cruzados. Seta indicando aumento dos valores de porosidade e permeabilidade (logaritmo).

Assim, os tipos predominantes de porosidade nos reservatórios do campo de Búzios têm forte correlação não somente com as fácies deposicionais, mas também com a estratigrafia, associada com ciclos de expansão e retração do lago em alta frequência (Cacela *et al.*, 2020).

Durante os períodos de expansão do lago, é comum a maior ocorrência de fácies com lama carbonática, poros móldicos e intrapartícula (Figura 5.3.4). Com o início da retração do lago, ocorre predominância de porosidade interpartícula das fácies sem lama carbonática. Nos momentos de retração máxima do lago, há a formação de porosidade vugular (Figura 5.3.4) e o aumento da dissolução devido a processos de exposição e/ou carstificação epigênica, evidenciado pela presença de rochas típicas de ambiente vadoso exposto, como brechas com lama carbonática infiltrada.

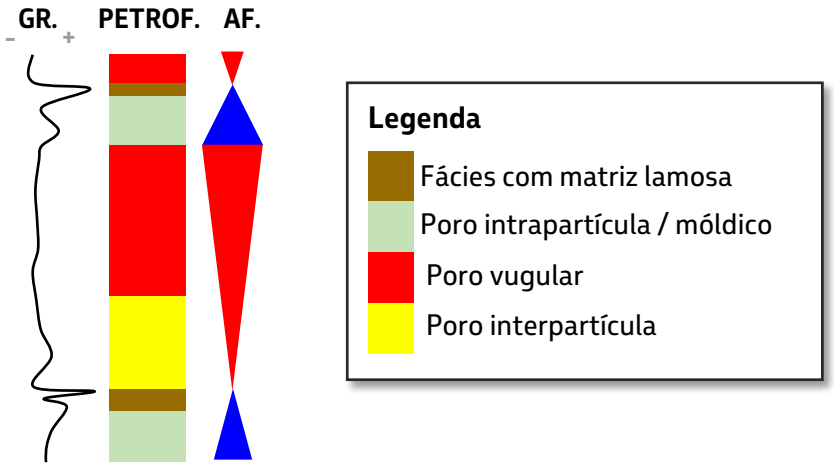


Figura 5.3.4: Desenho esquemático de um ciclo em alta frequência (AF.), com o perfil de raios gama (GR) e os tipos de poros. Notar o padrão nos hemi-ciclos regressivos (triângulos vermelhos), no qual ocorre, na base, predominância de porosidade interpartícula e nos momentos de máxima retração do lago (vértice do triângulo), aumento da dissolução e a formação de porosidade vugular. Já no hemi-ciclo transgressivo (triângulos azuis) ocorre porosidade intrapartícula/móldica e na máxima expansão do lago (vértice do triângulo), predominam fácies cujo poro está preenchido por matriz lamosa.

Na Formação Barra Velha do campo de Búzios, os processos diagenéticos afetaram de forma distinta os três principais grupos de fácies sedimentares: fácies *in situ* (estromatólitos singenéticos), rochas particuladas (*grainstones*, *floatstones* e *rudstones*) e fácies finas (argilitos magnesianos, laminitos e lamitos).

Estromatólitos fasciculares e rochas particuladas são as fácies que apresentam as melhores características permoporosas da Formação Barra Velha (Figuras 5.3.5 e 5.3.6). Nos estromatólitos há o predomínio de porosidade primária vertical, devido ao arranjo dos agregados calcíticos. Por sua vez, nas fácies particuladas predomina a porosidade interpartícula que tem sua manutenção favorecida durante a compactação pela cimentação eodiagenética, principalmente na forma de franjas de calcita/dolomita, além de dolomita blocosa. Os eventos diagenéticos, após a compactação, incluem ainda: (1) dissolução e alargamento da porosidade primária, formando porosidades do tipo vugular e intra-agregado (nos estromatólitos) (Figura 5.3.5) ou interpartícula alargada (nas fácies particuladas); (2) cimentação e substituição por dolomita em sela e por sílica (quartzo microcristalino, macrocristalino ou drusiforme e calcedônia); (3) cimentação por calcita e por barita na forma de cristais prismáticos; e (4) preenchimento dos poros por betume sólido.

A evolução diagenética nas fácies finas (Figura 5.3.5) é caracterizada tanto pela progressiva substituição eodiagenética do conteúdo original por dolomita, calcita esferulítica ou fascicular, como também pela contração dos argilominerais e dissolução com intensidade variada. A substituição é evidenciada pela presença de inclusões do substrato original nas calcitas fasciculares e esferulíticas, assim como pela deformação das laminações devido ao crescimento dos nódulos calcíticos. Uma hipótese para a formação dos esferulitos e dos agregados cristalinos substitutivos é que

essa ocorreu pouco após a deposição do sedimento, sob baixo soterramento, e ainda sob influência direta das condições do ambiente deposicional e/ou da circulação de água vinda da superfície, em condições de baixa pressão e temperatura (De Ros, 2010).

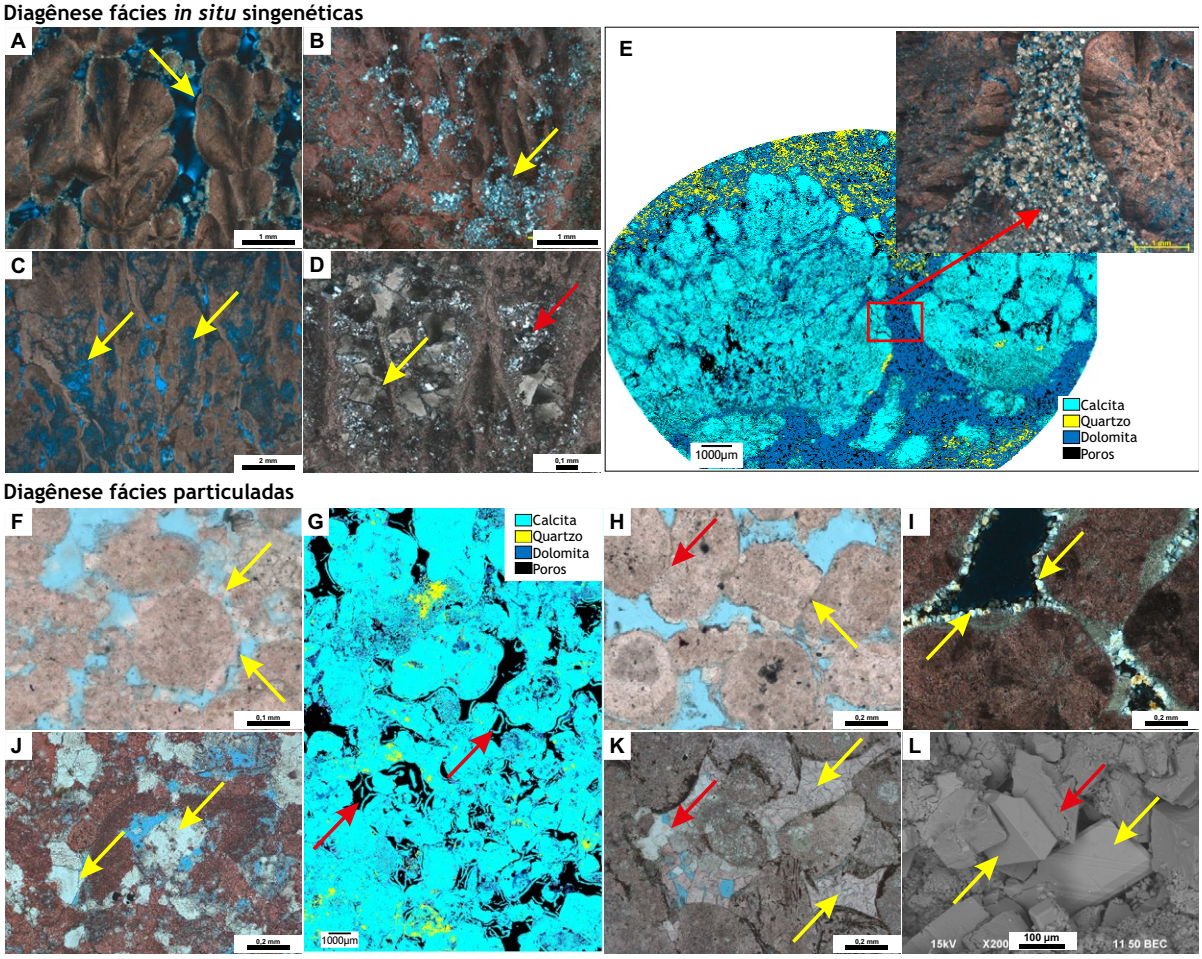


Figura 5.3.5: Principais processos diagenéticos que ocorrem nas fácies *in situ* e particuladas na Formação Barra Velha do campo de Búzios. Fácies *in situ* singenéticas: A) Estromatólito com porosidade interagregados cristalinos, predominantemente vertical, preservada. Notar cimentação por franja de calcita (seta); B) Substituição dos agregados cristalinos por quartzo microcristalino (seta); C) Porosidade intra-agregado produzida pela dissolução dos agregados cristalinos calcíticos (setas); D) Dissolução intra-agregados cristalinos com poros preenchidos por dolomita em sela (seta amarela) e quartzo (seta vermelha); E) Imagem de QEMSCAN (*Quantitative Evaluation of Mineral by Scanning Electron Microscopy*) com mapa mineralógico segundo modelo de Parizek-Silva (2019), mostrando a distribuição da mineralogia presente no estromatólito fascicular. Notar a composição calcítica dos agregados, seguida pela cimentação por dolomita romboédrica e quartzo. Fotomicrografia indicando hábito do cimento de dolomita romboédrica. Fácies particuladas: F) Franja de calcita, pré-compactação contornando as partículas (seta); G) Imagem de QemScan com mapa mineralógico, segundo modelo de Parizek-Silva (2019), mostrando a distribuição da mineralogia presente no *rudstone* intraclástico. Notar franja de calcita, pré-compactação, descoladas e fragmentadas (setas); H) Contato reto (seta amarela) e côncavo (seta vermelha) entre as partículas evidenciando a compactação (seta); I) Franja de quartzo microcristalino pós-compactação (setas); J) Cimento de dolomita mosaico grosso preenchendo poro de dissolução pós-compactação; K) Cimento de dolomita blocosa anterior à calcita em mosaico grosso posterior à compactação, obliterando porosidade interpartícula (seta); L) Imagem ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) mostrando a dolomita romboédrica preenchendo poro interpartícula (setas amarelas), com evidência de dissolução (seta vermelha). Em A, B, C, D, E (detalhe) e I, fotomicrografia com polarizadores cruzados e em F, H, J e K, fotomicrografia com polarizadores paralelos (poros em azul).

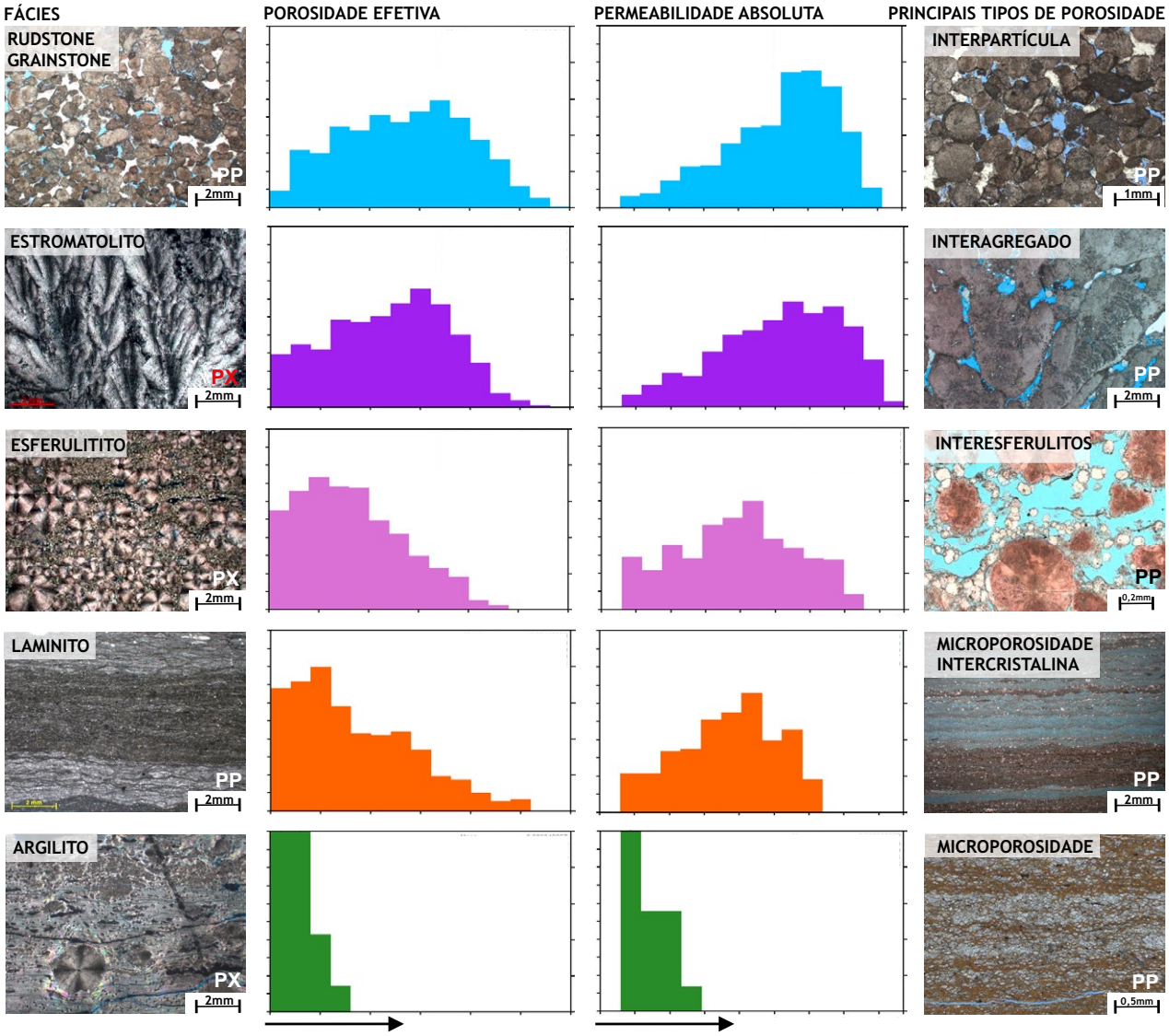


Figura 5.3.6: Histogramas mostram as variações de porosidade efetiva e permeabilidade absoluta para as principais fácies da Formação Barra Velha (imagens à esquerda). Notar a diferença entre distribuição dos valores de permoporosidade entre as fácies reservatório (e.g. *rudstones*, *grainstones* e estromatólitos), as não-reservatório (e.g. argilito) e os principais tipos de porosidade associado às fácies (imagens à direita). Legenda: PP- polarizadores paralelos (poros em azul); PX- polarizadores cruzados. Seta indicando aumento dos valores de porosidade e permeabilidade (logaritmo).

Assim, independente da sua gênese, há um consenso de que as fácies finas se formaram em águas mais profundas em relação aos estromatólitos (Liechoscki de Paula Faria *et al.*, 2017; Arienti *et al.*, 2018; Artagão, 2018; Sartorato, 2018; Tanaka *et al.*, 2018; Lima & De Ros, 2019; Gomes *et al.*, 2020) e, portanto, possuem originalmente valores mais baixos de porosidade. Contudo, localmente, a substituição pode ocorrer acompanhada por substituição e dissolução, melhorando as características de reservatório (Figuras 5.3.6 e 5.3.7). Os laminitos comumente encontram-se substituídos em variados graus por dolomita, esferulitos calcíticos e sílica. As porosidades são dos tipos intercristalina, em fraturas e, em menor proporção, vugular. Podem ainda ocorrer filmes de dissolução e estilolitos evidenciando a compactação química durante o soterramento.

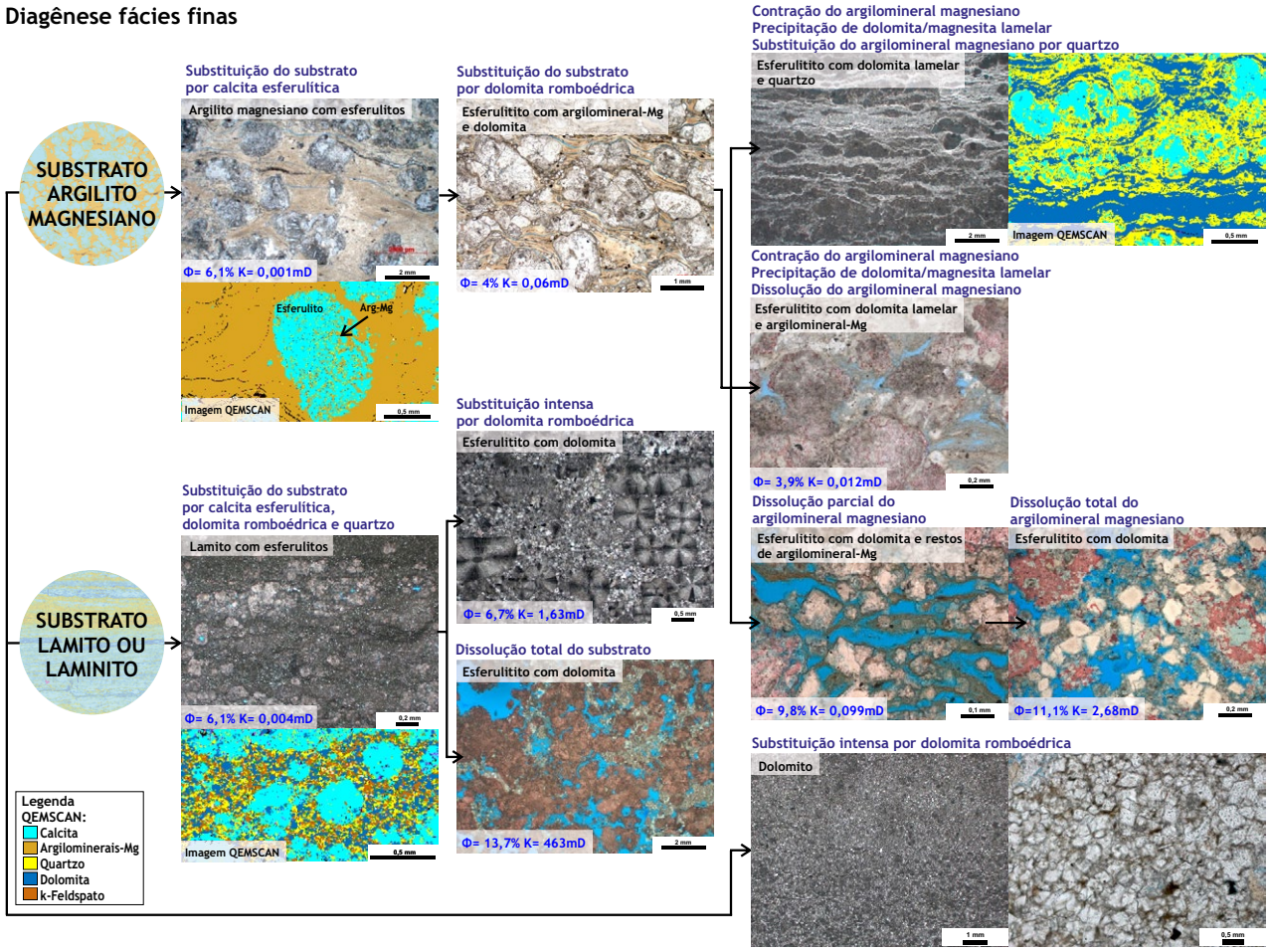


Figura 5.3.7: Evolução proposta dos processos diagenéticos atuantes nas fácies finas da Formação Barra Velha do campo de Búzios. Lâminas petrográficas e Imagens de QEMSCAN (*Quantitative Evaluation of Mineral by Scanning Electron Microscopy*) com mapa mineralógico segundo modelo de Parizek-Silva (2019). Legenda: PP- polarizadores paralelos (poros em azul); PX- polarizadores cruzados.

Além das considerações já feitas sobre a relação entre a diagênese e as propriedades petrofísicas dos reservatórios, é relevante pontuar dois processos adicionalmente muito importantes na distribuição de permoporosidade e escoamento de fluidos da jazida de Búzios, que afetam tanto a Formação Itapema como a Formação Barra Velha: o fraturamento e a carstificação.

Durante a perfuração dos poços, é possível distinguir zonas carstificadas e/ou fraturadas através de parâmetros de perfuração, tais como mudanças abruptas na taxa de perfuração e quedas de coluna, ocorrência de perdas de circulação de fluido para a formação e a baixa recuperação de amostras laterais e de testemunhos. Após o término da perfuração, essas regiões também são identificadas de diversas

formas, como através do arrombamento do calibre do poço, observado por meio do perfil de cáliper, gerando anomalias na leitura de outros perfis, e pela presença de mega poros (Choquete & Pray, 1970; Menezes de Jesus *et al.*, 2016), giga poros (Menezes de Jesus *et al.*, 2016) e cavidades nos perfis de imagem. Os valores de permeabilidades em teste de formação muito maiores do que as medidas em amostras ou perfis e a produção concentrada em intervalos específicos no perfil de produtividade de medição de vazão (*production logging tool* - PLT) também sugerem a presença de zonas carstificadas e/ ou fraturadas.

A carstificação altera o sistema poroso original das rochas, tanto por geração e/ou alargamento dos poros quanto pela obliteração da porosidade por cimentação. O carste é classificado em dois tipos: carste epigênico, resultado da dissolução das rochas pela percolação descendente de águas meteóricas; e carste hipogênico, gerado por fluxo ascendente de fluidos subsuperficiais através de falhas e fraturas. Ambos foram identificados no campo de Búzios. Com relação ao estilo (padrão) de carstificação, pode-se classificar o carste como: conduto, quando este ocorre concentrado e confinado, formando condutos verticais ou horizontais; ou difuso, quando a dissolução apresenta um padrão disperso, gerando apenas o alargamento dos poros preexistentes nas rochas formando vugues, como, por exemplo, em *grainstones* e estromatólitos com porosidade alargada por dissolução (Meyers, 1988; Quadros, 2018).

A identificação de áreas carstificadas é extremamente importante na locação dos poços do plano de drenagem dos módulos de produção, assim como na correta estimativa de produtividade e injetividades dos mesmos. Um poço injetor perfurado nestas regiões poderá canalizar de forma mais rápida a água ou o gás, fazendo com que haja diminuição da produção de petróleo, nos poços produtores, e redução da eficiência de injeção para empurrar/deslocar o hidrocarboneto em direção aos poços produtores (eficiência de varrido), nos poços injetores. No Campo de Búzios, as estruturas de mounds carbonáticos apresentam maior ocorrência de feições de dissolução sugestivas de carstificação (com valores anômalos de permeabilidade – Figura 5.3.8) em relação aos carbonatos presentes nos altos herdados do embasamento.

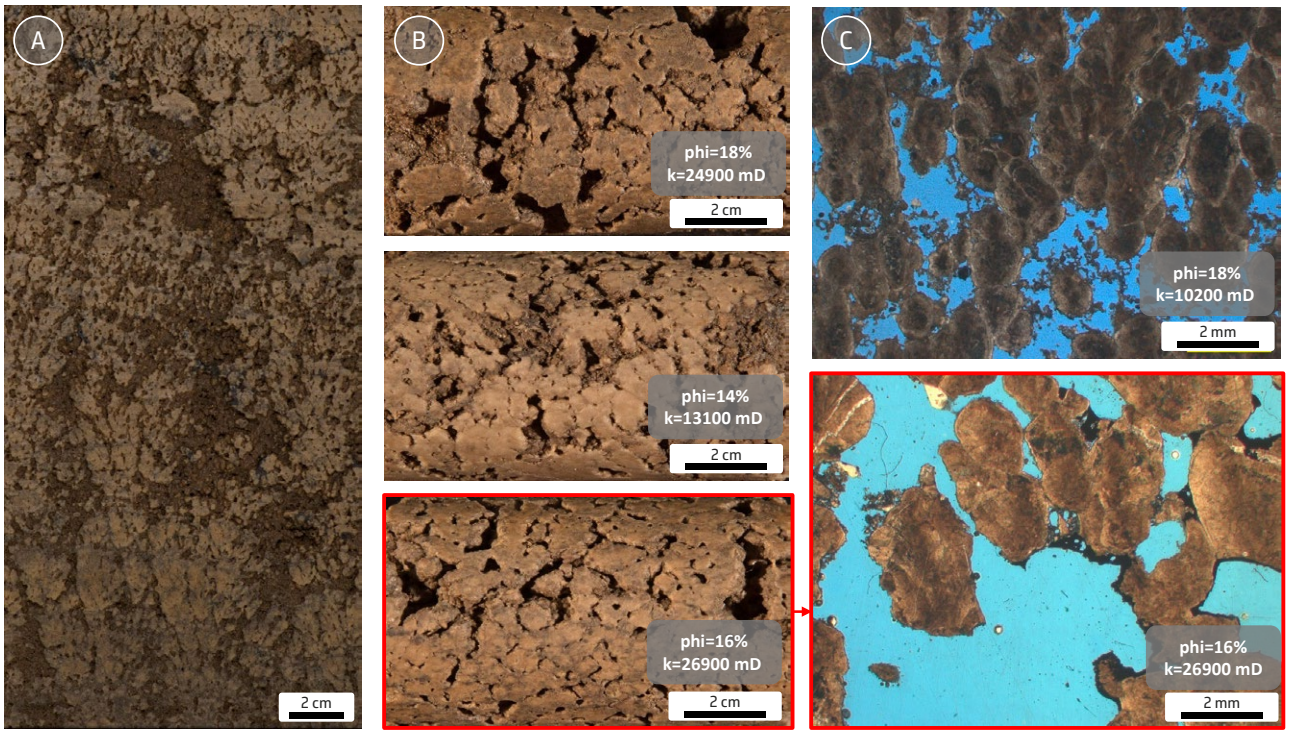


Figura 5.3.8: Exemplos de fotografias de rochas amostradas em *mound* do campo de Búzios, sendo A) imagem de detalhe em testemunho; B) imagem de *plugs* do mesmo testemunho (poros em preto); C) lâminas petrográficas do mesmo intervalo dos *plugs* (polarizadores paralelos, porosidade em azul). Notar valores altos de porosidade (phi) e muito elevados de permeabilidade (k), devido à forte dissolução.

Na sísmica é possível observar (Figura 5.3.9) feições circulares e formas de colapso que são interpretadas como dissoluções cársticas em sistemas de falha e fraturas. É importante ressaltar que o dado sísmico é capaz de identificar a macrogeometria do carste e sua distribuição espacial no reservatório. No entanto, ele não é capaz de predizer se esta se trata de uma região com porosidade/cavidades vazias preservadas ou se foi obliterada por cimento ou preenchimento de sedimentos.

Nos poços do campo de Búzios ocorrem zonas estratigráficas com alta dissolução, interpretadas como oriundas de processos de formação de carste epigênico. Nessas regiões, é comum a identificação de feições geopetais, assim como a ocorrência de tufas e brechas de exposição com infiltração de matriz (Figura 5.3.10).

No campo de Búzios, são observados intervalos com intensa dissolução, dados pela formação de vugues, intercalados com níveis de

alta cimentação e intensa silicificação (Figura 5.3.11), que obliteram em grande parte a textura original das rochas e são interpretados como resultantes de processos hidrotermais. Essa mesma silicificação apresenta paragênese mineral típica de ambientes hidrotermais descrita por outros autores em afloramentos (Souza *et al.*, 2021; Menezes *et al.*, 2019; Cazarin *et al.*, 2019) e na Bacia de Campos (Lima *et al.*, 2020). Tal paragênese, também encontrada no campo de Búzios, inclui sílica associada a barita, dolomita em sela, betume sólido, fluorita, dawsonita, entre outros minerais típicos desse processo.

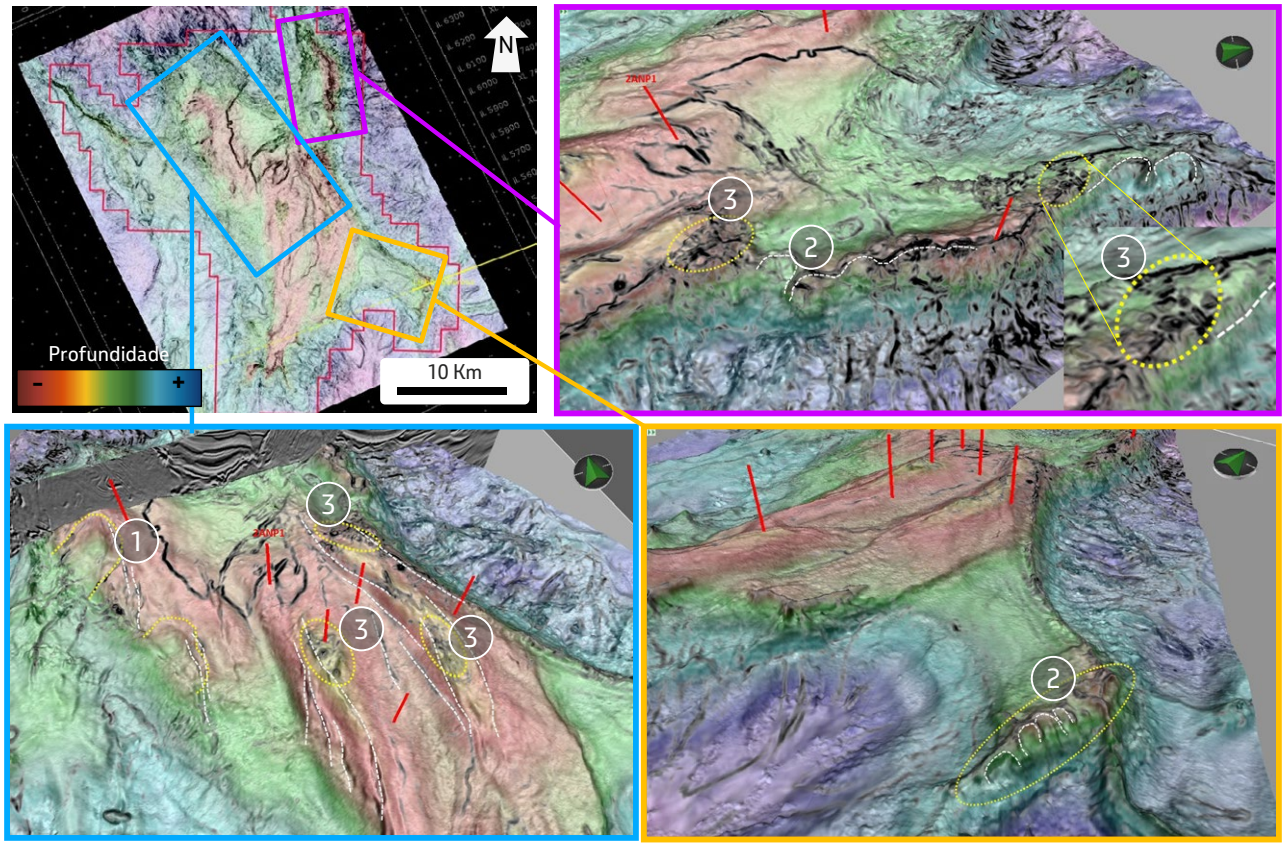


Figura 5.3.9: Evidências em escala sísmica de regiões carstificadas do campo de Búzios: 1) Grande feição de colapso ("anfiteatro"); 2) Feições de colapso menores com aspecto entrecortado; 3) Dissoluções com formas circulares. A imagem é uma composição dos atributos sísmicos tensor e *dip* (ambos em escala de cinza), sobrepostos pelo mapa estrutural sísmico da Base do Sal (colorido, transparente).

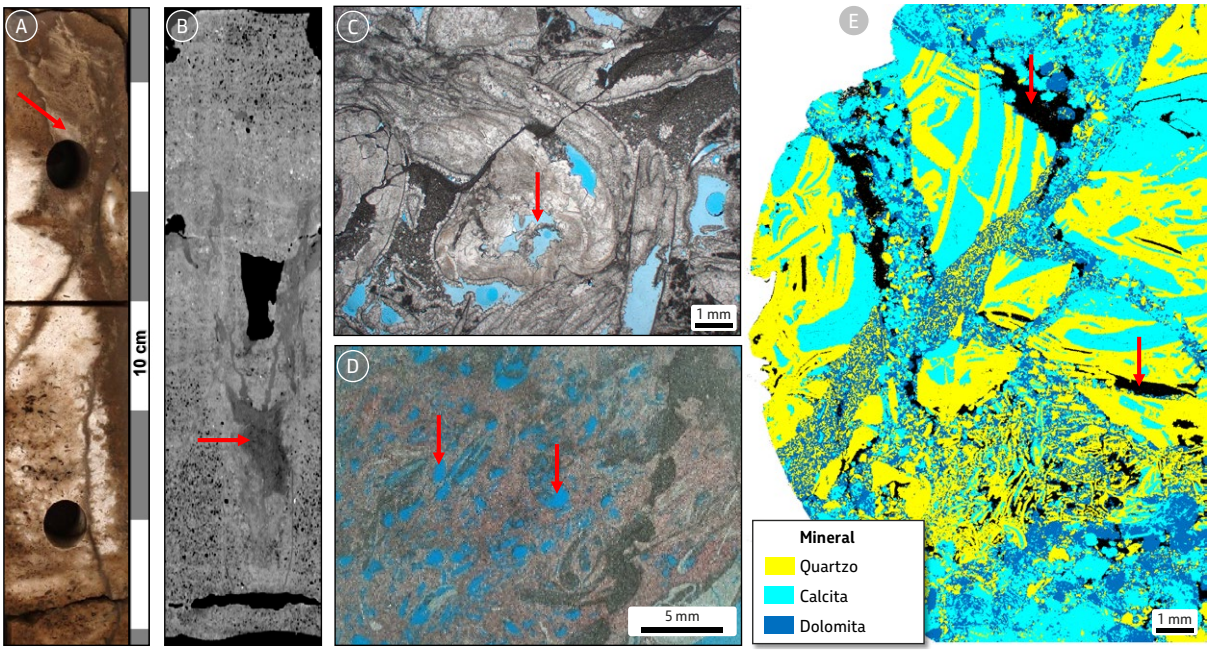


Figura 5.3.10: Produtos e processos diagenéticos relacionados a carstificação epigênica na Formação Itapema do campo de Búzios. A) Foto macroscópica de testemunho; B) Perfil tomográfico de testemunho com feições geradas por carstificação epigenética (seta), com infiltração de sedimento (seta); C) Fotomicrografia com polarizadores paralelos (poros em azul) de *rudstone* de bivalves com cimentação por calcita em franja em ambiente freático, infiltração de matriz em ambiente vadoso e dissolução epigenética associada (seta); D) Fotomicrografia com polarizadores paralelos (poros em azul) de *rudstone* de bivalves com infiltração de matriz em ambiente vadoso e dissolução epigenética associada (setas); E) Imagem de QEMSCAN (*Quantitative Evaluation of Mineral by Scanning Electron Microscopy*) com mapa mineralógico segundo modelo de Parizek-Silva (2019), de brecha com clastos de *rudstone* de bivalves e matriz infiltrada, com dissolução epigenética associada (setas).

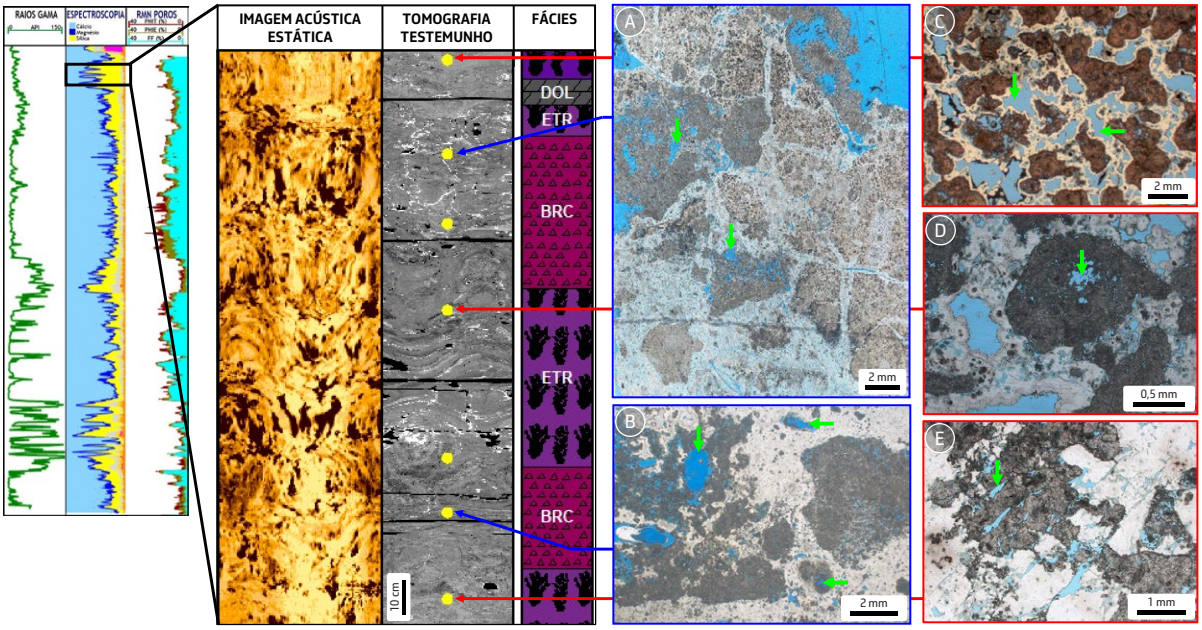


Figura 5.3.11: Intervalo com intensa dissolução e substituição por quartzo. Observar alto conteúdo de quartzo (perfil espectroscopia, amarelo) e feições de dissolução (vugues no perfil de imagem acústica correlacionado com tomografia do testemunho) associadas a fases de cimentação por quartzo. Essa cimentação pode ser observada nas lâminas petrográficas: A e B) Brechas (BRC) geradas por fluidos hidrotermais com clastos parcialmente dissolvidos (setas verdes); C, D e E) Estromatólitos (ETR) com dissolução (setas verdes) gerada por fluidos hidrotermais que também cimentaram a rocha por sílica. Fotomicrografias com polarizadores paralelos (poros em azul).

5.4. Modelagem Geológica dos reservatórios de Búzios

Após a interpretação de toda a base de dados disponíveis, são utilizadas metodologias de modelagem geológica 3D de fácies e propriedades petrofísicas para criação dos modelos geológicos 3D integrados, contendo as propriedades dos reservatórios. Estas são necessárias à avaliação estática do reservatório e definição do volume de petróleo contido no campo.

Há diversas formas de se construir o modelo geocelular de fácies, que variam desde a construção de mapas de proporção para cada fácies, as quais controlam a distribuição espacial das mesmas, até métodos mais complexos, como a modelagem de processos deposicionais (ou modelagem *forward*). Esta modelagem utiliza a reconstituição determinística dos processos deposicionais atuantes em diferentes intervalos de tempo como resposta às variações da deposição carbonática em função da variação do nível de base, buscando reproduzir, dessa forma, a arquitetura interna da plataforma carbonática (Liechoscki de Paula Faria *et al.*, 2017). Ambos os métodos já foram utilizados no campo de Búzios.

Primeiramente, é feito um modelo de associações de fácies que demonstra a distribuição espacial das principais fácies no campo, de acordo com a estimativa de distribuição espacial e a sua posição no empilhamento vertical. O resultado final é um modelo de fácies (Figura 5.4.1) pautado na aplicação da estratigrafia de alta resolução, como apresentado na Figura 5.4.2, onde ficam notórias as diferentes relações entre a proporção de fácies e as suas respectivas distribuições areais em dois *layers*, situados em cenários distintos (hemiciclos transgressivo e regressivo) na alta frequência.

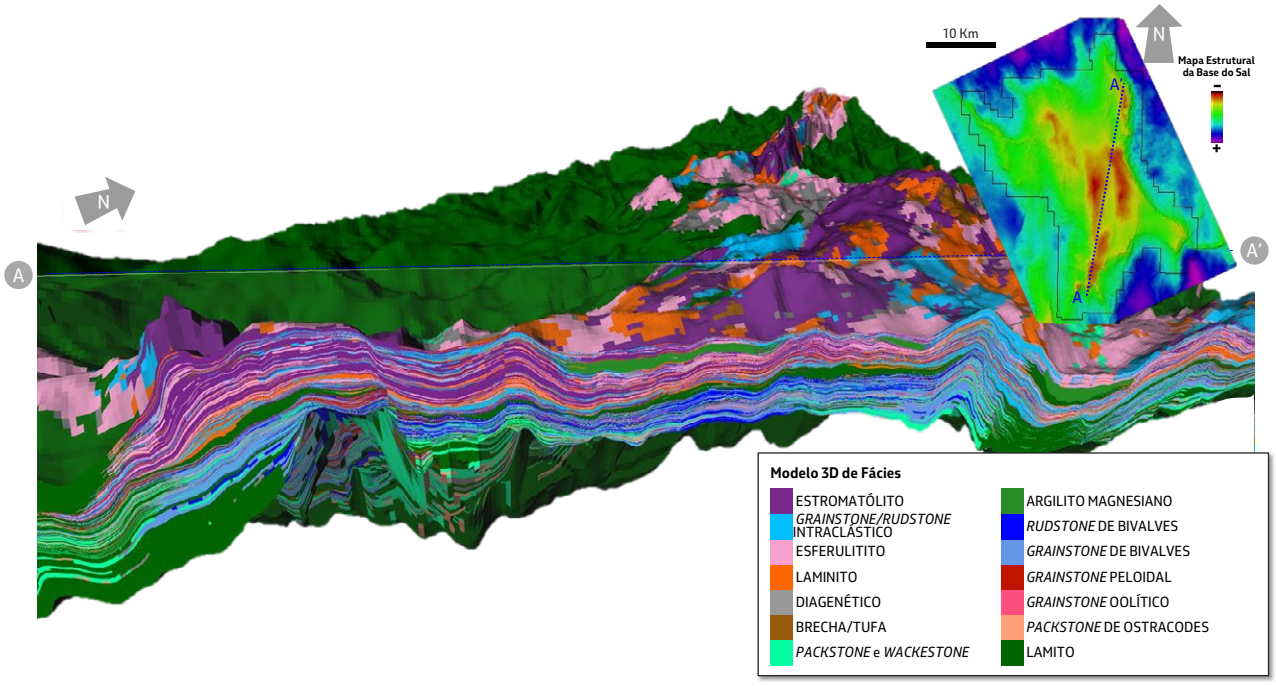


Figura 5.4.1: Modelo geológico tridimensional de fácies das formações Barra Velha e Itapema no campo de Búzios, cortado pela seção (A-A´) indicada no mapa (canto superior direito).

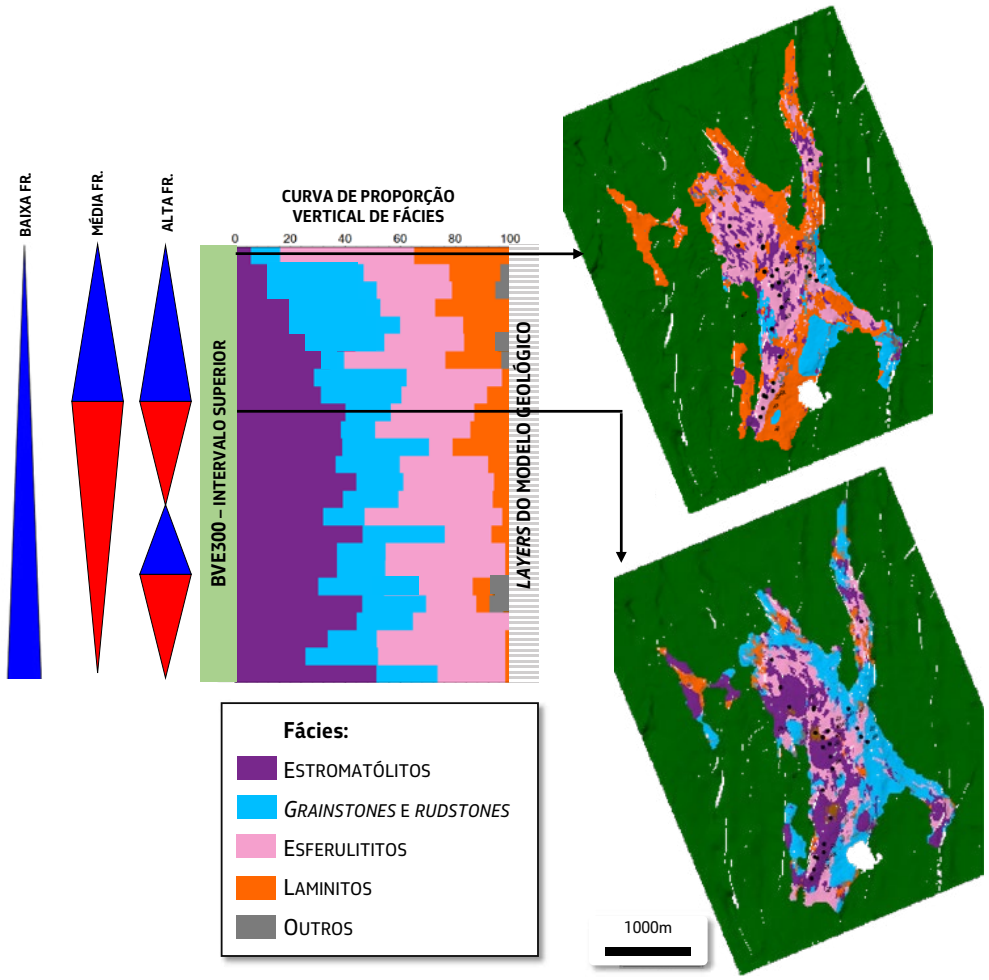


Figura 5.4.2: Curva de proporção vertical de fácies do topo da zona estratigráfica BVE300, mostrando a ciclicidade em alta, média e baixa frequências (FR.) em dois *layers* do modelo geológico 3D de fácies (imagens à direita) e sua posição na curva vertical de proporção de todo o intervalo BVE300-Topo. Nota-se a diferença entre a proporção de fácies e as suas respectivas distribuições areais, representando momentos distintos de raseamento e afogamento na alta frequência, atestando a importância do controle pela estratigrafia de alta resolução na modelagem.

A distribuição espacial da porosidade na caracterização do reservatório é estimada utilizando-se a sísmica, que é o dado de maior cobertura espacial. Neste cenário, a impedância acústica (IA) é o atributo sísmico que melhor representa e se correlaciona com a distribuição da qualidade permoporosa do reservatório (Figura 4.3.1) em grandes regiões e intervalos, dentro da resolução sísmica esperada. Como mencionado anteriormente, existem ambiguidades nessa relação, para a qual valores baixos de IA podem representar tanto boas condições permoporosas, como a presença de argilominerais.

Dessa forma, combinando-se a informação de topo estrutural do reservatório com a impedância, é possível construir um mapa geral de porosidade que trata as ambiguidades existentes na resposta da impedância entre fácies com boa porosidade (anomalias de baixa IA nos altos estruturais) e fácies não reservatório

(anomalias de baixa IA nos baixos estruturais). Além disso, valores altos de impedância nos altos estruturais podem ser decorrentes de eventos diagenéticos de cimentação.

Assim, como já dito anteriormente, há uma relação direta entre fácies sedimentares e a distribuição das propriedades petrofísicas do reservatório. A simulação geoestatística da porosidade é, portanto, condicionada pelas fácies, utilizando-se os perfis de porosidade efetiva obtidos através da ferramenta de ressonância magnética dos poços perfurados e dos mapas de porosidade (IA + estrutural) como tendência para distribuição espacial da propriedade. O resultado é um modelo geológico 3D de porosidade, conforme o ilustrado na Figura 5.4.3.

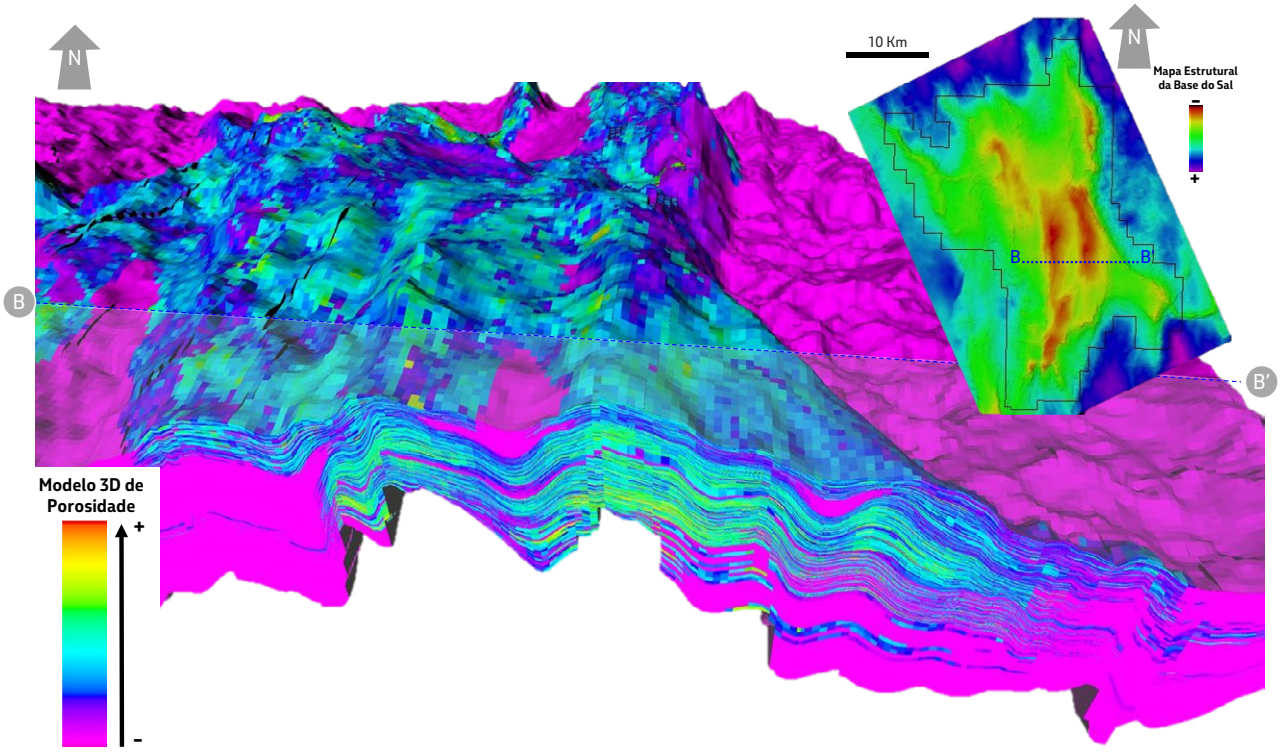


Figura 5.4.3: Modelo geológico tridimensional de porosidade das formações Barra Velha e Itapema no campo de Búzios, cortado pela seção (B-B´) indicada no mapa (canto superior direito). Notar o controle estrutural dos altos e baixos na qualidade da porosidade no reservatório.

Posteriormente, a construção de perfis de permeabilidade é uma etapa necessária para a modelagem, pois esse não é um dado medido diretamente. Dessa forma, a construção da curva é feita através da correlação de dados de petrofísica básica e fácies (Figura 5.4.4).

Em seguida, o perfil de permeabilidade é ajustado aos dados dinâmicos, como testes de formação, dados de produção dos sistemas de produção antecipados (SPAs) e de produção.

Na construção do *grid* de permeabilidade, a distribuição espacial dessa propriedade é realizada condicionada pelas fácies e utiliza-se como variável secundária a própria simulação de porosidade do reservatório.

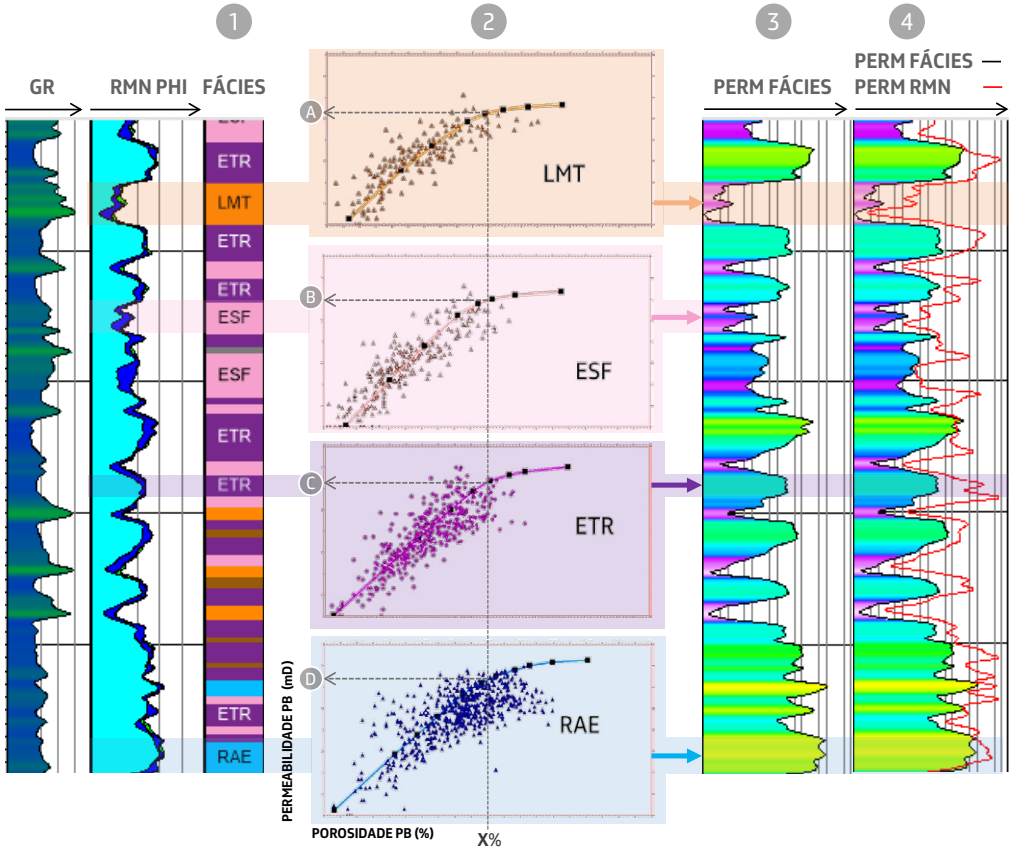


Figura 5.4.4: Construção da curva de permeabilidade a partir das fácies descritas e porosidade do perfil de ressonância magnética (RMN). Após a criação de um perfil contínuo de fácies (1) é realizada uma correlação (gráfico de porosidade x permeabilidade) com os resultados das análises de petrofísica básica, nos quais são traçadas regressões para cada agrupamento de fácies (2). Para propagação desse dado para o poço, utiliza-se o perfil de porosidade efetiva a partir do RMN. Por exemplo: Se a fácies for um *grainstone* (RAE) e a porosidade do RMN for de X%, a permeabilidade será D mD, mas se a fácies for um estromatólito (ETR), para a mesma porosidade, a permeabilidade será C mD. Atentar que para a porosidade de X%, a permeabilidade de A<B<C<D. Assim, os resultados são curvas de permeabilidade nos poços (3 – PERM FÁCIES). Em 4, observar a comparação desta curva com a permeabilidade calculada diretamente através do perfil de RMN (PERM RMN – curva vermelha).

A seguir, é também construído um modelo geológico 3D de carste (Figura 5.4.5), o qual busca representar a ocorrência de regiões potenciais para as grandes dissoluções associadas principalmente ao carste epigênico. Para tanto, é importante caracterizar uma variável discreta que indicaria a ocorrência do carste nos poços. Assim, são utilizadas as respostas de perfis elétricos convencionais e perfis de imagem, bem como a definição de áreas de ocorrência, limitadas aos altos estruturais, e utiliza-se uma propriedade construída a partir da impedância para controlar a distribuição espacial do carste. Desse modo, há uma relação direta entre a ocorrência de fácies de carste intenso e as regiões de maiores porosidades. Após a construção da distribuição volumétrica discreta do carste, a permeabilidade é distribuída através da correlação com as fácies (limitada à ocorrência das zonas de dissolução) e de forma condicionada ao modelo de porosidade, previamente simulado.

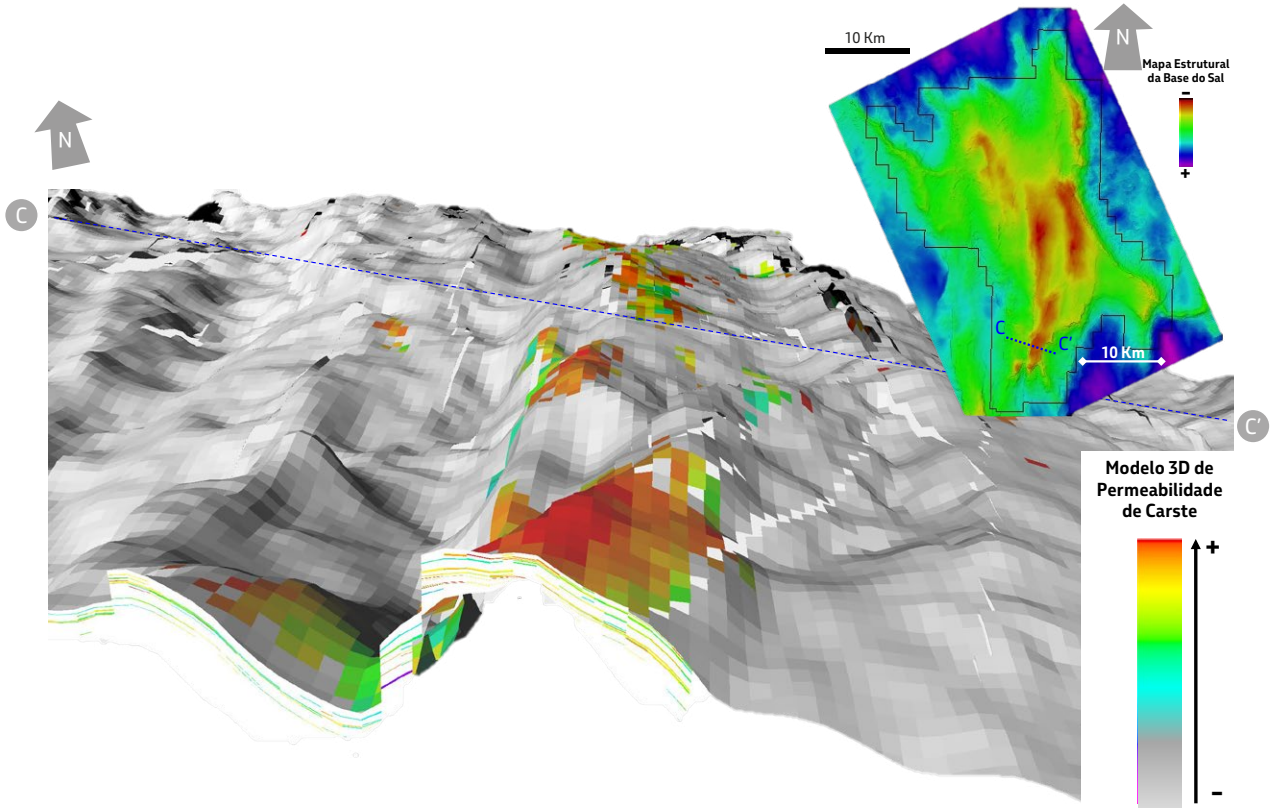


Figura 5.4.5: Topo do intervalo estratigráfico ITP200 na Formação Itapema no campo de Búzios, conjugado com uma seção (C-C´) a sul do campo que demonstra a distribuição no *grid* geológico da permeabilidade associada às zonas carstificadas modeladas (cores mais quentes).

5.5. Fraturas e comportamento dinâmico do reservatório

O campo de Búzios é estruturalmente complexo, possuindo numerosas falhas que, juntamente com fraturamentos associados, influenciam diretamente o fluxo de fluidos ao longo dos reservatórios. As regiões próximas às falhas, onde ocorrem mais frequentemente estruturas como fraturas, juntas e bandas de deformação, são denominadas zonas de dano. Segundo diversos autores (Choi *et al.*, 2016, Kim & Sanderson, 2005; Torabi & Berg, 2011; Berg & Skar, 2005), há relação direta entre o rejeito ou comprimento de falha e a extensão horizontal da zona de dano.

Uma ferramenta de análise estrutural muito importante é a determinação da direção (Figuras 5.5.1 e 5.5.2) e intensidade das fraturas, interpretadas através de perfis de imagem, que juntamente com outros parâmetros, obtidos em testemunhos e mapas de atributos sísmicos (Figura 5.5.3), são os insumos para a construção de um modelo geológico 3D de fraturas (Figura 5.5.4). Busca-se exclusivamente representar as zonas de dano das falhas e, fora destas regiões, a permeabilidade litológica (denominada de "permeabilidade de matriz") e a permeabilidade do carste são as principais responsáveis pelo fluxo de fluidos.

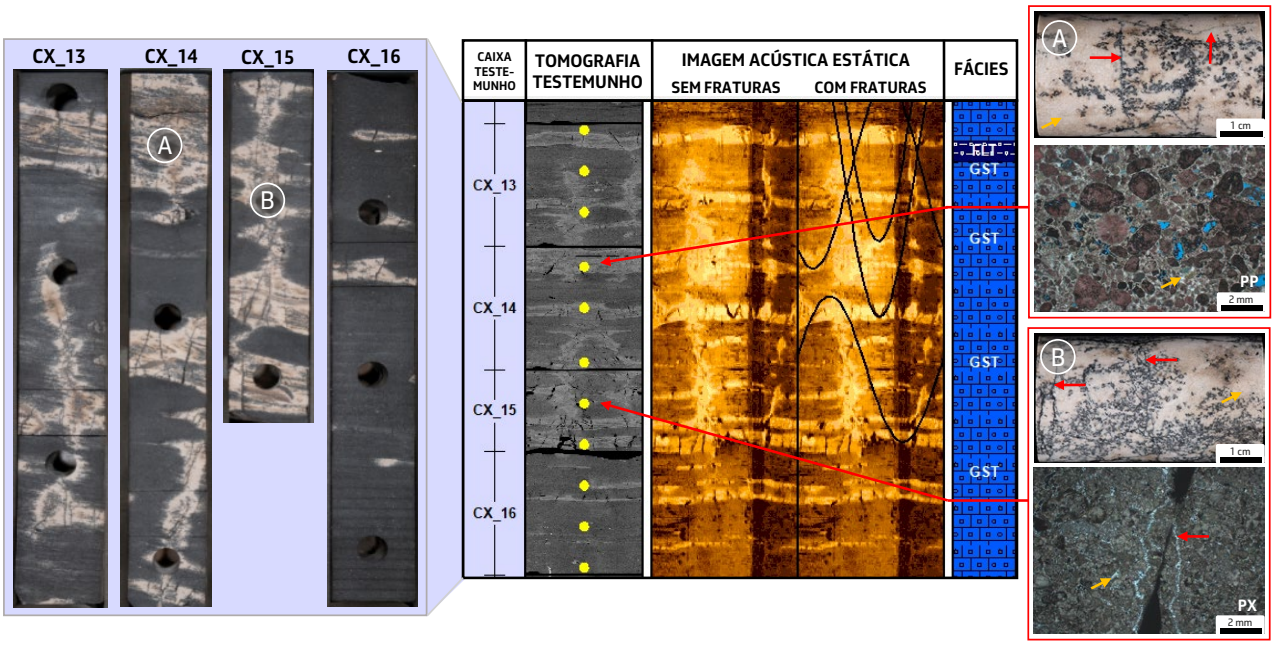


Figura 5.5.1: Visualização de fraturas cimentadas por quartzo em testemunhos do campo de Búzios e cimentação diferencial em níveis. Nota-se que embora as fácies sejam em sua maioria *grainstones*, há maior cimentação em níveis com maiores permeabilidades deposicionais. As mesmas feições podem ser vistas na tomografia e no perfil de imagem acústica. As senoides em preto no perfil de imagem mostram as fraturas interpretadas neste intervalo. A e B) Exemplos de plugues do testemunho e suas respectivas fotomicrografias com fácies de *grainstones* (GST) e *floatstone* (FLT), ambas com fraturas (setas vermelhas) e intensamente cimentadas por quartzo (setas amarelas). Legenda: PP- polarizadores paralelos (poros em azul); PX- polarizadores cruzados.

A correta estimativa espessura da zona de dano a partir do rejeito e da porosidade das rochas carbonáticas do Pré-sal foi avaliada recentemente por Zanatta (2023) e é um parâmetro muito importante, pois o modelo tridimensional de fraturas tem um alto impacto na representação do fluxo de fluidos nos reservatórios.

De uma forma geral, as fraturas no campo de Búzios representam um incremento de permeabilidade (Figura 5.5.4). Entretanto, em regiões com alta intensidade de fraturas, há escassez de dados de rochas devido à baixa recuperação de testemunhos e amostras laterais. Portanto, a figura escolhida para exemplificar as fraturas (Figura 5.5.1) demonstra uma região com fraturas cimentadas. É possível observar a cimentação diferencial das camadas de *grainstone*, certamente relacionada com a permoporosidade original dessas rochas.

No processo de ajuste do modelo aos testes e histórico de produção do campo de Búzios, verificou-se que em alguns poços somente seria possível um resultado satisfatório mediante a incorporação de um sistema de fluxo associado às fraturas. Além de proporcionar um incremento na permeabilidade, as fraturas exercem um fator importante na comunicação vertical do reservatório. O *workflow* aplicado na jazida de Búzios é semelhante ao de outros campos do Pré-Sal (Tanaka *et al.*, 2022).

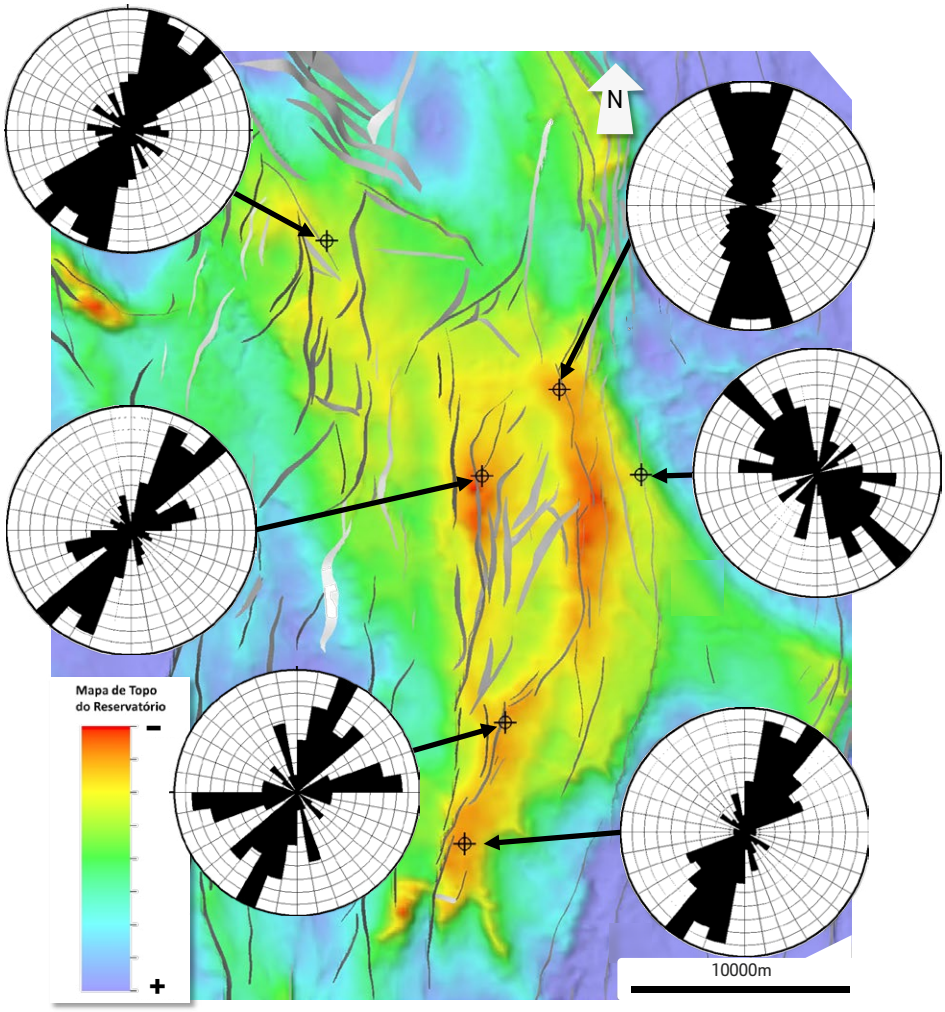


Figura 5.5.2: Mapa de topo do reservatório da Formação Barra Velha com as falhas mapeadas no campo de Búzios e a direção das fraturas interpretadas através de perfis de imagem em alguns poços, representadas em estereogramas.

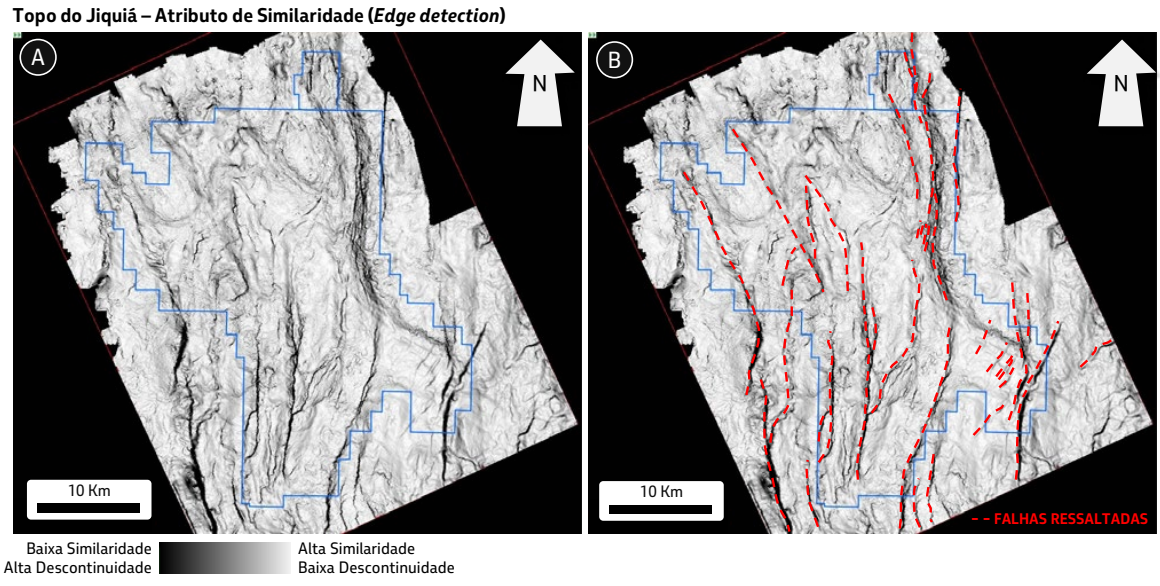


Figura 5.5.3: Imagem de atributo sísmico de similaridade (*Edge detection*) que ressalta as regiões falhadas e fraturadas, sendo em A) imagem original do topo do Jiquiá, e em B) mesma imagem de A, com algumas falhas interpretadas (em vermelho).

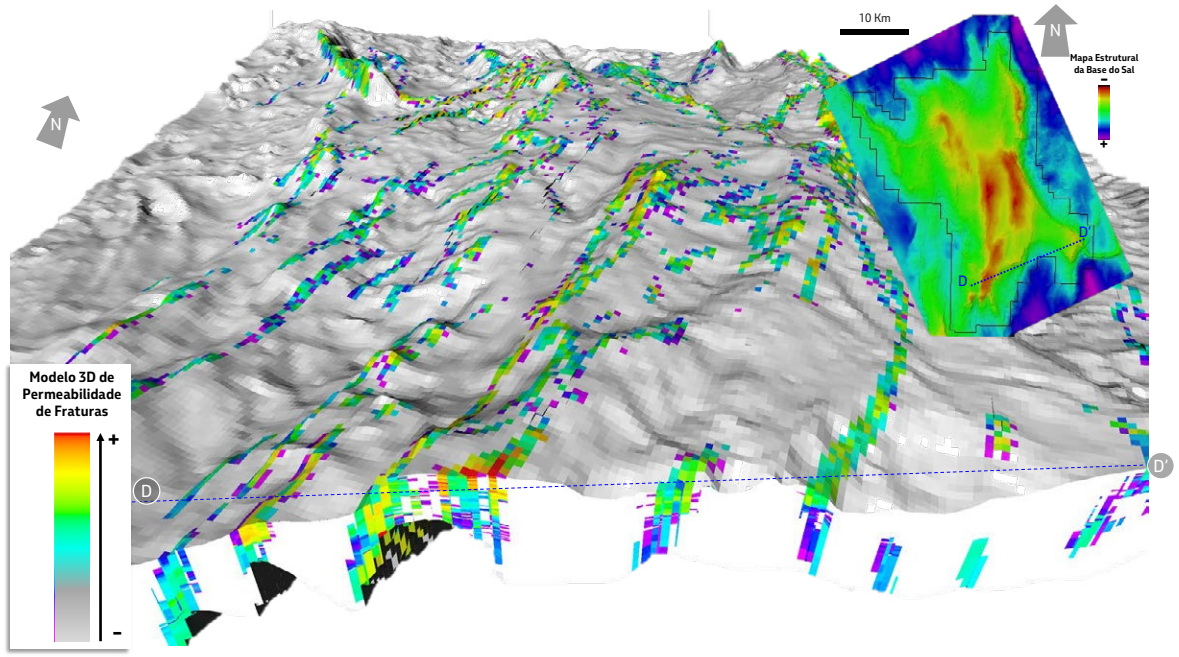


Figura 5.5.4: Topo da Formação Barra Velha no campo de Búzios conjugada com seção (D-D´) na porção sul do Modelo Geológico 3D de permeabilidade de fraturas.

Da observação da Figura 5.5.5, que representa uma comparação entre os histogramas de permeabilidade da "matriz", da fratura e do carste dos modelos ajustados aos testes, torna-se clara a evidência de que, quando presentes, o carste e a fratura, embora ocorram em menor frequência, são responsáveis por um grande incremento de permeabilidade no reservatório. Dessa forma, a correta interpretação e representação desses elementos são fatores fundamentais, bem como a seleção do conjunto de dados dinâmicos que serão atribuídos ao carste, à fratura ou à matriz, de forma a não subestimar ou superestimar os níveis de permeabilidade da propriedade no *grid* geológico. A calibração adequada desses modelos de permeabilidade é essencial para uma previsão acurada do comportamento preditivo do fluxo de fluidos no campo de Búzios, possibilitando a mitigação de chegada prematura de água ou gás nos poços produtores e a manutenção da curva de produção prevista em um patamar elevado, coerente com o observado nos poços, por meio do gerenciamento de reservatórios.

Esse modelo geocelular, a fim de atender as necessidades de ordem práticas, pode ter o seu *grid* modificado, passando de um modelo com escala fina para escala mais grossa, onde será utilizado na modelagem de fluxo (dinâmica) de reservatório. Esse processo é conhecido como *upscale* e é bastante utilizado na indústria de forma geral (Thiers & Cruz, 2018; Chaves *et al.*, 2019), já que, muitas vezes, o elevado tempo computacional torna impraticável o processamento de simulações de fluxo na escala do modelo geológico original.

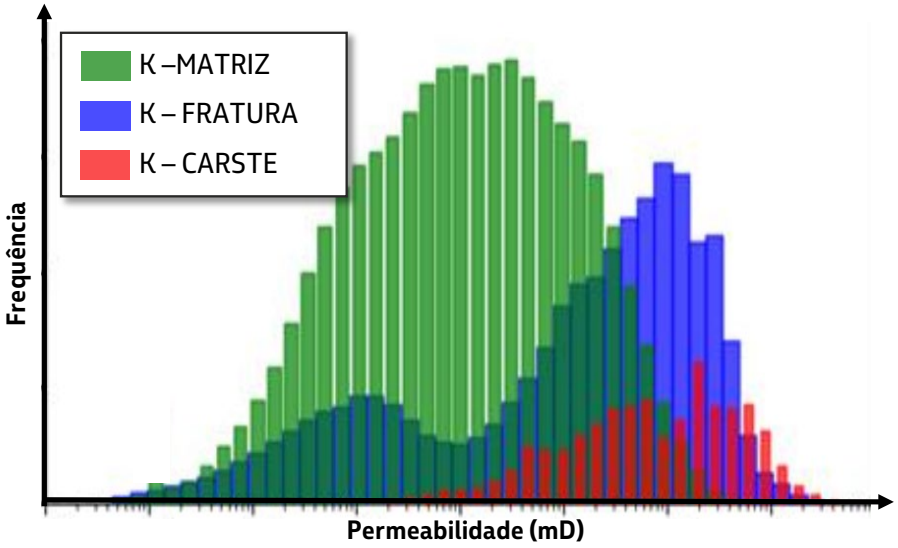


Figura 5.5.5: Comparação entre os histogramas de permeabilidade (K) da matriz, da fratura e do carste dos modelos de permeabilidade ajustados aos testes de produção no campo de Búzios. Notar a assinatura da propriedade em cada uma das feições citadas, demonstrando respostas distintas.

6. ENGENHARIA DE RESERVATÓRIO

A engenharia de reservatórios é a etapa seguinte na cadeia de planejamento para os estudos dos projetos de desenvolvimento da produção do campo. Trabalhando de forma integrada, tanto na construção da malha de drenagem quanto na definição da melhor estratégia de drenagem da jazida, o objetivo final é a maximização da produção de petróleo com resultados econômicos para a jazida, garantindo um fator de recuperação final de forma sustentável.

Dessa maneira, cabe à engenharia de reservatórios a realização das previsões de produção do campo. Para isso, a geofísica e os modelos geológicos tridimensionais são imprescindíveis para a adequada modelagem de escoamento dos fluidos presentes no reservatório. Assim, os *grids* geológicos, com as propriedades de fácies, porosidade, permeabilidade, *Net to Gross* e de saturação de fluidos, passam pelo processo de *upscale* e são utilizados como dados de entrada em *softwares* que farão a simulação de fluxo. Tais simuladores podem prever, através de modelagem numérica de escoamento de fluidos em meios porosos, a evolução da produção dos poços ao longo do tempo. Assim, obtém-se as curvas de produção do campo, acrescentando a modelagem da permeabilidade relativa e demais propriedades dinâmicas para o adequado ajuste de pressão, balanço de massa e comportamento de produção do reservatório.

6.1. Características dos Fluidos

A caracterização dos fluidos do reservatório é uma etapa de extrema importância, tanto para a compreensão do Sistema Petrolífero quanto para o dimensionamento do *topside* (plantas de processamento) das plataformas.

A acumulação é caracterizada por uma espessa coluna de óleo com hidrocarbonetos gasosos e contaminantes associados. Os contaminantes presentes são principalmente o gás carbônico (CO_2) e sulfídrico (H_2S), que perfazem, em média, 23% e entre 20 e 160ppm da composição molar média do gás total da mistura, respectivamente. Dentre os gases hidrocarbonetos, o metano é o predominante com cerca de 77%, enquanto a fração C_{2+} perfaz os demais 23%.

O óleo de Búzios (*black oil*) é razoavelmente homogêneo ao longo do campo, variando a densidade entre 26 e 28ºAPI e 250 m^3/m^3 de razão gás/óleo (RGO), com uma sútil variação na densidade relacionada com a profundidade (Figura 6.1.1). A viscosidade à 640kgf/cm^2 é de cerca de 0,80 cP e a pressão de saturação de 400 kgf/cm^2; sendo considerado um óleo leve com predomínio de gás seco, subsaturado em condição de reservatório.

Assim, a zona de óleo é interpretada como sendo conectada hidraulicamente em toda sua estrutura principal e a sua origem é considerada como lacustre e de idade Jiquiá, indicando sua formação em áreas com rochas geradoras mais profundas do rifte (ao norte do campo) e conseguindo alcançar, por migração, a base do sal devido à elevação do embasamento na região da jazida de Búzios.

Não há qualquer evidência de biodegradação na acumulação, uma vez que as altas temperaturas constatadas nos reservatórios (superior a 80ºC) aliadas a uma elevada salinidade, reduzem a alteração secundária dos hidrocarbonetos na jazida.

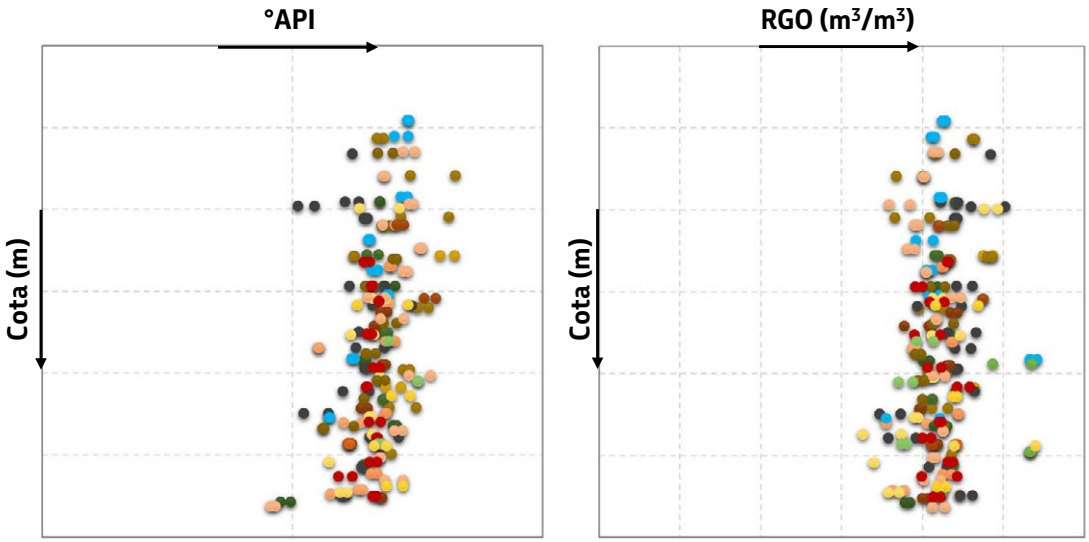


Figura 6.1.1: Gráficos de densidade do óleo (ºAPI) e razão gás/óleo (RGO), conforme aumento de profundidade do reservatório no campo de Búzios. Os gráficos demonstram que a acumulação é razoavelmente homogênea.

O contato óleo-água principal observado no campo varia em torno da cota de 5760 m, sendo de fácil identificação em todos os poços que o atravessaram, através do perfil de resistividade, e corroborados por amostragens de fluidos. Recentemente foram identificados outros contatos (suspensos) interpretados como água estanque, devido às rochas impermeáveis (argilas magnesianas) abaixo.

6.2. Informações dinâmicas no suporte à caracterização do reservatório e modelo de simulação do fluxo

Em um campo de dimensões tão grandes, com reservatórios de elevado grau de heterogeneidades geológicas (incluindo a presença de diversas falhas e zonas carstificadas), é essencial a aquisição e incorporação de informações dinâmicas para se obter a melhor caracterização possível do reservatório. Tais informações permitem identificar o grau de conectividade entre diferentes regiões do reservatório e calibrar parâmetros dos modelos geológicos e de simulação de escoamento de fluidos utilizados.

Entre 2015 e 2017, foi realizada uma campanha de aquisição de informação dinâmica de longa duração, através de três Sistemas de Produção Antecipada (SPAs). Com o objetivo de avaliar a interferência dessa produção na área da jazida e obter dados de comunicação por longas distâncias, foram instalados registradores de pressão CaTS (*Cableless Telemetry System*) e SASMIC (Sistema de Aquisição de Sinais de Monitoramento Independente Compacto) em poços selecionados. Além disso, a perfuração e a perfilagem de alguns poços foram concluídas durante a realização dos SPAs, possibilitando a avaliação da interferência da produção nessas locações. A campanha de SPAs realizada no campo foi um sucesso e permitiu identificar grande comunicação vertical e areal ao longo de grandes distâncias (Figura 6.2.1), envolvendo boa parte das principais estruturas. Na Figura 6.2.2, onde são apresentadas as pressões simuladas e observadas no CaTS instalado no poço A durante o intervalo de tempo de ocorrência dos três SPAs no campo, é possível observar claramente uma queda de pressão nesse período. Esse fato, juntamente com os dados de pressão dos demais registradores, sugere uma baixa probabilidade de haver compartimentação nas regiões centrais e sul do reservatório.

Adicionalmente, a campanha de SPAs possibilitou também: (1) verificar a produtividade dos reservatórios após acidificação; (2) avaliar o desempenho da completação inteligente; (3) ratificar o valor da RGO original do campo obtida em TFRs; (4) aferir a evolução dos contaminantes (H_2S e CO_2) durante a produção; dentre outros (Silva *et al.*, 2021). Devido à grande comunicação constatada ao longo da jazida, um dos principais impactos da campanha de SPAs foi a adaptação das malhas de drenagem dos módulos, de forma a considerar uma estratégia de injeção periférica.

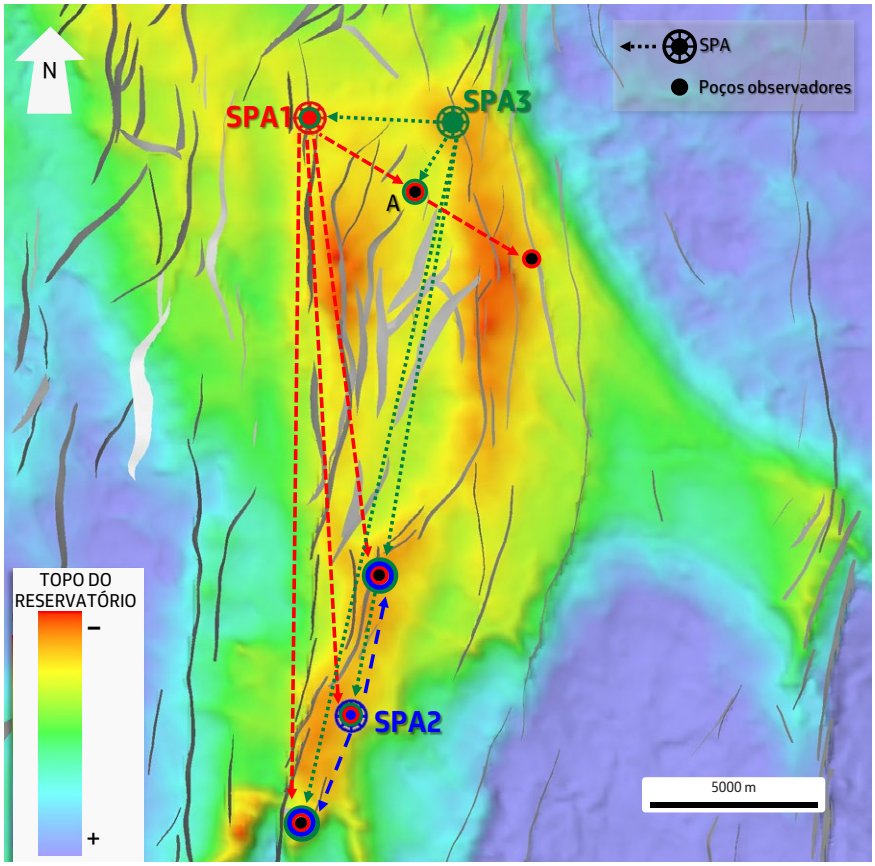


Figura 6.2.1: Localização dos três sistemas de produção antecipados (SPAs) realizados no campo de Búzios e a malha onde foi feito o acompanhamento da depleção em poços observadores, provocada pela produção.

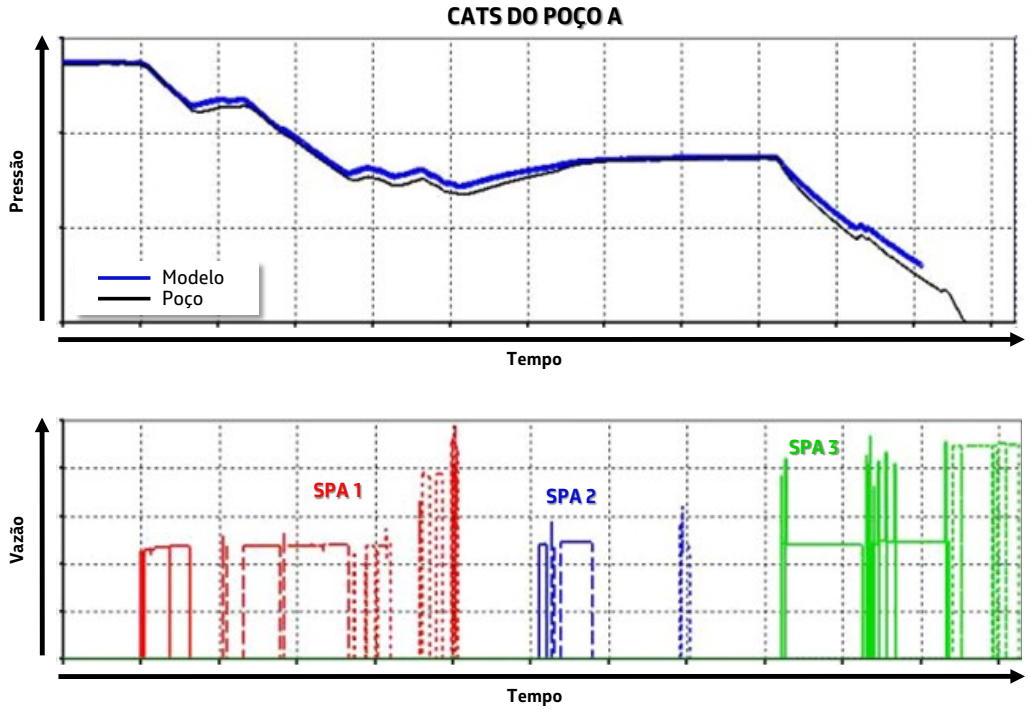


Figura 6.2.2: Gráficos mostrando o ajuste dos testes de interferência realizados no campo de Búzios durante a fase de produção dos SPAs (Sistemas de Produção Antecipados). Na imagem superior, as pressões simuladas (em azul) e observadas (em preto) no CaTS (*Cableless Telemetry System*) do poço A. Na imagem inferior, verificam-se as vazões dos SPAs no período observado. A localização do poço A pode ser observada na Figura 5.5.1.

Para a calibração dos modelos de simulação de fluxo, são utilizadas informações adquiridas em:

- Sistemas de Produção Antecipada (SPAs);
- testes de formação (TFR's e TP's) e injetividade (TI's e miniTI's);
- tomadas de pressão em registradores de fundo a poço aberto (RFT) e testes a cabo nos poços observadores (CaTS e SASMIc);
- histórico de produção e injeção do campo.

Assim, podem ser calibrados diversos parâmetros estáticos e dinâmicos, trazendo maior confiança aos modelos de fluxo e às decorrentes previsões de produção e comportamento do reservatório. Dessa forma, utilizam-se os modelos de reservatório para auxiliar as tomadas de decisão no projeto, como por exemplo a definição de estratégias de explotação e malha de drenagem, o gerenciamento de reservatório, as previsões de produção e as estimativas de reservas.

Entretanto, é fato que os modelos de simulação de escoamento de fluidos, ainda que ajustados ao histórico, não se caracterizam como a única correta representação dos fenômenos físicos envolvidos, mas permite uma representação mais fidedigna para as previsões futuras dentro dos *ranges* de incertezas inerentes aos parâmetros geológicos e dinâmicos não revelados em sua totalidade. Assim, além de usar um caso base, são utilizados os resultados decorrentes da análise de incertezas quanto ao comportamento dinâmico do reservatório, conferindo maior robustez aos projetos (Salomão *et al.*, 2015).

Para tanto, os estudos de simulação de fluxo utilizam a modelagem de dupla porosidade e dupla permeabilidade, conhecido como 2phi2k em um *grid* obtido a partir do procedimento de *upscaling* do modelo geológico de "matriz" (porosidade e permeabilidades do tipo litológica + carste) e de fraturas, para um modelo com maior dimensão celular.

A Figura 6.2.3 ilustra o modelo de escoamento de fluidos, destacando uma área onde se observa o deslocamento do óleo pela água injetada em dois pares de poços (injetor-produtor). É possível observar que a água injetada percorre o caminho em direção ao alto da estrutura, limitadas por heterogeneidades (limites das zonas), evidenciando a importância da construção de um *grid* geológico pautado na estratigrafia de alta resolução.

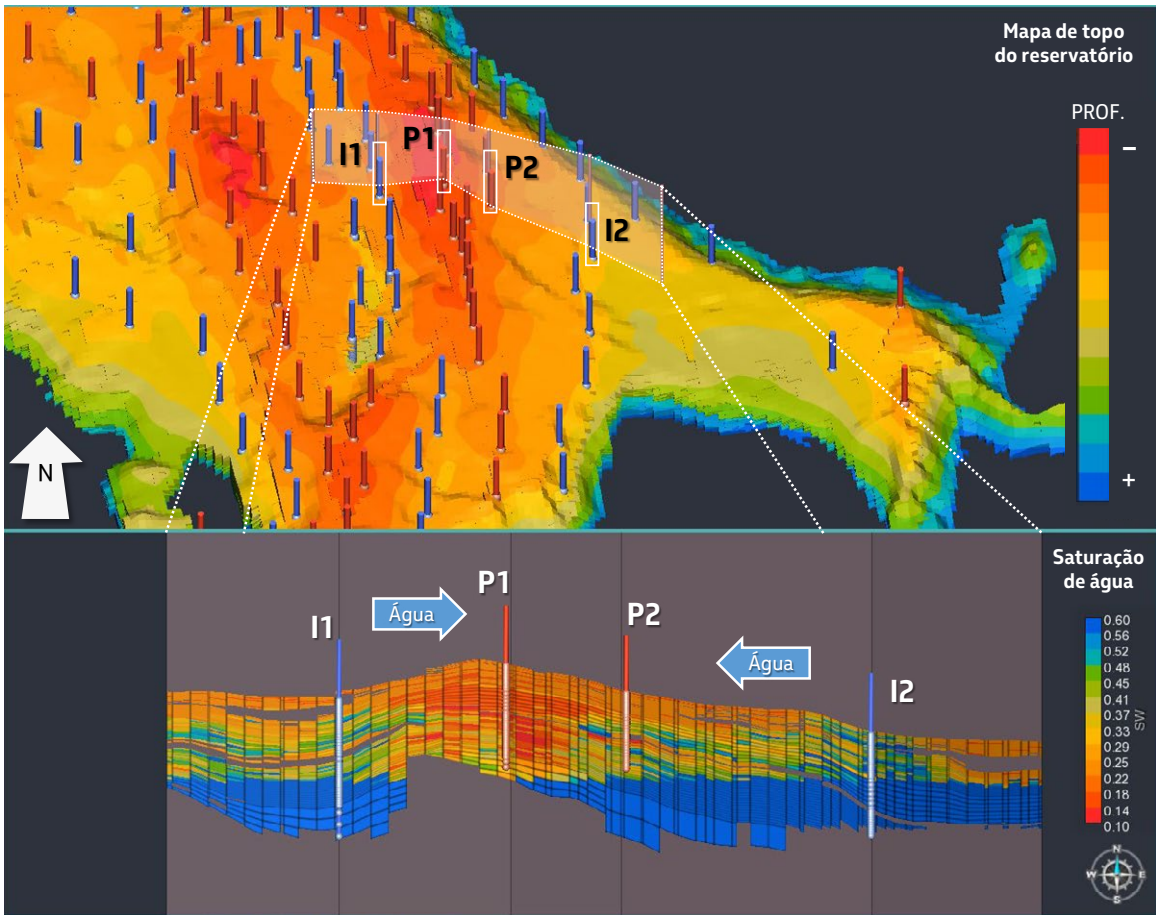


Figura 6.2.3: *Grid* do modelo de escoamento de fluidos, com uma seção destacando o deslocamento do óleo pela água injetada em dois pares de poços (injetor-produtor) no simulador de fluxo, representado pela saturação de fluidos conforme a escala à direita na figura inferior.

6.3. Estratégia de desenvolvimento da produção

A estratégia de explotação da jazida é um processo que integra as diversas disciplinas envolvidas no projeto de desenvolvimento da produção, incorporando as diferentes informações adquiridas através da sísmica, perfurações de poços, modelagem geológica 3D, testes de formação e o histórico de produção e injeção do campo.

Para a definição das malhas de drenagem e a concepção da estratégia de explotação da jazida, observam-se as características desse reservatório de espessa coluna de óleo, com diferentes zonas estratigráficas interconectadas hidraulicamente pelo sistema de falhas e fraturas, mas com características permoporosas muito distintas. Tais heterogeneidades representam um desafio para a implementação bem-sucedida de métodos de recuperação secundária e terciária, bem como para a otimização do fator de recuperação final da jazida, de forma econômica e sustentável. À esta complexidade, somam-se ainda as heterogeneidades decorrentes da existência

de grande número de falhas, para as quais o comportamento dinâmico de transmissibilidade é uma incerteza crítica para sua adequada caraterização no campo de Búzios.

Conforme já mencionado, de acordo com o contrato firmado em 2010, a jazida de Búzios detinha até então um volume recuperável limitado a 3,058 bilhões de BOE pelo contrato da Cessão Onerosa. Para atingir esse objetivo, estudos indicaram como opção economicamente viável um plano de desenvolvimento com cinco unidades de produção. Após o leilão do volume excedente da Cessão Onerosa (ECO), em 2019, arrematado sob o regime de Partilha de Produção pelo Consórcio formado pela Petrobras e as chinesas, CNOCD Brasil e CNOOC Petroleum, foi autorizado o acesso ao excedente do volume da jazida, tornando necessária a inclusão de mais poços nas plataformas já projetadas e a implantação de novas unidades de produção para explotação da integralidade da jazida.

A Figura 6.3.1 ilustra uma das diversas malhas de drenagem projetadas para a explotação total da jazida, na qual os poços serão interligados às múltiplas unidades de produção. É importante ressaltar que a obtenção da melhor malha de drenagem, assim como o número ótimo de unidades de produção, permanece em constante avaliação. Cada novo dado adquirido (novos dados sísmicos, poços perfurados, testes de formação, dados de produção e atualização dos modelos geológicos e de simulação) leva à realização de estudos para a constante adequação do Plano Diretor (malhas de drenagem otimizadas para o número adequado de unidades de produção implantadas e previstas), visando a cenários progressivamente mais robustos e capazes de produzir a jazida de forma mais racional e economicamente viável, trazendo o máximo retorno financeiro esperado.

Entretanto, devido à grande complexidade do reservatório, mesmo com uma aquisição abrangente de dados, muitas incertezas em relação às suas propriedades só serão reduzidas ao longo da vida produtiva da jazida. A fim de mitigar riscos, a exemplo de outros campos do Pré-sal, o projeto de cada módulo inclui estratégias de robustez e flexibilidade (Moczydlower *et al.*, 2012; Salomão *et al.*, 2015; Oliveira, J. *et al.*, 2021; Silva *et al.*, 2021), como:

- implantação dos projetos em ondas, permitindo adequações do plano diretor em função dos primeiros resultados;
- poços equipados com completação seletiva em diferentes intervalos estratigráficos, possibilitando maior flexibilidade no gerenciamento da produção;
- planejamento de poços reservas e de poços conversíveis (produtores para injetores), permitindo ajustes no plano de drenagem e contemplando a realização de diferentes cenários.

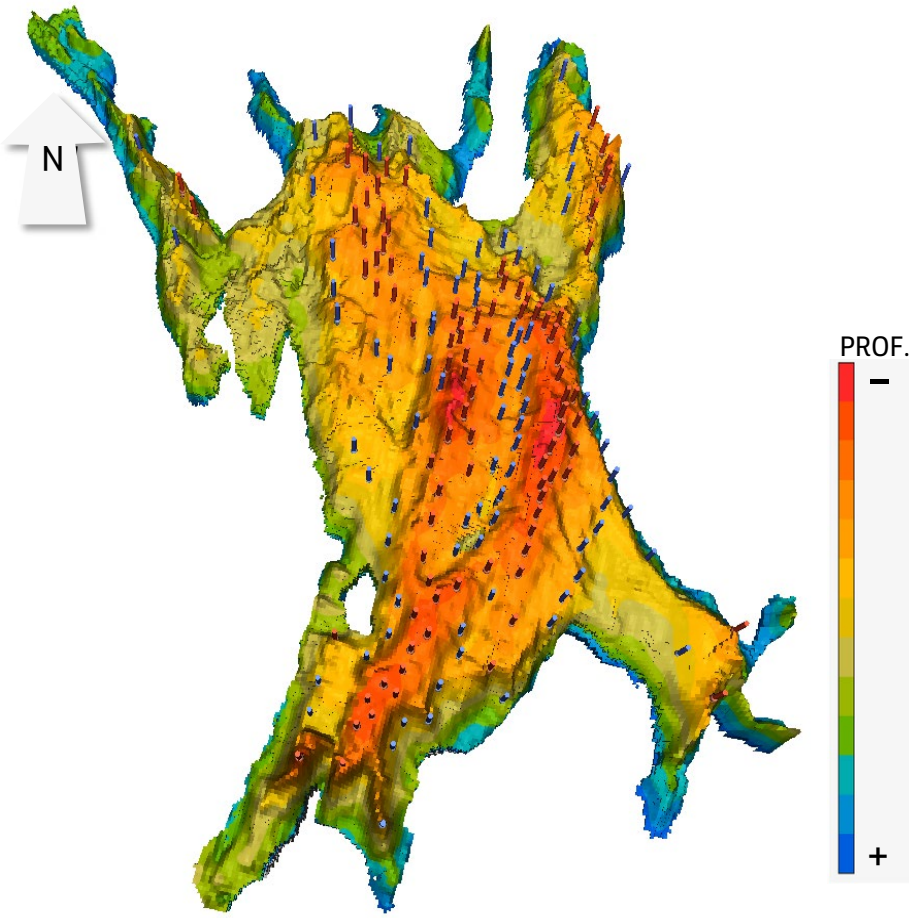


Figura 6.3.1: Figura do topo do reservatório da Formação Barra Velha em profundidade (PROF.), mostrando malha de drenagem ilustrativa com poços injetores de água e/ou gás em azul e poços produtores de petróleo, em vermelho.

A entrada em operação de poços produtores nas plataformas é conduzida, de forma geral, através da interligação sequencial dos poços com melhor performance (etapa de *ramp-up*), visando aumentar a produção rapidamente até que a unidade atinja seu limite de processamento de fluidos. Posteriormente, segue uma etapa cujo objetivo é a manutenção da produção nesse limite, minimizando assim, o custo de ociosidade da planta. A Figura 6.3.2 ilustra as etapas da sequência de interligação de poços de uma unidade de produção.

Por se tratar de um reservatório de óleo subsaturado, o mecanismo de recuperação primária (produção associada à energia natural contida originalmente no reservatório) predominante na jazida é a produção espontânea por gás em solução. Esse mecanismo consiste na produção de petróleo devido à expansão do gás originalmente dissolvido no óleo, quando submetido à queda de pressão. Devido à grande incerteza associada à intensidade de atuação do aquífero na manutenção de pressão nos reservatórios e a fim de maximizar a recuperação de óleo, a estratégia de recuperação secundária será feita através da injeção de água e reinjeção de parte do gás produzido e segregado. Essa injeção de fluidos tem por objetivos: 1)

manter a pressão do reservatório, atenuando o declínio de potencial dos poços; 2) melhorar o deslocamento do óleo no meio poroso, melhorando a eficiência de varrido; 3) evitar o aumento excessivo da RGO (Razão Gás-Óleo) nos poços produtores; 4) diminuir o risco de deposição de asfalteno no meio poroso, que tende a se precipitar com o aumento da depleção da jazida; 5) minimizar e reduzir problemas de garantia de escoamento, além de permitir a perfuração de novos poços em condições controladas de depleção.

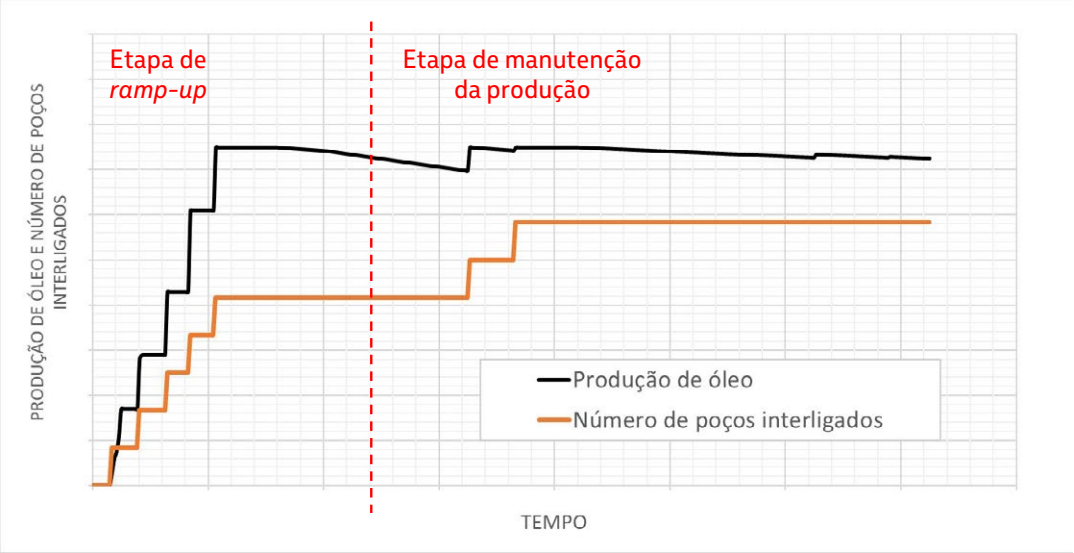


Figura 6.3.2: Gráfico mostrando a sequência de interligação de poços de uma unidade de produção no campo de Búzios, evidenciando a estratégia de se atingir a etapa de *ramp-up*, visando a aumentar a produção até o limite máximo de processamento de fluidos da unidade.

A estratégia de desenvolvimento da produção considera algumas unidades com reinjeção total ou reinjeção parcial do gás produzido. Por meio de uma unidade de processamento, o gás é separado em duas correntes: uma para especificação do gás a ser exportado (com teor máximo de 3% de CO_2) e uma segunda corrente, rica em CO_2, que será reinjetada no reservatório.

A exportação do gás é realizada através do Sistema Integrado de Escoamento (SIE) do Polo Pré-Sal da Bacia de Santos (PPSBS), que é composto por três rotas e está projetado para escoar até 44 milhões m³/d de gás do Pré-sal quando totalmente implantado. Em agosto de 2023, Búzios atingiu a máxima vazão de exportação histórica de 4.1 milhões m³/d. Com o início da operação da terceira rota do SIE, estabilização da exportação das unidades em operação e entrada das outras unidades exportadoras, espera-se que a disponibilização de gás ao mercado seja ainda maior.

A reinjeção da corrente de gás rica em CO_2 auxilia a injeção de água na manutenção da pressão do reservatório. Prevê-se que seja realizada em esquema de revezamento de fluidos injetados entre os poços, na tentativa de se evitar a concentração de gás em uma única porção do reservatório e,

portanto, de consequente aumento de RGO na referida região. Tal estratégia também permite um melhor gerenciamento da produção, evitando a canalização do gás e da água injetada por caminhos preferenciais. A reinjeção do gás também contribui para a redução da emissão de toneladas de CO_2 na atmosfera. Este tema é abordado pelo capítulo 16 "Os desafios tecnológicos e os sistemas de produção do Pré-sal".

Ensaios laboratoriais indicam um aumento na eficiência de deslocamento do óleo em amostras submetidas à injeção miscível de gás hidrocarboneto ou CO_2. Em vista disso, todos os projetos estão sendo concebidos com a previsão de flexibilidade para a utilização futura de injeção alternada de água e gás (*Water Alternate Gas* - WAG). Esse método combina as vantagens do aumento da eficiência de deslocamento proveniente da injeção de gás miscível com o controle de mobilidade e melhoria do varrido proporcionado pela injeção alternada de água e gás. Estudos têm sido conduzidos em campos que já implementam este método de recuperação avançada (Vieira *et al.*, 2019 e Calvalcante Filho *et al.*, 2020), de modo a obter melhores estimativas de seus resultados e reduzir incertezas na implementação em projetos futuros, como em Búzios.

De uma maneira simplificada, é possível dividir o reservatório em três intervalos produtores principais, os quais estão por regra, ainda que ocorram isolamentos locais entre os níveis estratigráficos, hidraulicamente comunicados ao longo da jazida. Dessa forma, o esquema de completação previsto para os poços produtores e injetores permite a seletividade em dois ou três intervalos, controlados por sistema denominado

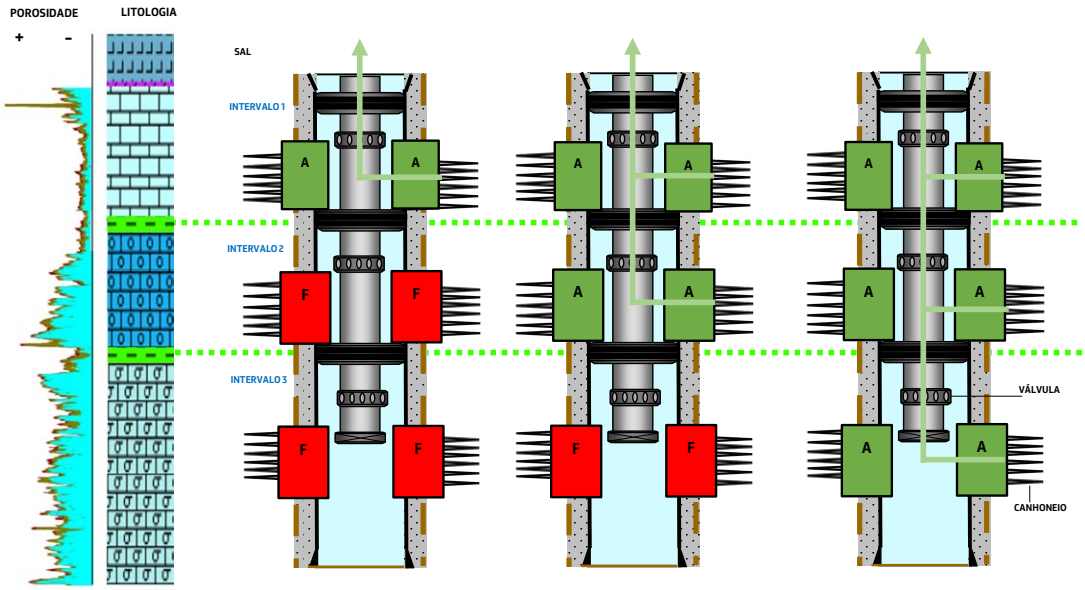


Figura 6.3.3: Figura esquemática ilustrando o funcionamento da completação inteligente em poço cimentado, que permite a seletividade em dois ou três intervalos, garantindo flexibilidade durante a explotação da jazida. No perfil esquemático litológico, as fácies em verde representam fácies fechadas ou com baixa porosidade, ideal para posicionar os isolamentos entre os intervalos canhoneados. Legenda: A= intervalo aberto; F= intervalo fechado.

completação inteligente, através do acionamento de válvulas instaladas no poço (Figura 6.3.3). Esse tipo de completação permite a abertura ou o fechamento de determinado intervalo na coluna de produção e com isso possibilita ações de controle da produção de água e/ou gás nos poços produtores, sendo uma ferramenta bastante importante no gerenciamento da produção dos reservatórios, garantindo a flexibilidade, aumentando a robustez do projeto frente às incertezas geológicas e favorecendo a otimização do fator de recuperação (Schnitzler *et al.*, 2019). Idealmente o isolamento entre as zonas é posicionado em fácies lamosas ou com baixa porosidade que correspondem a limites de zonas estratigráficas.

6.4. Primeiros resultados de produção do campo

Em 20 de abril de 2018, foi iniciada a produção do campo de Búzios através da plataforma de produção P-74. A injeção de gás no reservatório foi iniciada em agosto de 2018, a de água em abril de 2020 e a exportação de gás, em setembro de 2020, todas nessa mesma plataforma.

Um dos marcos importantes do campo de Búzios foi o início da produção, em setembro de 2018, de um poço de altíssima produtividade, que necessitou ser interligado à plataforma P-74 com *flowline* e *riser* de 8'' de diâmetro para capturar o potencial de produção. No primeiro teste de produção desse poço, seu potencial foi estimado em aproximadamente 57,6 mil barris por dia (bbl/d). Essa tecnologia também é uma das citadas (Oliveira, J. *et al.*, 2021) pelo "*The Búzios Project: A Brazilian Pre-Salt Super Giant*", laureado no OTC 2021 como parte do prêmio *OTC's Distinguished Achievement Award for Companies,* atribuído a Petrobras.

A segunda plataforma a entrar em operação foi a plataforma P-75, localizada na região ao sul do campo, iniciando a sua produção em novembro de 2018. As plataformas P-76 e P-77, na região central do campo, iniciaram

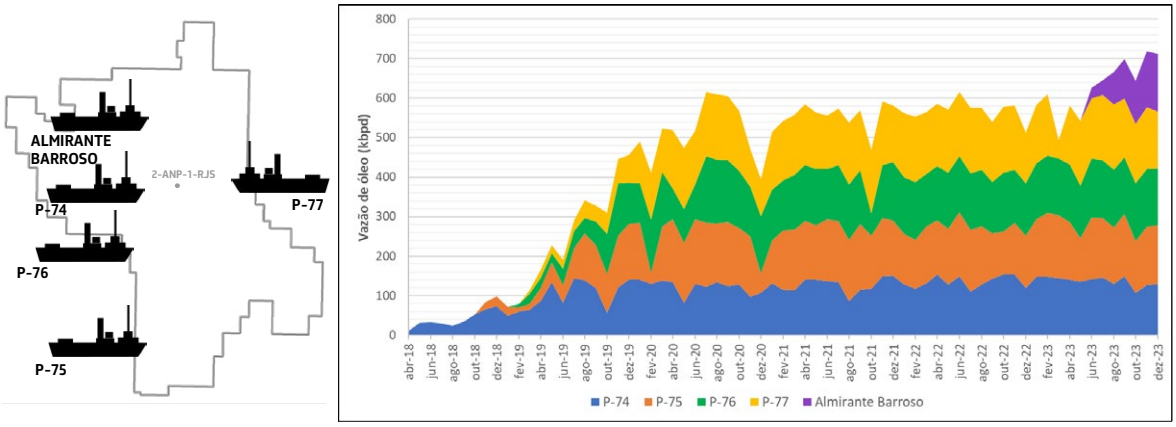


Figura 6.4.1: À esquerda, imagem com o *Ring Fence* de Búzios, a posição do poço 2-ANP-1-RJS e a localização esquemática aproximada das plataformas em operação (P-74, P-75, P-76, P-77 e Almirante Barroso). À direita, gráfico do histórico de produção de óleo de cada plataforma (em mil barris por dia) desde o início da operação até dezembro de 2023 no campo de Búzios.

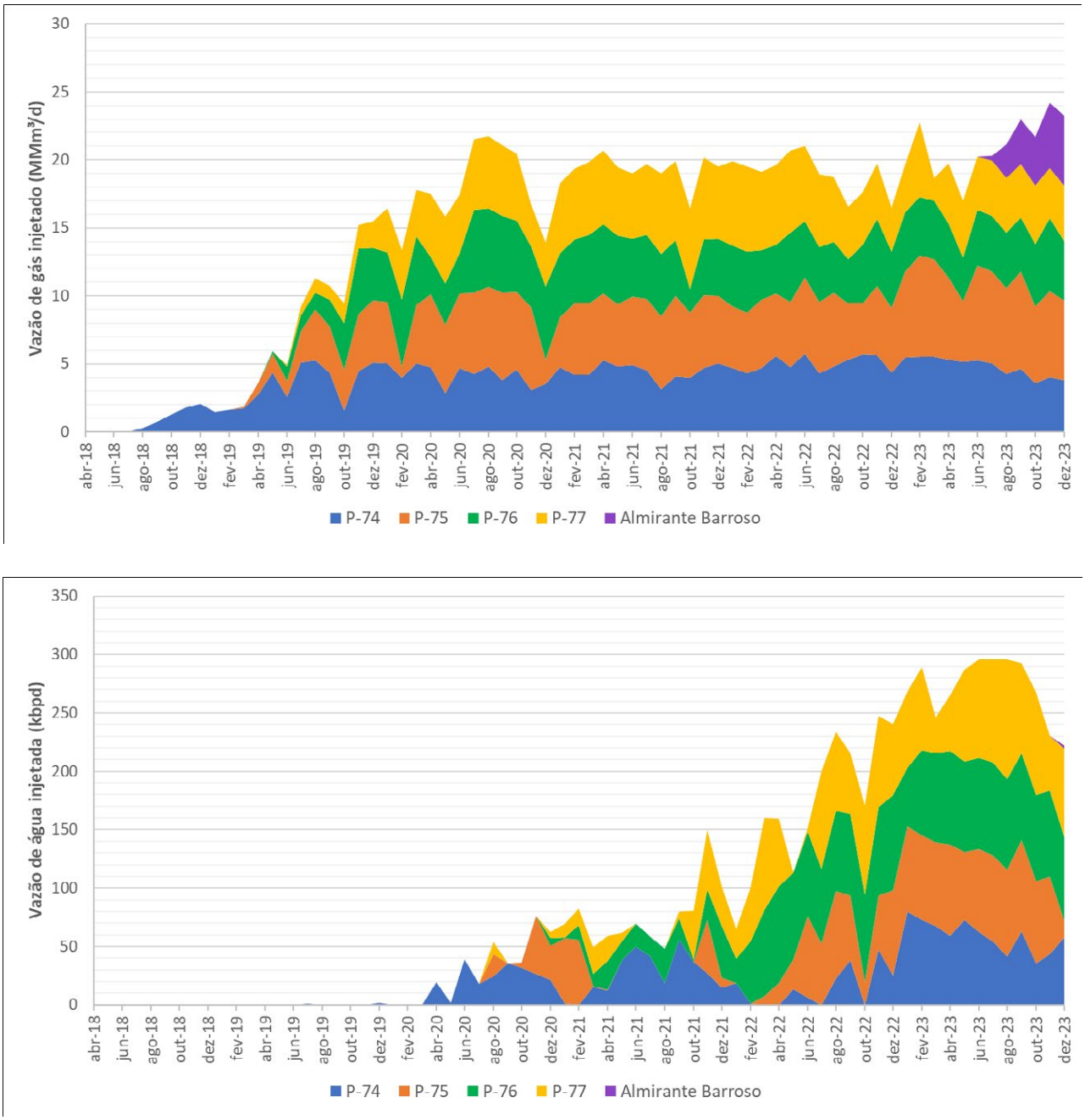


Figura 6.4.2: Histórico de injeção de gás (acima) e de água (abaixo) de cada plataforma em operação no campo de Búzios (escala em milhões de m³ por dia). Dados até dezembro de 2023.

suas operações em fevereiro e março de 2019, respectivamente. Em maio de 2023, a quinta plataforma, Almirante Barroso, teve o seu primeiro óleo. Em outubro do mesmo ano, este navio-plataforma atingiu o topo de produção de 150 mil barris de petróleo por dia (bpd). Esse resultado foi alcançado em tempo recorde: foram 146 dias (menos de cinco meses) desde o primeiro óleo.

Até o final do ano de 2023, estavam em operação no campo 22 poços produtores e 22 poços injetores. As Figuras 6.4.1 e 6.4.2 apresentam, respectivamente, o histórico de produção e

injeção de cada plataforma. Em dezembro de 2023, a jazida atingiu uma produção média de 713 mil barris de óleo por dia.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Desde sua descoberta em 2010 até dezembro de 2023, após a perfuração de cerca de 80 poços e a entrada em operação de 5 sistemas de produção, o campo de Búzios tem se mostrado um gigante, tanto pelo potencial produtivo dos reservatórios como pelos desafios técnicos para extrair da jazida seu máximo valor. Dos estudos exploratórios até os estudos avançados de reservatório, Búzios vem revelando esse enorme potencial, de forma a contribuir substancialmente com a produção de petróleo da Petrobras e do Brasil nos próximos anos. Atualmente, o campo de Búzios é o segundo maior campo produtor do país, atrás apenas do campo de Tupi. Conforme o Plano Estratégico da Petrobras, está prevista a instalação de mais seis unidades em Búzios até 2027, com a expectativa de alcançar uma capacidade instalada de 2 milhões de barris de óleo por dia.

Com a contínua aquisição de dados estáticos e dinâmicos durante o desenvolvimento do campo, vem sendo progressivamente construída a compreensão da distribuição espacial das fácies, dos controles estratigráficos da jazida e da evolução estrutural, elementos fundamentais que controlam a distribuição das características geológicas do reservatório.

A concepção desses modelos conceituais através da incorporação dos dados adquiridos em poços, conjuntamente com as interpretações dos dados sísmicos mais avançados da indústria, subsidia e suporta a construção do modelo geocelular dos reservatórios, que consiste em uma ferramenta fundamental para a representação dos reservatórios em subsuperfície (Bruhn *et al.*, 2017). Essa ferramenta permite à equipe técnica ter uma visão espacial da jazida, simular diferentes conjuntos de realizações, variando as propriedades com o objetivo de avaliar formas alternativas e estratégias de se explotar o campo via concepção dos projetos de desenvolvimento da produção. A Figura 7.1 retrata o fluxo de caracterização dos reservatórios do campo de Búzios. É importante ressaltar que com o surgimento de novas informações (como, por exemplo, perfuração de um conjunto de poços ou um dado sísmico novo interpretado) ou novas tecnologias, esse fluxo é retroalimentado de forma que se retrate a visão mais completa e atualizada da jazida. Dessa maneira, permite-se avaliar as melhores práticas de explotação, diminuindo os riscos envolvidos na atividade de desenvolvimento e garantindo o maior retorno econômico de forma sustentável, compatível com a magnitude desse ativo.

Essa história está apenas começando e ao longo da década que se inicia ocorrerá a continuidade da implantação dos demais módulos do campo de Búzios. Muitos desafios ainda estão por vir, espera-se que o desenvolvimento desse importante ativo possa trazer muitas oportunidades de desenvolvimento tecnológico para o país, para o meio acadêmico e para toda a indústria nacional.

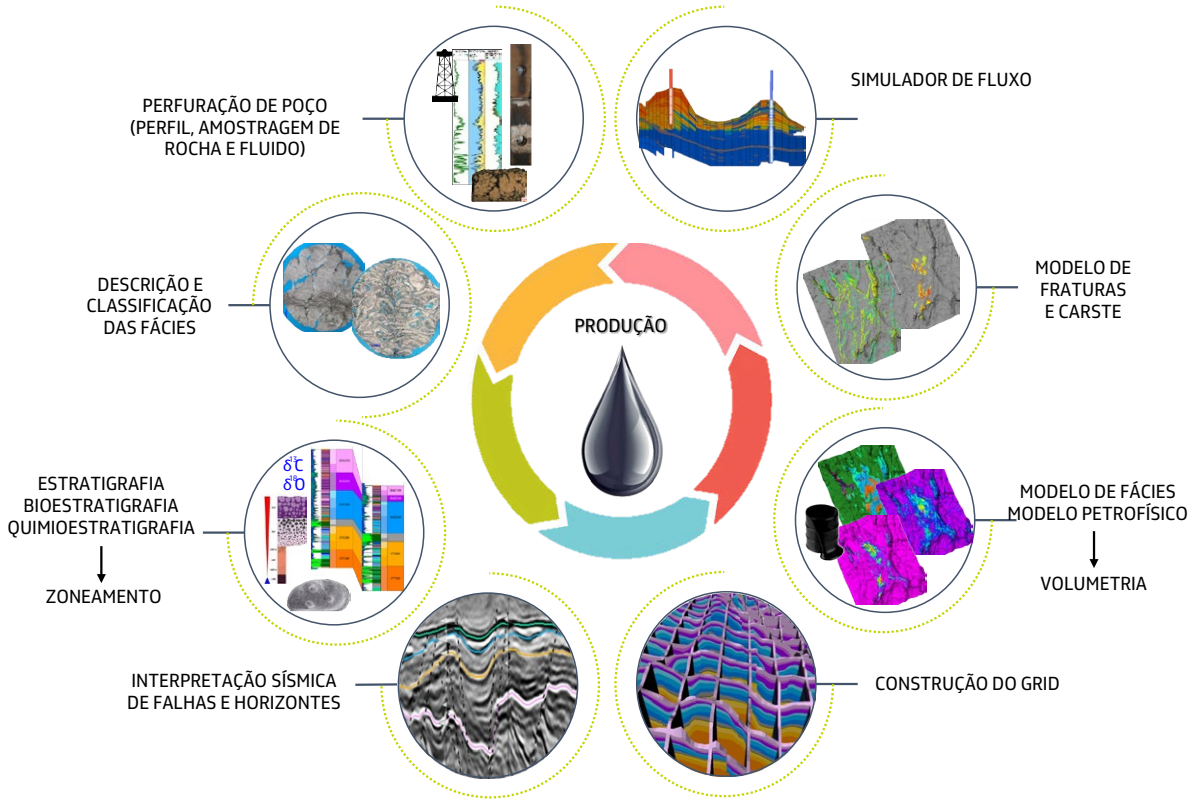


Figura 7.1: Fluxo de caracterização de reservatórios aplicado ao campo de Búzios.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos à Petrobras pelo investimento na capacitação do corpo técnico, possibilitando a reunião de equipes em diversas áreas da empresa para que trabalhem de forma integrada na contínua construção do conhecimento de reservatórios geológicos de grande complexidade, superando os desafios e implantando as melhores práticas.

Não podemos deixar de agradecer aos que sairam da empresa no processo de aposentadoria, pois depois de muitos anos de contribuição, passaram alguns anos dedicados ao campo de Búzios, deixando um incrível legado, sendo estes: Jeferson Dias e Jobel Moreira, pelo papel estratégico no gerenciamento da fase exploratória; Carlos Henrique Lima Bruhn e Antonio Capeleiro Pinto, pelo empenho em garantir o alto nível técnico através da capacitação e formação das equipes ao longo desses anos; Viviane Sampaio, pelo seu magnífico trabalho na liderança dos estudos de rochas do campo; Denise Aranha e Luiz Carlos Soares, atuando na área de geologia de reservatórios com excelência na caracterização de reservatórios tão complexos; Valcir Beraldo e José Ronaldo de Melo, que atuaram de forma assertiva na engenharia de reservatórios, diretamente na definição da estratégia geral de desenvolvimento do campo.

Agradecemos ainda a Daniel Dubois pelas considerações sobre a geoquímica do campo; a Franco Quadros pelas contribuições sobre o carste; a Yaro Parizek Silva, pela ajuda na

seleção de imagens de QEMSCAN; a Erlanny Alves Cruz, pela ilustração dos mapas de associação de fácies da Fm. Itapema; a Rodrigo Surmas, pelas imagens de microtomografia; a Paulo Lee pelo aporte do gráfico de histogramas de permeabilidade; a Paulo Pires pelas informações atualizadas dos dados de produção e injeção do campo; a Ednilson Bento Freire, Helena Assaf de Souza, Nolan Maia Dehler, Paulo Paraizo e Antônio Magalhães (Magal) pelas revisões detalhadas que ocasionaram melhorias significativas e aos gerentes Fabiano Omar, Thiago Pessoa, Midori Deguchi, Luciana Silva, Ana Paula Martins, Eduardo Roemers de Oliveira, Tatiana de Oliveira, Henrique Penteado e Rogerio Soares Cunha pelo apoio na confecção deste capítulo.

Há ainda um número extenso de colegas que trabalham atualmente ou que já se dedicaram em algum momento ao campo de Búzios desde a sua descoberta, direta ou indiretamente. Sejam geólogos, geofísicos, petrofísicos, engenheiros, técnicos, coordenadores ou gerentes; ou ainda do laboratório, da área da exploração, de reservatórios ou da produção. É importante ressaltar que este é um trabalho feito a muitas mãos e só assim é possível desenvolver um campo gigante de forma tão brilhante.

REFERÊNCIAS

ALBUQUERQUE, F.R.; PÉREZ-VIEIRA, G.L.; FONSECA, J. P. T. Modelagem de invasão de filtrado de fluido de perfuração para estimativa de SOR. *In:* **Seminário de Petrofísica da Petrobras (SPP)**, Rio de Janeiro, Brazil, Aug 2023. Evento interno.

ANDRADE, P.I., ROINSENBERG, C., TERRA, G.S., BAIÃO, M.F., MELO, P.A.L.S., MARTINS, R.M.G. Um ano de produção do campo de Búzios – Lições aprendidas de gerenciamento de reservatórios e perspectivas para o futuro. *In:* **Seminário de Reservas e Reservatórios 2019 (SRR)**, Rio de Janeiro, Brazil, Set 2019. Evento interno.

ANTUNES, R. C. **Modelo deposicional das coquinas do campo de Búzios, Bacia de Santos.** 2021. 290 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2021.

ANTUNES, R. C; GUERRERO, J.C; JAHNERT, R.J. Coquina depositional model, Buzios Field, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v.160, 19p. 2024.

ARAI, M. South Atlantic Aptian paleogeography: A new model based on recent Brazilian micropaleontological data. **Boletim de Geociencias da Petrobras**, v.17, p. 331-351, 2009.

ARAI, M.; HASHIMOTO, A.T.; UESUGUI, N. Significado cronoestratigráfico da associação-microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobra**s, v. 3, n. 1/2, p. 87-103, 1989.

ARAUJO, G. J. C.; SANGREMAN, A. P; AZEVEDO, J. B; SILVA, V. C.; MATTOS, A. L. M. B.; ARAUJO, C. H. V.; REAL, E. D. M. P. C.; GUIMARAES, F. R.; FALCÃO, F. O. L.; ASSIS, J. P. C.; SILVEIRA, R. F.; CRISANTE, V. M. Projeto RWI/SDWI em Búzios: Incrementar injeção de água no campo para maximizar o valor do ativo. *In:* **I° Congresso Integrado de Reservas e Reservatórios**

Elevação e Escoamento, Espírito Santo, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

ARIENTI, L. M.; SOUZA, R. S.; VIANA, S.; CUGLIERI, M. A.; SILVA, R. P.; TONIETTO, S. N.; PAULA, L.; GIL, J. A. Facies association, depositional systems, and paleophysiografic models of the Barra Velha formation, pre-salt sequence – Santos Basin, Brazil. *In*: AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2018, Salt Lake City, Utah. **Proceedings** [...]. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2018.

ARTAGÃO, V. M. **Análise estratigráfica de alta resolução aplicada aos depósitos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos: identificação, correlação e mecanismos de controle de ciclos sedimentares**. 2018. 174 f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias, Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

BARBOSA, G. F.; GORLA, F. F. L.; HENRIQUE, A.; BOCARDI, L.B. Construção do Modelo Estratigráfico e Estrutural com os Softwares PaleoScan e GeoTeric. In: **III SIMGEO - Simpósio de Geologia da Petrobras**, 2022. Evento interno.

BARNETT, A. J.; FU, L., RAPASI, T.; SCOTELLARO, C., GUHA, J., CABOLOVA, A.; DOMINGUES, A.L., Seismic characterization and origin of clinoforms in lacustrine depositional environments: a case study from the Cretaceous of the South Atlantic *in* J. Hendry, P. Burgess, D. Hunt, X. Janson & V. Zampetti (eds), **Seismic Characterization of Carbonate Platforms and Reservoirs**, The Geological Society, Special Publication, London, v. 509, 2020.

BERG, S. S.; SKAR, T. Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: outcrop analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah. **Journal of Structural Geology**, New York, v.27, n.10, p.1803-1822, 2005.

BEURLEN, G.; GRILLO, J. L.; CUNHA, A. A. S.; FERREIRA, E. P.; LANA, C. C.; ARAI, M.; GALM, P. C.; MILHOMEM, P. S. **Bioestratigrafia da Petrobras do Jurássico ao Neógeno calibrada de acordo com a geocronologia de 2004**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. BPA, 2007. Relatório interno.

BITTENCOURT B. T.; GORLA, F.F.L. Análise de pressões no Campo de Búzios: uma abordagem através de mapas nos datums dos contatos entre fluidos. *In:* **III SIMGEO - Simpósio de Geologia da Petrobras**, 2022. Evento interno.

BRAZIL, F. A. F.; ALMEIDA, G. F. Modelo de Saturação por Pressão Capilar para o campo de Búzios: Construção do modelo e calibração com diversas fontes de dados. *In:* **Seminário de Petrofísica da Petrobras (SPP)**, Rio de Janeiro, Brazil, Out 2021. Evento interno.

BRAZIL, F. A. F. (b); ALMEIDA, G. F.; FONSECA, J. P. T.; DUTRA, V. P. L.; SOUZA, L. B.; BOHN, W. V. Revisão do corte de porosidade para o campo de Búzios: agilizando o estudo com uso de TD. *In:* **Seminário de Avaliação das Formações (SAF)**, Rio de Janeiro, Brazil, Set 2022. Evento interno.

BRAZIL, F. A. F. (c).; ALMEIDA, G. F.; FONSECA, J. P. T.; SOUZA, L. B.; DUTRA, V. P. L.; BOHN, W. V. O Modelo Petrofísico: As importantes contribuições da Petrofísica para o Modelo Geológico 3D - O caso do campo de Búzios. *In:* **Seminário**

de Avaliação das Formações (SAF), Rio de Janeiro, Brazil, Set 2022. Evento interno.

BRAZIL, F. A. F. (a); GUERRERO, J. C.; CARVALHO, R. K.; SILVA, C. M. A. S.; MOLITERNO, A. M.C.; ARAUJO, C. H. V.; BARBOSA, G. F.; YAMATO, A. A.; CACELA, A. S. M.; LEITE, C. O. N.; ROCHA, N. P.; OLIVEIRA, V. C. B.; CAMPOS, M. T. R.; SILVA, V. G. M. R.; NATORI, H. O. H. N.; LIMA, F. P.; OLIVEIRA, D. L.; QUEIROZ, L. E. S.; SOUZA, L. B. Búzios field: The journey from reservoir characterization to production development. *In:* **4th EAGE/HGC Conference on Latin America**, Cartagena, Colombia, 4p., Sept 2022.

BRAZIL, F. A. F.; ERTHAL, M. M.; CARVALHO, A. M. A. C; MATOS, T. F.; BONZANINI, L. A. F. **Petrofácies de reservatório**: metodologia para o entendimento da qualidade de reservatório da formação Barra Velha, seção pré-sal da Bacia de Santos. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2015. 60 p. Relatório interno.

BRUHN, C. H. L.; PINTO, A. C. C.; JOHANN, P. R. S.; BRANCO, C. C. M.; SALOMÃO, M. C.; FREIRE, E. B. Campos and Santos basins: 40 years of reservoir characterization and management of shallow- to ultra-deep water, post- and pre--salt reservoirs - historical overview and future challenges. *In*: OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE BRASIL, 4., 2017, Rio de Janeiro. **Conference papers** [...]. Richardson: Offshore Technology Conference, 2017. OTC-28159-MS.

BUCKLEY, J. P.; BOSENCE, D.; ELDERS, C. Tectonic setting and stratigraphic architecture of an early cretaceous lacustrine carbonate platform, Sugar Loaf high, Santos Basin, Brazil. *In*: BOSENCE, D. W. J. (ed.) *et al.* **Microbial carbonates in space and time**: implications for global exploration and production. London: Geological Society, 2015. p. 175-191. (Special publications, 418).

CACELA, A. S. M.; SILVA, C. M. A.; ROCHA, N. P.; OLIVEIRA, V. C. B.; DIAS FILHO, D. C.; SACORAGUE, A.; FALCÃO, L. C. **Petrofácies da formação Itapema do campo de Búzios**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEP. GSE, 2020. Relatório interno.

CAMPOS, M. T. R; MOLITERNO, A. M. C; SILVA, E. B. Unveiling Giant Búzios: seismic data evolution and new insights for interpretation. *In*: INTERNATIONAL MEETING FOR APPLIED GEOSCIENCE & ENERGY, 2021, Denver. [**Proceedings**]. Tulsa: AAPG: SEG, 2021.

CAMPOS, M. T. R.; SILVA, E. B.; GUERRERO, J. C. Seismofacies interpretation and implications for the production geological model: Examples from the Buzios Field. *In:* **4th EAGE/HGC Conference on Latin America**, Cartagena, Colombia, 4p., Sept 2022.

CAMPOS, M. T. R.; SILVA, V. G. M. R.; SILVA, E. B.; GUERRERO, J. C.; SILVA, L. M. T.; ABREU, C. E. B. S. Full Azimuth Nodes: rethinking seismic facies and sedimentary domains model in Buzios Field, Brazilian Pre-salt. *In:* **18th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & Expogef**, Rio de Janeiro, Brazil, 6p., Oct 2023.

CARVALHO, R. K.C.; CHANG, P.L.K.C.; LOYOLA--CAMORIM, R. D.; DEUCHER, R. H.; MARCON, D. R. Estudo de Upscale de Curvas de Permeabilidade Relativa. *In:* **Seminário de Geologia de Reservatórios**, Rio de Janeiro, Brazil, Out2018. Evento interno.

CATTO, B.; VARELA, P. V.; CANDIDO, A. G.; DIAS, K. D. N.; YAMATO, A. K. Principais marcadores estratigráficos do pré-sal da Bacia de Santos, sua relação com os horizontes sísmicos e seu entendimento na evolução da bacia. *In:* X**II SINTEX – Seminário de Interpretação Exploratória da Petrobras**, 2021. Evento interno.

CARMINATTI, M., WOLF, B., GAMBOA, L. New exploratory frontiers in Brazil. *In*: **19th World Petroleum Congress**, Madri, Spain, WPC Proceedings, 11p. 2008.

CASTRO, T. M. **Avaliação dos reservatórios carbonáticos do pré-sal no Campo de Búzios, Bacia de Santos**. 2019. 181 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2019.

CASTRO, T.M.; LUPINACCI, W. Evaluation of fine-grains in pre-salt reservoirs. *In*: **16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society**, Rio de Janeiro, Brazil, 7p., Aug 2019.

CASTRO, T.M.; LUPINACCI, W. Comparison between conventional and NMR approaches for formation evaluation of presalt interval in the Buzios Field, Santos Basin, Brazil. **Journal of Petroleum Science and Engineering**, v. 208, Part D, 2022.

CATUNEANU O. **Principles of sequence stratigraphy**. Amsterdam, Elsevier, 375 p., 2006.

CAVALCANTE FILHO, J. S. A.; SILVA, V. L. S.; PIZARRO, J. O. S. Assessment of miscible WAG injection performance in a giant carbonate reservoir using analytical and numerical approaches. *In*: SOCIETY OF PETROLEUM ENGINEERS. IMPROVED OIL RECOVERY CONFERENCE, 2020. [**Proceedings**]. Richardson: Society of Petroleum Engineers, 2020. SPE-200333-MS.

CAZARIN, C. L.; BEZERRA, F. H. R.; BORGHI, L.; SANTOS, R. V.; FAVORETO, J.; BROD, J. A.; AULER A. S.; SRIVASTAVA, N. K. The conduit-seal system of hypogene karst in Neoproterozoic carbonates in northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v.101, p. 90-107, Mar. 2019.

CHAVES, R.A.P.; POZZI, R.P.C.; BERALDO V.T. Revisão de Técnica de Upscaling de Propriedades Petrofísicas de Reservatórios. *In*: **43º Encontro de Modelagem de Reservatórios**, Evento interno da Petrobras, Set 2019.

CHILINGAR, G. V.; FAIRBRIDGE, R. W.; BISSEL, H. J. (ed.). **Carbonate rocks**. Amsterdam, New York: Elsevier Pub. Co., 1967. v. 2.

CHINELATTO, G. F.; BELILA, A. M. P.; BASSO, M.; SOUZA, J. P. P.; VIDAL, A. C. A taphofacies interpretation of shell concentrations and their relationship with petrophysics: a case study of Barremian-Aptian coquinas in the Itapema formation, Santos Basin-Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 116, 104317, June 2020.

CHINELATTO, G. F.; VIDAL, A. C.; KURODA, M. C.; BASILICI, G. A taphofacies model for coquina sedimentation in lakes (lower cretaceous, Morro do Chaves formation, NE Brazil). **Cretaceous Research**, London, v. 85, May 2018.

CHOI, J. H.; EDWARDS, P.; KO, K.; KIM, Y. S. Definition and classification of fault damage zones: a review and a new methodological approach. **Earth Science Reviews**, Amsterdam, v. 152, p. 70-87, Jan. 2016.

CHOQUETTE, P. W.; PRAY, L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 54, n. 2, p.207-250, 1970.

COELHO, F.N. Desafios da Completação PACI no gerenciamento do campo de Búzios. *In:* **I Congresso Integrado de Reservas, Reservatórios e Elevação e Escoamento (CIRREE)**, Vitória, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

CÔRTES V.H. e SILVA, A.A.A. Estratégia contínua de incorporação assistida de dados dinâmicos ao modelo de reservatórios de Búzios. *In:* I **Congresso Integrado de Reservas, Reservatórios e Elevação e Escoamento (CIRREE)**, Vitória, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

CÔRTES V.H. Assimilação de dados integrada a redes generativas de tradução imagem-imagem aplicada a modelos de reservatórios. *In:* **I Congresso Integrado de Reservas, Reservatórios e Elevação e Escoamento (CIRREE)**, Vitória, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

COSTA, M. M. M.; ABREU, C. E. B. S.; SILVA, E. B.; CAMPOS, M. T. R.; SILVA, V. G. M. R.; TEIXEIRA, L.; REIS, R. R.; QUEIROZ, L. E. S.; JUNIOR, J. B. S.; OLIVEIRA, F. V. C. S. R. S.; RODRIGUES, C. C.; BORGES, F.A.S.; GROCHAU, M. H.; JOHANN, P. R. S.; MOLITERNO, A. M.C.; ASSIS, J. P. C.; GUERRERO, J.C; BRAZIL, F. A. F. Buzios life-of-field seismic: 4D modeling and acquisition planning. *In:* **18th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & Expogef**, Rio de Janeiro, Brazil, 6p., Oct 2023.

COTIA, D. R.; MOLITERNO, A. M. C.; SANGREMAN, A. P.; LIMA, B. E. M.; ARAUJO, C. H. V.; ARANHA, D. V.; MARÇON, D. R.; LIMA, F. P.; MELO, J. R. C.; GLITZ, K. L. Z.; CARVALHO, R. K.; SILVA V. C. S. Campo de Búzios – Histórico de um Gigante. *In:* **I° Congresso Petrobras de Geociências e Geoengenharia**, Rio de Janeiro, Brazil, Nov 2019. Evento interno.

DAL' BÓ, P. F.; VALLE, B.; FAVORETO, J.; MENDES, M.; RIGUETI, A.L.; BORGHI, L.; PORTO-BARROS, J. P. **Coquinas da formação Morro do Chaves**: tafonomia, diagênese, porosidade e classificação. Rio de Janeiro: Albatroz, 2020. 134 p.

DEUCHER, R. H.; HIDALGO, D.; GOMES, D. M.; RODRIGUES, J. R. P.; GASPARINI, L. S.; CHANG, P. L. K. C.; PEDRINHA, S.; NICOLAIDIS T. R. Otimização do desempenho do novo modelo do Campo de Búzios: Integração de iniciativas para reduzir em 75% o tempo de simulação. *In:* **I° Congresso Integrado de Reservas e Reservatórios Elevação e Escoamento**, Espírito Santo, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

DE ROS, L. F. **Caracterização e interpretação de litologias da sucessão pré-sal das Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo**. [S. l.]: PETROBRAS, 2010. 34 p. Relatório interno.

DIAS, R. M.; LUPINACCI, W. M.; CASTRO, T. M.; SANTOS, M. A. C. Understanding the relationship between acoustic impedance and porosity in the presalt of the Buzios Field Santos Basin. *In*: First EAGE Workshop on Pre-Salt

Reservoir: from Exploration to Production. **Proceedings** [...] Rio de Janeiro, 2019.

DUARTE, S.B.; SILVA, C.F.; TEIXEIRA, R.B. Análise das deformações associadas às tensões hhorizontais no pré-sal nos Campos de Búzios e Mero. *In:* **I Encontro Técnico de Geohazards, Geologia Estrutural e Geomecânica (ET3G)**, Rio de Janeiro, Brazil, Jun 2023. Evento interno.

DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In*: HAM, W. E. (ed.). **Classification of carbonate rocks**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1962. p. 108-121. (AAPG memoir, v. 1).

DUTRA, V. P. L. (a); SOUZA, L. B.; BRAZIL, F. A. F.; PEDRINHA, S.; PARAIZO, P. L. B.; BOHN, W. V. Modelo de Porosidade de Búzios: Incorporação de elementos extra-matriz através de perfis de Imagem e sua propagação no Modelo Geológico. *In:* **Seminário de Avaliação das Formações (SAF)**, Rio de Janeiro, Brazil, Set 2022. Evento interno.

DUTRA, V. P. L. (b); SOUZA, L. B.; LIMA, F. P.; ROISENBERG, C. Os carstes de Búzios e seu impacto no modelo de porosidade. *In:* **Seminário de Petrofísica da Petrobras (SPP)**, Rio de Janeiro, Brazil, Set 2022. Evento interno.

DUTRA, V. P. L. IA aplicada ao modelo petrofísico de Búzios. *In:* **Seminário de Geologia da Petrobras (SIMGEO)**, Rio de Janeiro, Brazil, Nov 2022. Evento interno.

DUTRA, V. P. L. (a); ALMEIDA, G. F.; GUIMARÃES, C. S.; PEDRINHA, S.; PARAIZO, P. L. B.; FONSECA, J. P. T. Permeabilidade no campo de Búzios: do plugue a produção. *In:* **Seminário de Petrofísica da Petrobras (SPP)**, Rio de Janeiro, Brazil, Ago 2023. Evento interno.

DUTRA, V. P. L. (b); BOHN, W. V.; TREVIZAN, W. A. Cálculo do Volume de Argila no Pré-Sal: Exagero ou necessidade. *In:* **Seminário de Petrofísica da Petrobras (SPP)**, Rio de Janeiro, Brazil, Ago 2023. Evento interno.

EMBRY, A. F.; KLOVAN, J. E. A late devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. **Canadian Petroleum Geology Bulletin**, Calgary, v. 19, n. 4, p. 730-781, 1971.

FALCAO, F. O. L.; CHAVES, R. A. P. Buzios Field: Characteristics and Geomechanical Challenges of the Giant Carbonate Offshore Field. *In:* **57th U.S. Rock Mechanics/Geomechanics Symposium**, Atlanta, Georgia, USA, Jun 2023.

FAVORETO, J.; VALLE, B.; BORGHI, L.; DAL' BÓ, P. F.; MENDES, M.; ARENA, M.; SANTOS, J.; SANTOS, H.; RIBEIRO, C., COELHO, P. Depositional controls on lacustrine coquinas from an early cretaceous rift lake: Morro do Chaves formation, northeast Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 124, 104852, Feb. 2021.

FERREIRA, D.J.A. (a); DIAS, R.M.; LUPINACCI, W.M. Seismic pattern classification integrated with permeability-porosity evaluation for reservoir characterization of presalt carbonates in the Buzios Field, Brazil. **Journal of Petroleum Science and Engineering**, v.201, 12p., 2021.

FERREIRA, D.J.A. (b); DUTRA, H.P.L.; CASTRO, T.M.C.; LUPINACCI, W.M. Geological Process Modeling and Geostatistics for Facies

Reconstruction of Presalt Carbonates. **Petroleum Geology**, v.124, Feb. 2021.

FERREIRA, D. J. A. (c); OLIVEIRA, G. M. B.; CASTRO, T. M.; DIAS, R. M.; LUPINACCI W. M. Geostatistics assisted by machine learning for reservoir property modeling: A case study in presalt carbonates of Buzios Field, Brazil. **The Leading Edge**, Special Section: Latin America, 14 p., 2021.

FIGUEIREDO, M.P.; MORSCHBACHER, M.J.; VASQUEZ, G.F.; JUSTEN, J.C.R.; MARIA, A.L.M.; FALCAO, F.O.L. Validação da compressibilidade de poros do modelo geomecânico de Búzios utilizando resultados de ensaios de caracterização poroelástica. *In:* **I Encontro Técnico de Geohazards, Geologia Estrutural e Geomecânica (ET3G)**, Rio de Janeiro, Brazil, Jun 2023. Evento interno.

FIGUEIREDO, S. A. S. T. **Análise geométrica e arquitetural em afloramento de coquinas da formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas**. 2018. 151 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2018.

FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin: Hemphill's, 1968. 182 p.

FRANTZ, C. M.; PETRYSHYN, V. A.; MARENCO, P. J.; TRIPATI, A.; BERELSON, W. M.; CORSETTI, F. A. Dramatic local environmental change during the early eocene climatic optimum detected using high resolution chemical analyses of Green River formation stromatolites. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 405, July 2014.

GARCIA, G. G; GARCIA, A. J. V; HENRIQUES, M. H. P.; MARQUES, R. M. M.; REIS, R.P. Taphofacies and Petrofacies Theoretical Marine Models Applied to Coquina of the Amaral Formation (Lusitanian Basin, Portugal). **Journal of Marine Science and Engeneering**, v.9, 1319, 26p. 2021.

GARCIA, G. G.; HENRIQUES, M. H. P.; GARCIA, A. J. V. Análise tafonômica das associações de coquinas da formação Morro do Chaves (Bacia Sergipe-Alagoas, NE Brasil) aplicada a avaliação de reservatórios. *In*: JORNADAS ASSOCIAÇÃO PORTUGUESA DE GEÓLOGOS, 6., 2016, Coimbra. **Livro de resumos** [...]. Lisboa: APG, 2016. p. 23-26.

GARCIA, G. G.; HENRIQUES, M. H. P.; GARCIA, A. J. V. DANTAS, M.V.S.D. 2020. **Petrofacies and taphofacies analyses of coquinas as a tool for the establishment of a stratigraphic evolution model of the Morro do Chaves Formation (Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil)**. Facies, 67:4, 1-19p.

GOMES, J. P.; BUNEVICH, R. B.; TEDESCHI, L. R.; TUCKER, M. E.; WHITAKER, F. F. Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha formation, Santos Basin, brazilian pre-salt. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v.113, Mar. 2020.

GOMES, M.A., BUKAHI, L.N., ASSIS, J.P.C, PIRES, P.R.M., VALE, P.A.N.S.O., SAMPAIO, T.P. e SANT'ANA T.C. Estudo de Caso - Controle de RGO da plataforma p-77 (Búzios módulo 4) através da conversão de injetores WAG e do uso da completação inteligente. *In:* **I Congresso Integrado de Reservas, Reservatórios e Elevação e Escoamento (CIRREE)**, Vitória, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

GOMES, M.A., BUKAHI, L.N., ASSIS, J.P.C, PIRES, P.R.M., VALE, P.A.N.S.O., SAMPAIO, T.P. e SANT'ANA T.C. Taming a Giant - Reservoir management Strategies to deal with the initial uncertainties in Búzios Field. *In:* **Offshore Technology Conference (OTC)**, Houston, USA, May 2024.

GOMES, P. O.; PARRY, J., MARTINS, W. The Outer High of the Santos Basin, southern São Paulo Plateau, Brazil: Tectonic setting, relation to volcanic events and some comments on hydrocarbon potential. *In*: **AAPG Search and Discovery Article**, p. 1–5, 2002.

GOMES, P. O.; KILSDONK B.; MINKEN, J; GROW T.; BARRAGAN, R. The Outer High of the Santos Basin, Southern Sao Paulo Plateau, Brazil: Pre-Salt Exploration Outbreak, Paleogeographic Setting, and Evolution of the Syn-Rift Structures. *In*: **AAPG International Conference and Exhibition**, Search and Discovery Article, Cape Town, South Africa, Oct. 2008.

GOMES, P. O., KILSDONK B.; GROW, T; MINKEN, J.; BARRAGAN, R. Tectonic evolution of the Outer High of Santos Basin, southern Sao Paulo Plateau, Brazil, and implications for hydrocarbon exploration. *In*: D. Gao, ed., Tectonics and sedimentation: Implications for petroleum systems: AAPG Memoir 100, p. 125 – 142, 2012.

GORLA, F. F. L. (a); CARDOSO, G. L.; CARNEIRO, C. C.; HENRIQUE, A.; PENTEADO, H. L. B. Classificação sísmica multi-atributos na Formação Barra Velha do Campo de Búzios a partir de algoritmos de aprendizado não-supervisionado. *In:* **9° Simpósio de Quantificação em Geociências**, Campinas, Brazil, 2022.

GORLA, F. F. L. (b); NOGUEIRA, J. D. L.; SANTOS, S. B.; FONTES, R. A.; SACORAGUE, L. A.; HENRIQUE, A.; PENTEADO, H. L. B.; CARNEIRO, C. C. Análise de agrupamentos como ferramenta para compartimentação de tipos de águas de formação no Campo de Búzios. *In:* **9° Simpósio de Quantificação em Geociências**, Campinas, São Paulo, Brazil, 2022.

GORLA, F. F. L. (a); NOGUEIRA, J. D. L.; SANTOS, S. B.; CARNEIRO, C. C. Cluster analysis as a tool for compartmentalization of formation water types in the Santos Basin. *In:* **Goldschmidt**, Lyon, France, 2023.

GORLA, F. F. L. (b); NOGUEIRA, J. D. L.; SANTOS, S. B.; CARNEIRO, C. C. Modelagem hidrogeoquímica aplicada à recomposição original de águas de formação em condições de reservatório no pré-sal (Bacia de Santos). *In:* **17° Simpósio de Geologia do Sudeste**, Rio de Janeiro, Brazil, 2023.

GUERRERO, J. C. **Depositional 3D model of Morro do Chaves Coquinas through a multiscale approach, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil**. 2022. 101f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brazil, 2022.

GUERRERO, J. C (a).; BIZOTTO, A. C.; MOLITERNO, A. M. C.; CORREA, C. R. A.; SALES, C. R. S; ROISENBERG, C.; OLIVEIRA, D. L.; ARANHA, D. V.; OLIVEIRA, E. R.; SILVA, E. B.; ALMEIDA, F. O. A.; LIMA, F. P.; QUADROS, F. B.; OLIVITO, J. P. R.; SANGLARD, J. C. D.; QUEIROZ, L. E. S.; FREITAS, L. C. S.; CARVALHO, E. K.; LYKAWKA, R.; MIZUNO, T. A. Coquinas de Búzios: Integração conceitual e metodológica para a construção do modelo geológico 3D de fácies.

In: **I° Congresso Petrobras de Geociências e Geoengenharia**, Rio de Janeiro, Brazil, Nov 2019. Evento interno.

GUERRERO, J. C. (b); MOLITERNO, A. M. C.; SALES, C. R.; OLIVEIRA, D. L.; ARANHA, D. V.; SILVA, E. B.; LIMA, F. P.; FREITAS, L. C. S.; QUEIROZ, L. E. S.; CAMPOS, M. T. R.; CARVALHO, R. K.C.; ROISENBERG, C.; ALMEIDA, F. O.; QUADROS, F. B. Montanha de Dados do Gigante Búzios: Estratégia de Aquisição e Incorporação. *In:* **I° Congresso Petrobras de Geociências e Geoengenharia**, Rio de Janeiro, Brazil, Nov 2019. Evento interno.

GUERRERO, J. C.; MOLITERNO, A. M. C.; ROISENBERG, C.; OLIVEIRA, D. L.; ARANHA, D. V.; SILVA, E. B.; ALMEIDA, F. O.; LIMA, F. P.; FREITAS, L. C. S.; QUEIROZ, L. E. S.; CAMPOS, M. T. R.; CARVALHO, R. K.C. A Montanha de Dados do Gigante Búzios: Aquisição e Incorporação dos Dados. *In:* **Seminário de Geologia de Reservatórios**, Rio de Janeiro, Brazil, 2020. Evento interno.

HIDALGO, D.; SILVA, V. C.; ARAUJO, C. H. V.; SANGRAMAN, A. P.; KAYO, M.V.M.; RODRIGUES, L. A.; SAMPAIO, T. P.; REGO, J. R. S.; MELO, P. A. L. S.; NAVEIRA, V. P.; FERNANDES, R. O. P.; TERRA, L. S.; LIMA, D. L. Búzios full-field: Vanguarda na otimização de desenvolvimento multi-módulo. *In:* **I° Congresso Integrado de Reservas e Reservatórios Elevação e Escoamento**, Espírito Santo, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

HERLINGER, R. J.; ZAMBONATO, E. E.; DE ROS, L. F. Influence of diagenesis on the quality on the quality of lower cretaceous pre-salt lacustrine carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brasil. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 87, n. 12, p. 1285-1313, Dec. 2017.

JAHNERT, R.; PAULA, O.; COLLINS, L., STROBACH, E., PEVSNER, R. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: architeture of a holocene reservoir analog. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 281, p. 59-74, Dec. 2012.

KIDWELL, S. M; FÜRSICH, F. T.; AIGNER, T. Conceptual framework for analysis of fossil concentrations. **Palaios**, Tulsa, v. 1, p. 228-238, 1986.

KIM, Y. S.; SANDERSON, D. J. The relationship between displacement and length of faults: a review. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 68, p. 317-334, 2005.

LARSEN, G.; CHILINGAR, G. V. (ed.). **Diagenesis of sediments and sedimentary rocks**. Amsterdam: Elsevier. 579 p. (Developments in Sedimentology, 25A), 1979.

LEBRE, M.B.S. **Comparação de metodologias para estimativa de propriedades de reservatório aplicadas nos carbonatos do Prá-Sal do campo de Búzios, Bacia de Santos**. 2019. 106 f. Graduação em Geofísica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de janeiro, 2019.

LEITE, C. O. N.; SILVA, C. M. A; DE ROS, L. F. Depositional and diagenetic process in the pre-salt rift section of a Santos Basin area, SE Brazil. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 90, n. 6, p. 584-608, June 2020.

LIECHOSCKI DE PAULA FARIA, D. L. P.; REIS, A. T.; SOUZA JUNIOR, O. G. Three-dimensional stratigraphic-sedimentological forward modelling of an Aptian carbonate reservoir deposited during the sag stage in the Santos basin, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 88, p. 676-695, Dec. 2017.

LIMA, B.E.M. **Impacto da alteração hidrotermal na qualidade dos reservatórios carbonáticos do Pré-Sal no Norte da Bacia de Campos**. Goiânia / Kelps, 2020, 264p.

LIMA, B. E.; DE ROS L. F. Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian pre-salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 383, p. 55-81, Apr. 2019.

LIMA, F. P.; CARVALHO, R. K.C.; CHANG, P.L.K.C.; SANGREMAN, A. P.; MOLITERNO, A. M. C.; CAMPOS, M. T. R. Construção do modelo de fraturas em Búzios e análises pós-ajuste de testes de formação. *In:* **I° Congresso Petrobras de Geociências e Geoengenharia**, Rio de Janeiro, Brazil, Nov 2019. Evento interno.

MAIER, E., FLEMING, F.P., FERREIRA, F.R.M., GUIMARÃES, F.R., AGUIAR, F.C., TERRA G.S., ASSIS, J.P.C, FILHO, J.S.B, ALENCAR, L.S., CARBONE, L.C., GUEDES, L., BUKAHI, L.N., LIMA, L.A.S., NOGUEIRA, M.C., GOMES, M.A., VALE, P.A.N.S.O., SILVA, R.M.P.S., OKA, S.K., COSTA, T.M.R.C. Completação inteligente em Búzios - Experiência com ganhos comprovados dentro de um cenário extremamente desafiador. *In:* **I Congresso Integrado de Reservas, Reservatórios e Elevação e Escoamento (CIRREE)**, Vitória, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

MADRUCCI, V. (coord). **Tectonossedimentação, mapeamento regional integrado e controles na distribuição e qualidade dos reservatórios dos Andares Jiquiá e Alagoas – Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2017. 534 p. Relatório interno.

MAGALHÃES, A. J. C.; RAJA GABAGLIA, G. P.; FRAGOSO, D. G. C.; FREIRE, E. B.; LYKAWKA, R.; ARREGUI, C. D.; SILVEIRA, M. M. L.; CARPIO, K. M. T.; DE GASPERI, A.; PEDRINHA, S.; ARTAGÃO, V. M.; TERRA, G. J. S.; BUNEVICH, R. B.; ROEMERS-OLIVEIRA, E.; GOMES, J. P.; HERNÁNDEZ, R. M.; BRUHN, C. H. L. High-resolution sequence stratigraphy applied to reservoir zonation and characterisation, and its impact on production performance – shallow marine, fluvial downstream, and lacustrine carbonate settings. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 210, 103325, Dec. 2020.

MAGNAVITA, L. P.; DEHLER, N. M.; GOMES, L. C.; SANT'ANA, M. V.; SOUZA, A. E. C. M.; MENEZES, J. R.; SZATMARI, P.; ARAÚJO, A. D.; PAULO, A. S.; VESELY, F. F.; OLIVEIRA, J. A. B.; NOVAIS, L. C. C.; MARTINS, L. M. R. **Arcabouço tectônico e cinemática do pré-sal do sudeste brasileiro**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2010. 161 p. Relatório interno.

MARIA, A.L.M.; FALCAO, F.O.L.; VASQUEZ, G.F.; JUSTEN, J.C.R.; MORSCHBACEHER, J.J.; FIGUEIREDO, M.P. Nova Metodologia de Estimativa de Coeficiente de Biot: Uma Aplicação Petrossísmica para Búzios. *In:* **I Encontro**

Técnico de Geohazards, Geologia Estrutural e Geomecânica (ET3G), Rio de Janeiro, Brazil, Jun 2023. Evento interno.

MATOS, T. F.; SANTOS, B. C. C.; RAMOS, E. R. F.; GUERRERO, J. C. PetrografIA: Inteligência artificial na identificação de litologias - Exemplo do Campo de Búzios. *In:* **I° Congresso Integrado de Reservas e Reservatórios Elevação e Escoamento**, Espírito Santo, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

MATTOS, T. R.; PEDRINHA, S. Workflow da Modelagem de Reservatório Integrada para o Campo de Búzios. *In:* **Seminário de Geologia de Reservatórios**, Rio de Janeiro, Brazil, 2022. Evento interno.

MELLO, V. L.; LUPINACCI, W. M. Mineralogy based classification of carbonate rocks using elastic parameters: A case study from Buzios Field. **Journal of Petroleum Science and Engineering**, v. 209, 14 p., 2022.

MELO, P. A. L. S.; HIDALGO, D.; NATORI, H. O. H. N.; CAMIZA, D.D.; GOMES, D. M.; SILVA, M. I. O.; VIEIRA, R.A.M. Avaliação do impacto da aplicação do método WAG e da modelagem da histerese de permeabilidade relativa no Campo de Búzios. *In:* **I° Congresso Integrado de Reservas e Reservatórios Elevação e Escoamento**, Espírito Santo, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

MENEZES, C. P.; BEZERRA, F. H. R.; BALSAMO, F.; MOZAFARI, M.; VIEIRA, M. M.; SRIVASTAVA, N. K.; CASTRO, D. L. C. Hydrothermal silicification along faults affecting carbonate-sandstone units and its impact on reservoir quality, Potiguar Basin, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v.110, p. 198-217, Dec. 2019.

MENEZES DE JESUS, C..; COMPAN, A. L. M.; SURMAS, R. Permeability estimation using ultrasonic borehole image logs in dual-porosity carbonate reservoirs. **Petrophysics**, Houston, v. 57, n. 6, p. 620-637, Dec. 2016.

MEYERS, W. J. Paleokarstic features in Mississippian Limestones, New Mexico. In: JAMES, N. P.; CHOQUETTE, P. W. (ed.). **Paleokarst**. New York: Springer, 1988. p. 306-328.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 265-287, 2007.

MILANI, E. J; SZATMARI, P.; CUPERTINO, J.A. Basement control on structural styles and sediment pathways of Southeast Brazil Atlantic margin basins (Brazil deep seds – deep-water sedimentation in the southeast brazilian margin project). *In*: AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 2005, Paris, France. **Proceedings** [...]. Paris, France: AAPG, 2005.

MIZUNO, T. A.; MIZUSAKIA, A. M. P.; LYKAWKA, R. Facies and paleoenvironments of the Coqueiros formation (Lower Cretaceous, Campos Basin): a high frequency stratigraphic model to support pre-salt "coquinas" reservoir development in the Brazilian continental margin. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 88, p. 107-117, Dec. 2018.

MOCZYDLOWER, B.; SALOMÃO, M. C.; BRANCO, C. C.; ROMEU, R. K.; HOMEM, T. R.; FREITAS,

L. C.; LIMA, H. A. Development of the brazilian pre-salt fields: when to pay for information and when to pay for flexibility. *In*: SOCIETY OF PETROLEUM ENGINEERS LATIN AMERICA AND CARIBBEAN PETROLEUM ENGINEERING CONFERENCE, 2012, Mexico. [**Proceedings**]. Richardson: Society of Petroleum Engineers, 2012.

MOLITERNO, A. M. C. O rombo graben que se tornou um campo de petróleo. interpretação estrutural do campo de Búzios, cessão onerosa de Franco, Bacia de Santos. *In*: SEMINÁRIO DE TECTÔNICA, GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOMECÂNICA, 2., 2014, Rio de Janeiro. [**Caderno de resumos do**] **II Seminário de Tectônica, Geologia Estrutural e Geomecânica**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2014.

MOLITERNO, A. M. C; CAMPOS, M. T. R.; SILVA, E. B; QUEIROZ, L. E. S. **Campo de Búzios**: evolução do conhecimento pari passu com o aperfeiçoamento dos dados sísmicos. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2020. 13 p. (Informe Geofísico, 190).

MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531-549, 2007.

MULDER, T.; ALEXANDER, J. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. **Sedimentology**, v.48, p. 269-299, 2001.

MUNIZ, M. C. **Tectono-stratigraphic evolution of the Barremian-Aptian Continental Rift Carbonates in southern Campos Basin, Brazil**. 2013. 324 f. Tese (Pós-Doutorado) – Earth Science Department, Royal Holloway University of London, Londres, 2013.

MUNIZ, M. C.; Bosence, D. Lacustrine carbonate platforms: Facies, cycles, and tectonosedimentary models for the presalt Lagoa Feia Group (Lower Cretaceous), Campos Basin, Brazil. **AAPG Bulletin**, v.102, 2569-2597p. 2018.

NICOLAIDIS, T. R.; NATORI, H. O. H. N.; LIMA, I. N. R.C.; MARTINS, P. H. A. Modelagem e Aplicação do Sistema de Separação Submarino HiSep® no Campo de Búzios. *In:* **I° Congresso Integrado de Reservas e Reservatórios Elevação e Escoamento**, Espírito Santo, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

OLIVEIRA, J. O. A. I.; TAVARES, P. L.; SILVA, V. C.; LIMA, I. N. R. C.; BRITTO, J. F. F. H.; HERNALSTEENS, T.; KHAN, M. Buzios: the largest ultra-deepwater oilfield to date. *In*: OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE, 2021, Houston. **Proceedings** [...]. Richardson: Offshore Technology Conference, 2021. OTC-31154-MS.

OLIVEIRA, L. C., RANCAN, C.C., SARTORATO, A. C. L.; FARIAS, F. A., PEREIRA, E. Drowning unconformities on presalt carbonate plataforms – Examples from the Itapema Formation (Lower Cretaceous, Santos Basin, offshore Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, vol. 577, 20p, 2021.

OLIVEIRA, M.P.(a); RODRIGUES, B.F.T.; FALCAO, F.O.L.; PEREIRA, L.C.; NUNES, J.P.P.; BASTOS, M.X. Análise do contexto Geomecânico/estrutural da região de implantação do projeto de monitoramento do fundo marinho de Búzios.

In: **I Encontro Técnico de Geohazards, Geologia Estrutural e Geomecânica (ET3G)**, Rio de Janeiro, Brazil, Jun 2023. Evento interno.

OLIVEIRA, M.P.(b); RODRIGUES, B.F.T.; FALCAO, F.O.L. Investigação sísmica das ocorrências geomecânicas do pós-sal do campo de Búzios. *In:* **I Encontro Técnico de Geohazards, Geologia Estrutural e Geomecânica (ET3G)**, Rio de Janeiro, Brazil, Jun 2023. Evento interno.

OLIVEIRA, V. C. B.; SILVA, C. M. A.; BORGHI, L. F.; CARVALHO, I. S. Lacustrine coquinas and hybrid deposits from rift phase: pre-salt, lower Cretaceous, Campos Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 95, 102254, 2019.

OLIVEIRA, T. C.; GUERRERO, J. C.; ANTONIO, M. M.; DUTRA, H. P.; PEDRINHA, S.; SILVA, C. M. A.; OLIVEIRA, V. C. B.; LEITE, C. O. N.; ROCHA, N. P.; CACELA, A. S. M.; CRUZ, E. M. A. Modelagem de Processos da Formação Itapema do Campo de Búzios e suas implicações. *In:* **III SIMGEO - Simpósio de Geologia da Petrobras**, 2022. Evento interno.

OLIVITO, J. P. R.; SOUZA, F. J. Depositional model of early Cretaceous lacustrine carbonate reservoirs of the Coqueiros formation – Northern Campos Basin, southeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 111, p. 414-439, Jan. 2019.

PARIZEK-SILVA, Y. M. **Métodos avançados para caracterização de mineralogia, porosidade e de parâmetros petrofísicos em reservatórios carbonáticos**. 2019. 138 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

PEDRINHA, S.; LIMA, B. E. M.; GUERRERO, J. C.; LIECHOSCKI DE PAULA FARIA, D.; MATOS, T. R.; DIAS, F. W. C.; OLIVEIRA, T. C.; PARAIZO, P. L. B.; OLIVEIRA, D. L.; ROISENBERG, C.; CORREA, R. P.; PINTO, M. G. F. D. R. Campo de Búzios: O arcabouço estrutural-estratigráficos em alta resolução como suporte à caracterização de processos diagenéticos críticos e modelagem geológica. *In:* **I° Congresso Integrado de Reservas e Reservatórios Elevação e Escoamento**, Espírito Santo, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

PEDRINHA, S. P.; GUERRERO, J. C; OLIVEIRA, T. C.; SILVA, E. B; CAMPOS, M. T. R.; SILVA, V. G. M. R; MOLITERNO, A. M. C.; PARAIZO, P. L. B.; MATTOS, T. R. Caracterização e modelagem estrutural-estratigráfica 3D no campo de Búzios: uma visão aprimorada a partir do suporte da estratigrafia de alta resolução e novos dados sísmicos. *In:* **Seminário de Geologia de Reservatórios**, Rio de Janeiro, Brazil, 2022. Evento interno.

PIRES, P.R.M., SILVA, J.L., ENDRES, L., FURLANETTI, M.M., GRAMORELLI, F., SOUZA, F.C., ELERATI, L.E.M., NETTO, C.C., BARDUZZI, L. Traçadores – Gestão de dados e visualização avançada. *In:* I **Congresso Integrado de Reservas, Reservatórios e Elevação e Escoamento (CIRREE)**, Vitória, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

PLINT, A.G. Wave- and Storm-Dominated Shoreline and Shallow-Marine Systems. In:

DALRYMPLE R.; JAMES, N. (ed.). Facies models 4. Toronto: Geological Association of Canada, 2010. p. 541-575. (Geotext, 6)

POLCK, M. A. R.; GALLO, V.; FIGUEIREDO, F. J.; VIANA, S. M.; SANTOS, V. S. S.; QUEIROZ NETO, J. V.; JAHNERT, R. J. Ellimma longipectoralis sp. nov. (Teleostei: Clupeomorpha: Ellimmichthyiformes) from the Aptian of the Santos Basin, southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 98, 102318, Mar. 2020.

QUADROS, F. B. Q. **Modelagem geológica numérica do sistema cárstico do Lajedo Arapuá, formação Jandaíra, Bacia Potiguar**. 2018. 111 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

RENAULT, R. W.; GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H. Lakes. In: DALRYMPLE R.; JAMES, N. (ed.). **Facies models 4**. Toronto: Geological Association of Canada, 2010. p. 541-575. (Geotext, 6).

RODRIGUES, B. F. T. Integração Geohazards, Poços e Engenharia Submarina no Planejamento Otimizado das Trajetórias dos Poços no Campo de Búzios. In: I° Congresso Integrado de Reservas e Reservatórios Elevação e Escoamento, Espírito Santo, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

RODRIGUES, B.F.T. (a); CORDOVIL, A.G.P.; OLIVEIRA, M.P.; FALCAO, F.O.L. Otimizando o tempo: metodologia de criação de laudos de Geomecânica em Búzios. *In:* **I Encontro Técnico de Geohazards, Geologia Estrutural e Geomecânica (ET3G)**, Rio de Janeiro, Brazil, Jun 2023. Evento interno.

RODRIGUES, B. F. T. (b); OLIVEIRA, M. P. Geohazards no Campo de Búzios: aquisição de dados e o processo de otimização de trajetória de poços para redução de custo e risco. *In:* **I Encontro Técnico de Geohazards, Geologia Estrutural e Geomecânica (ET3G)**, Rio de Janeiro, Brazil, Jun 2023. Evento interno.

ROCHA, L.; FAVORETO J.; BORGHI, L. Coquinas da Formação Itapema, Campo de Mero (Pré-sal da Bacia de Santos): Análise de Microfácies e Paleoambiente Deposicional. **Anuário do Instituto de Geociências**, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 21p., 2021.

ROEMERS-OLIVEIRA, E.; BIZOTTO, A. C.; CORRÊA, C. R. A.; OLIVITO, J. P. R; GUERRERO, J. C.; SANGLARD, J. C.; LYKAWKA, R.; MIZUNO, T. A. **Modelagem geológica de coquinas**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2020. 307 p. Relatório interno.

RIDING, R. Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. **Geologia Croatica**, Zagreb, v. 61, n. 2-3, p. 73-103, Dec. 2008.

RIDING, R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. **Sedimentology**, Oxford, v. 47, n. 1, p. 179-214, Feb. 2000.

ROISENBERG, C.; MOLITERNO, A. M. C.; CARVALHO, A. M. A.; SALES, C. R.; OLIVEIRA, D. L.; ARANHA, D. V.; SILVA, E. B.; ALMEIDA, F. O.; LIMA, F. P.; QUADROS, F. B.; GUERRERO, J. C.;

FREITAS, L. C. S.; ERTHAL, M. M.; CAMPOS, M. T. R.; JUNIOR, O. G. S.; CARVALHO, R. K.C.; MATOS, T. F. Fluxo de trabalho integrado para a construção de um modelo diagenético 3D do campo de Búzios. *In:* **I° Congresso Petrobras de Geociências e Geoengenharia**, Rio de Janeiro, Brazil, Nov 2019. Evento interno.

SALOMÃO, M. C.; MARCON, D. R.; ROSA, M. B.; PESSOA, T. C. S.; PINTO, A. C. C. Broad strategy to face with complex reservoirs: expressive results of production in pre-salt area, offshore Brasil. *In*: OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE, 47., 2015, Houston. [**Proceedings of the**] **47th Offshore Technology Conference**. Richardson: Offshore Technology Conference, 2015. OTC-25712-MS.

SAMPAIO, T. P.; MELO, P. A. L. S.; OLIVEIRA, T. C.; CAMPOS, M. T. R.; RODRIGUES, B. F. T. Flexibilidades em projetos de dutos rígidos: O caso do Projeto Búzios 8 e os entraves à sua efetiva aplicação. *In:* **I° Congresso Integrado de Reservas e Reservatórios Elevação e Escoamento**, Espírito Santo, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

SANTOS, V. S. S.; SILVA, C. M. A.; LEITE, C. O. N.; OLIVEIRA, V. C. B.; FONTES, R. A.; FIUZA, R. V.; SILVA FILHO, R. P.; CUGLIERI, M. A.; MELLO JUNIOR, A. F.; SOUSA, A. J.; BRANDÃO, M. V.; GRILLO, J. L.; QUEIROZ NETO, J. V.; AMORA, R. P.; MENEZES, T. R.; SCHIMIDT, J. S.; BINOTTO, R.; SURMAS, R. **Projeto Jiquiá**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2015. 378 p. Relatório Interno.

SARTORATO, A. C. L. **Caracterização faciológica, estratigráfica e diagenética dos reservatórios carbonáticos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos**. 2018. 255 f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias, Tectônia, Petrologia e Recursos Minerais) – Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

SCHNITZLER, E.; GONÇALEZ, L. F.; ROMAN, R. S.; SILVA FILHO, D. A. S.; MARQUES, M.; ESQUASSANTE, R. C.; DENADAI, N. J.; SILVA, M. F.; GUTTERRES, F. R.; GOZZI, D. S. 100th intelligent completion installation: a milestone in brazilian pre-salt development. *In*: SOCIETY OF PETROLEUM ENGINEERS ANNUAL TECHNICAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 2019, Alberta. [**Proceedings**]. Richardson: Society of Petroleum Engineers, 2019.

SILVA, A.A.A. e CÔRTES V.H. Modelo Geológico Desvendado – O filtro de Kalman como ferramenta de análise detalhada do reservatório. In: I Congresso Integrado de Reservas, Reservatórios e Elevação e Escoamento (CIRREE), Vitória, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

SILVA, C.M.A; CACELA, A.S.M..; LEITE, C.O.N.; CRUZ, E.M.A.; ANTONIO, M.M.; ROCHA, N.P.; OLIVEIRA, V.C.B.; ROMEIRO, M.A.T.; SILVA, P.C.S.; FONSECA, L.G.; ARAUJO, M.N.C.; FALCÃO, T.C.; SOUSA, A.J.; Ng, C.; MENEZES, T.R. **Modelo tectono-sedimentar de Búzios.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. Relatório interno em elaboração.

SILVA, C. M. A.; CACELA, A. S. M.; LEITE, C. O. N.; CRUZ, E. M. A.; ANTONIO, M. M.; ROCHA, N. P.; OLIVEIRA, V. C. B.; SOUSA, A. J.; GUERRERO, J. C.; OLIVEIRA, T. C. Modelo deposicional revisto para o Jiquiá no Campo de Búzios e aplicação na modelagem de processos geológicos. *In:* **XII**

SINTEX – Seminário de Interpretação Exploratória da Petrobras, 2021. Evento interno.

SILVA, C. M. A.; CACELA, A. S. M.; LEITE, C. O. N.; CRUZ, E. M. A.; ANTONIO, M. M.; ROCHA, N. P.; OLIVEIRA, V. C. B.; SOUSA, A. J.; GUERRERO, J. C.; OLIVEIRA, T. C. Modelo estratigráfico-deposicional da Fm. Itapema no Campo de Búzios e aplicação na modelagem de processos geológicos. *In:* **Seminário de Geologia de Reservatórios**, Rio de Janeiro, Brazil, 2022. Evento interno.

SILVA, C. M. A. (a); CACELA, A. S. M.; LEITE, C. O. N.; ROCHA, N. P.; OLIVEIRA, V. C. B.; MENEZES, T. R.; Ng C.; ANJOS, C.W.D. Gênese e distribuição dos argilominerais magnesianos na BVE-200, Campo de Búzios. *In:* **II° Simpósio de Geologia**, Rio de Janeiro, Brazil, 2020. Evento interno.

SILVA, C. M. A. (b; CACELA, A. S. M.; LEITE, C. O. N.; ROCHA, N. P.; OLIVEIRA, V. C. B.; ROMEIRO, M. A. T.; SILVA, P.C.S.; Modelo estratigráfico-deposicional da Fm. Barra Velha no Campo de Búzios. *In:* **II° Simpósio de Geologia**, Rio de Janeiro, Brazil, 2020. Evento interno.

SILVA, C. M. A.; CACELA, A. S. M.; LEITE, C. O. N.; ROCHA, N. P.; OLIVEIRA, V. C. B.; ROMEIRO, M. A. T.; SILVA, P. C. S. Modelo deposicional da porção basal do Alagoas do Campo de Búzios. *In:* **I° Simpósio de Geologia**, Rio de Janeiro, Brazil, 2018. Evento interno.

SILVA, C. M. A.; SANTOS, V.S.S.; LEITE, C., O.; OLIVEIRA, V.C.B. Sedimentological and stratigraphic analysis of Pre-Salt coquina, Santos Basin, Brazil. *In:* **16th International Meeting of Carbonate Sedimentologists BATHURST MEETING**, Mallorca, 2019.

SILVA, F.A.M. Inibição Proativa - A iniciativa de BÚZIOS para a proteção antecipada contra a Incrustação na fase de produção. *In:* **I Congresso Integrado de Reservas, Reservatórios e Elevação e Escoamento (CIRREE)**, Vitória, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

SILVA, L.T. Impacto da transformação digital em Búzios na Interpretação integrada de dados de reservatórios e concepção de novos projetos. *In:* **I Congresso Integrado de Reservas, Reservatórios e Elevação e Escoamento (CIRREE)**, Vitória, Brazil, Nov 2023. Evento interno.

SZATMARI, P.; MILANI, E., LANA, M., CONCEIÇÃO, J., LOBO, A. How South Atlantic rifting affects brazilian oil reserves distribution. **Oil & Gas Journal**, Tulsa, v. 83, n. 2, p. 107-113, 1985.

SILVA, C. M. A.; CACELA, A. S. M.; LEITE, C. O. N.; ROCHA, N. P.; OLIVEIRA, V. C. B.; PEREIRA, A. J.; PASSOS, F. V. **Modelo deposicional e diagênese do Campo de Búzios**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEP. IRPS, 2020. 276 p. Relatório interno.

SILVA, V.; MOLITERNO, A.; ARAUJO, C. H.; PIMENTEL, F.; MELO, J. R.; FALCÃO, C.; PESSOA, T. Buzios drainage strategy: a combination of reservoir characterization, risks mitigation and unique contract features. *In*: Offshore Technology Conference, 2021, Houston. **Proceedings** [...]. Richardson: Offshore Technology Conference, 2021. OTC-31170-MS.

SOUTO, J. S. O. Caracterização do marco Lula. *In*: SIMPÓSIO DE SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA, 5., 2010, Aracaju. [**Resumos dos trabalhos apresentados**] Seminário de

Geologia de Reservatórios. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2010.

SOUSA, A. J.; GUERRERO, J.C. Registro de Variações Paleoambientais e Paleoclimáticas no Campo de Búzios, com base nas variações das associações de ostracodes. *In:* **XII SINTEX – Seminário de Interpretação Exploratória da Petrobras**, 2021. Evento interno.

SOUZA, V. H. P.; BEZERRA, F. H. R; VIEIRA, L. C; CAZARIN, C. L.; BROD, J. A. Hydrothermal silicification confined to stratigraphic layers: implications for carbonate reservoirs. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 124, 104818, Feb. 2021.

TANAKA, A. P. B.; BORGES, J. P. G.; MATOS, G. C.; CAMPOS, M. T. R.; CUNHA, B. M; SOUZA, R. B.; CALDEIRA, J. N. M.; OLIVEIRA, T. A. S.; MARÇON, D. R; LIMA, A. P. M. Fault-related fracture modeling in a pre-salt lacustrine carbonate reservoir from Santos Basin, offshore Brazil: Predicting preferential fluid flow paths using 3D geological and flow simulation models. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 135, 105392, Jan. 2022.

TANAKA, A. P. B.; FARIA, D. L. P.; GOMES, J. P. B.; SOUZA JUNIOR, O. G. Geological characterization and modeling of an Aptian carbonate reservoir in the Santos Basin, Brazil. *In*: AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2018, Salt Lake City, Utah. **Proceedings** [...]. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2018.

TAVARES, A. C.; BORGHI, L.; CORBETT, P.; NOBRE-LOPES, J.; CÂMARA, R. Facies and depositional environments for the coquinas of the Morro do Chaves Formation, Sergipe-Alagoas Basin, defined by taphonomic and compositional criteria. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 45, n. 3, p. 415-429, Sept. 2015.

TAVARES DOS SANTOS, P., GORDON, A. C. Búzios Field: Geological setting of the largest pre-salt field, Santos Basin, Brazil, *in* Marcio R. Mello, Pinar O. Yilmaz, and Barry J Katz, eds., **The supergiant Lower Cretaceous pre-salt petroleum systems of the Santos Basin, Brazil**: AAPG Memoir 124, p. 375–394, 2021.

TEIXEIRA, B. F. L. **Coquinas da formação Morro do Chaves (Cretáceo inferior), seção Rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas**. 2012. 107 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

TEIXEIRA, L.; CAMPOS, M. T. R.; GUERRERO, J. C.; SILVA, V. G. M. R.; COSTA, M. M. M.; BRAZIL, F. A. F.; ABREU, C. E. B. S. Rock-physics-assisted interpretation of elastic property of the geological environments in the Búzios field, Brazilian pre-salt. *In:* **18th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & Expogef**, Rio de Janeiro, Brazil, 7p., Oct 2023.

TERRA, G. J. S.; SPADINI, A. R.; FRANÇA, A. B.; SOMBRA, C. L.; ZAMBONATO, E. E.; JUSCHAKS, L. C. S.; ARIENTI, L. M.; ERTHAL, M. M.; BLAUTH, M.; FRANCO, M. P.; MATSUDA, N. S.; SILVA, N. G. C.; MORETTI JUNIOR, P. A.; D'ÁVILA, R. S. F.; SOUZA, R. S.; TONIETTO, S. N.; ANJOS, S. M. C.; CAMPINHO, V. S.; WINTER, W. R. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 1, p. 9-29, 2010.

THIERS, R.V; CRUZ, J.M.V. **Uma introdução ao estudo de simulação numérica como instrumento de gerenciamento de reservatórios**. Engenharia de Petróleo da Escola Politécnica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 187p., Mar 2018.

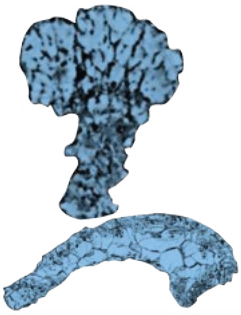
TORABI, A.; BERG, S. S. Scaling of fault attributes: a review. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 28, n. 8, p. 1444–1460, Aug. 2011.

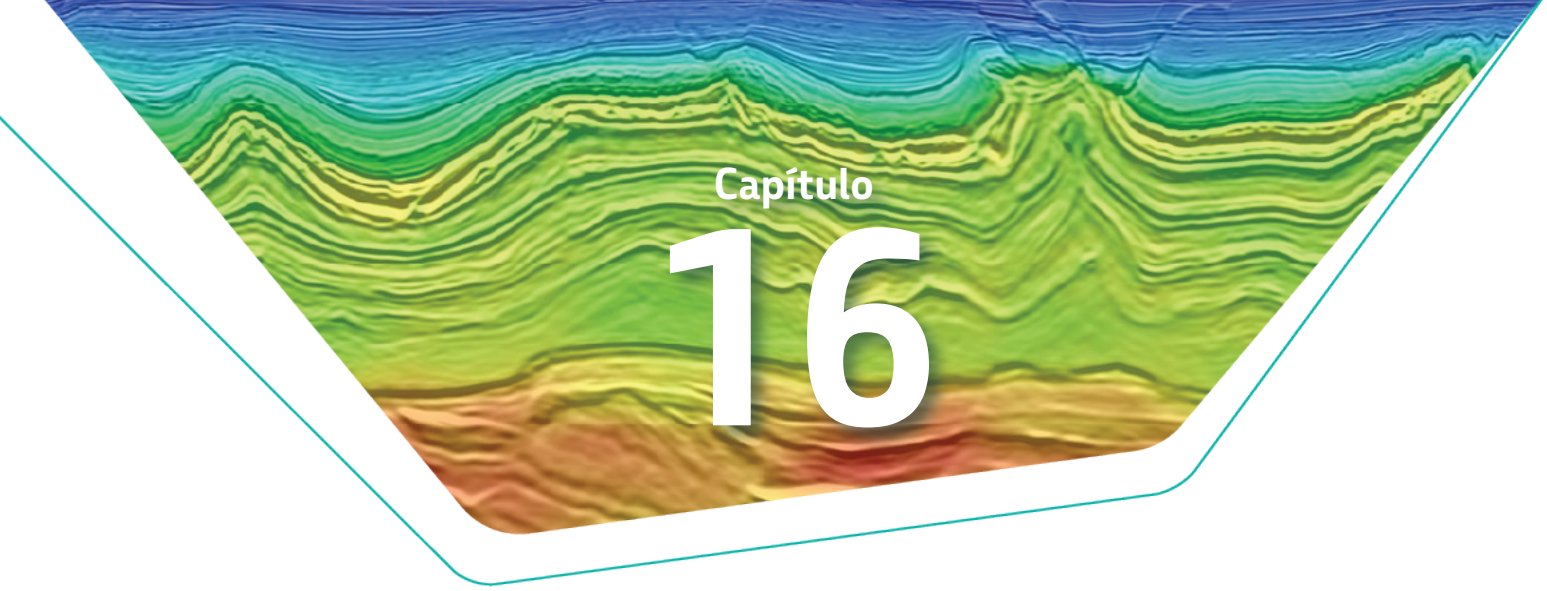
VIEIRA, R. A. M.; CARDOSO, M. A.; PIZARRO, J. O. S. An integrated WAG characterization study for an offshore oilfield. *In*: OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE BRASIL, 5., 2019, Rio de Janeiro. **Conference papers** [...]. Richardson: Offshore Technology Conference, 2019. OTC-29766-MS.

WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates. *In*: BOSENCE, D. W. J.; GIBBONS, K. A.; LE HERON, D. P.; MORGAN, W. A.; PRITCHARD, T; VINING, B. A. (ed.) **Microbial carbonates in space and time**: implications for global exploration and production. London: Geological Society, 2015. p. 209-219. (Special publication, 418).

YAMATO A. A.; RODRIGUES, L. F. Compartimentação tectono-sedimentar da porção centro-norte da Bacia de Santos: implicações nas acumulações do pré-sal. *In*: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 9., 2013, Vitória. **Seminário de Interpretação Exploratória**: pensando os próximos 60 anos: resumos. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P. EXP. IABCS, 2013. 31 p.

ZANATTA, A. S. **Correlações para estimativa de espessura de zona de dano em falhas geológicas utilizando modelagem numérica: caso de estudo em carbonatos Pré-Sal da Bacia de Santos**. 2023. 125 f. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2023.





Capítulo

16

Os desafios tecnológicos e os sistemas de produção do Pré-sal

AUTORES

Cristiano Leite Sombra[2] (*csombra@id.uff.br*), Raphael Augusto Mello Vieira[1], Wilson Mantovani Grava[1], Celso César Moreira Branco[2], Marcelo Curzio Salomão[1], Antonio Carlos Vieira Martins Lage[2], Clemente José de Castro Gonçalves[2], Guilherme Siqueira Vanni[1], Alexandre Zacarias Ignácio Pereira[1], Manoel Feliciano da Silva Junior[1], Jorge Oscar de Sant'Anna Pizarro[2], Aline Machado de Azevedo Novaes[1], Rafaella Magliano Balbi de Faria[1], Francisca Ferreira do Rosário[2], Rosane Alves Fontes[1], George Carneiro Campello[1], Marco Antônio Cardoso[1], Erick Slis Raggio Santos[1].

[1] Petrobras

[2] Petrobras aposentado

Palavras-chave: Bacias de Santos e Campos, Construção de Poços, Tecnologias de Reservatórios, Gerenciamento de CO_2, *Layout* Submarino.

RESUMO

Desde a sua descoberta em 2006 e início de explotação, em 2008 na Bacia de Campos e 2009 na Bacia de Santos, foi impressionante e rápida a evolução da produção de petróleo no Pré-sal. A marca de um milhão de barris por dia foi alcançada em 2016 com apenas 52 poços e, neste mesmo ano, foi atingida a produção acumulada de um bilhão de barris, dez anos depois da primeira descoberta e oito anos depois de iniciada a produção. Em 2022, a produção diária do Pré-sal já representa mais de 70% de toda a produção brasileira. Esse resultado foi decorrente da descoberta de reservatórios excepcionais, mas também de um grande esforço empresarial e

de desenvolvimento tecnológico da Petrobras e seus parceiros. Houve contribuições expressivas de instituições de pesquisa brasileiras e estrangeiras, da academia, de fornecedores, além da adoção de um modelo de desenvolvimento tecnológico matricial e aberto, com forte apoio gerencial. A experiência prévia da Petrobras no ambiente de águas profundas (até 1.500 metros) e ultraprofundas (além de 1.500 metros) na Bacia de Campos foi muito importante para a descoberta e o desenvolvimento da produção no Pré-sal. No entanto, o novo cenário apresentava distintos e maiores desafios, tais como: construção de poços muito profundos, caros e em ambiente de alta pressão; reservatórios carbonáticos sem análogos no mundo neste cenário e com dificuldades quanto ao imageamento sísmico; necessidade de processamento de altos teores de gás em unidades de produção *offshore*; gerenciamento de contaminantes nos fluidos produzidos; rochas mais reativas com os fluidos injetados; condições de mar e de logística mais adversas que as da Bacia de Campos. Neste capítulo serão descritos os principais desafios tecnológicos, as estratégias e algumas das soluções tecnológicas que foram disponibilizadas para fazer face a tais desafios.

1. INTRODUÇÃO

Os projetos de desenvolvimento da produção do Pré-sal utilizam a completação molhada (árvore de natal posicionada no fundo do mar), FPSOs (*Floating Production, Storage and Offloading* - unidades de produção flutuantes com capacidade de armazenar e transferir petróleo) e poços preferencialmente verticais, alguns desviados (Figura 1.1).

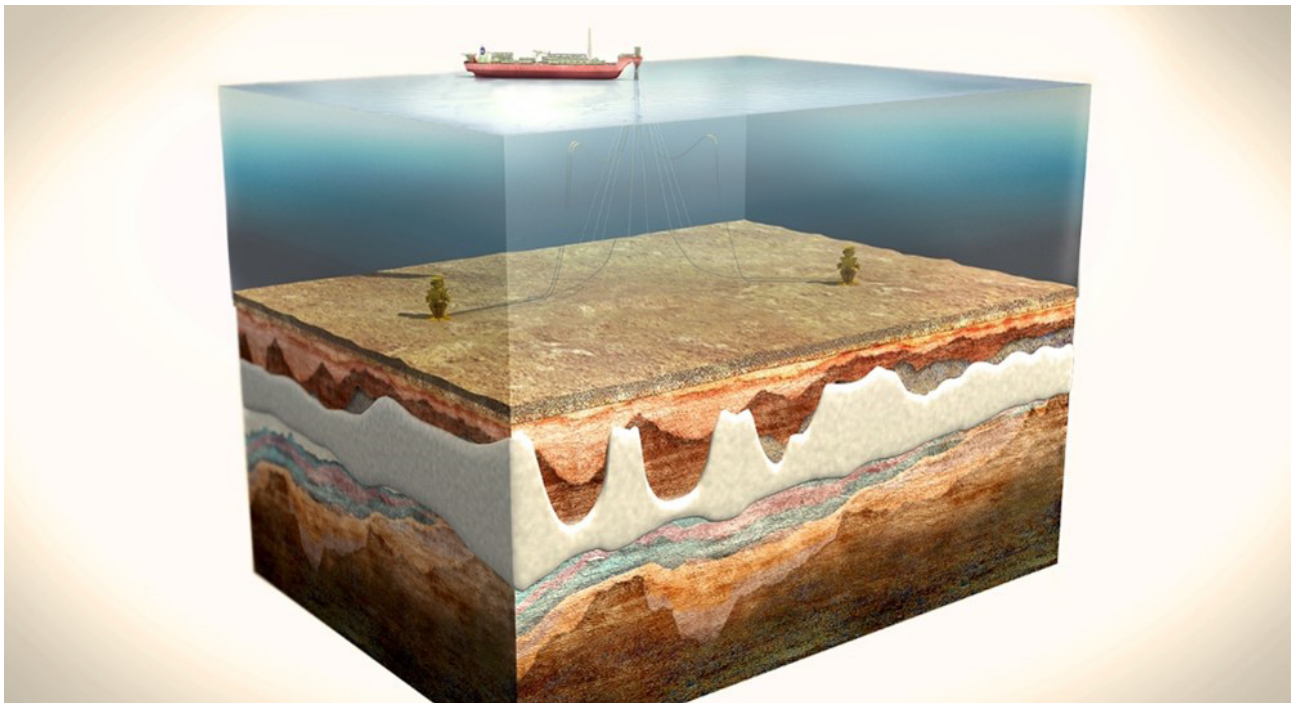


Figura 1.1 Desenho esquemático exemplificando uma unidade de produção do Pré-sal, incluindo FPSO, arranjo submarino e subsuperfície.

Nos anos 1970-90, a Petrobras fez da Bacia de Campos um laboratório em escala real com objetivo de desenvolver e testar tecnologias para produzir em águas cada vez mais profundas. Além disso, passou a utilizar amplamente as unidades de produção flutuantes (Assayag *et al.*, 1997) ou FPSOs, liderando o desenvolvimento desta tecnologia. Esse esforço, conduzido pelo programa tecnológico PROCAP (Programa de Capacitação Tecnológica em Sistemas de Explotação para Águas Profundas) e seus sucessores PROCAP 2000, PROCAP 3000 e PROCAP Visão Futura, levou a Petrobras a ser premiada internacionalmente duas vezes na OTC (*Offshore Technology Conference*) com o *"Distinguished Achievement Awards for Companies, Organizations, and Institutions"*, em Houston (Petrobras, 1992, 1º Prêmio; Petrobras, 2001, 2º Prêmio).

A primeira descoberta comercial do Pré-sal da Bacia de Santos ocorreu na área exploratória de Tupi, em 2006, em lâmina d'água de 2.126m (poço 1-RJS-628A). Contudo, em 1999 no Campo de Roncador, Bacia de Campos, já havia produção em lâmina d'água de 1.853 m no

poço 1-RJS-436A, até então recorde mundial, já próxima da posteriormente verificada na descoberta de Tupi. A profundidade do leito marinho não seria, portanto, o maior desafio tecnológico para produzir petróleo no Pré-sal da Bacia de Santos. Outros desafios foram elencados como mais impactantes (Beltrão *et al.*, 2009; Fraga *et al.*, 2014): (a) tecnologias de construção de poços para atravessar grandes espessuras de sal, manter a integridade dos poços frente às camadas de sal, perfurar rochas carbonáticas muito duras em profundidades muitas vezes superiores a 5.000 m e reduzir os altos investimentos para construir estes poços. As tecnologias de poços para aumentar a produtividade e a recuperação de petróleo são também maneiras de antecipar e otimizar receitas, além de reduzir investimentos; (b) tecnologias de reservatórios para melhorar o imageamento sísmico, construir bons modelos geológicos, petrofísicos e de fluxo, reduzindo as incertezas nas previsões das curvas de produção e otimizando a recuperação de petróleo; (c) materiais adequados para a produção na presença de contaminantes, como CO_2 (gás carbônico) e H_2S (gás sulfídrico); (d) premissas ambientais de não emissão e reinjeção do CO_2 produzido, relacionadas ao gerenciamento do gás carbônico presente em teores moderados a elevados em algumas acumulações do Pré-sal; (e) complexidades nas plantas de processamento dos FPSOs devido à elevada RGO (razão gás/óleo) e à presença de contaminantes (principalmente CO_2) no petróleo do Pré-sal, ocupando grande espaço para tratar o gás sobre os navios; (f) condições oceânicas mais rigorosas na Bacia de Santos do que na Bacia de Campos, demandando reforços nas concepções de ancoragem dos FPSO's e ajustes no *layout* submarino.

Em 2007, a Petrobras aprovou a criação do Programa Tecnológico para o Desenvolvimento da Produção do Pré-sal (PROSAL), para coordenar as atividades de Pesquisa e Desenvolvimento (P&D) voltadas para os desafios de Engenharia de Poços, Reservas e Reservatórios e de Garantia de Escoamento, com foco principal na Bacia de Santos, além da Bacia de Campos – que perdurou até 2020. Em 2009, criou outro programa tecnológico, o PRO-CO_2, dedicado ao P&D com foco no gerenciamento do CO_2 na Bacia de Santos.

Após as descobertas iniciais na Bacia de Santos, a Petrobras conduziu o "Projeto Varredura", um programa exploratório focado no Pré-sal da Bacia de Campos. A ideia era perfurar diversos poços mais profundos próximos às plataformas que já produziam petróleo nos reservatórios turbidíticos mais rasos do pós-sal, buscando atingir objetivos do Pré-sal. Eles poderiam ser interligados às plataformas e colocados em produção rapidamente, já que a infraestrutura de produção já estava instalada. Assim, o "marco zero" da produção de petróleo no Pré-sal foi em 2008 na Bacia de Campos, no Parque das Baleias, litoral do Estado do Espírito Santo, quando o poço ESS-103A foi interligado à plataforma P-34. Portanto, antes do primeiro óleo no teste de longa duração de Tupi (2009) ou do início oficial do Piloto de Tupi (2011).

Neste capítulo são abordadas estratégias de reservatórios para os projetos do Pré-sal

e desenvolvimentos tecnológicos em engenharia de poços, engenharia de reservatórios com foco em recuperação avançada de petróleo (EOR - *Enhanced Oil Recovery*), gerenciamento do CO_2, interações rocha-fluidos, sistemas submarinos e garantia de escoamento visando ao controle de incrustações salinas. Para evitar redundância com outros capítulos, não serão abordadas algumas tecnologias de grande importância para a produção no Pré-sal, como as tecnologias geofísicas abordadas nos capítulos 4 e 12 (Histórico da evolução geofísica e Geofísica de reservatórios no Pré-sal brasileiro), modelagem geológica (capítulos 13, 14 e 15, respectivamente O Campo de Tupi, O Campo de Mero e O campo de Búzios) e petrofísica (capítulo 11, Petrofísica e avaliação de formações nas descobertas do Pré-sal) - em especial ressonância magnética nuclear.

2. ESTRATÉGIAS E PREMISSAS PARA REDUZIR RISCOS DE PROJETO ASSOCIADOS AO RESERVATÓRIO

As rochas-reservatório carbonáticas do Pré-sal apresentam heterogeneidades significativas. Estas são geradas por processos geológicos estruturais, estratigráficos ou diagenéticos que afetam a eficácia dos mecanismos de varredura e deslocamento, como a injeção de água e de gás, podendo reduzir a recuperação de óleo caso não sejam adequadamente abordadas. As propriedades dos hidrocarbonetos variam entre campos, por vezes dentro do mesmo campo, mas a maioria das jazidas apresenta óleo leve em torno de 30^0 API, viscosidade perto de 1cp e razão gás-óleo (RGO) entre 100 e 400 m^3/m^3. A presença de CO_2 dissolvido no fluido é comum, com maiores teores na Bacia de Santos do que na de Campos, e em alguns casos particulares com ocorrência de H_2S. A incidência de contaminantes obriga a utilização de materiais nobres e proteção contra corrosão em partes dos sistemas de produção – tubulações "molhadas" dos poços, sistemas submarinos e instalações de superfície. Os consórcios operados pela Petrobras no Pré-sal optaram por não emitir CO_2 não antropogênico para a atmosfera, instalando sistemas de separação de contaminantes, purificando a corrente de gás de exportação e reinjetando o CO_2 de volta ao reservatório. Além dos benefícios ambientais, esta reinjeção melhora o fator de recuperação. Os altos valores de RGO propiciam ganho econômico pelo gás hidrocarboneto (HC) produzido, mas ampliam a demanda de compressão e a complexidade da planta de processo no FPSO (peso, espaço na plataforma e geração de energia), o que limitou a produção de petróleo nas primeiras unidades a um valor próximo a 150 mil barris por dia por unidade de produção.

Considerando a complexidade e os enormes investimentos requeridos pelos projetos de desenvolvimento da produção do Pré-sal, a Petrobras e as empresas parceiras decidiram coletar dados de forma intensiva no início. Quanto aos sistemas de produção, foi previsto usar em uma primeira fase os mais convencionais (Fase 1), com padronização sempre que possível, e avaliar para um segundo momento (Fase 2) soluções menos convencionais. Após a Fase 1, como diversas incertezas permaneceriam ainda, os sistemas seriam planejados

de forma a fornecer flexibilidade para diferentes soluções (Formigli *et al.*, 2009). Buscaram-se estratégias de reservatórios eficazes para maximizar a recuperação, avaliando e minimizando riscos econômicos associados ao reservatório, apoiadas em três pilares ou direcionadores fundamentais (Salomão *et al.*, 2015): (a) programa abrangente de coleta de dados; (b) abordagem multidisciplinar, integrada e não determinística; (c) estratégias de blindagem de riscos, dando robustez e flexibilidade aos projetos.

2.1. Pilar 1 – Programa abrangente de coleta de dados

O volume recuperável de óleo é dependente dos seguintes fatores: (a) volume de óleo "*in place*"; (b) características que controlam o deslocamento do óleo; e (c) estratégia e mecanismos adotados para a sua recuperação. Principalmente nos estágios iniciais do Pré-sal, com ausência de reservatórios análogos em produção, algumas ações para a obtenção precoce de dados foram importantes para a construção dos primeiros modelos de rocha e fluidos. Exemplos destas ações são: aquisição sísmica de alta qualidade, perfuração de um número adequado de poços de avaliação (*appraisal*) e avaliação de dados dinâmicos iniciais. Esta iniciativa revelou-se de grande peso para as definições futuras das melhores estratégias de produção. O programa completo de aquisição de dados de reservatórios do Pré-sal incluiu coleta abrangente de dados estáticos e dinâmicos, buscando antecipar respostas para transmissibilidade de falhas geológicas; existência de compartimentos estruturais; corredores de fraturas geológicas; barreiras de permeabilidade verticais; camadas de alta permeabilidade; contrastes de permeabilidade entre as camadas; anisotropia de permeabilidade; mobilidade do óleo e mecanismos de dano à formação. Tais características poderiam afetar de forma significativa o deslocamento, a eficiência de varrido e a recuperação de óleo. Uma das regras de ouro estabelecidas impunha que, na área drenada por cada unidade de produção (FPSO), deveria haver pelo menos dois poços de avaliação ou de aquisição de dados de reservatório (ADR), com coleta de amostras de fluidos de fundo de poço em várias profundidades, amostras laterais de rocha, testes de formação (TFR) e um amplo conjunto de perfis. Além disso, toda interpretação deveria ser suportada por sísmica de alta resolução.

Testes de Longa Duração (TLD), com monitoramento da pressão em um poço vizinho antes de sancionar o projeto de desenvolvimento, foram fundamentais para uma avaliação dinâmica completa e para apoiar a definição dos mecanismos de recuperação e modelagem do comportamento dinâmico. A implementação do TLD e a perfuração dos poços ADR, devido aos custos altos, foram apoiadas por estudos probabilísticos do Valor da Informação (VDI).

Em áreas desenvolvidas com várias unidades de produção, particularmente nos campos estratégicos e nas áreas de maior risco, procurou-se aprofundar o entendimento do comportamento dinâmico por meio de TLDs antes de sancionar o desenvolvimento completo. A primeira unidade foi tratada como um sistema Piloto, cujos resultados foram marcos críticos na definição das estratégias e alternativas para os demais.

2.2. Pilar 2 – *Workflow* integrado e não determinístico

No caso de rochas carbonáticas heterogêneas, portadoras de fluidos com variação composicional e um complexo sistema rocha-fluido, mesmo uma intensa coleta de dados pode não ser suficiente devido a alguns parâmetros de incerteza. É importante considerar múltiplos cenários com diferentes representações das propriedades críticas. Além disso, a estratégia de recuperação ideal tem de ser eficaz no âmbito dos diferentes cenários representados.

A modelagem dos atributos de reservatórios com impacto no projeto deve ser o objetivo central do modelo geológico, petrofísico e de fluxo, requerendo forte integração entre equipes multidisciplinares nas fases iniciais do projeto. Sendo, ainda, essencial que as áreas de subsuperfície, de poços, de elevação de fluidos, de *layout* submarino e instalações de superfície estejam integradas ao longo da análise, durante todas as fases de decisão, buscando a seleção de alternativas de desenvolvimento e mecanismos de recuperação que possam apresentar melhor desempenho e resultado econômico de forma abrangente sobre os cenários analisados.

2.3. Pilar 3 – Blindagem do plano de desenvolvimento

Mesmo adotando uma estratégia agressiva de coleta de dados, pode persistir um alto grau de incerteza sobre o comportamento dinâmico, pelas grandes dimensões de campos do Pré-sal ou pela complexidade do sistema rocha-fluido. Algumas propriedades referentes à eficiência de varrido, às comunicações entre as regiões e ao desempenho de mecanismos dinâmicos somente serão melhor conhecidas durante a operação do campo, quando os procedimentos corretivos que envolvem escopo de projeto serão mais difíceis de serem implementados.

Assim, para definir estratégias de recuperação de hidrocarbonetos que sejam eficazes em diferentes situações, consideram-se múltiplos cenários, incluindo o mais provável ou de referência, além de outros cenários para as propriedades estáticas e dinâmicas. Isto vale para temas críticos como: a escolha do método de recuperação mais eficiente; a possibilidade de alterar ou corrigir o plano de drenagem através da conexão de poços adicionais; a colocação de poços de injeção nos compartimentos; a possibilidade de conversão de poços (produtores em injetores); a definição dos tipos de fluidos injetados, água ou gás, e a possibilidade de alterância entre eles (WAG, *Water-Alternating-Gas*); a estratégia de canhoneio dos produtores e dos injetores, enriquecida pela opção de uso de completação inteligente.

Ao se definirem estratégias de recuperação em um plano de desenvolvimento, sob condições de incerteza, podem-se seguir dois caminhos diferentes (Moczydlower *et al.*, 2012): (a) a escolha de uma alternativa que é a mais apropriada por critéricos econômicos, considerando todos os cenários, mesmo não sendo a melhor alternativa para o cenário mais provável, o que fornece robustez ao projeto; (b) a opção para adaptar a estratégia inicial, se

a operação revelar um comportamento diferente do caso mais provável, fornecendo flexibilidade ao projeto, antecipando opções de contingência para responder a cenários menos prováveis.

3. ENGENHARIA DE POÇOS

A descoberta de petróleo no Pré-sal da Bacia de Santos, em reservatórios muito profundos e tendo que atravessar muitas vezes 2.000 metros de sal, demandou esforços significativos de desenvolvimento tecnológico para a área de Engenharia de Poços (Beltrão *et al.*, 2009). Os desafios podem ser agrupados em dois grandes objetivos: (a) tecnologias para reduzir os elevados custos dos poços e (b) tecnologias para aumentar a produtividade e a recuperação de petróleo no reservatório. Detalharemos um pouco mais, a seguir, algumas delas.

3.1. Atravessando 2.000 metros de sal

As atividades iniciais de construção de poços do Pré-sal da Bacia de Santos começaram na locação Parati, em região de "janela de sal" (área com ausência de sal), estratégia exploratória usada para comprovar o sistema petrolífero e, ao mesmo tempo, evitar perfurar grandes espessuras de sal (Figura 3.1.1). O poço Parati (1-RJS-617) foi iniciado em janeiro de 2005 e concluído em outubro 2006, tendo sido gastos 225 dias somente na etapa de perfuração propriamente dita. Em março de 2006, foi iniciada a perfuração da locação Tupi (1-RJS-628A), em lâmina d'água de 2.126m. Esta atravessou cerca de 1.000m de sedimentos pós-sal; posteriormente 2.000m de sal, até chegar ao petróleo e topo do reservatório carbonático "Pré-sal", próximo dos 5.000m. Em seguida, continuou sua perfuração até perto dos 6.000 m, para conhecer a estratigrafia. Morais (2014) apresenta em detalhes o histórico dos primeiros poços perfurados no Pré-sal da Bacia de Santos.

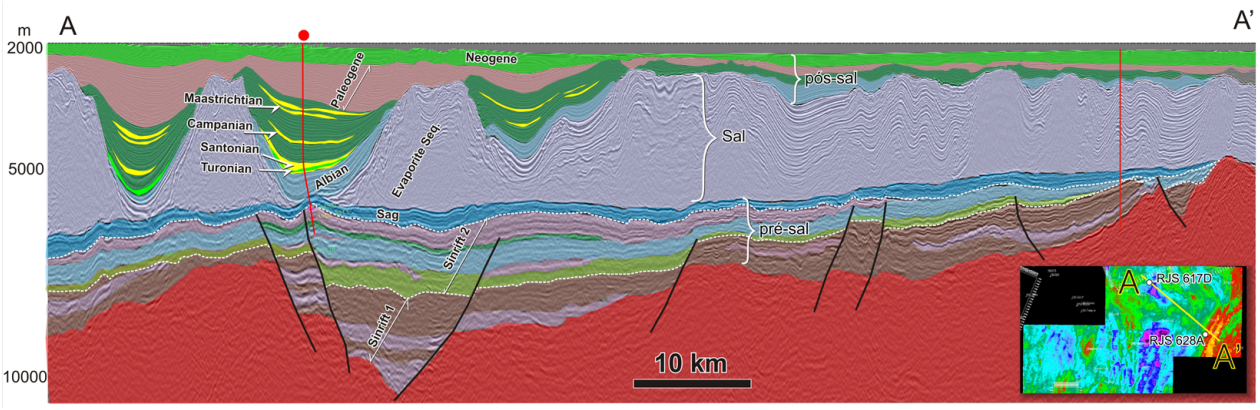


Figura 3.1.1. Seção sísmica em profundidade através das Locações Parati (1-RJS-617D) e Tupi (1-RJS-628A).
Autor: João Alexandre Gil.

A dificuldade para perfurar os 2.000 metros de sal em Tupi foi menor do que algumas previsões mais pessimistas, devido à baixa temperatura constatada, reduzindo a fluência do sal. Outras áreas com maior soterramento e menor espessura de sal, com altas temperaturas, se revelaram mais problemáticas para a perfuração no sal. A temperatura e o soterramento elevados aumentam a fluência do sal. Havendo intercalações de sais mais solúveis que a halita e de maior taxa de fluência, como a carnalita e a taquidrita, as camadas vão fechando o poço muito rapidamente durante a perfuração, a ponto de poderem prender a coluna de perfuração (Poiate *et al.*, 2006; Costa e Poiate, 2008; Falcão, 2008). Com o aumento do conhecimento do comportamento e das propriedades mecânicas de rochas dos diversos sais encontrados, bem como sua modelagem, houve uma redução significativa no tempo para atravessar a camada de sal em projetos de perfuração nos anos subsequentes. Foram também otimizados os projetos de revestimento dos poços por simulação pelo Método dos Elementos Finitos, FEM, para cálculo de cargas geomecânicas de sal sobre os revestimentos.

Deve ser ressaltada a importância do fluido de perfuração sintético para a descoberta e o desenvolvimento do Pré-sal, viabilizando a perfuração da espessa camada de sal e propiciando avanços na avaliação dos reservatórios através da perfilagem com ressonância magnética nuclear, conforme Nascimento e Denicol (2009). Esta ferramenta passou a ser utilizada não somente para a medição de porosidade em litologias complexas, mas também para fornecer saturações, quando conjugada com resultados de amostragem de fluidos de fundo de poço.

Mesmo sendo os poços do Pré-sal preferencialmente verticais, percebeu-se, em determinados instantes, a necessidade de construir poços inclinados, por razões ligadas ao *layout* submarino ou relacionadas com o fornecimento de recursos críticos, ou mesmo pelas particularidades dos reservatórios. Assim, foi então planejada uma curva de aprendizado para a construção de poços inclinados com *kick-off point* (KOP) no sal, com níveis de dificuldade crescentes. Em 2010, foi iniciada com um poço raso terrestre, na Bacia de Sergipe-Alagoas, no Campo de Aguilhadas. Em seguida em poços marítimos na Bacia de Campos, nos Campos de Albacora Leste, Marlim e Baleia Azul, no Parque das Baleias. Por fim, entre 2011 e 2012, foram construídos poços inclinados mais profundos e com cada vez maior inclinação (Pinheiro *et al.*, 2015) na Bacia de Santos, no Campo de Tupi: 23º, 30º, 51º e, por último, 89º - este já considerado horizontal.

3.2. Tecnologias PDM (*Managed Pressure Drilling*) e PMCD (*Pressurized Mudcap Drilling*)

As rochas-reservatório carbonáticas do Pré-sal são frequentemente afetadas por processos geológicos de dissolução, gerando os chamados "carstes", com porosidade vugular, presença de mega e giga poros, e até cavernas. Adicionalmente, costumam apresentar fraturas abertas. Estas geometrias porosas favorecem perdas de circulação dos fluidos de perfuração, além de instabilidades das paredes do poço, resultando em aumento de tempo e custo de construção dos poços, o que muitas vezes inviabiliza a sua construção com tecnologias convencionais. A tecnologia *Managed Pressure Drilling* (MPD)

se propõe a gerenciar as pressões no anular do poço de maneira proativa durante a perfuração e a fazer face à janela operacional estreita ou nula entre a pressão de poros e o gradiente de fraturas. Ela evita também o influxo de fluido da formação para a superfície. A introdução desta tecnologia na Petrobras remete à década de 2000. Até 2009, a Petrobras realizou ações de prospecção e conhecimento da tecnologia, incluindo projetos de P&D e de qualificação tecnológica. De 2009 a 2013, foram realizadas operações em terra e no mar com sondas auto-elevatórias e unidades ancoradas, no Brasil e no exterior, comprovando os benefícios da técnica. Para a disponibilização desta aplicação, a Petrobras trabalhou também junto aos potenciais Fornecedores de Serviços, Entidades Classificadoras e Órgãos Reguladores, a fim de garantir atendimento aos requisitos técnicos de qualidade e segurança na adaptação e qualificação de sondas e equipamentos. Uma série de equipamentos tiveram de ser adaptados ou desenvolvidos. Dentre eles podem ser citados dispositivos de superfície, tais como *choke manifold* de perfuração; medidor de vazão; cabine pressurizada e tecnologias de controle; aquisição e transmissão de dados. Além desses, há também dispositivos de *riser*, tais como carretel adaptador superior; cabeça rotativa (Figura 3.2.1); preventor anular; carretel de fluxo; carretel adaptador inferior; linhas auxiliares e válvulas de bloqueio. A empresa também contribuiu para o desenvolvimento de normas e padrões da indústria, de forma a garantir a continuidade operacional nos cenários de perfuração em MPD. Em 30 de outubro de 2013, foi atingida a profundidade final de 5.788 m no poço 9-RJS-708 (Campo de Búzios) (Fernandes *et al.*, 2015), perfurado com a sonda SS-77 (Ocean Valor), utilizando a tecnologia MPD com desvio menor que 5% em relação ao tempo planejado. Essa foi a primeira operação de MPD em águas ultraprofundas com uma unidade de posicionamento dinâmico.

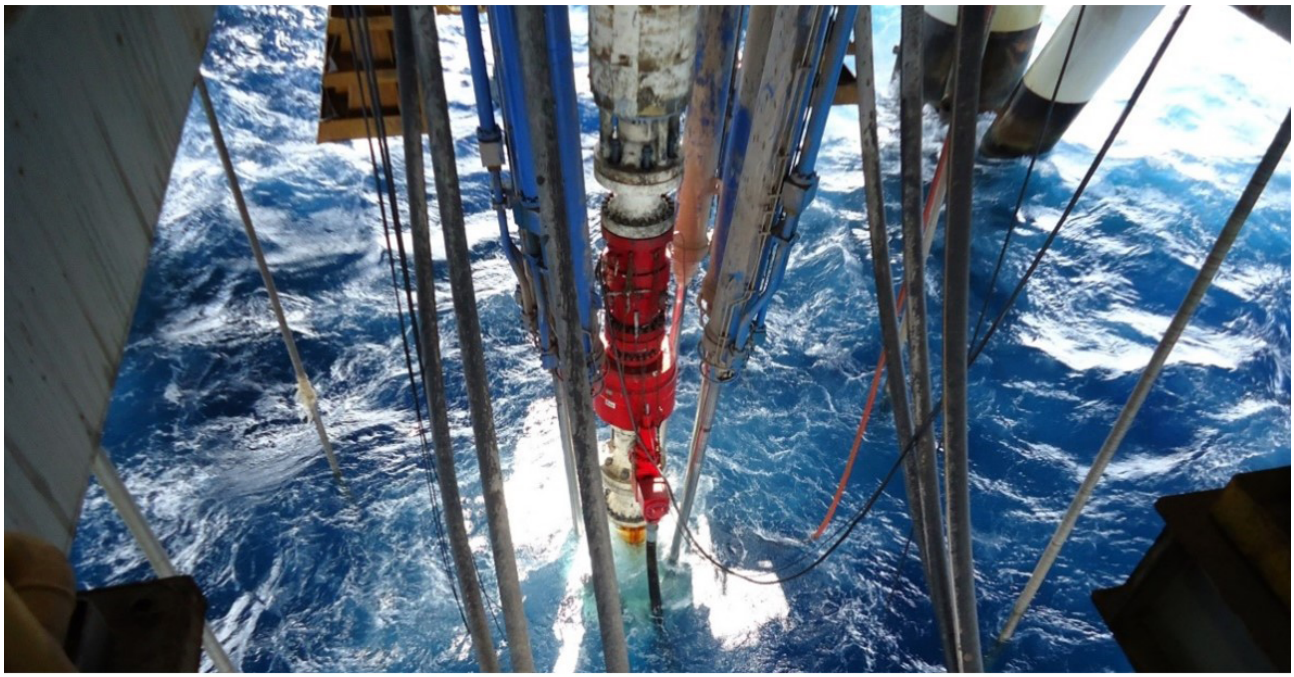


Figura 3.2.1 Cabeça Rotativa ATR instalada na sonda SS-46.

Durante a utilização da técnica MPD, o sistema de fluido tem sido projetado com peso hidrostaticamente sub-balanceado, de forma que, ao se constatarem perdas severas, alterna-se imediatamente do modo de perfuração com pressão constante de fundo e contrapressão exercida na superfície, aplicado às janelas estreitas de perfuração, para o PMCD (*Pressurized Mud Cap Drilling*). Neste modo não há retorno de fluidos e cascalhos, pois são bombeados para dentro dos intervalos altamente permeáveis, como zonas depletadas, fraturadas ou carstificadas.

Em abril de 2014, foi concluída a perfuração do primeiro poço no Pré-sal da Bacia de Santos usando a técnica PMCD, o 7-LL-19-RJS. Após perfuração inicial de intervalos com perda controlada usando a técnica MPD, alternou-se para PMCD ao ser constatado intervalo com perda severa, atingindo-se o objetivo final em um poço que seria inviável convencionalmente. A conclusão deste poço representou um recorde tecnológico, à época o poço mais profundo perfurado com a técnica PMCD, com sonda de posicionamento dinâmico. Tal resultado se constituiu em uma das dez tecnologias premiadas no terceiro prêmio OTC da Petrobras em Houston em 2015 (Petrobras, 2015): *"Recorde de profundidade de lâmina d'água (2.103 m) na perfuração de um poço submarino com a técnica de Pressurized Mud Cap Drilling (PMCD)"*. Após essas primeiras experiências, diversos poços tiveram a perfuração viabilizada e atingiram os objetivos finais com uso da tecnologia MPD/PMCD (Nogueira *et al.*, 2019; Aranha *et al.*, 2019).

3.3. Completação a poço aberto no Pré-sal

Antes do Pré-sal, a Petrobras utilizou largamente o modelo de poço revestido, cimentado e canhoneado ou, nas areias turbidíticas pouco consolidadas da Bacia de Campos, sistemas de isolamento e contenção de sólidos do tipo *gravel-pack* (Marques *et al.*, 2007). A completação a poço aberto nos poços do Pré-sal representou uma mudança de paradigma, aos poucos se mostrando uma oportunidade vantajosa para redução dos elevados custos de construção de poços, com possíveis benefícios adicionais. Reduziria o tempo dispendido nas operações tradicionais de cimentação e canhoneio dos espessos intervalos dos carbonatos do Pré-sal, além de ainda evitar dano ao reservatório no entorno do poço, reduzindo também o risco de perda de pasta de cimento para a formação, o que tenderia a ocorrer se empregada a completação tradicional.

O receio à completação a poço aberto se justificava pela possibilidade da produção de sólidos do reservatório durante a produção de petróleo, representando riscos à integridade dos materiais na coluna de produção ou nas partes subsequentes do sistema de produção. Somando-se a isso, a possível ampliação deste potencial decorrente de alguma fragilização da rocha após operações de acidificação.

A resistência ao conceito de completação a poço aberto foi paulatinamente vencida a partir da análise da experiência internacional em outros reservatórios carbonáticos no mundo (Salamy *et al.*, 2002; Franquet *et al.*, 2007; Warlick *et al.*, 2009), dos parâmetros

de perfuração no Pré-sal e também de uma ampla campanha experimental de medição de propriedades mecânicas da rocha carbonática do Pré-sal. A baixa taxa de penetração nos carbonatos, os altos parâmetros de peso sobre a broca (*WOB-Weight on Bit*) e rotação, além do desgaste observado nas brocas ao final de cada operação indicavam que a rocha-reservatório do Pré-sal seria "dura" (resistente), o que reduziria os riscos de produção de sólidos. Essa suposição contrastava com os danos de parede (*breakouts*) observados em muitos poços, ainda na perfuração (em regime de *overbalance*). Sabia-se também de experiências de insucesso da completação a poço aberto na indústria (Xi Wang *et al.*, 2006) e que a adoção deste sistema de completação poderia ser mais vantajosa se empregada em larga escala, envolvendo negociação de equipamentos e suprimentos com fornecedores e execução seriada. A solução deveria ser robusta e sem margem para falhas.

A resposta veio a partir de uma extensa campanha de caracterização laboratorial das propriedades mecânicas da rocha-reservatório realizada no CENPES, usando amostras laterais e testemunhos. Essa campanha contou com ensaios mecânicos, avaliações petrofísicas e petrossísmicas e imageamentos tomográficos em amostras. Algumas das amostras foram submetidas à acidificação em laboratório para simular a fragilização e enfraquecimento da rocha após operações de estimulação. Simulações por elementos finitos indicaram que seria recomendável utilizar uma proteção adicional de um *liner* perfurado, optando-se pela completação *standalone liner* em detrimento à totalmente aberta (*barefoot*). Assim, estariam sendo contidos eventuais sólidos que poderiam ser prejudiciais aos equipamentos da completação inteligente, caso produzidos para dentro dos poços. O emprego dessa tecnologia permitiu ganhos médios de sete dias no tempo de completação de poços, redução de custos de materiais e preservação da produtividade original do reservatório. A completação simples, em um único intervalo, evoluiu para a completação a poço aberto multi-zona, com isolamento entre os intervalos e uso de completação inteligente, sendo alternativas disponíveis e amplamente usadas hoje no Pré-sal, a depender das características de cada área.

3.4. Aumento da produtividade dos poços do Pré-sal

Os reservatórios do Pré-sal são heterogêneos e podem apresentar altíssimas permeabilidades, com potencial para altos índices de produtividade. No entanto, podem também apresentar baixas permeabilidades. A melhor forma para ter acesso às regiões de alta produtividade é posicionar os poços nesses locais, com base em imageamento sísmico, bons modelos geológicos, petrofísicos e de fluxo. Contudo, mesmo quando os poços são

perfurados nas melhores posições, as operações de perfuração e de completação tendem a modificar o reservatório e gerar dano à produtividade, que precisa ser restaurada ou até ampliada, com uso das tecnologias de "remoção de dano" ou de "estimulação". Essa característica é muito comum nos carbonatos.

Por outro lado, a perfuração de formações de elevada permeabilidade impõe desafios. Entre eles, tem-se a manutenção da circulação dos fluidos de perfuração para refrigerar a broca e transportar a rocha perfurada para a superfície, além do controle da pressão hidrostática sobre a formação. É importante que os fluidos de perfuração impermeabilizem as rochas perfuradas, objetivo atingido através da utilização de produtos que formam uma película sobre a formação, um "reboco", que restringe a filtração dos fluidos empregados na construção do poço e que deve ser depois removido para permitir a produção do poço ou a injeção de água ou gás na formação. Ademais, a ação da broca afeta a porosidade e a permeabilidade da rocha, que são recuperadas após removido o dano induzido. Essas operações de "estimulação" abrangem a acidificação de matriz, em formações de permeabilidade elevada como costumam ser as do Pré-sal, ou o fraturamento, em formações de baixa permeabilidade, menos comuns no Pré-sal. A acidificação é a operação empregada em maior escala no Pré-sal.

A acidificação é uma operação conceitualmente simples, realizada geralmente pela injeção na formação de ácidos, como o ácido clorídrico HCl (usualmente 15% em massa) e/ou ácidos orgânicos (ácido acético, fórmico e suas misturas), para dissolver a região danificada e gerar canais de alta permeabilidade (*wormholes*) na rocha, sem desintegrá-la (Pereira *et al.*, 2012). No entanto, as grandes espessuras e heterogeneidade dos carbonatos do Pré-sal e as arquiteturas de poço empregadas (empacotamento de múltiplos intervalos de interesse com acesso por um único ponto) representam desafios. Distribuir o tratamento de forma uniforme em reservatórios de grande espessura é uma dificuldade, em parte equacionada com o uso de produtos químicos "divergentes". São agentes que, de alguma forma, forçam os fluidos a prenetrarem em todo o intervalo de rocha, não apenas nos trechos de maior permeabilidade. A Petrobras desenvolveu modelagens para planejar esses tratamentos, buscar a melhor formulação e definir a melhor sequência operacional (Ziauddin & Bize, 2007). O bombeio dos fluidos é realizado através de barcos de estimulação, com capacidade de fornecer grandes quantidades de ácido e agentes divergentes a vazões e pressões elevadas (Figura 3.4.1). Além do aumento dos índices de produtividade ou injetividade, os tratamentos ácidos apresentam reflexos tanto mais positivos para a recuperação de petróleo quanto maior a uniformidade obtida no intervalo tratado (Silva *et al.*, 2020).



Figura 3.4.1 Barcos de estimulação já empregados ou ainda em operação no Pré-sal entre 2013-2020. As embarcações possuem posicionamento dinâmico, DP2, e as principais Companhias de Serviço proveem esse tipo de recurso.

3.5. Completação inteligente no Pré-sal

A injeção de água e a injeção alternada de água e gás (WAG) foram escolhidos como os métodos de recuperação para os reservatórios carbonáticos do Pré-sal. Considerando a elevada heterogeneidade do reservatório, tecnologias que permitam agir no gerenciamento do reservatório para fazer face à possibilidade de chegada prematura de água ou gás injetados nos poços produtores, ou gerenciar as cotas de injeção por intervalos, podem trazer benefícios à recuperação. A adoção da completação inteligente se mostrou potencialmente vantajosa nos estudos nesse sentido, em especial nos reservatórios com maior espessura. Essa tecnologia permite abrir ou fechar segmentos ou intervalos do poço (portanto do reservatório), possuindo como resultado uma resposta que guarda algum paralelo com o efeito da divergência comentado no item anterior, gerando, pois, maior uniformidade no "varrido".

Uma avaliação de risco suportou a decisão de utilizar projetos de poços equipados com completação inteligente (CI), em particular, utilizando a tecnologia hidráulica direta (HD) em um percentual significativo de poços. Era esperado que essa tecnologia levasse a um melhor gerenciamento de reservatórios e trouxesse flexibilidade para lidar com as incertezas de reservatórios (Schnitzler *et al.*, 2015). A Figura 3.5.1 representa o projeto de poço típico de duas zonas.

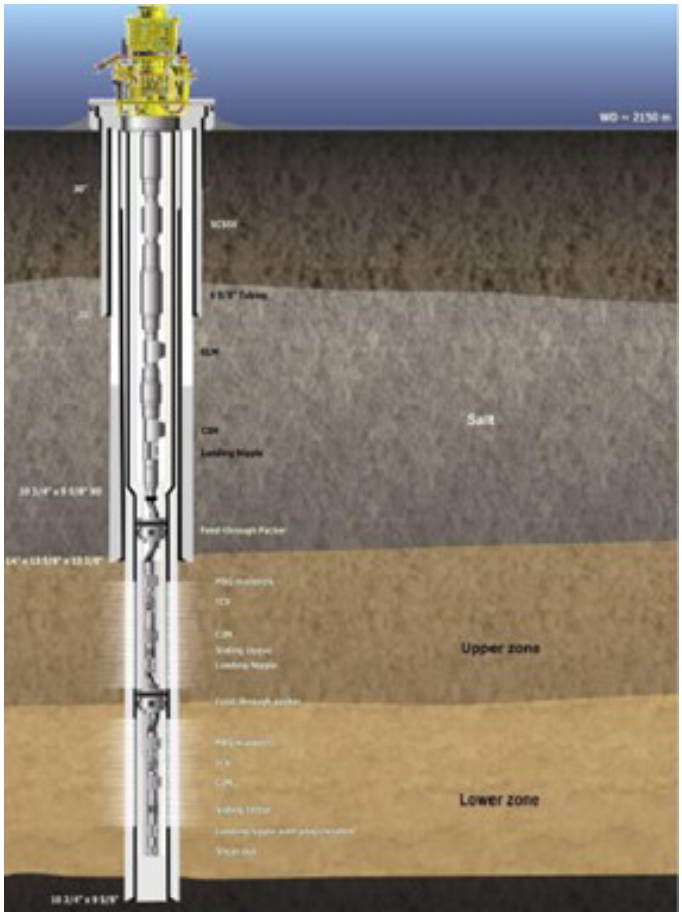


Figura 3.5.1 – Configuração de poço revestido em 12 ¼" (Schnitzler *et al.*, 2021).

As lições aprendidas permitiram identificar as limitações e buscar soluções de menor risco técnico, onde os principais objetivos eram: flexibilidade para usar a completação simples e multizona, utilizando o mesmo projeto de perfuração da fase reservatório; compatibilidade com perda severa; permitir isolamento temporário do reservatório na instalação ou retirada da completação superior; redução de tempo de construção de poço (perfuração e completação); padronização de equipamentos. A solução adotada foi uma nova arquitetura de poço com completação a poço aberto, desacoplada e com perfuração da última fase perfurada em 8 ½" (Schnitzler *et al.*, 2017). A arquitetura foi denominada de PACI (Poço Aberto com Completação Inteligente), base para diversas configurações de poço. Ela foi viabilizada pela disponibilização de *packer* expansível de poço aberto (PEPA), para garantir a seletividade (Jacinto *et al.*, 2015), e pela disponibilização de válvulas mecânicas de grande diâmetro (SSV-GD), para permitir isolar temporariamente o reservatório. Ambos desenvolvimentos do CENPES (setas vermelha e azul, respectivamente, na Figura 3.5.2). A arquitetura PACI começou a ser implantada no campo de Búzios em 2019.

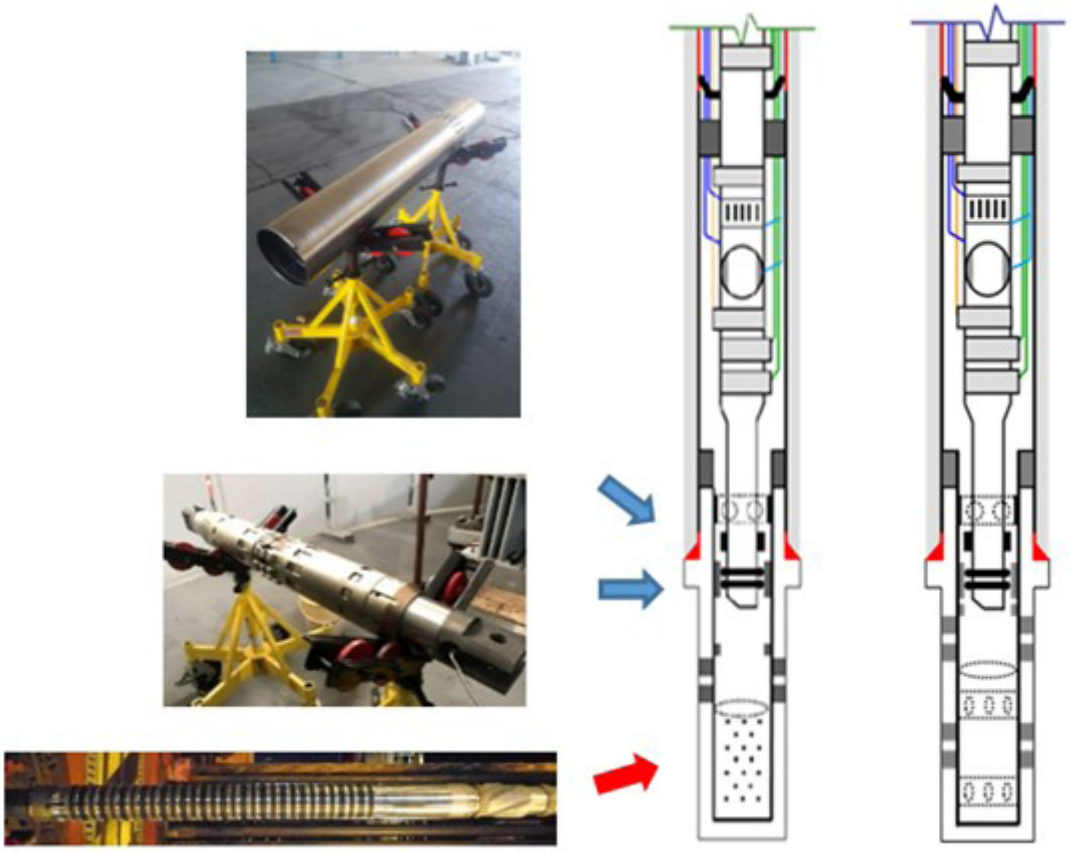


Figura 3.5.2 Arquitetura PACI com dois exemplos de configuração: PACI 2 (esquerda) e PACI 2+1 (direita). Setas azuis indicam as válvulas SSV-GD e a seta vermelha indica o PEPA (Schnitzler et al., 2021).

Atualmente, a Petrobras conta com mais de cem instalações de completação inteligente no Pré-sal. Tal resultado se constituiu em uma das dez tecnologias premiadas no terceiro prêmio OTC da Petrobras em Houston em 2015 (Petrobras, 2015): *"Primeiro uso intensivo de completação inteligente em águas ultraprofundas, nos poços satélites"*. Posteriormente, a completação inteligente no Pré-sal voltaria a ser alvo de premiação no quarto prêmio OTC da Petrobras em Houston em 2020 (Petrobras, 2020): *"Primeiro uso intensivo de completação inteligente em cenário de perda total de fluidos"*.

Mesmo com as limitações tecnológicas, ganhos da ordem de 50% na duração em relação às instalações iniciais de completação inteligente foram alcançados (Schnitzler *et al.*, 2019; Carpenter, 2020). O desafio agora é melhorar os resultados para poços com completação inteligente em três ou mais zonas, visando ao aumento de produção e do fator de recuperação. Novos desenvolvimentos deverão ser disponibilizados nos próximos anos, a exemplo da tecnologia de completação inteligente elétrica C.I.-e (Silva Jr *et al.*, 2017), uma evolução da arquitetura PACI para um número maior de zonas / intervalos, esperando-se

vários benefícios adicionais: (1) capacidade de monitoramento e diagnóstico de problemas em tempo real; (2) redundância de elementos do sistema para entrada em caso de falhas; (3) simplificação para as configurações e operações de construção, (4) *workover* e abandono de poços, controle remoto das aberturas e fechamento das válvulas; (5) aumento do monitoramento do processo para viabilizar o fornecimento abrangente de dados em tempo real (Carvajal *et al.*, 2018; Silva Jr *et al.*, 2012); (6) utilização de métodos alternativos de prevenção de incrustação (Mackenzie *et al.*, 2020; Martins *et al.*, 2020 e Heydrich *et al.*, 2019); (7) expectativa de maior segurança para as operações (Wilson, 2018; Scott *et al.*, 2018; e (8) aplicação de válvula de *gas lift* elétrica.

3.6. Redução de custo e tempo na construção de poços

Após os dois poços pioneiros nas locações Parati (1-RJS-617D) e Tupi (RJS-628A), foram perfurados mais 12 poços exploratórios no Pré-sal da Bacia de Santos. Em 2010, iniciou-se uma forte campanha de construção de poços para o desenvolvimento da produção. Entre 2010 e 2014, nos campos de Tupi e de Sapinhoá, sem abrir mão das boas práticas de segurança, a construção destes poços registrou redução de 44% no tempo médio de perfuração e 62% no de completação. Muitos desafios foram superados e merecem destaque (Pinheiro *et al.*, 2015): (1) mitigação de perdas de circulação durante a perfuração de rochas-reservatório fraturadas ou carstificadas com o emprego das tecnologias MPC/PMCD; (2) maximização da recuperação de óleo através da instalação de completações de zonas múltiplas, com completação inteligente, válvulas controladas remotamente, injeção de produtos químicos e monitoramento de pressão e temperatura por intervalo; (3) otimização da estimulação dos poços; (4) perfuração sem *riser* de seções extensas do pós-sal com apenas uma broca, penetrando até 200m no sal; (5) aumento de taxa e redução do custo métrico de perfuração de rochas carbonáticas muito duras pelo aprimoramento das brocas de perfuração em conjunto com a composição de fundo de poço - *bottom hole assembly* (BHA); (6) otimização do projeto de perfuração em zonas de sal; (7) otimização do projeto do revestimento dos poços. Em 2016, o tempo médio total (perfuração + completação) gasto para a construção dos poços de desenvolvimento da produção do Pré-sal já era aproximadamente um terço do tempo em 2010 (Sombra, 2017; Figura 3.6.1). As tecnologias de poços voltadas para aumento de produtividade representam perfuração de menor número de poços e, portanto, redução dos investimentos na construção de poços nos projetos de desenvolvimento da produção. Da mesma forma, podem ser vistas as tecnologias de poços que aumentem o fator de recuperação.

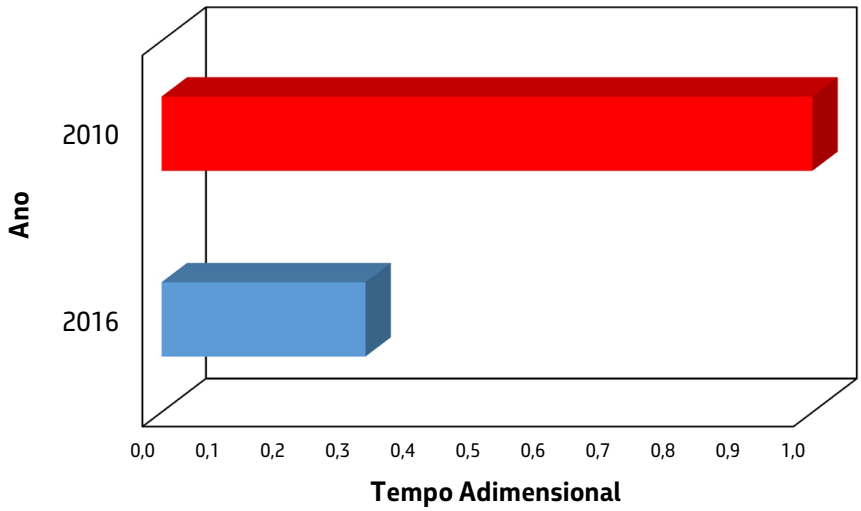


Figura 3.6.1 Tempo médio total (perfuração + completação) para a construção dos poços do Pré-sal em 2010 e em 2016 (Sombra, 2017).

4. GERENCIAMENTO DO CO_2

Parte do desafio para o desenvolvimento da produção do Pré-sal da Bacia de Santos se relaciona à elevada RGO e aos elevados teores de CO_2 dos fluidos dos reservatórios. Desde as primeiras amostras coletadas no campo de Tupi, observaram-se altos valores de RGO (220 a 240 m3/m3) e teores de CO_2 de 8 a 12% (Nakano *et al.*, 2009), o que já os diferenciava dos fluidos da Bacia de Campos. Tais características se desdobraram em ações para análise de seu impacto nos sistemas de produção, sob a ótica dos sistemas necessários para processar e movimentar o grande volume de gás natural associado ao óleo que seria produzido. Assim, tanto a elevada RGO quanto a presença de contaminantes vieram a se constituir como condições importantes para a definição do tamanho e capacidade de produção de óleo dos FPSO's do Pré-sal da Bacia de Santos (Pinto *et al.*, 2014). Além disso, consideraram-se também as oportunidades no tocante ao sequestro geológico de carbono e recuperação melhorada de petróleo com uso do CO_2 (Almeida *et al.*, 2010a e 2020b).

Nesse contexto, algumas premissas importantes para o desenvolvimento do campo passaram a nortear os projetos dos sistemas de produção. Uma das mais importantes, sem dúvida, como já comentado na introdução ao item 2, se referiu à decisão de separar o CO_2 do gás natural a ser produzido. Isso ocorre para garantir sua qualidade, tanto para a exportação e aproveitamento (realizada pela malha de gasodutos do Pré-sal, implantada para escoar a produção de Tupi, mas também para outros campos, como Sapinhoá e Búzios) como para a geração de energia nos próprios sistemas de produção ou elevação artificial pelo método *gas-lift*. Como consequência desta primeira decisão, uma segunda - mas não menos importante - foi tomada junto às empresas

parceiras em cada um dos blocos do Pré-sal da Bacia de Santos. A Petrobras e parceiras assumiram voluntariamente o compromisso de não emissão do CO_2 (produzido com os fluidos do reservatório) para a atmosfera. Decisão que não ficou restrita ao campo de Tupi, mas que se tornou abrangente a todo o desenvolvimento futuro da produção do Pré-sal da Bacia de Santos, ratificando a preocupação e compromisso dos consórcios com a redução do impacto ambiental em seus ativos. O CO_2 separado, portanto, em todos os ativos desde então, é comprimido e re-injetado no reservatório produtor, por vezes em poços especificamente perfurados para descarte do CO_2 ou em poços de injeção alternada de água e gás, para recuperação avançada via método WAG (*Water Alternating Gas*).

Com isso, desde o primeiro projeto de UEP (Unidade Estacionária de Produção) para o Pré-sal da Bacia de Santos, o FPSO Cidade de Angra dos Reis (Figura 4.1), houve necessidade de se avaliar tecnologias que garantissem correta capacidade de processamento de gás de modo a se atingirem as especificações técnicas, sejam elas requeridas para exportação pelo órgão regulador nacional (ANP), por segurança operacional, ou mesmo para garantir viabilidade técnico-econômica para o empreendimento.



Figura 4.1. FPSO Cidade de Angra dos Reis, destacando a complexidade da planta de processamento embarcada em uma Unidade de Produção típica do Pré-sal.

A tecnologia selecionada para a remoção de CO_2 foi a de membranas (Andrade *et al.*, 2015), pioneiramente aplicada em ambiente *offshore* para tratamento de gás associado. Com base no fenômeno de permeação, as membranas permitem segregar o CO_2 da corrente de gás produzido através de um sistema mais compatível com o peso e o espaço disponíveis em unidades de produção *offshore*. Além disso, por serem modulares (Figura 4.2), permitem à unidade atender a uma particularidade destas plantas de processo: flexibilidade com

relação à vazão processada e ao teor de CO_2 na alimentação. A flexibilidade proporcionada pelas membranas supriu ainda a necessidade de atendimento às diversas curvas de produção de cada reservatório (ainda pouco conhecidos, à época) e também a naturais consequências da injeção destes fluidos nos reservatórios produtores com o tempo de produção, a saber: tendência de aumento de CO_2 no gás produzido.



Figura 4.2. Módulo de separação de CO_2 por membranas.

Combinadas às membranas, as plantas de processo do Pré-sal introduziram também outras tecnologias para processamento de gás natural ainda inéditas no cenário *offshore*. Dentre elas, ressalta-se o uso pioneiro das peneiras moleculares para secagem do gás produzido (Figura 4.3). O uso das peneiras foi motivado em função da alta corrosividade exibida por este gás úmido contendo CO_2 – dado que sua característica fundamental é reduzir o teor de água a menos de uma parte por milhão, através do fenômeno de adsorção. Elas foram aplicadas como etapa essencial no processo de tratamento de gás produzido, em geral, logo após sua separação da corrente de óleo. Contribuíram com a segurança de processo, com o uso de materiais metálicos menos nobres nas plantas e com a garantia da continuidade operacional, uma vez que evitam a formação de hidratos nas linhas de reinjeção ou condensação nos gasodutos de exportação. Para evitar o arraste de líquido na corrente gasosa, vasos depuradores (*scrubbers*) são posicionados entre o sistema de compressão/resfriamento de entrada e a alimentação dos vasos contendo as peneiras. Assim como em qualquer tecnologia de desidratação de gás, a presença de hidrocarbonetos de cadeia longa (tipicamente C5+) no gás leva à queda de desempenho.

Quando presentes em demasia e sob alta temperatura, esses componentes pesados dão origem à formação de compostos aromáticos condensados, semelhantes a coque, na superfície das peneiras. Esse fenômeno diminui a área superficial interna disponível para adsorção, sendo um fator significante para a perda de capacidade de secagem (Santiago *et al.*, 2019). Tanto quanto as membranas, desde o primeiro sistema de produção (FPSO Cidade de Angra dos Reis), todos os demais sistemas que preveem a exportação para venda do gás produzido contam até hoje com as peneiras para secagem de gás.



Figura 4.3 Unidade de desidratação de gás com peneiras moleculares.

O gerenciamento de CO_2 no Pré-sal se constituiu em uma das dez tecnologias premiadas no terceiro prêmio OTC da Petrobras em Houston em 2015 (Petrobras, 2015): *"Primeira separação de dióxido de carbono (CO_2) em águas ultraprofundas com reinjeção do CO_2 em reservatórios produtores"*. Como resultado desta filosofia de projeto, além de garantir produção diária média de 88,3 milhões de metros cúbicos diários de gás natural em condição normal em 2020 (ANP, 2021), a Petrobras já produziu, processou e reinjetou até o ano de 2019 cerca de 14,4 milhões de toneladas de CO_2 em seus diversos ativos operados no Pré-sal da Bacia de Santos. Por esta marca, foi premiada com o Prêmio FIRJAN Ambiental 2020, categoria Gases de Efeito Estufa e Eficiência Energética, com o Projeto "Captura, Uso e Armazenamento de Carbono (CCUS) no Processo de Produção de Óleo e Gás no Polo Pré-sal" (Petrobras 2020, Prêmio FIRJAN Ambiental 2020). Esta marca, de acordo com o Global CCS *Institute*, coloca o projeto como um dos maiores *hubs* de CCUS (*Carbon Capture Utilization and Storage*) do mundo, sendo o primeiro em ambiente *offshore*.

O futuro do desenvolvimento da produção do Pré-sal na Bacia de Santos passa por uma nova geração de sistemas de produção capazes de lidar com volumes de gás natural associado ainda maiores – em campos cuja RGO pode ser dez vezes maior que a encontrada em Tupi – e com teores de CO_2 acima de 40% (Passarelli *et al.*, 2019; Anjos *et al.*, 2019). Para superá-los, a Petrobras conta com o uso de tecnologias

de processamento e movimentação de gás com CO_2 em ambiente submarino, dentre as quais se destaca o HiSEP® – uma tecnologia patenteada e em desenvolvimento, que permite segregar boa parte do gás contendo alto teor de CO_2 no fundo do mar, permitindo que ele seja reinjetado sem subir para as futuras UEP's. O HiSEP® e outras tecnologias permitirão, portanto, simplificar as plantas de processamento de gás das futuras UEPs – que hoje ocupam cerca de 60% da área disponível no convés, liberando espaço para aumentar a produção de óleo. Poderá também viabilizar a produção em áreas de altíssima RGO e CO_2, onde hoje não é possível realizá-la devido ao porte e complexidade das plantas de processamento (Passarelli *et al.*, 2019).

5. INICIATIVAS PARA AUMENTO DO FATOR DE RECUPERAÇÃO

Para viabilizar o desenvolvimento das jazidas do Pré-sal, a Petrobras e seus parceiros adotaram, desde a fase de concepção dos projetos, várias ações visando definir e implantar tecnologias que garantissem a explotação sustentável desses recursos. A injeção de água foi selecionada como método para manter a pressão e elevar a recuperação desses campos. Esta é uma técnica bem conhecida, amplamente utilizada pela Petrobras em seus reservatórios de águas profundas, e que teria uma boa eficiência de deslocamento no cenário do Pré-sal, por conta da baixa viscosidade do óleo. Seria inclusive uma opção mais segura face aos riscos associados à elevada heterogeneidade, comum em muitos reservatórios carbonáticos. Porém, tais acumulações são portadoras de óleos que possuem, frequentemente, alto teor de gás dissolvido, com concentrações variáveis de gás carbônico (CO_2). A alta produtividade de seus reservatórios implicaria, portanto, na produção de volumes significativos de CO_2.

Assim, foi também definido que o gás carbônico produzido seria separado do gás natural ao chegar em superfície e injetado de volta ao reservatório. A reinjeção da corrente rica de CO_2, em um primeiro momento, foi planejada seguindo a filosofia de descarte do mesmo, através de poços dedicados, evitando seu lançamento na atmosfera. Esse, por exemplo, foi o caso do primeiro poço injetor de gás a entrar em operação (9-RJS-665) na área denominada de Piloto de Tupi. Já nessa época, no entanto, foi vislumbrada a oportunidade de maximizar o valor da injeção de CO_2, caso a modalidade alternada com a água fosse viável (Pizarro e Branco, 2012; Vieira *et al.*, 2020). A adoção desse procedimento possibilitaria alcançar uma sinergia entre preservação ambiental, maior eficiência de recuperação de óleo e flexibilidade no gerenciamento do gás produzido. Do ponto de vista de reservatórios, algumas características eram favoráveis à aplicação do método de injeção alternada de água e gás. Dentre elas, podemos citar a baixa densidade do óleo, o alto teor de CO_2 e as condições propícias à miscibilidade (alta pressão e baixa temperatura).

A tecnologia WAG (*Water-Alternating-Gas injection*) busca conjugar os benefícios das injeções contínuas de água e de gás em reservatórios de petróleo (Figura 5.1). A ideia é alternar

as injeções destes fluidos, em um mesmo poço, de forma que efeitos de escoamento multifásico na rocha-reservatório reduzam a mobilidade do gás e provoquem sua divergência para regiões inicialmente não varridas. A técnica foi proposta por Caudle e Dyes (1957) para melhorar o desempenho da injeção contínua de gás. O gás exerce o papel principal de aumentar a capacidade de extração de óleo por diferentes mecanismos, tais como: inchamento e redução de viscosidade do óleo; extração de componentes do óleo pelo gás e anulação da tensão interfacial gás-óleo (efeito de miscibilidade). A água, por sua vez, permite que o gás maximize o volume de rocha contatado, elevando as eficiências de varrido areal e vertical. Ela ajudaria, ainda, a carrear o óleo mobilizado pelo gás em direção aos poços produtores.

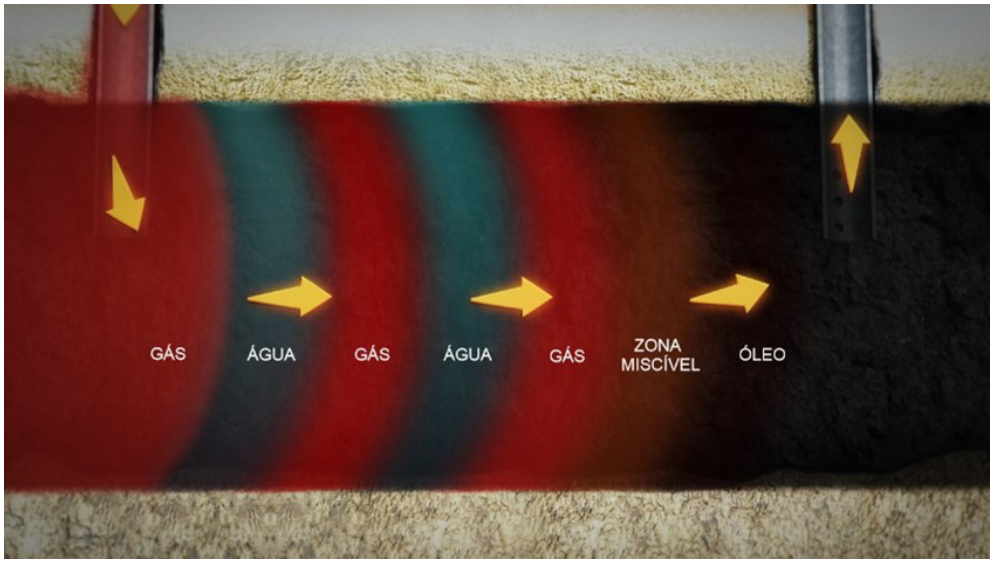


Figura 5.1. Desenho esquemático da injeção WAG.

Além dos benefícios citados para a recuperação adicional de óleo, o processo WAG é uma importante ferramenta para propiciar um gerenciamento mais efetivo do reservatório, em termos de controle da razão gás-óleo (RGO) dos poços produtores, fator relevante em se tratando de Unidades de Produção *offshore* com capacidades limitadas de processamento ao gás.

Apesar de ser bem conhecida na literatura científica e aplicada em outras bacias ao redor do mundo, a utilização do método WAG em ambientes como o do Pré-sal (poços satélites em águas ultraprofundas) era inédita. Em ambientes *offshore*, as dificuldades para implantação desse tipo de tecnologia são maiores e demandam um planejamento com grande antecedência. A realização de um teste Piloto em campo mostrava-se fundamental, ao mesmo tempo em que acarretava, consequentemente, grandes desafios operacionais. Entre esses, foram mapeados riscos de formação de hidratos, deposição de asfaltenos e a própria operação de troca de fluidos injetados. Outras questões de reservatório estavam relacionadas à correta quantificação do desempenho

do método, os tempos de irrupção dos fluidos injetados e o ganho em recuperação adicional.

Com base no contexto descrito acima, a Petrobras definiu uma estratégia fundamentada em três pilares para a validação da tecnologia: caracterização laboratorial, estudos de simulação numérica e testes de campo (Vieira *et al.*, 2016, 2019). A análise e a integração do conhecimento obtido possibilitaram expandir o método para novas áreas, com segurança e maior robustez.

Um extenso programa de amostragem, caracterização e modelagem de fluidos foi executado de forma a permitir a previsão adequada de suas propriedades em simulações composicionais de fluxo e o mapeamento de gradações composicionais.

Foram também desenvolvidos projetos de caracterização do escoamento multifásico, em amostras da própria rocha-reservatório, voltados especificamente à descrição dos fenômenos particulares da injeção WAG, ausentes ou negligenciáveis nas injeções contínuas de água ou gás.

Diversos trabalhos de modelagem e simulação de fluxo foram efetuados internamente, buscando a melhor representação do processo e a incorporação das caracterizações supracitadas. Aspectos como modelagem da miscibilidade, heterogeneidades, digitações viscosas (*fingering*), graus de refinamento de malha, mudança de escala (*upscaling*), entre outros, foram analisados. Esses estudos, além de gerarem previsões de produção mais acuradas, auxiliaram na elaboração de diferentes cenários para otimização do método.

A aplicação da injeção WAG no Pré-sal foi iniciada com um teste piloto na área do módulo, denominado "Piloto de Tupi", visando quantificar o desempenho em reservatório e também avaliar os aspectos operacionais, tais como aqueles associados ao momento da troca dos fluidos injetados. A Figura 5.2 ilustra a área do Piloto de Tupi, com os poços produtores e injetores. A planta de processo do FPSO Angra dos Reis (FCAR) separa a maior parte do CO_2 do gás produzido, reinjeta uma corrente rica em gás carbônico e exporta para terra, através de gasoduto, o gás natural especificado para a venda. O poço 9-RJS-665 era o injetor dedicado para descarte de gás, segundo a concepção original. Dois poços foram equipados como injetores WAG (9-RJS-687D e 8-LL-9-RJS). O outro injetor de água (8-LL-35D) foi perfurado e interligado posteriormente para complementar a malha de drenagem.

Os quatro anos de operação do Piloto WAG foram plenamente suficientes para validar a técnica, adquirir valiosas informações e estabelecer as bases para a expansão em outros módulos da área de Tupi e demais campos do Pré-sal. As operações de trocas de fluidos foram consideradas bem sucedidas. Não foram identificados problemas operacionais, eventos relacionados à formação de hidratos, perdas de injetividade ou outras dificuldades relevantes.

Os principais marcos do Piloto WAG, foram:

início da injeção de água no poço 9-RJS-687D - OUT/12;

início da injeção de água no poço 8-LL-9-RJS - MAI/13;

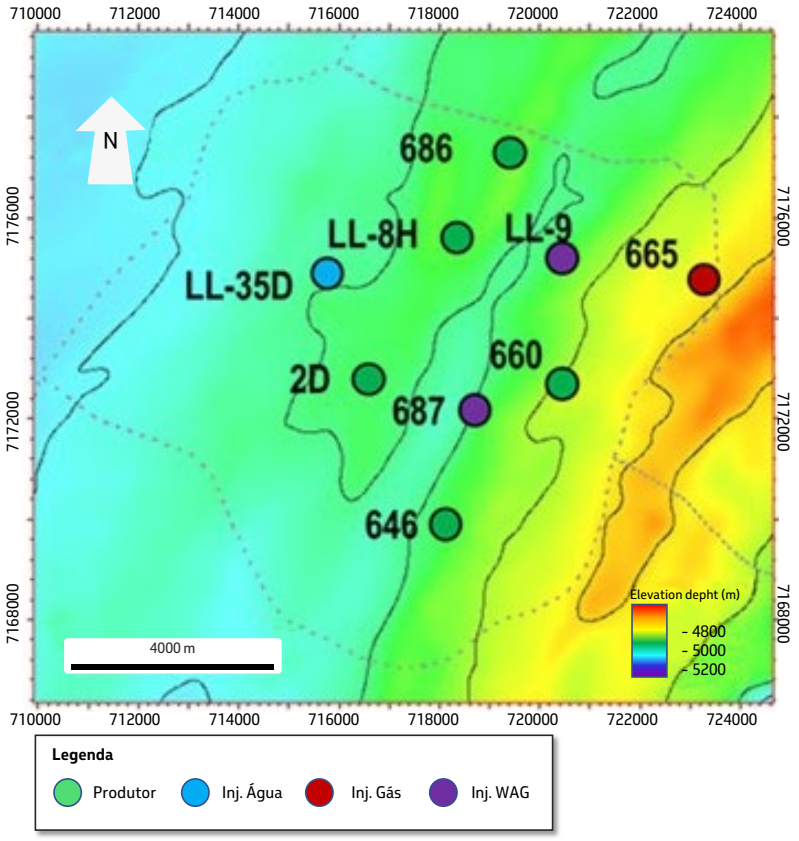


Figura 5.2 Mapa da área do piloto WAG no módulo piloto de Tupi.

troca para injeção de gás no poço 9-RJS-687D - JUN/13;

troca para injeção de gás no poço 8-LL-9-RJS - JUL/15;

troca para injeção de água no poço 9-RJS--687D - JUL/15.

Em relação aos impactos nos produtores, foram observados efeitos positivos das injeções cíclicas de água e gás sobre a RGO, corte de água (*water cut*) e estabilização da produção de óleo.

À medida que o Piloto WAG fornecia resultados animadores, a técnica foi sendo expandida para os demais módulos de Tupi, incluindo a área de Iracema, e para o campo de Sapinhoá. Com o avanço da produção do Pré-sal ao longo dos últimos anos, foi possível diminuir ainda mais as incertezas em relação à aplicação do método em escala de campo, por conta da realização de dezenas de ciclagens de fluidos nos poços injetores, pelo acompanhamento do comportamento da injetividade nestes poços e pela observação da resposta dos poços produtores. Até 31/07/2020, setenta e três trocas de fluidos haviam sido realizadas em vinte poços.

A periodicidade entre trocas depende ainda de vários fatores. A partir de indicações geradas pelos modelos de simulação, obteve-se um valor de referência que foi ajustado, caso

a caso, levando-se em conta aspectos como disponibilidade de gás para injeção, necessidade de se injetar mais gás por conta de alguma limitação na capacidade de exportação, situação dos poços produtores vizinhos (RGO, RAO, etc.), questões operacionais, disponibilidade de linhas submarinas de injeção de gás, etc.

Novamente, não ocorreram eventos inesperados relacionados à injetividade tanto de água quanto de gás, deposição de asfaltenos ou formação de hidratos que impactassem a continuidade das ciclagens, nos períodos propostos. Os resultados obtidos propiciaram maior segurança de que as cotas de injeção projetadas seriam cumpridas e confiança adicional na expansão do método para novas áreas.

Um monitoramento contínuo é feito em todos os poços injetores WAG e produtores circunvizinhos, para análise e interpretação de performance, inferência de ganhos obtidos com o controle da produção dos fluidos e otimização do cronograma de ciclos. Dentre os parâmetros monitorados, destacam-se a concentração de traçadores químicos presentes na água e no gás produzidos; a taxa de declínio de produção de óleo, quando sob ciclos de injeção de água ou gás; a irrupção dos fluidos injetados e o subsequente comportamento de corte de água (*Wcut*) ou razão gás-óleo (RGO) ao longo dos ciclos.

Existem alguns ótimos exemplos da contribuição do WAG para um gerenciamento mais efetivo do reservatório. Um dos mais significativos está reproduzido na Figura 5.3. Trata-se do efeito dos ciclos realizados no poço 8-LL-40, Área de Iracema, no produtor 7-LL-73D. Observa-se que o comportamento da evolução da RGO acompanha exatamente (com uma defasagem de tempo) as trocas realizadas no poço injetor.

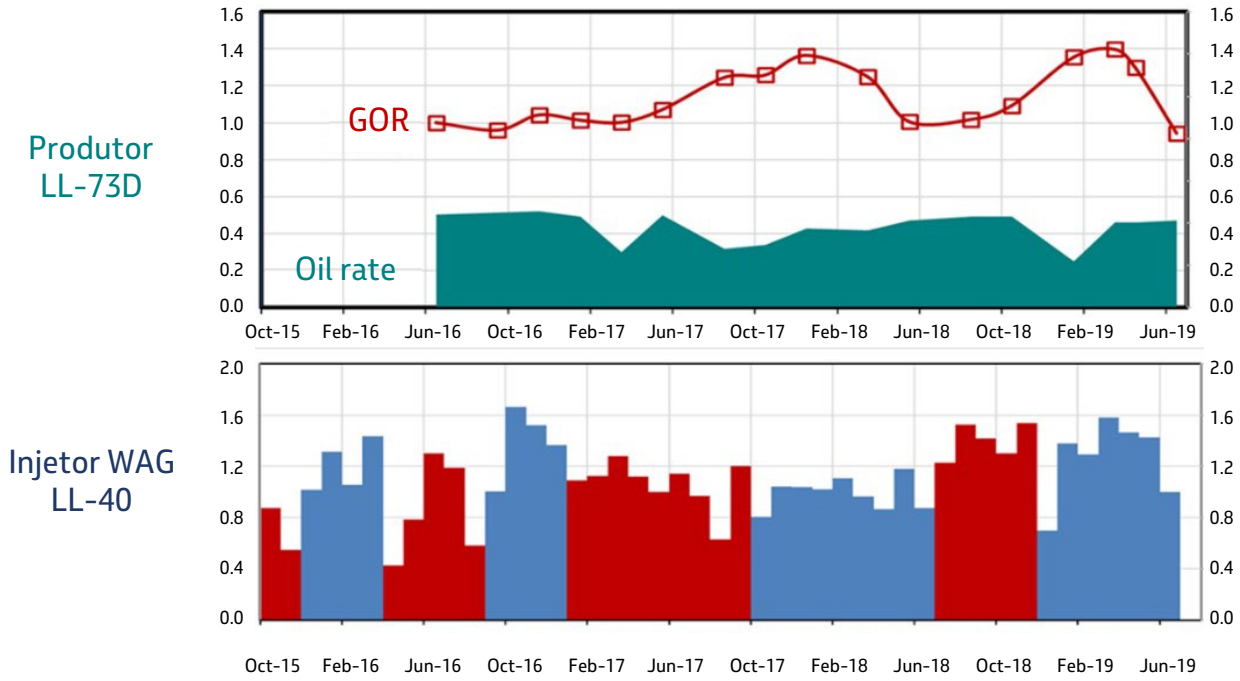


Figura 5.3 Efeito dos ciclos WAG na RGO do poço 7-LL-73D. No gráfico inferior, os ciclos de gás e água são representados, respectivamente, pelas cores vermelha e azul.

O projeto conceitual para avaliação e implantação da tecnologia WAG no Pré-sal seguiu etapas consistentes, de forma a consolidar o conhecimento teórico, experimental e prático obtidos, visando conferir segurança e robustez aos passos seguintes. Face à avaliação positiva, os novos projetos dos campos em fase de desenvolvimento passaram a considerar a utilização do método desde o início da injeção. Um bom exemplo é o de Mero, que considera reinjeção de todo o gás produzido fazendo uso dessa técnica (Moczydlower *et al.*, 2019), até pelo fato de o gás associado ter elevado teor de CO_2. Adicionalmente, as diversas equipes de projeto continuamente elaboram estudos para aprimorá-la e identificar novas oportunidades de implantação.

Em resumo, a utilização dos métodos de recuperação por injeção de gás/CO_2, injeção de água e o acoplamento dos dois métodos, via injeção WAG, se configura em uma solução tecnológica elegante e eficiente que irá impactar positivamente o gerenciamento e o desempenho da recuperação dos reservatórios do Pré-sal (Pizarro *et al.*, 2017).

Entre outras tecnologias, as aplicações WAG contribuíram para que a Petrobras fosse agraciada com as seguintes premiações:

» OTC-2015, pelo primeiro uso do método WAG em águas ultraprofundas, no piloto de Tupi (Petrobras, 2015, 3º Prêmio OTC);

» OTC-Brasil 2019, pelo primeiro teste de Longa duração (TLD) que reinjetou o gás produzido, no campo de Mero (Petrobras, 2019, Prêmio OTC Brazil);

» OTC-2020, pelo primeiro *manifold* de injeção simultânea de água e gás pronto para operar, no campo de Búzios (Petrobras, 2020, 4º Prêmio OTC).

6. INTERAÇÃO ROCHA-FLUIDO

Ao longo do tempo geológico, estabelece-se um equilíbrio químico e físico-químico dos fluidos presentes no reservatório (água, óleo e gás) com a rocha que constitui a jazida. Com a produção de petróleo e a injeção de água e/ou CO_2, esse equilíbrio é desfeito, levando aos fenômenos de interação rocha-fluido (IRF) – hoje uma "disciplina" que estuda as possíveis interações entre a rocha-reservatório e os fluidos injetados.

Antes da descoberta do Pré-sal, a Petrobras produzia petróleo predominantemente em arenitos nos quais a água produzida nos poços é uma mistura mais simples, e facilmente calculável, entre a água de formação e a água injetada, com proporções que variam ao longo tempo. Pode-se dizer que os arenitos são praticamente "inertes" frente à injeção de fluidos. Nos carbonatos, o cenário é mais desafiador. A água injetada pode, mais facilmente, reagir quimicamente com a rocha, causando alterações na composição da água produzida e em propriedades da rocha, como porosidade e permeabilidade. Essas reações são potencializadas pela presença de CO_2. A modelagem desses sistemas é complexa e requer a utilização de *softwares* especializados. A esse tipo de simulação dá-se o nome de "simulação do transporte reativo em meio poroso".

6.1 Interação rocha-fluido no Pré-sal

A disciplina "interação rocha-fluido" é ainda pouco explorada mundialmente nas simulações em escala de reservatório. Quando os primeiros estudos com o reservatório do Pré-sal se iniciaram na Petrobras, em 2010, havia pouca informação na literatura, em particular de estudos nas condições de pressão, temperatura e teores de CO_2 similares aos do Pré-sal. Havia uma lacuna experimental e de simulação numérica, o que inviabilizava a previsão da composição dos fluidos produzidos. A determinação da composição e do pH da água produzida é essencial para um projeto de produção. A estratégia de previsão e de prevenção de incrustações salinas se baseia no conhecimento antecipado dos fluidos a serem produzidos em cada poço e na mistura no *topside* (equipamentos da plataforma). O pH, por sua vez, é essencial na definição da metalurgia de poços produtores. No Pré-sal, essa avaliação é ainda mais crítica pela presença de contaminantes como o H_2S e, principalmente, o CO_2. Em virtude das reações químicas, no caso específico de carbonatos, a composição da água produzida só pode ser corretamente prevista por meio de simulações de transporte reativo.

Para viabilizar os estudos, foram desenvolvidos protocolos de ensaios laboratoriais que reproduzissem o cenário do Pré-sal. Esses ensaios, realizados nas dependências do Centro de Pesquisas Leopoldo Américo Miguez de Mello (CENPES, da Petrobras), permitiram identificar as principais reações químicas e medir seus parâmetros cinéticos e termodinâmicos. Um laboratório foi projetado para atender a essa demanda, com reatores em material especial para lidar com fluidos salinos, altas pressões e teores de CO_2. Amostras de rochas pulverizadas foram colocadas em contato com água do mar ou água do mar dessulfatada e CO_2. As modificações na composição do fluido foram acompanhadas por amostragens periódicas. Todos os minerais de interesse foram analisados individualmente para obtenção dos parâmetros associados às reações.

A principal reação esperada em um carbonato submetido à injeção de água do mar dessulfatada é a dissolução da calcita (carbonato de cálcio – $CaCO_3$). Embora ocorra na presença de água, essa reação é intensificada em meios com CO_2. Outro carbonato comum no Pré-sal e que pode ser dissolvido durante a injeção de água é a dolomita – $CaMg(CO_3)_2$ (carbonato misto de cálcio e magnésio). Na presença de calcita, a dissolução da dolomita é uma reação secundária. Essas reações de dissolução vão aumentar as concentrações de cálcio, magnésio e bicarbonato na água (quando comparadas aos valores estimados em um caso não reativo). Outros minerais que podem estar presentes em menores proporções, mas ainda sujeitos a reações de dissolução, são: anidrita (sulfato de cálcio – $CaSO_4$), celestita (sulfato de estrôncio – $SrSO_4$) e estroncionita (carbonato de estrôncio – $SrCO_3$). Em um sistema real, todas essas reações podem ocorrer concomitantemente, o que torna o problema bastante complexo do ponto vista da modelagem. A Figura 6.1.1 mostra as imagens de microtomografia durante teste de injeção de HCl (ácido clorídrico) em afloramento de calcita. Nela é possível visualizar claramente a formação de canais pela dissolução da rocha.

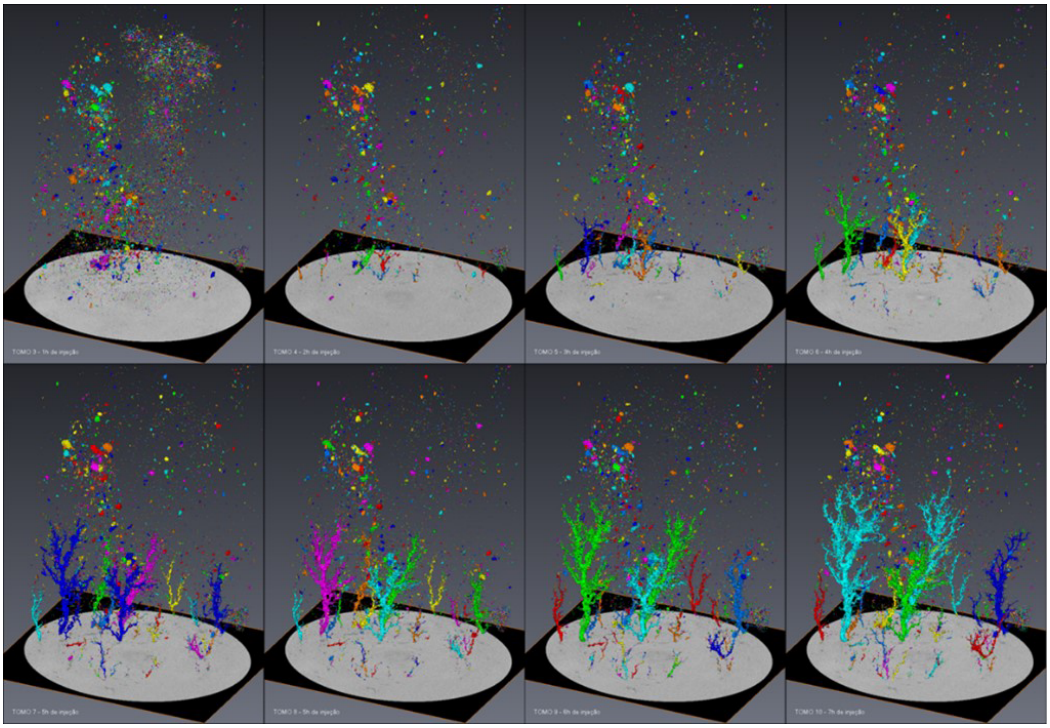


Figura 6.1.1 Formação de canais em ensaio de injeção de água + HCl em amostra de rocha carbonática (imagem do laboratório de tomografia do CENPES).

A inclusão de reações químicas em um modelo de fluxo recebe o nome de transporte reativo em meio poroso. Pela definição, trata-se da modelagem do transporte, através do meio poroso, de várias espécies químicas que reagem entre si em uma mesma fase (reações homogêneas) e com espécies químicas de outras fases (reações heterogêneas). Portanto, é a combinação de reações químicas e processos hidrodinâmicos.

Para as simulações numéricas em escala de reservatórios, a Petrobras buscou o que havia de mais avançado na época. Embora estudos de reatividade com foco em produção de petróleo fossem raros, havia alguns simuladores voltados para armazenamento geológico de CO_2. Dentre os softwares disponíveis, destacava-se uma ferramenta do Instituto Francês de Petróleo e Energias Renováveis (IFPEN). Enxergando o potencial desse simulador, a Petrobras estabeleceu uma parceria com o IFPEN para desenvolvimento do COORES™, um *software* de transporte reativo capaz de reproduzir os fenômenos esperados nos reservatórios carbonáticos. O diferencial do COORES™ é a possibilidade de acoplamento ao *software* geoquímico ARXIM™, desenvolvido pelo IFPEN em parceria com a universidade de Saint Étienne e descrito em Maurand *et al.* (2009). Esse acoplamento permite prever as reações químicas entre o reservatório e os fluidos injetados, bem como a composição da água produzida e as alterações nas propriedades permo-porosas do reservatório, na escala de reservatório. O banco de dados utilizado é calibrado de acordo com os resultados experimentais, refletindo as condições do Pré-sal e aportando confiabilidade às previsões. Essa integração entre laboratório e simulação em escala de reservatórios foi essencial para o sucesso das modelagens de transporte reativo, disponibilizando para a Petrobras

ferramentas computacionais inéditas até então, com enorme leque de aplicações práticas.

6.2 Impactos da interação rocha-fluido (IRF)

Em um inédito teste realizado em um poço do campo de Tupi em 2012, foi comprovada a existência da interação rocha-fluido em campo (ou seja, fora do laboratório), obtendo-se pela primeira vez os parâmetros dessas interações em escala de poço. Desde então, muitos estudos já foram concluídos e atualmente as avaliações de IRF fazem parte do protocolo para avaliação do potencial de incrustações salinas no Pré-sal. Dentre os benefícios dos estudos de IRF no Pré-sal, destacam-se: (1) subsídios para a decisão de troca de metalurgia nobre por metalurgia mais simplificada em parte dos poços produtores e (2) determinação das condições operacionais adequadas, visando ao aumento da eficiência de injeção de água pelo *by pass* parcial ou total das Unidade de Remoção de Sulfato (URS) existentes nos FPSOs.

Na ausência de reatividade, o pH da água produzida no Pré-sal poderia chegar a valores próximos a três, pela presença de CO_2 em solução. Caso fosse confirmado, esse pH implicaria na utilização de um material extremamente caro, e sem fabricação nacional, para a construção de poços, conforme apontado por Beltrão *et al.* (2009). Com os estudos de IRF, foi possível mostrar que, em virtude das reações químicas, o pH seria suficientemente elevado (bem acima de três) para viabilizar a utilização de materiais menos nobres e mais baratos, como visto em Joia (2013).

No caso do *by pass* da URS, por meio de ensaios de laboratório e simulações de interação rocha-fluido, foi possível mostrar que algumas reações no reservatório podem consumir parte do sulfato injetado presente na água do mar (Figura 6.2.1), fazendo com que a concentração que chega de fato à água produzida seja menor do que a esperada. Assim, os riscos de precipitação de sais insolúveis na coluna de produção são reduzidos, conforme mostrado em Gomes *et al.* (2012). Essa constatação ajudou a viabilizar a aprovação do *by pass* parcial ou integral das URS em várias unidades, sendo um caso bem-sucedido de *by pass* integral desde 2015.



Figura 6.2.1 Cristais de anidrita (pontos brancos) precipitados em plugue de carbonato após ensaio de reator com água do mar e CO_2, 130°C e 4.000 psi.

7. CONTROLE DE INCRUSTAÇÕES SALINAS

O termo incrustação tem sido definido, de modo geral, como formação de depósito inorgânico aderido (Cowan & Weintritt, 1976) a uma superfície. Na indústria do petróleo, está relacionado à precipitação de sais a partir da água produzida junto com o petróleo, devido à supersaturação e formação de depósitos minerais, geralmente cristalinos. Portanto, pode ocasionar severas perdas de produção de óleo e gás com impacto econômico. Águas de formação com alta salinidade e concentração iônica, associadas aos reservatórios do Pré-sal, em teoria, podem formar incrustações na rocha-reservatório; nos intervalos abertos para a produção; nas colunas de produção, incluindo equipamentos como *Inflow Completion Valves* (ICV) na completação inteligente (C.I.); nas árvores de natal molhadas (ANMs); nas linhas de escoamento; nos equipamentos submarinos e na planta de processamento nos navios-plataforma (FPSO). Em função do potencial de incrustação, antecipam-se estratégias de controle integradas com soluções tecnológicas desenvolvidas para a prevenção e mitigação de incrustações, refletindo positivamente no fator de recuperação (Rosario *et al.*,2001, Bezerra *et al.*, 2004, Gomes *et al.*,2012, Bezerra *et al.*, 2013).

As incrustações salinas mais comuns no Pré-sal são de carbonatos de cálcio ($CaCO_3$) – calcita, aragonita e/ou vaterita. Elas são formadas durante a produção por dois motivos. O primeiro é alto teor de cálcio e bicarbonato nas águas de formação. O segundo é o deslocamento de CO_2 da fase aquosa para a fase hidrocarboneto, causada pela diminuição da pressão e eventual aumento de temperatura na planta de processo. A diminuição de pressão pode estar relacionada ao *drawdown* (diferença de pressão) próximo ao poço produtor, ou à queda de pressão no reservatório como um todo. Altas temperaturas podem ser necessárias nas plantas de processamento dos FPSO's, para manter o petróleo na especificação requerida. Produtos químicos que tornam o pH mais alcalino também potencializam a precipitação de carbonato de cálcio, como, por exemplo, alguns produtos sequestrantes de H_2S e biocidas.

As incrustações de sulfatos de bário (barita: $BaSO_4$), cálcio (anidrita $CaSO_4$) e de estrôncio (celestita: $SrSO_4$) podem ocorrer secundariamente no Pré-sal, sendo minimizadas com o uso de unidades de remoção de sulfato (URS) da água do mar injetada no reservatório. Contudo, caso a rocha carbonática apresente sulfatos minerais solúveis na sua composição, como a anidrita, a água injetada poderá incorporar sulfato da rocha, disponibilizando sulfatos que poderão precipitar. Incrustações mistas de carbonatos e naftenatos (precipitação de ácidos naftênicos em presença de cálcio e sódio) são pouco comuns, embora já tenham ocorrido na Bacia de Campos, no cenário de mistura de petróleos produzidos de reservatórios do Pós-sal e do Pré-sal (Bezerra, *et al.*, 2013, Nichols *et al.*, 2014).

O gerenciamento e o controle das incrustações requerem integração entre equipes de reservatórios, engenharia de poços, processamento, submarina e garantia de escoamento, de forma a prever as precipitações

em todos os pontos do sistema de produção, reproduzindo as condições operacionais. Para que isso ocorra, são necessários estudos de potencial e estratégias de prevenção e de remediação (Bezerra *et al.*,2013; Venâncio *et al.*, 2017; Almeida *et al.*,2020). Com esse objetivo, utilizam-se modelos computacionais com base termodinâmica e dados experimentais (Kaasa, 1998; Scale SoftPitzer, 2015).

A prevenção das incrustações salinas no Pré-sal se baseia em múltiplas tecnologias e estratégias, como: o uso de URS, dosagem de produtos químicos inibidores de incrustação de fundo de poço (*downhole, subsea*), injeção contínua de inibidor de incrustação na planta de processamento (*topside*), tratamentos químicos com inibidores injetados no reservatório (ou seja, *squeeze* de inibidores de incrustação). Os tratamentos de *squeeze* são preferencialmente realizados de forma remota, sem sonda, e somente com uso de barcos de companhias de serviço em poços. São injetados produtos que são quimicamente retidos nos poros das rochas-reservatório e posteriormente liberados durante a produção dos fluidos. O tempo de vida destes tratamentos é dimensionado com base em experimentos laboratoriais e depois simulados para a escala de poço. Em casos de falhas nos sistemas de dosagem contínua *downhole*, o *squeeze* torna-se a principal alternativa para proteger o sistema de produção. Também integra a estratégia de controle de incrustações a vigilância de poço com sensores de pressão e temperatura (PDG, TPT). Adicionalmente, a composição química da água produzida é monitorada para que os dados sejam integrados a um sistema digital de vigilância, possibilitando um diagnóstico ágil e a implementação de ações preventivas e corretivas.

7.1. Casos históricos e lições aprendidas

7.1.1. Teste de longa duração (TLD) na Bacia de Campos

O marco zero do início da produção na camada Pré-sal foi o TLD (teste de longa duração) nas rochas carbonáticas do Andar Alagoas do Campo de Jubarte, na Bacia de Campos, iniciado em agosto de 2008. Através da iniciativa exploratória Projeto Varredura, buscou-se encontrar acumulações no Pré-sal próximo de infraestruturas já instaladas para produzir no Pós-sal, ganhando-se, assim, tempo para iniciar a produção. Nesse contexto, este TLD foi um laboratório para obtenção de propriedades do reservatório, além de operações visando o controle de incrustações salinas, inicialmente na presença de H_2S, e, em seguida, com o primeiro *squeeze* de inibidor de incrustação feito no Pré-sal.

Foram dois eventos de incrustação de carbonato de cálcio com impacto na produção. O primeiro foi potencializado pelo aumento do pH, devido ao uso de um determinado sequestrante de H_2S, precipitando sólidos de composição aragonítica carreados até a planta de processo (Figura 7.1.1.1), reduzindo drasticamente a vazão. Após o diagnóstico, foi realizada a substituição imediata do sequestrante

de H_2S, controlando a ocorrência de incrustações. Tal evento constituiu-se em importante lição aprendida para operações futuras na Bacia de Santos, em áreas com presença de H_2S, como Búzios, por exemplo.

Retomada a produção, observou-se um declínio lento do índice de produtividade do poço. O monitoramento da pressão indicou possível restrição por precipitação de carbonato de cálcio na interface reservatório-poço e no sistema de produção. Interpretação fundamentada com os resultados obtidos pelo simulador termodinâmico MultiScale (Kaasa, 1998) e dados de água da formação de fundo do poço (Tabela 7.1.1.1). Foram realizados dois tratamentos de *squeeze* de inibidor de incrustação, minimizando o declínio de produção.

Tabela 7.1.1.1 – Composição química da água de formação (Bezerra *et al.*, 2013)

Constituintes	mg/l
Na^+	68812
K^+	3955
Mg^{++}	1184
Ca^{++}	14485
Ba^{++}	22
Sr^{++}	1509
Fe total	22
Cl	171400
SO_4^{2}	340
Br	5
Acetato	15
pH (25 °C)	6,1
Alcalinidade (mg/L HCO_3)	386
Salinidade (mg/L NaCl)	282822



Figura 7.1.1.1 Carbonato de cálcio (aragonita) precipitado durante a produção e carreado até a planta de processo.

7.1.2. Planta de processamento (FPSO) na Bacia de Santos

A ocorrência de incrustação, majoritariamente carbonato de cálcio, foi diagnosticada em planta de processamento de um FPSO da Bacia de Santos, no qual estavam interligados poços produtores dos reservatórios do Pré-sal do Campo de Tupi. Para manter a especificação do petróleo e garantir a eficiência da separação de água na planta de processo, foi necessário efetuar mudanças nas condições de operação dos permutadores de calor para temperatura acima de 135°C na parede dos tubos de troca térmica, potencializando a formação de incrustação carbonática. No diagnóstico realizou-se a caracterização química da incrustação coletada em diferentes pontos da planta de processamento, utilizando microscopia eletrônica de varredura (MEV/EDS) e difração, além de fluorescência de raios-X. O protocolo laboratorial foi fundamentado por Rosa *et al.* (2016) para avaliação da estabilidade térmica de inibidores de incrustação, em nível molecular. A amostragem do óleo foi realizada na linha de surgência dos poços produtores, interligados ao FPSO, visando a separação da água para posterior análise química. Foi efetuada a simulação em laboratório da mistura complexa de águas na planta de processamento e preparação de água produzida sintética, reproduzindo a mistura de águas em equilíbrio (antes da precipitação de carbonatos). A partir da água produzida sintética e dos produtos químicos em avaliação, foram feitos os seguintes testes: compatibilidade de fluidos com desemulsificantes, polieletrólito, inibidor de incrustação e água produzida, estabilidade térmica e eficiência de inibição de incrustação em ensaios estático e dinâmico (PDC - Precipitação Dinâmica em Capilar). O desenvolvimento do protocolo de testes permitiu que um novo inibidor de incrustação fosse selecionado e sua formulação química fosse qualificada para uso especificamente na planta de processamento. Após testes para definição de dosagem mínima e eficiência para altas temperaturas, o inibidor de incrustação foi dosado, possibilitando a prevenção da incrustação e a operação da planta mesmo para temperatura máxima de 135°C. A solução para o problema de incrustação nos permutadores de calor do trem de produção do FPSO foi implantada, mostrando o alto grau de relevância e impacto econômico. Dessa forma, a incrustação foi controlada, permitindo a flexibilidade no processamento e garantindo a especificação do petróleo.

8. SISTEMAS SUBMARINOS

O ambiente em que se encontram as descobertas do Pré-sal, em especial as da Bacia de Santos, apresenta alguns desafios para os sistemas submarinos, além de dificuldades de transporte e logística. Os maiores desafios identificados foram:

» condições meteoceanográficas mais severas na região do Polo Pré-sal da Bacia de Santos, quando comparadas às condições da Bacia de Campos;

» produzir óleo e gás em um local muito distante da costa e sem infraestrutura de produção pré-instalada: 300 km distante da costa, com lâmina d'água 2.200 m de profundidade (mais de 5 vezes a altura do Pão de Açúcar);

» tecnologia capaz de suportar as altas pressões dos reservatórios e os contaminantes presentes nos fluidos produzidos.

Superando o desafio com planejamento e persistência, o trabalho da Petrobras e empresas parceiras no Pré-sal se tornou referência na indústria e levou a Companhia a conquistar mais dois prêmios OTC em Houston. Em 2015, pelo conjunto de tecnologias desenvolvidas para a produção da camada Pré-sal e, em 2020, pelo conjunto de tecnologias aplicadas nos sistemas de produção do campo de Búzios. Além do prêmio OTC Brasil 2019, pelo conjunto de inovações desenvolvidas no Teste de Longa Duração (TLD) de Libra (atualmente, Campo de Mero).

Foram desenvolvidas e utilizadas diversas tecnologias inéditas nos sistemas submarinos em cenário de águas ultraprofundas, inicialmente aplicadas nos Campos de Tupi e Sapinhoá, e que resultaram no Prêmio OTC 2015 (Petrobras, 2015, 3º Prêmio OTC), contribuindo para estabelecer novos padrões em sistemas submarinos e sistemas de ancoragem das plataformas para toda a indústria de óleo e gás. Algumas destas tecnologias, conforme Paulo (2013), Fraga *et al.* (2014), Campello e Morikawa (2014), Paulo *et al.* (2015), Caldeira *et al.* (2017), Petrobras (2021), são apresentadas nos itens de 8.1 a 8.9 a seguir.

8.1. Primeira boia de sustentação de *risers* (BSR)

Risers são dutos que conduzem o petróleo ou o gás do fundo do mar até a plataforma flutuante. Quando é instalado em suspensão na água, submetido à força da gravidade e fixado apenas pelas suas extremidades, uma no poço e outra na plataforma, o *riser* assume a forma aproximada de uma curva catenária.

Os movimentos da plataforma causados pela ação das ondas e correntes marítimas fazem com que o duto se mexa, gerando fadiga no material metálico e reduzindo o tempo durante o qual eles podem operar. Por isso, a Petrobras criou uma solução pioneira na indústria: uma boia, instalada a cerca de 250 metros de profundidade, que sustenta o peso dos *risers*, apelidada carinhosamente na Petrobras de "boião" (Figura 8.1.1). Com esta configuração, os movimentos da plataforma flutuante não são transferidos integralmente aos *risers* rígidos, diminuindo o dano por causa da fadiga e garantindo sua vida útil mesmo em condições meteoceanográficas severas.

Cada BSR (boia de sustentação de *risers*) ocupa uma área correspondente a meio campo de futebol e pesa cerca de 2.700 toneladas. Duas boias foram instaladas no projeto piloto do campo de Sapinhoá e outras duas no campo de Tupi NE.



Figura 8.1.1 Boia de Sustentação de *Risers* – BSR (Acervo Petrobras).

8.2. Primeiro *riser* rígido desacoplado em catenária livre (*steel catenary riser* - SCR)

O primeiro *riser* rígido desacoplado em catenária livre (*steel catenary riser* - SCR) é composto por tubos com *liner*, instalados pelo método *reel lay* (carretel). Os *risers* rígidos apoiados diretamente na Boia de Sustentação de *Risers* (BSR) foram os primeiros *risers* do tipo SCR que empregaram tubos de aço carbono revestidos internamente com *liner* metálico (revestimento para proteção interna de tubos de aço resistente à corrosão). Procedimentos especiais e testes de qualificação permitiram a utilização desses tubos em condições dinâmicas e viabilizaram sua instalação pelo método *reel lay*. Neste método, o lançamento das linhas utiliza navios equipados com carretéis, tendo como vantagem, se comparado aos métodos convencionais, a maior velocidade de instalação de dutos no fundo do mar. Aproximadamente 100 km destes tubos com *liner* metálico foram instalados nos projetos Piloto de Sapinhoá e Tupi NE.

8.3. Tecnologias *Steel Laze Wave Risers* (SLWR) e *riser* híbrido autosustentável (RHAS)

Instalação do mais profundo *riser* rígido em configuração *lazy wave* (SLWR) e *riser* rígido

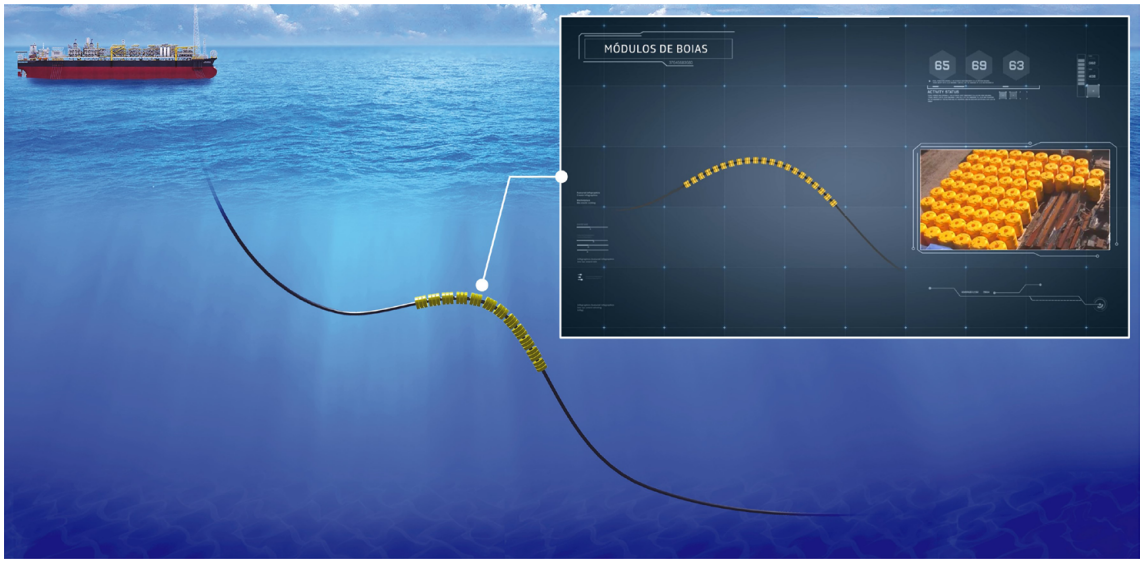


Figura 8.3.1 *Steel Lazy Wave Riser* – SLWR (Acervo Petrobras).

híbrido autosustentável (RHAS) com maior tanque de flutuação. Os *Steel Lazy Wave Risers* (SLWR) são *risers* de aço instalados com um conjunto de flutuadores (boias), em uma configuração em corcova, ligados diretamente à unidade flutuante de produção (Figura 8.3.1). O primeiro sistema deste tipo no mundo, projetado e construído para suportar os movimentos do navio-plataforma no ambiente adverso do Pré-sal, foi instalado em uma profundidade de água de 2.140 m, conectado ao FPSO Cidade de Ilhabela (projeto de Sapinhoá Norte).

Para escoar o gás produzido pelos FPSO Cidade de Ilhabela e Cidade de Mangaratiba, foi necessário utilizar outra inovação tecnológica que suportasse as severas condições de mar e as grandes profundidades, o *riser* híbrido auto sustentável (RHAS). Cada RHAS é composto por um duto rígido vertical sustentado por um tanque de flutuação e conectado ao FPSO por um duto flexível chamado de *jumper* (Figura 8.3.2). O tanque de flutuação instalado em profundidade de 100m tem capacidade para suportar 900 toneladas. Este sistema submarino funciona de forma desacoplada do FPSO, permitindo reduzir os impactos gerados pela movimentação da plataforma sobre os dutos, além de proporcionar independência entre as atividades de instalação dos dutos rígidos e do FPSO.

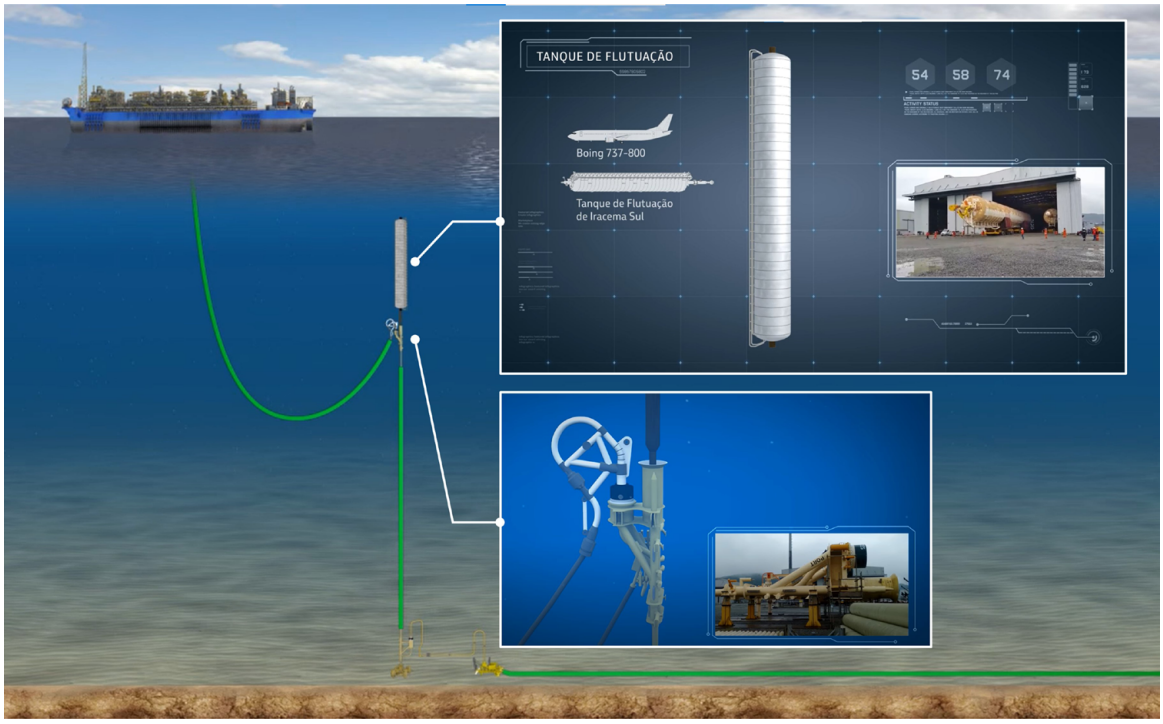


Figura 8.3.2 *Riser* Híbrido Auto Sustentável – RHAS (Acervo Petrobras).

8.4. Mais profundo *riser* flexível (lâmina d'água de 2.200 m)

O *riser* flexível é composto por tubo multicamada (camadas em material metálico e outras em material polimérico), que transporta o petróleo no fundo do mar até à plataforma de produção (Figura 8.4.1). Para uso nos projetos do Pré-sal, esta tecnologia passou por um desenvolvimento específico para atender ao serviço corrosivo e às pressões induzidas pelas águas ultraprofundas. O *riser* flexível em maior profundidade (2.220 m) foi instalado no Campo de Tupi, no projeto Iracema Sul.

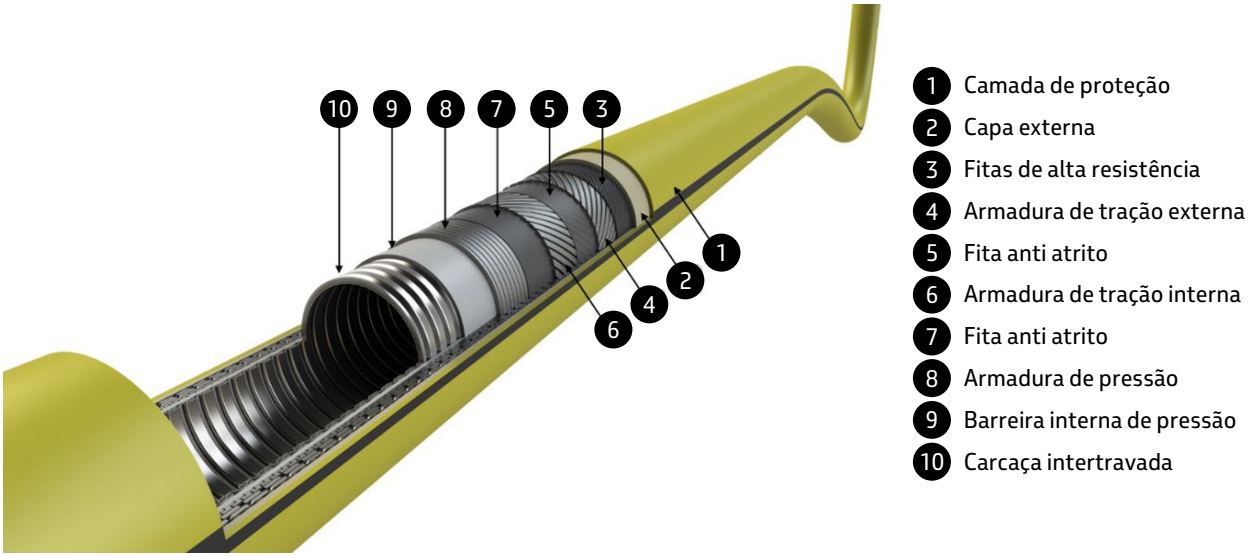


Figura 8.4.1 Camadas de um duto flexível.

8.5. Primeira aplicação de *risers* flexíveis com monitoramento integrado

Primeira aplicação de *risers* flexíveis com sistema integrado de monitoramento dos arames de tração. Os arames da armadura de tração formam a camada do *riser* flexível responsável por resistir aos esforços de tração, tais como o peso próprio. Um sistema baseado em duas novas tecnologias proprietárias da Petrobras - conector olho mágico (terminação customizada que permite acesso à armadura) e MODA (fibras s coladas diretamente nos arames das armaduras) - permite identificar danos estruturais no *riser*, emitindo sinal de alerta, para que ações de manutenção sejam planejadas e executadas de forma precoce (Figura 8.5.1).

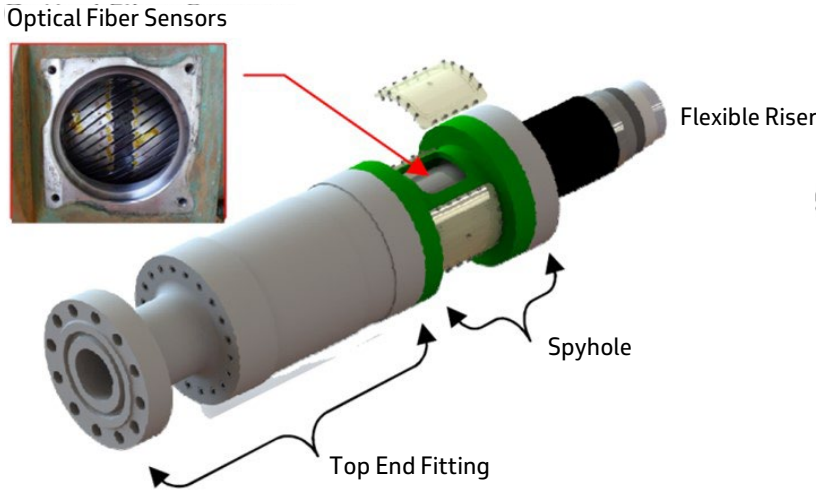


Figura 8.5.1 Terminação de *riser* flexível com sistema integrado de monitoramento dos arames de tração.

8.6. Maior *turret* do mundo

O *turret* consiste em um equipamento de ancoragem utilizado em algumas embarcações do tipo FPSO. Por ele passam as diversas tubulações que conectam os poços à plataforma. Ao concentrá-las em um único ponto de entrada, o FPSO pode girar no próprio eixo para manter o alinhamento ao vento e à correnteza, sem, por exemplo, emaranhar os cabos e tubulações a ela conectados (Figura 8.6.1). Para o projeto do teste de longa duração (TLD) de Libra, foi desenvolvido o *turret* com maior capacidade de suportar carga vertical do mundo, 700 toneladas por linha submarina. Outro marco foi o primeiro pré-lançamento de linhas flexíveis (dutos) com flutuadores em águas ultraprofundas. Para se ter ideia da grandiosidade desse método, cada curva das linhas tem uma altura de 600m, ou o equivalente a quase dois Empire State Building subaquáticos. Esse método permitiu a instalação da estrutura de equipamentos submarinos, antes mesmo da chegada do navio-plataforma Pioneiro de Libra. Resultado: a produção do poço foi antecipada em 43 dias em comparação com os prazos convencionais.



Figura 8.6.1 Navio Plataforma (FPSO) tipo *turret* (Petrobras, Banco de Imagens).

8.7. Sistema otimizado de 20 linhas de ancoragem

Comenta-se o primeiro sistema otimizado de 20 linhas de ancoragem com estacas torpedo para FPSOs em águas ultraprofundas e nova abordagem de configuração do sistema de *risers* submarinos. Esta tecnologia consistiu na redução do raio de ancoragem e da quantidade de linhas de ancoragem de 24 para 20. Ao proporcionar uma maior folga entre as linhas de ancoragem, obteve-se um maior espaço para as conexões dos *risers*, o que permitiu otimizar o projeto das configurações (em *lazy wave*) do sistema de *risers* submarinos, encurtando em 60km o comprimento total das linhas submarinas e reduzindo em 40% a quantidade de módulos de flutuação (boias). Além disso, foram utilizadas as maiores estacas torpedos já empregadas pela indústria.

8.8. Primeira linha flexível produtora de oito polegadas em águas ultraprofundas com sistema de anular controlado

Os elevados teores de CO_2 e H_2S exigiram o desenvolvimento de soluções pioneiras, como a primeira linha flexível de produção de oito polegadas equipada com Sistema de Anular Controlado, conhecido como CAS (*Controled Annulus System*), para águas ultraprofundas. O diâmetro maior destes dutos permitiu um aumento de 40% na vazão, em comparação com os projetos usuais com linhas de seis polegadas. Essa melhoria resultou em vazões máximas de 65 mil barris de óleo por dia, um recorde para os poços *offshore*. Essas altas vazões permitiram, por exemplo, alcançar a capacidade máxima de produção de algumas plataformas de Búzios com apenas três poços. Esse inovador sistema de anular controlado

dos dutos flexíveis também permite o maior controle da integridade e a redução dos custos operacionais com menos inspeções e intervenções submarinas. Importante esclarecer que essas vazões tão elevadas por poço foram obtidas com auxílio de novas tecnologias, mas não unicamente por este motivo. As características excepcionais de reservatório também contribuíram.

8.9. Primeiro *manifold* de injeção simultânea de água e gás

Este equipamento submarino foi projetado e desenvolvido para injetar simultaneamente água e gás e fazer a seleção do fluido para cada um dos poços interligados, evitando a instalação de quase 100km de linhas submarinas.

9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O desenvolvimento tecnológico para produção em águas profundas na Bacia de Campos seguiu a gradual dinâmica das descobertas da época (final dos anos 70, década de 80 e 90), com grau crescente de afastamento da costa, desde as águas rasas até as ultraprofundas. Da descoberta de Garoupa, em 1974, até a descoberta de Roncador, em 1996, por exemplo, foram 22 anos. No Pré-sal, em especial na Bacia de Santos, muitas descobertas foram feitas em um tempo curto de sete anos, entre 2006 e 2013, tais como Tupi (Campo de Tupi), Carioca (Campo de Lapa), área de Iara (Campos de Berbigão, Sururu, Atapu), Guará (Campo de Sapinhoá), Franco (Campo de Búzios), Libra (Campo de Mero), Nordeste de Tupi (Campo de Sépia) e Florim (Campo de Itapu). Esse tempo reduzido entre grandes descobertas exigiu um esforço concentrado para fornecer as soluções tecnológicas e implantar os projetos de desenvolvimento da produção do Pré-sal. No entanto, sem dúvida, a trajetória anterior de aprendizado com a produção em águas profundas e ultraprofundas na Bacia de Campos contribuiu para o sucesso no Pré-sal.

Entre os principais marcos atingidos para a produção no Pré-sal podemos elencar alguns:

» **agosto de 2008**: Marco Zero do início da produção na camada Pré-sal, na Bacia de Campos, poço ESS-103A, Parque das Baleias, Espírito Santo. Interligado à P-34, que já produzia em arenitos turbidíticos do Campo de Jubarte, o poço ESS-103A foi aberto para a produção no Pré-sal com vazão de óleo de 17.600 bpd. O aprendizado tecnológico em avaliação de formações em Tupi foi decisivo para que a empresa retornasse para reavaliar esta área, que já havia sido perfurada anteriormente, mas sua importância não fora plenamente percebida em um primeiro momento;

» **maio de 2009**: Marco Zero da produção da camada Pré-sal na Bacia de Santos, o início do teste de longa duração (TLD) no Piloto de Tupi, no poço 3-RJS-646, interligado ao FPSO BW Cidade de São Vicente;

» **outubro de 2010**: 1º Óleo produzido para o FPSO Cidade de Angra dos Reis em Tupi. O Piloto de Produção de Tupi, considerado

oficialmente iniciado a partir de janeiro de 2011, viria a ser um grande laboratório de aplicação de campo de várias tecnologias e métodos de recuperação no Pré-sal;

» **setembro de 2011**: Gasoduto ROTA 1 pronto para iniciar o escoamento do gás do Piloto de Tupi. Com o início da operação do FPSO Cidade de Angra dos Reis, o CO_2 produzido junto com o gás passaria a ser separado no convés do FPSO e reinjetado no reservatório, enviando-se o gás purificado e com baixo CO_2 para o gasoduto. Minimizavam-se as emissões e disponibilizava-se CO_2 para injeção no reservatório, visando testar os ganhos de recuperação do método de injeção alternada de água e gás rico em CO_2 (WAG);

» **junho de 2014**: atingida a produção de 500 mil barris de óleo por dia em 24 de junho na camada Pré-sal, apenas seis anos após iniciada a produção e com apenas 25 poços completados, com produção média diária por poço de 20.000 barris (bpd/poço). Anteriormente, a Petrobras havia atingido a marca de 500 mil após 31 anos de produção em terra e águas rasas (1953-1984), com 4.108 poços produtores e produção média diária por poço de 120 barris (bpd/poço);

» **maio de 2015**: a Petrobras foi agraciada com o 3º Prêmio OTC (*Offshore Technology Conference*), pelos resultados atingidos no Pré-sal, de acordo com o texto original da premiação: *"Recognizing Petrobras' pre-salt development for their successful implementation of ultra-deepwater solutions and setting new water depth records. Petrobras increased their efforts in technology development to exploit this hard-to-access resource, in waters up to 2,200 m (7,200 ft). By the end of 2014, Petrobras was producing more than 700,000 bpd of oil in the pre-salt layer of the Campos and Santos basins. The oil and gas production in this challenging environment demanded the development of different riser systems, which were successfully applied and are now available for the industry. Additionally, Petrobras achieved a significant reduction in the drilling and completion time for wells"*. Foram destacadas dez tecnologias usadas de forma pioneira: 1 - primeira boia de sustentação de *risers* (BSR); 2 - primeiro *riser* rígido desacoplado e em catenária livre, chamado de *steel catenary riser* (SCR); 3 - mais profundo *steel lazy wave riser* (SLWR); 4 - mais profundo *riser* flexível, a 2.220m; 5 - primeira aplicação de *risers* flexíveis com monitoramento integrado; 6 - recorde de profundidade para perfuração de um poço submarino com a técnica de PMCD (*pressurized mud-cap drilling*); 7 - primeiro uso intensivo de completação inteligente em água ultraprofunda; 8 - primeira separação de CO_2 associada à reinjeção; 9 - mais profundo poço submarino de injeção de gás com CO_2; e 10 - primeiro uso do método de injeção WAG em água ultraprofunda.

» **maio de 2016**: foi atingida a produção de um milhão de barris de óleo por dia na camada Pré-sal das Bacias de Santos e Campos no dia 16 de maio. Oito anos após iniciada a produção no Parque das Baleias e apenas dez anos depois da primeira

descoberta comercial no Pré-sal da Bacia de Santos, Tupi, em 2006. Essa produção foi atingida com apenas 52 poços completados e vazão média por poço de 19.230 barris de óleo diários por poço (bpd/poço);

» **fevereiro de 2017**: foi atingida a produção diária de óleo de 1,5 milhão de barris no dia 8 de fevereiro, na camada Pré-sal das Bacias de Santos e Campos;

» **outubro de 2019**: a Petrobras foi agraciada com premiação na OTC Brazil em reconhecimento às inovações introduzidas no teste de longa duração de Libra, no atual Campo de Mero. Foram destacadas algumas tecnologias inovadoras: 1 – solução inovadora ambiental e de reservatórios no 1º teste de longa duração *offshore,* constituído de dois poços, um produtor e outro injetor, no qual todo o gás produzido – incluindo o CO_2 – foi reinjetado no reservatório; 2 - poço com recorde mundial de vazão de produção em águas profundas da indústria até aquela data, 58 mil barris diários (ultrapassado posteriormente em Búzios); 3 – a ampliação dos diâmetros dos dutos de 6" para 8", o que contribuiu para bater o citado recorde de vazão de produção; 4 - método inédito de montagem da estrutura antes da chegada do navio-plataforma, com ganho de tempo; e 5 – maior *turret* da indústria mundial;

» **maio de 2020**: a Petrobras foi agraciada com sua 4ª premiação na OTC em *Houston*, em reconhecimento às implantações de projetos e inovações introduzidas no Campo de Búzios. Em razão das restrições decorrentes da pandemia de COVID-19, a cerimônia da premiação não aconteceu em 2020, tendo sido postergada a cerimônia de entrega deste prêmio para 15 de agosto de 2021. Na candidatura da Petrobras para o prêmio, foram destacados o início das operações de quatro FPSOs em um período de apenas onze meses, com capacidade para 600 mil barris diários no total, bem como algumas tecnologias pioneiras: 1 – primeiro sistema otimizado de 20 linhas de ancoragem com estacas torpedo para FPSOs em águas ultraprofundas; 2 – sistema computacional que otimizou e reduziu em 60 km o comprimento das linhas submarinas de escoamento; 3 - linha flexível de 8" com sistema de anular controlado, o que permitiu ampliar em 40% a vazão dos poços, permitindo obter vazões de produção superiores a 60 mil barris diários equivalentes; 4 – primeiro *manifold* de injeção simultânea de água e gás pronto para operar; 5 – primeiro uso intensivo de completação inteligente em cenário de perda total de fluidos; e 6 - maior aquisição sísmica com sensores de fundo marinho do tipo OBN (*Ocean Bottom Nodes*) em águas ultraprofundas;

» **agosto de 2020**: a produção de petróleo e gás da camada Pré-sal superou os 2,7 milhões de barris diários de óleo equivalente, mais de 70% da produção nacional. Em dezembro de 2020, já estavam em operação 19 sistemas de produção no Pré-sal da bacia de Santos, explotando exclusivamente esta camada, em águas ultraprofundas. Adicionalmente, havia oito sistemas de produção na Bacia de Campos, vários

destes produzindo simultaneamente petróleo da camada do Pré-sal e do Pós-sal;

» **janeiro de 2021**: conforme o Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural da Agência Nacional de Petróleo Gás Natural e Biocombustíveis (ANP,2020), a produção do Pré-sal, oriunda de 119 poços, foi de 2,074 milhões de barris diários de petróleo e 88,3 milhões de metros cúbicos diários de gás natural, totalizando 2,629 milhões de barris diários de óleo equivalente. A produção do Pré-sal correspondeu a 70,5 % do total produzido no Brasil. Tupi, na Bacia de Santos, foi o que mais produziu petróleo – média de 920 mil barris diários – e também o que mais produziu gás natural - média de 42,6 milhões de metros cúbicos diários, com 56 poços produtores;

» **abril de 2022**: segundo consulta ao Painel Dinâmico de Produção da ANP, realizada em 1º de junho de 2022 (GeoANP, 2022), a produção de petróleo no Pré-sal da Bacia de Santos em abril de 2022 totalizava 2.216.528,41 boe/d, ou 2.218.301,50 bbl/d de óleo. Nesta data, a produção do Pré-sal da Bacia de Campos totalizava 95.468,28 boe/d, ou 79.881,33 bbl/d. Somados os volumes nas Bacias de Santos e Campos, a produção total no Pré-sal era de 2.311.996,69 boe/d (75% da produção nacional), ou 2.298.182,83 bbl/d (74% da produção nacional).

Tanto o amplo reconhecimento internacional pelo desenvolvimento tecnológico como os resultados de produção atestam o enorme esforço para implantação dos projetos de desenvolvimento da produção e a entrega das soluções tecnológicas. Da mesma forma, novas inovações poderão também se tornar realidade. Um exemplo é a tecnologia HiSEP®, que poderá viabilizar a produção comercial em áreas com alta razão gás-óleo e alto teor de CO_2.

AGRADECIMENTOS

Os autores deste capítulo agradecem à Petrobras, pelo amplo suporte às atividades de desenvolvimento tecnológico com foco no Pré-sal desde a sua descoberta, bem como a todos os técnicos e gestores envolvidos com as atividades de planejamento, priorização e acompanhamento do Sistema Tecnológico aplicado ao Pré-sal. Um agradecimento especial aos profissionais que atuaram nos projetos dos Programas Tecnológicos PROSAL e PRO-CO2. Os autores agradecem ainda à Academia e às empresas de base tecnológica que contribuíram para que fossem encontradas soluções para os problemas identificados.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, A. S.; LIMA, S. T. C.; ROCHA, P. S. M. V.; ANDRADE, A. M. T.; BRANCO, C. C. M.; PINTO, A. C. C. CCGS opportunities in the Santos Basin Pre-salt. development. *In*: SPE International Conference on Health, Safety and

Environment in Oil and Gas Exploration and Production, 2010, Rio de Janeiro. SPE-126566.

ALMEIDA, A. S.; ROCHA, P. S. M. V.; LIMA, S. T. C.; PINTO, A. C. C.; BRANCO, C. C. M.; SALOMÃO, M. C. A Study on the potential for CCGS in the Pre-salt cluster of Santos Basin: The Tupi pilot application. *In*: Rio Oil & Gas Expo and Conference, 2010, Rio de Janeiro. IBP-3503-10.

ALMEIDA, G. S. C.; FREITAS, T. C.; ROSÁRIO, F. F. do; CAJAÍBA, J. Enhancing the permeability of a carbonate rock core by dissolution / precipitation treatment with organophosphorous additives evaluated by SEM/EDS and ICP-OES. **Journal of Petroleum Science and Engineering**, v. 193, 2020. 107341.

ANDRADE, A. M. T.; VAZ, C. E. M.; RIBEIRO, J. M.; LOPREATTO, L. G. R.; NASCIMENTO, R. F. S. Offshore production units for Pre-salt Projects. *In*: Offshore Technology Conference, 2015, Houston. OTC-25691.

ANJOS, S. M. C.; PASSARELLI, F. M.; WAMBERSIE, O. E.; LEWI, K.; ROVINA, P. S.; COELHO, O.; MARTINS, M.; RIBEIRO, O. J. S., FERNANDES, R. A. R.; BORGES, F. A. Libra: applied technology adding value to a giant ultra deep water Pre-salt field – Santos Basin, Brazil. *In*: Offshore Technology Conference Brazil, 2019, Rio de Janeiro. OTC-29685-MS.

AGÊNCIA NACIONAL DE PETRÓLEO GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS. Superintendência de Desenvolvimento e Produção. **Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural** – Circulação Externa. [Rio de Janeiro: ANP, 2021]. jan., n. 125.

ARANHA, P. E.; COLOMBO, D.; FERNANDES, A. A.; VANNI, G S.; TOMITA, R. A.; LIMA, C. B. C.; LIMA, G. B.; WASSERMAN, J. C. F. A. Strategic Evaluation of Managed Pressure Drilling: An Application on Brazilian Dynamic-Positioning Rigs. **SPE Drill & Compl**, v. 34, n. 3, p. 216–222, 2019. SPE-185281-PA.

ASSAYAG, M. I.; CASTRO, G.; MINAMI, K.; ASSAYAG, S. Campos Basin: A real scale lab for deepwater technology development. *In*: Offshore Technology Conference, 1997, Houston. OTC-8492.

BELTRÃO, R. L. C.; SOMBRA, C. L.; LAGE, A. C. V. M.; FAGUNDES NETO, J. R.; HENRIQUES, C. C. D. Challenges and new technologies for the development of the Pre-salt cluster, Santos Basin, Brazil. *In*: Offshore Technology Conference, 2009, Houston. OTC-19886.

BEZERRA, M. C. M.; ROSARIO, F. F.; ROCHA, A. A.; SOMBRA, C. L. Assessment of scaling tendency of Campos Basin fields based on the characterization of formation Waters. *In*: SPE International Symposium on Oilfield Scale, 2004, Aberdeen. SPE 87452.

BEZERRA, M. C. M.; ROSARIO, F. F.; ROSA, K. R. S. A. Scale management in deep and ultradeep water fields. *In*: Offshore Technology Conference, 2013, Houston. Doi:10.4043/24508-MS.

CALDEIRA, R. O.; GASPARETTO, V.; OAZEN, E. V.; SENRA, S. F.; AGUIAR, L. L.; VALENÇA, C. J.; LIMA, D. L.; LOUREIRO JR., W. C.; LEMOS, C. A. D. Optimizations in the Pre-salt risers systems. *In*: Offshore Technology Conference Brasil, 2017, Rio de Janeiro. OTC-28101-MS.

CAMPELLO, G. C.; MORIKAWA, S. R. K. **Scuttle for the monitoring and inspection of a flexible riser**. Depositante: PETROBRAS. Patent US 2014/0246201 A1. Depósito: 5 jul. 2014.

CARPENTER, C. Intelligent completion installations instrumental in brazilian Presalt development. **Journal of Petroleum Technology**, 30 Apr. 2020. Disponível em: //https_jpt.spe.org/?url=https%3A%2F%2Fjpt.spe.org%2Fintelligent-completion-installations-instrumental-brazilian-presalt-development. Acesso em: 30 maio 2020.

CAUDLE, B. H.; DYES, A. B. Improving miscible displacement by gas-water injection. In: Annual Fall Meeting of SPE, 32, 1957, Dallas. Paper SPE-911-G.

CARVAJAL, G.; MARKO, M.; CULLICK, K. S **Intelligent digital oil and gas fields** – Concepts, Collaboration, and Right-time Decisions. 1. ed. [Cambridge]; Gulf Professional Publishing, 2017.

COSTA, A. M.; POIATE JUNIOR, E. Rocha salina na indústria do petróleo: aspectos relacionados à reologia e à perfuração de rochas salinas. In: MORIAK, W.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. Anjos. (org.). **Sal**: geologia e tectônica: exemplos nas bacias brasileiras. 1. ed. São Paulo: Beca, 2008. p. 361-383.

FALCÃO, J. L. Perfuração de formações salíferas. *In*: MORIAK, W.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. Anjos. (org.). **Sal**: geologia e tectônica: exemplos nas bacias brasileiras. 1. ed. São Paulo: Beca, 2008. p. 384-402.

FERNANDES, A. A.; GOZZI, D. S.; NOGUEIRA, E. F.; SOUZA TERRA, F. de; VANNI, G. S.; SCHETTINI FILHO, R. MPD/MCD offshore application on a dynamic positioning rig. *In*: SPE/IADC Managed Pressure Drilling and Underbalanced Operations Conference & Exhibition, Dubai, UAE, April 2015. SPE-173825-MS.

FORMIGLI FILHO, J. M.; PINTO, A. C. C.; ALMEIDA, A. S. Santos Basin's Pre-salt reservoirs development - the way ahead". *In*: Offshore Technology Conference, 2009, Houston. OTC-19953.

FRANQUET, J.; VERMA, N. K.; AZEEMIDDIN, M.; AL-SHAMALI, A.; AL-MORAKHI, R.; REJI, E. C. Openhole Stability Analysis of Horizontal Wellbores Under Production Scenarios in Jurassic Carbonate Reservoirs of West Kuwait. In: SPE Middle East Oil & Gas Show and Conf. Int. Exhib. Centre, 15., 11-14 March 2007. Bahrain. SPE paper 105332.

FRAGA, C. T. C.; LARA, A. Q.; PINTO, A. C. C.; BRANCO, C. C. M. Challenges and solutions to develop Brazilian Pre-salt deepwater fields. *In*: World Petroleum Conference, 2014, Moscou. WPC-2084.

GeoANP - Painel Dinâmico de Produção da ANP. Disponível em: http://geo.anp.gov.br/mapview. Acesso em: 01 jun. 2022.

GOMES, R.; MACKAY, E. J.; DEUCHER, R. H.; BEZERRA, M. C. B., ROSARIO, F. F.; JORDAN, M. M. Impact of reservoir reactions on thermodynamic scale prediction. *In*: SPE International Conference in Oilifield Scale, 2012, Aberdeen. SPE 155255-MS.

HANNEGAN, D. M. Managed pressure drilling in marine environments. In: SPE IADC Drilling Conference, 2005, Amsterdam. SPE 92600-MS.

HERIOT-WATT UNIVERSITY. Department of Petroleum Engineering. Squeeze VII, User`s Manual. Edinburg: Heriot Watt University, 2012.

HEYDRICH, M.; HAMMAMI, A.; CHOUDHARY, S.; MOCKEL, M.; RATULOWSKI, J. Impact of a Novel Coating on Inorganic Scale Deposit Growth and Adhesion. *In*: Offshore Technology Conference, 2019, Houston. OTC-29218-MS.

JACINTO, C. C.; NARDI, L.; SILVA, M. F. da; MARQUES, M.; ESTEVES, P.; MACIEL, P.; VASQUES, R. R. World´s first: annular barrier installed in a subsea, deepwater well without the use of cement. *In*: Offshore Technology Conference Brasil, 2015, Rio de Janeiro. OTC-26122-MS.

JOIA, C. J. B. M. Materials developments for the Pre-salt projects. *In*: SPE ATCE Annual Technical Conference and Exhibition, 2013, New Orleans.

KAASA, B. MultiScale: User Manual. Norway: Petrotech, 1998.

MACKENZIE, R.; HALVORSEN, G. R.; VEDELD, H. Subsea All Electric – A Game Changing Technology Going Forward. *In*: Offshore Technology Conference, 2020, Houston. OTC-30515-MS.

MARQUES, L. C. C.; PAIXÃO, L. C. A.; BARBOSA, V. P.; MARTINS, M. O.; CALDERON, A.; PEDROSO, C. A., FERNANDES, L. H. C.; MELO, J. A.; CHAGAS, C. M.; DENADAI, N. J. The 200th Horizontal Openhole Gravel-Packing Operation in Campos Basin: A Milestone in the History of Petrobras Completion Practices in Ultradeep Waters. *In*: European Formation Damage Conference held in Scheveningen, The Netherlands, 30 May – 1 June, 2007. SPE 106364.

MARTINS, A. L; CASTRO, B. B.; SCHLUTER, H. E. P; FERREIRA, M. V. D.; ACHY, A. R. A,; PEPE, I. M. Offshore Field Experience with Non Chemical Oilfield Scale Prevention / Remediation Strategies in Brazil. *In*: Offshore Technology Conference, 2020, Houston. OTC-30552-MS.

MAURAND, N.; MAYOURA, S.; PARRA, T.; ARAUJO, C. H. V.; FURTADO, C. J. A. Coupling compositional flow, thermal effects and geochemistry reactions when injecting CO_2 in a carbonated oil field. **Energy Procedia**, [Amsterdam], v. 51, p. 316–325, 2014.

MOCZYDLOWER, B.; SALOMÃO, M. C.; BRANCO, C. C. M.; ROMEU, R. K.; HOMEM, T. R.; FREITAS, L. C. S.; LIMA, H. A. T. S. Development of the Brazilian Pre-salt Fields – when to pay for information and when to pay for flexibility. *In*: SPE Latin American and Caribbean Petroleum

Engineering Conference, 2012, Mexico City. SPE-152860.

MOCZYDLOWER, B.; FIGUEIREDO JUNIOR, F. P.; PIZARRO, J. O. S. Libra extended well test – an innovative approach to de-risk a complex field development. *In*: Offshore Technology Conference, 2019, Houston. OTC-29653-MS.

MORAIS, J. M. **PETROBRAS**: uma história das explorações em águas profundas e no Pré-sal. [Rio de Janeiro]: Campus Elsevier, 2014.

NAKANO, C. M. F.; PINTO, A. C. C.; MARCUSSO, J. L.; MINAMI, K. Pre-Salt Santos Basin - extended well test and production pilot in the Tupi Area – the planning phase. *In*: Offshore Technology Conference, 2009, Houston. OTC-19886.

NASCIMENTO, J. D.; DENICOL, P. S. Complex reservoir evaluation in the Pre-salt carbonates of Santos Basin - The wildcat of Tupi - a case History. *In*: AAPG International Conference and Exhibition, 2009, Rio de Janeiro. AAPG 90100.

NOGUEIRA, E. F. A Evolução da Tecnologia MPD Desde 2005. Apresentação realizada na seção "Terças Técnicas" da SPE Seção Brasil, 23 de fev. 2021, no Rio de Janeiro. Disponível em: https://www.youtube.com/watch?v=-BiMrJvDJV6o. Acesso em: 30 jun. 2020.

PASSARELLI, F. M.; MOURA, D. A. G.; BIDART, A. M. F.; SILVA, J. P.; VIEIRA, A. J. M.; FRUTUOSO, L. F. A. HISEP: a game changer to boost the oil production of high GOR and high CO2 content reservoirs. *In*: Offshore Technology Conference, 2019, Houston. OTC-29762-MS.

PEREIRA, A. Z. I.; SILVA, M. G. F. da; PAIXÃO, L. C. A. da; OLIVEIRA, T. J. L. de; FERNANDES, P. D. Used approaches for carbonates acidizing offshore Brazil. *In*: SPE International Symposium and Exhibition on Formation Damage Control, 2012, Lafayette. SPE doi:10.2118/151797-MS.

PETROBRAS. **PETROBRAS, Banco de Imagens Petrobras**.

PETROBRAS. **PETROBRAS, Fatos e Dados**. Disponível em: https://petrobras.com.br/fatos-e-dados/ganhamos-premio-internacional-por-tecnologias-inovadoras-no-bloco-de-libra-no-pre-sal.htm. Acesso em: 26 jan. 2021.

PETROBRAS. **PETROBRAS, Nossa Energia**. Disponível em: https://nossaenergia.petrobras.com.br/pt/energia/5-firsts-cinco-marcos-pioneiros-na-industria-de-oleo-e-gas. Acesso em: 26 jan. 2021.

PETROBRAS. **PETROBRAS, Projeto BSRs e SCRs de Sapinhoá e Lula-NE**. Disponível em: https://www.youtube.com/watch?v=3pGQ-vU9t1mw. Acesso em: 14 fev. 2022.

PETROBRAS. **PETROBRAS, Sistemas de Coleta e Exportação de Gás - SLWR e RHAS**. Disponível em: https://www.youtube.com/watch?v=1r-zaITmKh0. Acesso em: 14 fev. 2022.

PETROBRAS. **Prêmio OTC**: Distinguished Achievement Awards for Companies,

Organizations, and Institutions. For outstanding technical achievements related to the development of deepwater production systems, Offshore Technology Conference, 1., 1992, Houston.

PETROBRAS. **Prêmio OTC**: Distinguished Achievement Awards for Companies, Organizations, and Institutions. For outstanding advancements to deepwater technology and economics in the development of the Roncador Field; Offshore Technology Conference, 2., 2001, Houston.

PETROBRAS. **Prêmio OTC**: Distinguished Achievement Awards for Companies, Organizations, and Institutions. Recognizing Petrobras' pre-salt development for their successful implementation of ultra-deepwater solutions and setting new water depth records. Offshore Technology Conference, 3., 2015, Houston.

PETROBRAS. **Prêmio OTC Brazil**: "Award in recognition of its groundbreaking Extended Well Test EWT Libra Project, that pushed the concept of the dynamical appraisal to a new dimension). Offshore Technology Conference, 2019, Houston.

PETROBRAS. **Prêmio OTC**: Distinguished Achievement Awards for Companies, Organizations, and Institutions. Recognizing Petrobras' pre-salt development for their successful implementation of ultra-deepwater solutions and setting new water depth records. Offshore Technology Conference, 4. 2020, Houston. Evento não realizado em função da pandemia de COVID-19, a cerimônia de entrega do prêmio ocorreu em 15 de agosto de 2021).

PETROBRAS. **Prêmio FIRJAN Ambiental 2020**, categoria Gases de Efeito Estufa e Eficiência Energética: Projeto Captura, Uso e Armazenamento de Carbono (CCUS) no Processo de Produção de Óleo e Gás no Polo Pré-sal. Disponível em: https://www.firjan.com.br/noticias-1/premio-firjan-ambiental--2020-conheca-o-projeto-pioneiro-vencedor-da-categoria-gases-de-efeito-estufa-e--eficiencia-energetica-1.htm. Acesso em: 31 mar. 2021.

PETROBRAS. **Tecnologias Pioneiras do Pré--sal**. Disponível em: https://presal.hotsitespetrobras.com.br/tecnologias-pioneiras. Acesso em: 26 jan. 2021.

PINHEIRO, R. S.; SANTOS, A. R.; MARQUES, M.; SCHNITZLER, E.; SIGNORINI, D.; TOMITA, R. A. Well construction challenges in the Pre-salt development projects. *In*: Offshore Technology Conference, 2015, Houston. SPE 25888-MS.

PINTO, A. C. C.; VAZ, C. E. M.; BRANCO, C. C. M.; RIBEIRO, J. An evaluation of large capacity processing units for ultra deep water and high GOR oil fields. *In*: Offshore Technology Conference, 2014, Houston. Paper OTC-25724.

PIZARRO, J. O. de S.; BRANCO, C. C. M. Challenges in implementing an EOR project in the Pre-salt province in the deep offshore Brazil. *In*: SPE EOR Conference at Oil and Gas West Asia, 2012, Muscat. SPE 155665.

PIZARRO, J. O. de S.; POLI, R. E. B.; ROSA, M. B.; SILVA, V. C.; BRANCO, C. C M.; CUNHA, B. M.; DORIA, M. A. F. S.; ALLES, N.; BATELLO, D.; PINTO, A. C. C. Optimizing Production of Santos Basin Pre-Salt Fields through Sound Reservoir Management Practices. Paper OTC- 27993-MS. Offshore Technology Conference Brasil, Rio de Janeiro, Brazil, 24-26 October 2017.

POIATE JUNIOR, E.; COSTA, A. M.; FALCAO, J. L. Well Design for Drilling Through Thick Evaporite Layers in Santos Basin – Brazil. Paper SPE 99161, presented at the 2006 IADC/SPE Drilling Conference, held in Miami, Florida, USA, 21-23 February.

ROSA, K. R.; BEZERRA, M. C; FONTES, R. A.; PONZIO, E. A.; ROCHA, A. A. Study of thermal stability of scale inhibitors and its impact on processing plants. *In*: SPE International Oilfield Scale Conference and Exhibition, 2016, Aberdeen. SPE 179907-MS.

ROSARIO, F. F.; BEZERRA, M. C. Scale potential of a deep water field - water characterization and scaling assessment. *In*: International Symposium on Oilfield Scale, 2001, Aberdeen. SPE 68332-MS.

SALAMY, P. S.; FINKBEINER, T. A poroelastic Analysis to address the impact of Depletion Rate on Wellbore Stability in Openhole Horizontal Completions. *In*.: Abu Dhabi Int. Petroleum Exhib. & Conf., 10., 13-16 October 2002. SPE paper 78562.

SALOMÃO, M. C.; MARÇON, D. R.; ROSA, M. B.; PESSOA, T. C. S.; PINTO, A. C. C. Broad strategy to face with complex reservoirs: expressive results of production in Pre-salt area, offshore Brazil. *In*: Offshore Technology Conference, 2015, Houston. OTC-25712.

SANTIAGO, R.G.; SANTOS, B. F.; LIMA, I. G.; MOURA, K. O.; MELO, D. C.; GRAVA, W. M.; BASTOS NETO, M.; LUCENA, S. M. P.; AZEVEDO, D. C. S. Investigation of Premature Aging of Zeolites Used in the Drying of Gas Streams. **Chemical Engineering Communications**, v. 206, n. 11, p. 1367-1374, 2019.

SCHNITZLER, E.; SILVA FILHO, D. A.; MARQUES, F. H.; DELBIM, F. H., VELLO, K. L.; GONÇALEZ, L. F.; FONSECA, T. C. Road to Success and Lessons Learned in Intelligent Completion Installations at the Santos Basin Pre-Salt Cluster. *In*: SPE Annual Technical Conference and Exhibition, 2015, Houston. SPE-174725-MS.

SCHNITZLER, E., GONÇALEZ, L. F.; ASCANEO, W. M.; GONÇALVES, F. F.; ALMEIDA, R. S.; MARQUES, M. First Openhole Intelligent Well Completion in Brazilian Pre-Salt. *In*: OTC Brasil, 2017, Rio de Janeiro. OTC-28102-MS.

SCHNITZLER, E., GONÇALEZ, L. F.; ROMAN, R. S., SILVA FILHO, D. A. S. da, MARQUES, M.; ESQUASSANTE, R. C, DENADAI, N. J.; SILVA JUNIOR, M. F., GUTTERRES, F. B.; GOZZI, D. S. 100th Intelligent Completion Installation: A Milestone in Brazilian Pre-Salt Development. *In*: SPE Annual Technical Conference and Exhibition, 2019, Calgary. SPE-195935-MS.

SCHNITZLER, E.; GONÇALEZ, L. F.; ROMAN, R. S.; MARQUES, M.; GUTERRES, F. R.; SILVA JUNIOR., M. F; CASTILHO, C. A. B. Buzios Pre-salt Wells: Delivering Intelligent Completion *In:* Ultra-Deepwater Carbonate Reservoirs. In: Offshore Technology Conference, 2021, Houston. OTC-31116-MS.

SILVA JUNIOR, M. F.; JACINTO, C. C.; HERNALSTEENS, C.; NOBREGA, M.; SOARES, D. M.; SCHNITZLER, E.; NARDI, L. B. Cableless Intelligent Well Completion Development Based on Reliability. *In*: OTC Brasil, 2017, Rio de Janeiro. OTC-27983-MS.

SCOTT, B.; JOSEPH, C. J.; PENMAN, I. Innovative all-electric tubing retrievable downhole safety valve. *In*: SPE Asia Pacific Oil & Gas Conference and Exhibition, 2018, Brisbane. SPE 191913-MS.

SILVA, V. C.; SILVA, D. N.; AZEVEDO, C. T. Importância da divergência da estimulação ácida para maximizar a recuperação dos reservatórios: quantificação dos efeitos. *In*: Rio Oil & Gas Expo and Conference, 2020, Rio de Janeiro. Trabalho 0000-0002-4973-1176.

SILVA JUNIOR, M. F.; MURADOV, K. M. Review, analysis and comparison of intelligent well monitoring systems. *In*: SPE Intelligent Energy International, 2012, Utrecht. SPE 150195-MS.

SOMBRA, C. L. Research and development applied to the Pre-salt. special session SE14 - Pre-salt development - 1 billion bbl cumulative production: concepts, implementation and first results. *In*: OTC Brazil, 2017, Rio de Janeiro.

TOUMA, S. L.; VAZ, J. C.; REGO, F. C. A.; BARROS, V. A.; NASCIMENTO, J. F.; AMARAL, M. C.; COSTA, E. C. M.; SOUZA, A. F. P. Innovative gas treatment solutions for offshore systems. *In*: Offshore Technology Conference Brasil, 2019, Rio de Janeiro. OTC-29913-MS.

VENÂNCIO, F.; ROSÁRIO, F. F.; CAJAIBA, J. A low-cost system based on image analysis for monitoring the crystal growth process. **Sensors**, [Amsterdam], v. 17, p. 1248 - 1252, 2017.

VIEIRA, R. A. M.; PIZARRO, J. O. de S.; OLIVEIRA, L. A.; OLIVEIRA, D. F. B.; PASSARELLI, F. M.; PEDRONI, L. G. Offshore EOR initiatives and applications in Brazil: an operator perspective. *In*: Offshore Technology Conference, 2020, Houston. OTC-30780-MS.

VIEIRA, R. A. M.; LIMA, P. C. C; Jr, C. R. C.; LEITE, H. S. L. WAG laboratorial characterization. *In*: Rio Oil & Gas Expo & Conference, 2016, Rio de Janeiro. IBP 1158-16.

VIEIRA, R. A. M.; CARDOSO, M. A.; PIZARRO, J. O. de S. An integrated WAG characterization study for an offshore oilfield. *In*: Offshore Technology Conference Brasil, 2019, Rio de Janeiro. OTC-29766-MS.

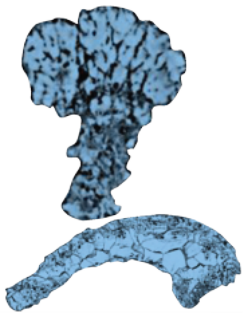
VISSER J.; BASIC, T. Pilot application of remotely operated gas lift valves in Permian Basin unconventional wells. *In*: SPE Artificial Lift Conference and Exhibition-Americas, 2020. SPE 201140.

WARLICK, L. M.; ABASS, H. H.; KHAN, M. R.; PARDO TECHA, C. H.; TAHINI, A. M.; SHEHRI, D. A.; BADAIRY, H. H.; SHOBAILI, Y. M.; FINLBEINER, T.; PERUMALLA, S. Evaluation of Wellbore Stability during Drilling and Production of Open Hole Horizontal Wells in a Carbonate Field. *In*: SPE SaudiArabia Section Tech. Symp. & Exhib., 2009, Saudi Arabia. SPE paper 126157.

WILSON, A. All-Electric Subsea Well Bring Benefits vs. Traditional Hydraulic Technology. **JPT**, Dallas, v. 4, n. 70, p. 65-66, 2018.

XI WANG, P. C.; WANG, X.; XIN, J.; ZHU, A.; WANS, Y. Evolvement of Completion Methods in a High Pressure Fractured Carbonate Reservoir: A Case Study. *In*: SPE Asia Pacific Oil & Gas Conf. & Exhib., 2006, Adelaide. SPE paper 100906.

ZIAUDDIN, M. E.; BIZE, E. The effect of pore scale heterogeneities on carbonate stimulation treatments. *In*: SPE Middle East Oil & Gas Show and Conference, 2007, Bahrain. SPE 104627-MS.



Este livro foi concebido como registro do amplo conhecimento acumulado pelo grupo de geocientistas da Petrobras e assim constitui uma contribuição para a ciência brasileira e internacional. A estruturação do livro tem foco na seção Pré-sal e aborda os aspectos históricos e técnicos de exploração, os elementos do sistema petrolífero, os principais campos produtores e, finalmente, as tecnologias envolvidas tanto na fase exploratória quanto na produção. Desde sua descoberta, o Pré-sal tem sido um play exploratório prolífico. Atualmente atinge uma condição de maturidade a qual proporciona, dentro do seu contexto, a busca de novos desafios exploratórios e tecnológicos e que certamente trará novos conteúdos científicos. Esta obra propõe divulgar o estado da arte desta conquista geocientífica e instigar o aprofundamento dos diversos temas abordados.

ISBN: 978-65-88763-25-4
CTP
9 786588 763254

PETROBRAS