

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA
TERRA

**MODELO CRONOESTRATIGRÁFICO DO CAMPO DE ATAPU: UMA NOVA
ABORDAGEM DE INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E RESTAURAÇÃO
GEOLÓGICA 3D A PARTIR DO CÁLCULO DO TEMPO GEOLÓGICO
RELATIVO (RGT)**

LÍVIA LOVATTE FONSECA

Niterói
2023

LÍVIA LOVATTE FONSECA

**MODELO CRONOESTRATIGRÁFICO DO CAMPO DE ATAPU: UMA NOVA
ABORDAGEM DE INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E RESTAURAÇÃO
GEOLÓGICA 3D A PARTIR DO CÁLCULO DO TEMPO GEOLÓGICO
RELATIVO (RGT)**

Dissertação apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra para a obtenção do título de Mestre na área de Geologia e Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci

Niterói, RJ
2023

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

F676m Fonseca, Lívia Lovatte
MODELO CRONOESTRATIGRÁFICO DO CAMPO DE ATAPU: UMA NOVA
ABORDAGEM DE INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E RESTAURAÇÃO GEOLÓGICA 3D
A PARTIR DO CÁLCULO DO TEMPO GEOLÓGICO RELATIVO (RGT) / Lívia
Lovatte Fonseca. - 2023.
111 f.: il.

Orientador: Wagner Moreira Lupinacci.
Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Instituto de Geociências, Niterói, 2023.

1. Interpretação sísmica. 2. Pré-sal. 3. Tempo
Geológico Relativo. 4. Diagrama de Wheeler. 5. Produção
intelectual. I. Lupinacci, Wagner Moreira, orientador. II.
Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.
III. Título.

CDD - XXX

Bibliotecário responsável: Debora do Nascimento - CRB7/6368

**MODELO CRONOESTRATIGRÁFICO DO CAMPO DE ATAPU: UMA NOVA
ABORDAGEM DE INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E RESTAURAÇÃO GEOLÓGICA
3D A PARTIR DO CÁLCULO DO TEMPO GEOLÓGICO RELATIVO (RGT)**

LÍVIA LOVATTE FONSECA

Dissertação apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra para a obtenção do título de Mestre na área de Geologia e Geofísica.

Aprovada em 23 de junho de 2023.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Francisco Romério Abrantes Júnior (GIECAR/GGO/UFF)

Dr. Leandro Barros Adriano (Ecopetrol)

Dr. Leonardo Costa de Oliveira (Petrobras)

Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci – Orientador (GIECAR/GGO/UFF)

Niterói
2023

AGRADECIMENTOS

Difícil escrever os agradecimentos à tantas pessoas que me ajudaram nesses dois anos de mestrado em apenas uma página (limite imposto por mim mesma), mas vou tentar.

O primeiro “obrigada” não poderia ser à outra pessoa se não ao meu querido orientador, Wagner Lupinacci. Seu empenho para me alocar em um novo projeto, o constante apoio em questões técnicas e a dedicação incansável em me tornar uma profissional preparada para o mercado de trabalho, me indicando inúmeras vezes para vagas de emprego, não me fizeram duvidar da minha escolha para orientador. Agradeço muito a confiança que teve em mim para ser o ponto inicial do projeto lara e por todos os elogios feitos ao meu trabalho. Definitivamente não teria essa qualidade sem a sua supervisão. Muito obrigada.

Agradeço também os membros da banca Leandro Adriano e Leonardo Oliveira por terem aceitado fazer parte da avaliação deste trabalho, em especial ao professor Francisco Abrantes, que contribuiu desde o primeiro exame de qualificação com discussões e comentários pertinentes aos resultados obtidos.

Este trabalho não teria saído do papel se não fosse pelo incrível time do projeto lara, afinal, ninguém faz nada sozinho nessa vida. À minha parceira desde o primeiro dia de mestrado, Vanessa Costa, muito obrigada pela troca. Foram muitos momentos de apreensão, mas no final deu tudo certo e ainda ganhei uma amiga (concursada Petrobras, inclusive). Torço muito por você e tenho certeza de que o seu doutorado vai ser arrebatador. Ao Júlio Vital sou imensamente grata por todas as discussões geológicas, dicas e sugestões. Tive, novamente, ao meu lado uma das pessoas que mais sabe sobre lara dessa Brasil, e tenho orgulho disso. Ao Adler Nascimento, o meu muito obrigada pela troca e toda a ajuda na amarração dos poços.

Eu prometi, e vou entregar: um parágrafo inteiro dedicado à Gabriela Marinho. Para ser sincera, eu nem sei como te agradecer, juro. Na minha opinião você devia ter entrado no projeto antes, mas acho que você não me aguentaria por mais de dois anos. Gabriela foi a responsável por eu conseguir os resultados desse trabalho. Quando eu e Vanessa fizemos os cursos da Aspen Tecnology sobre o software Paradigm, pensei que seria moleza. Mas dado demo é sempre moleza. Na hora de usar o nosso dado gigante, cheio de falha, *mounds*, estruturação extremamente complicada, aí que eu percebi o tamanho do buraco que eu estava me enfiando. Mas aí a vida colocou Gabriela no meu caminho, como um anjo mesmo, e me ajudou em absolutamente tudo no que diz respeito a parte prática do trabalho. Muito obrigada pelas incontáveis reuniões no zoom até 21h no meio da semana, muito obrigada pelos infinitos áudios me explicando alguma coisa, muito obrigada pelos vídeos improvisados pelo whatsapp me mostrando alguma coisa, muito obrigada por me responder em todos os momentos inoportunos que eu tive a cara de pau de pedir por ajuda. E me desculpa por todas essas coisas. Definitivamente não teria essa dissertação sem Gabriela. E mais uma vez, esse projeto me deu uma amiga. Muito obrigada.

Agradeço também os outros alunos do GIECAR, que nesse tempo foram parceiros de marketing e da revista Planeta Geofísica, e sempre ligaram o computador quando precisei.

Este trabalho é fruto de um projeto de pesquisa da UFF em parceria com a empresa Aspen Tecnology e o CNPq. À Aspen, agradeço pelas licenças do software Paradigm e por todos os cursos e suporte que foram disponibilizados. Ao

CNPq, minha eterna gratidão. Mesmo em tempos difíceis para a ciência fui contemplada com uma bolsa. Agradeço também a ANP/BDEP por disponibilizar todos os dados utilizados no trabalho, e à equipe ANP/SAG, pelo tempo, curto, mas proveitoso, em que trabalhei como geofísica, após uma temporada como estagiária. Vocês foram essenciais na minha formação.

À toda equipe Ies Brazil, pelo suporte e compreensão na reta final, momento crucial para finalizar o trabalho, muito obrigada.

Muito obrigada meus amigos Murilo Saibro, Ana Carla Pinheiro e Juliana Jannuzzi, por terem sido um dos meus suportes emocionais ao longo da graduação e do mestrado. Obrigada por serem minha fonte de desabafo e alegria por todos esses anos.

E não menos importante, agradeço meus pais por todo o incondicional suporte. Obrigada pela vida confortável que me deram para que eu pudesse focar na minha carreira (nem todo mundo tem esse privilégio). A última pessoa que eu gostaria de agradecer é meu noivo. A pessoa que esteve comigo em absolutamente todos os momentos dessa etapa e foi essencial para a minha castigada saúde mental. Obrigada por acreditar tanto em mim. Eu amo muito vocês.

É, acho que não consegui escrever só uma página...

RESUMO

Fonseca, L. L. **Modelo cronoestratigráfico do campo de atapu: uma nova abordagem de interpretação sísmica e restauração geológica 3D a partir do cálculo do Tempo Geológico Relativo (RGT)**. 2023. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica) – Faculdade de Geofísica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2023.

No Brasil, os reservatórios do Pré-sal ganharam considerável atenção após sua descoberta na segunda metade dos anos 2000 e têm se mostrado muito promissores até os dias de hoje em termos de produção. Inserido na principal área de exploração do Pré-sal, o Alto Externo da Bacia de Santos, o Campo de Atapu é atualmente o sexto maior campo produtor de petróleo no Pré-sal do país e representa a área estudada no presente trabalho. As complexidades associadas a tais reservatórios, como as grandes profundidades, a espessa e deformada camada de sal sobreposta e as heterogeneidades inerentes à qualidade permoporosa de rochas carbonáticas, dificultam o estudo e caracterização deste tipo de reservatório, uma vez que estes fatores afetam a resolução do dado sísmico. Uma dessas dificuldades é o reconhecimento da discordância intra-Alagoas (DIA). Caracterizada por um refletor de baixa continuidade lateral que, muitas vezes, é erodido pela base do sal, a interpretação manual pode encontrar dificuldades. Estes desafios, portanto, exigem novas tecnologias que auxiliem as etapas envolvidas no ciclo de exploração. Neste sentido, este trabalho adotou uma metodologia para reconhecer de forma semi-automática a DIA, através da geração de um modelo tectonoestratigráfico e o cálculo do Tempo Geológico Relativo (RGT). A primeira etapa do fluxograma consiste na construção do modelo tectonoestratigráfico do Campo de Atapu e o cálculo da primeira informação sobre o RGT. Em seguida, iniciou-se a etapa de reconhecimento das superfícies estratigráficas internas à Formação Barra Velha, os *patches*, inserindo as sementes que, posteriormente, propagaram as informações de amplitude do dado pelo volume sísmico. Nesta etapa, três horizontes intra-formacionais foram reconhecidos, entre eles o correspondente à DIA, apresentando as características mencionadas. Entretanto, o resultado deste reconhecimento automático não obteve sucesso em metade da área estudada. Então, foi necessária a inserção manual das sementes e a geração de novos *patches* nestas regiões em que a propagação falhou. Ao final, o horizonte ainda apresentou áreas sem dado, mas que, através de seções sísmicas, foi possível observar que se tratava de regiões onde houve erosão da DIA. Uma vez obtida a superfície da discordância, o RGT já calculado foi atualizado considerando a DIA. Isto possibilitou o refinamento das linhas de tempo relativo e a geração do diagrama de Wheeler, através do cálculo do paleoespaço. Desta forma, a metodologia permitiu o entendimento das relações temporais dos sistemas deposicionais e sua relação com as superfícies erosivas, além da compreensão de como as formações do Pré-sal se desenvolveram através do tempo e o papel que a discordância intra-Alagoas teve sobre a deposição da Fm. Barra Velha.

Palavras-chave: Campo de Atapu, discordância intra-Alagoas, tempo geológico relativo, paleoespaço, diagrama de Wheeler.

ABSTRACT

Fonseca, L. L. **Chronostratigraphic model of the Atapu Field: a new approach to seismic interpretation and 3D geological restoration based on the calculation of Relative Geological Time (RGT)**. 2023. Dissertation (Master in Geology and Geophysics) – Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2023.

In Brazil, pre-salt reservoirs gained considerable attention after their discovery in the second half of the 2000s and have shown to be very promising up to the present day in terms of production. Inserted in the main pre-salt exploration area, the Outer High of the Santos Basin, the Atapu Field is currently the sixth largest oil producing field in the pre-salt in the country and represents the area studied in this work. The complexities associated with these reservoirs, such as the great depths, the thick and deformed layer of salt and the heterogeneities inherent to the permoporous quality of carbonate rocks, make the study and characterization of this type of reservoir difficult, since these factors affect the resolution of the seismic data. One of these difficulties is the recognition of intra-Alagoas unconformity (IAU). Characterized by a reflector of low lateral continuity that is often eroded by the salt base, manual interpretation may encounter difficulties. These challenges, therefore, faced new technologies that help the steps involved in the exploration cycle. In this sense, this work adopted a methodology to semi-automatically recognize IAU, through the generation of a tectonostratigraphic model and the Relative Geological Time (RGT) calculation. The first stage of the flowchart consists of building the tectonostratigraphic model of the Atapu Field and calculating the first information about the RGT. Then, the recognition stage of the stratigraphic surfaces internal to the Barra Velha Formation began, the patches, inserting the seeds that, later, propagated the data amplitude information by the seismic volume. At this stage, three intra-formational horizons were recognized, including the one corresponding to the IAU, presenting the characteristics mentioned. However, the result of this automatic recognition was not successful in half of the studied area. So, it was necessary to manually insert the seeds and generate new patches in these regions where it failed. At the end, the horizon still showed areas without data, but which, through seismic sections, it was possible to observe that these were regions where the IAU was eroded. Once the IAU surface was obtained, the calculated RGT was updated considering the unconformity. This allowed the refinement of the relative timelines and the generation of the Wheeler diagram, through the paleospace calculation. In this way, the methodology allowed the understanding of the temporal relations of the depositional systems and their relationship with the erosive surfaces, besides the understanding of how the pre-salt formations developed through time and the role that the intra-Alagoas unconformity had on the deposition of the Barra Velha Fm.

Keywords: Atapu Field, intra-Alagoas unconformity, relative geologic time, paleospace, Wheeler diagram.

SUMÁRIO

RESUMO.....	vii
ABSTRACT.....	viii
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. BACIA DE SANTOS	4
2.1 Evolução Tectonoestratigráfica	7
2.2 Formação Itapema.....	13
2.3 Formação Barra Velha.....	23
2.4 Complexo de Iara e o Campo de Atapu.....	42
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	46
3.1 Geração do modelo estratigráfico 3D e RGT inicial.....	48
3.1.1 Carregamento e controle de qualidade dos dados	48
3.1.2 Interpretação sísmica	48
3.1.3 Construção da coluna estratigráfica	52
3.1.4 Modelagem de falhas e horizontes	53
3.2 Reconhecimento de refletores da Fm. Barra Velha.....	55
3.3 Refinamento do RGT e novo modelo cronoestratigráfico	56
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	61
4.1 Geração do modelo estratigráfico 3D e RGT inicial.....	61
4.1.1 Interpretação sísmica	61
4.1.2 Modelo tectonoestratigráfico 3D e RGT inicial.....	72
4.2 Reconhecimento de refletores da Fm. Barra Velha	75
4.3 Refinamento do RGT e novo modelo cronoestratigráfico do Pré-sal.....	82
4.3.1 Atualização do RGT considerando a DIA	82
4.3.2 Criação do paleoespaço	83
4.3.3 Criação de um novo modelo cronoestratigráfico do Pré-sal	89
5. CONCLUSÃO	91
6. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA	93

1. INTRODUÇÃO

A descoberta da seção Pré-sal ocorreu com a perfuração de um poço exploratório para testar o Prospecto Parati, em 2006 (FERNANDEZ, 2017). No mesmo ano, também foi anunciada a descoberta da acumulação de óleo em reservatórios carbonáticos de águas profundas, o Prospecto de Tupi. No final de 2010, foi declarada a comercialidade do prospecto, revelando o primeiro reservatório gigante de petróleo do país. A descoberta do Campo de Lula, atualmente Campo de Tupi, modificou profundamente o cenário exploratório brasileiro de modo que nos anos seguintes diversos poços comprovaram a comercialidade no *play* Pré-sal de inúmeros blocos nas bacias de Campos e Santos.

Atualmente, os reservatórios carbonáticos do Pré-sal são responsáveis por cerca de 75% da produção total de hidrocarbonetos (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis - ANP, 2023), com uma produção diária de mais de 3.100 barris de óleo equivalente (boe/d). Neste contexto, a Bacia de Santos assume um papel de destaque. Localizada na porção sudeste da margem continental brasileira, a bacia é a principal produtora de óleo e gás do país (Figura 1a). Este título se deve principalmente a presença de uma importante estrutura do embasamento que se apresenta como Alto Externo. A localização distal bem como a pronunciada elevação desta feição estrutural impactou os padrões de acumulação sedimentar (CARMINATTI *et al.*, 2009) que, aliado à presença da espessa e contínua camada de rocha evaporítica, teria favorecido o desenvolvimento de plataformas carbonáticas com fácies reservatório de elevada qualidade permoporosa. A combinação desses elementos criou um cenário propício para as acumulações de hidrocarbonetos no Pré-sal, tornando a região do Alto Externo da Bacia de Santos o principal alvo de exploração *offshore* no *play* do Pré-sal, onde se encontram os maiores campos produtores da bacia, incluindo a região de estudo deste trabalho.

O Complexo de Iara, localizado sobre o Alto Externo da Bacia de Santos e dentro do polígono do Pré-sal, representa uma área com oito campos de produção e comprehende três grandes acumulações: Berbigão, Sururu e Atapu (PETROBRAS, 2014), cuja produção atual ultrapassam 340 mil barris de óleo equivalente por dia (boe/d) (ANP, 2023). Neste cenário, a estrutura de Atapu se destaca como a maior produtora desse complexo (Figura 1b), ocupando a sexta posição do ranking de campos mais produtivos do Pré-sal em janeiro de 2023, segundo a ANP. Dessa

forma, devido a importância da área para o contexto econômico e energético nacional, além da otimização operacional, esta pesquisa teve como foco a estrutura de Atapu, abrangendo, assim, os campos de Atapu e Oeste de Atapu.

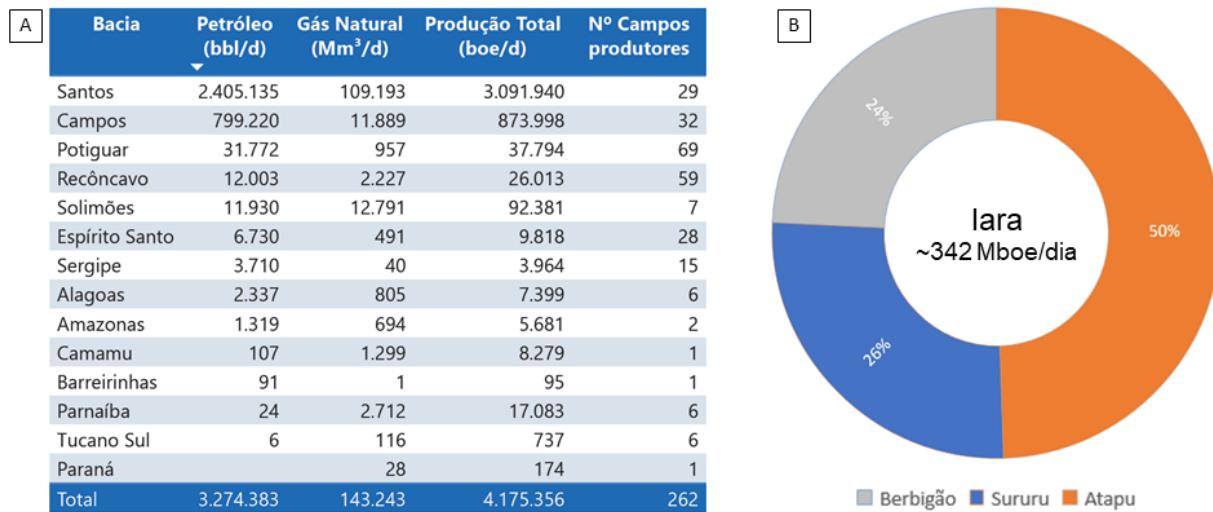


Figura 1: Lista (a) e gráfico (b) dos dados de produção das bacias sedimentares brasileiras e das acumulações do Complexo de Iara, respectivamente. Destaque para a Bacia de Santos no topo da tabela e para o reservatório de Atapu.

Fonte: Adaptado de ANP (2023).

A importância econômica dos reservatórios carbonáticos do Pré-sal é tão elevada quanto os desafios relacionados à exploração deste tipo de rocha. Fatores como as grandes profundidades em que se encontram, a espessa camada de sal sobreposta e a notável heterogeneidade das camadas, inerente às rochas carbonáticas (PENNA & LUPINACCI, 2020), afetam a resolução do dado sísmico (ZAMBRINI *et al.*, 2020). Uma das dificuldades associadas ao estudo dos reservatórios do Pré-sal, é o reconhecimento da discordância intra-Alagoas (DIA). O reconhecimento da DIA é considerada um desafio constante nos estudos estratigráficos da Bacia de Santos uma vez que o seu refletor não possui grande continuidade lateral e está, por muitas vezes, erodido pela discordância da base do sal. Entretanto, a importância desta discordância está atrelada ao marco geológico que ela configura na passagem da fase rifte para a pós rifte, marcando o início de uma fase de maior quiescência tectônica (BUCKLEY *et al.*, 2015; WRIGHT & BARNETT, 2015, MINZONI *et al.*, 2020) e subdividindo a Fm. Barra Velha em inferior e superior. Estes desafios, portanto, exigem novas tecnologias que possam ser utilizadas no ciclo de exploração e exploração para auxiliar os métodos convencionais de caracterização de reservatórios.

Neste sentido, a dissertação pretende criar um fluxo de trabalho que auxilie a interpretação sismoestratigráfica da seção Pré-sal e atinja os objetivos propostos: (i) gerar um modelo tectonoestratigráfico do Campo de Atapu; (ii) avaliar a aplicabilidade da metodologia para o reconhecimento da DIA através de uma interpretação semi-automática; (iii) calcular o RGT a partir do detalhamento da interpretação sísmica que a DIA fornecerá e (iv) realizar a restauração geológica no paleoespaço, a partir do RGT, pelo diagrama de Wheeler.

O processo de desenvolvimento do trabalho se inicia com o carregamento e controle de qualidade do dado sísmico e dos poços disponíveis, para que estejam adequados para a posterior interpretação sísmica. Nesta fase, foram identificadas as principais discordâncias presentes na seção Pré-sal, que correspondem aos topes das formações Camboriú, Piçarras, Itapema e Barra Velha, além da formação Ariri, que marca o fim da deposição evaporítica, e a discordância do fundo do mar, representando a sedimentação marinha recente. Além destas interpretações, também foram mapeadas diversas falhas presentes na região. A partir da associação dos horizontes e falhas interpretadas, foi gerado um modelo tectonoestratigráfico 3D, permitindo um maior entendimento a respeito da evolução deposicional do Campo de Atapu, desde o embasamento até o fundo do mar.

O modelo gerado servirá de *input* para a próxima fase do fluxograma, que se inicia com a geração e propagação de sementes inseridas em horizontes internos à Fm. Barra Velha, realizada em uma menor porção do dado original. A automatização desse processo permite o reconhecimento de superfícies estratigráficas e, assim, um maior refinamento do RGT já calculado. Este resultado propiciará a visualização dos eventos deposicionais de acordo com o seu tempo relativo e servirá como base para o cálculo do paleoespaço na forma de um diagrama de Wheeler. Este diagrama irá permitir a compreensão de como as formações do Pré-sal se desenvolveram através do tempo deposicional e o papel que a DIA teve sobre a deposição da Fm. Barra Velha.

Dessa forma, será possível caracterizar as relações temporais dos sistemas deposicionais com as superfícies de não deposição, auxiliando o entendimento de como as seções sedimentares se desenvolveram através do tempo (STARK, 2005).

2. BACIA DE SANTOS

A Bacia de Santos corresponde à maior bacia *offshore*, tanto em área quanto em produção, do país, sendo responsável por cerca de 73% da produção total de petróleo em janeiro de 2023 (ANP, 2023). Cobrindo uma área de mais de 350.000 km² na margem leste brasileira, esta bacia é limitada a norte pelo Alto de Cabo Frio, que a separa da Bacia de Campos, e a sul pelo Alto de Florianópolis, que a separa da Bacia de Pelotas (Figura 2).

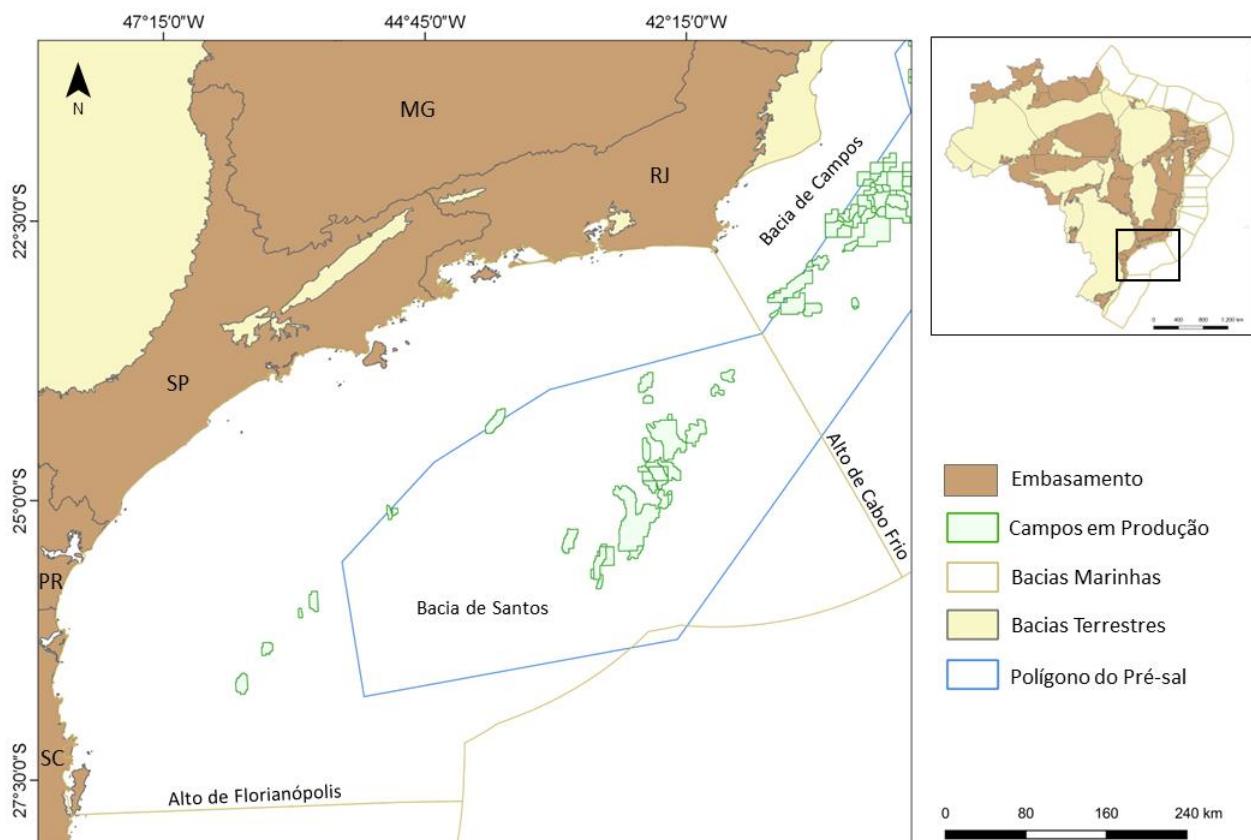


Figura 2: Mapa de localização da Bacia de Santos.

A Bacia de Santos possui sua origem e evolução associadas ao processo de rifteamento do paleocontinente Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico Sul, que ocorreu de sul para norte (SZATMARI & MILANI, 2016). Segundo Petersohn (2013), sua evolução tectonoestratigráfica é característica de uma margem passiva, devido aos registros de processos como distensão litosférica, estiramento crustal, rompimento de crosta continental e subsidência termal.

De acordo com Rigoti (2015), durante o Paleozoico toda a região interior do Gondwana manteve-se tectonicamente estável até gigantes volumes de basalto toleítico serem derramados na Bacia do Paraná (Formação Serra Geral),

interrompendo o período de estabilidade da região. Assim, a desestabilização do supercontinente e a separação entre América do Sul e África, ocorreu sobre um complexo e heterogêneo embasamento constituído por blocos cratônicos de idade Paleoproterozoica-Arqueana e faixas orogênicas Neoproterozoicas (HEILBRON *et al.*, 2008).

Ainda segundo Rigoti (2015), um gigantesco extravasamento de magma basáltico precedeu os processos de rifteamento durante o Mesozoico na porção sul do Gondwana Ocidental – parte do sudeste da América do Sul, sudoeste da África e Antártica. A Província Magmática do Atlântico Sul (SAMP) compreende esta atividade ígnea abrangente cuja porção mais restrita representa a LIP (*Large Igneous Province*) (SZATMARI & MILANI, 2016), na qual foi majoritariamente consequência do aquecimento interno do manto superior abaixo da espessa litosfera do supercontinente.

Muniz & Bosence (2015) afirmam que a evolução do Atlântico Sul teria começado com estiramento e afinamento da crosta continental para iniciar um rifte, que subsequentemente envolveu a abertura do fundo oceânico. Essa fragmentação consistiu em um processo misto entre fenômenos controlados por estiramento litosférico e anomalia termal, contando ainda com a atividade termal da Pluma Tristão da Cunha, que teria originado uma faixa mais larga de afinamento crustal, o Platô de São Paulo.

Szatmari & Milani (2016) advogam que a abertura do rifte começou a sul por uma rotação no sentido horário através de um polo de Euler localizado no nordeste brasileiro. A rotação teria sido guiada por um fluxo de manto ascendente abaixo da abertura do rifte em direção ao fluxo descendente na zona de subducção pré-andina e controlada por estruturas herdadas do embasamento. Os autores propõem que o vulcanismo basáltico iniciou somente quando o rifteamento avançou suficientemente para que as falhas profundas alcançassem o manto litosférico subcontinental ou a astenosfera. Esta atividade vulcânica atingiu seu pico entre 135 e 130 Ma e continuou a ocorrer de forma intercalada com a sedimentação até aproximadamente 113 Ma, pouco antes de deposição do sal.

De acordo com Moreira *et al.* (2007), o embasamento econômico da Bacia de Santos é definido pelos basaltos da Fm. Camboriú, que possuem um contato discordante com os granitos e gnaisses pré-cambrianos da Faixa Ribeira. Uma das feições geradas pelo embasamento da bacia é a Charneira Cretácica. Esta

estrutura limita os mergulhos suaves do embasamento a oeste dos mais acentuados a leste. Além dela, outra configuração importante do embasamento para a Bacia de Santos é o Alto Externo (Figura 3). Esta estrutura é um alto do embasamento que registra a transição da deposição vulcanoclástica inicial para a deposição carbonática durante o Barremiano e o Aptiano. Além disso, sua configuração marca um período de subsidência térmica durante a transição da tectônica rifte para drift, quando a expansão do assoalho marinho se iniciou no Atlântico central (BUCKLEY *et al.*, 2015).

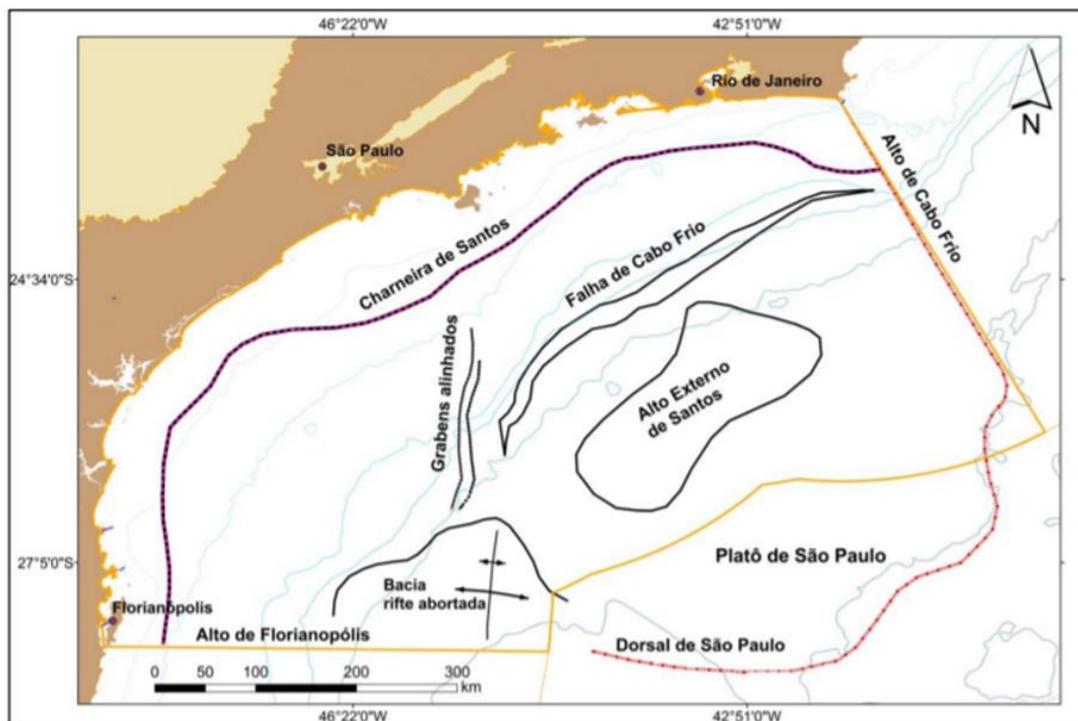


Figura 3: Principais elementos do arcabouço regional da Bacia de Santos. Destaque para as estruturas da charneira e Alto Externo.

Fonte: ANP (2019a) (Adaptado de GARCIA *et al.*, 2012).

Carminatti *et al.* (2009) afirmam que o *trend* de falhas NE-SW definiu a estrutura desse platô antes dos evaporitos se depositarem sobre ele e interpretam que o Alto Externo é uma área de crosta continental menos estirada, pois a subsidência teria sido mais efetiva em áreas onde a crosta continental era mais fina. Assim, a estrutura permaneceu como uma feição positiva ao longo da evolução tectônica, onde sua localização distal e pronunciada elevação impactaram os padrões de acumulações de sedimentos posteriores.

Outra característica a respeito desta região é a eficiência do selo, diretamente associada a espessa e contínua camada de rocha evaporítica (GOMES *et al.*,

2012). Tais características teriam favorecido a acumulação dos carbonatos ao proporcionar o seu isolamento de sedimentos clásticos continentais (BUCKLEY *et al.*, 2015). Flutuações de nível de água tectonicamente controladas, ligadas à extensão, falha e afundamento térmico, ditariam o desenvolvimento desta plataforma carbonática, levando a períodos de crescimento intenso durante a subsidência e carstificação como resultado de elevação e exposição subaérea. O último desses processos pode ter desempenhado uma função importante na melhoria da qualidade das fácies reservatório (GOMES *et al.*, 2012). Desta forma, a combinação desses elementos criou um cenário positivo para a presença de acumulações de hidrocarbonetos do Pré-sal. Atualmente, a área do Alto Externo configura um importante alvo de exploração na seção Pré-sal da Bacia de Santos, onde se encontram os principais campos exploratórios da bacia, incluindo a área de estudo deste trabalho.

2.1 Evolução Tectonoestratigráfica

Pereira e Feijó (1994) correspondem a uma das primeiras referências sobre arcabouço crono-estratigráfico em termos de sequências deposicionais, mas havia poucos dados disponíveis. O trabalho de Moreira *et al.* (2007), a partir de um grande volume de dados, atualizou o arcabouço crono-litoestratigráfico da bacia e atualmente representa a principal referência com relação à carta estratigráfica da Bacia de Santos (Figura 4). Os autores, através da individualização das sequências deposicionais, dividiram o registro sedimentar da bacia em três supersequências: rifte, pós-rifte e drifte.

No início do processo de rifteamento, a crosta continental enfraquecida e delgada foi fortemente afetada por fraturas tensionais, que mais tarde se tornaram condutos de magma (HERZ, 1977). O intenso vulcanismo caracterizado pelos basaltos da Formação Camboriú marca o início da fase rifte e o desenvolvimento do embasamento econômico da bacia (CHANG *et al.*, 1992; MOHRIAK *et al.*, 2008a).

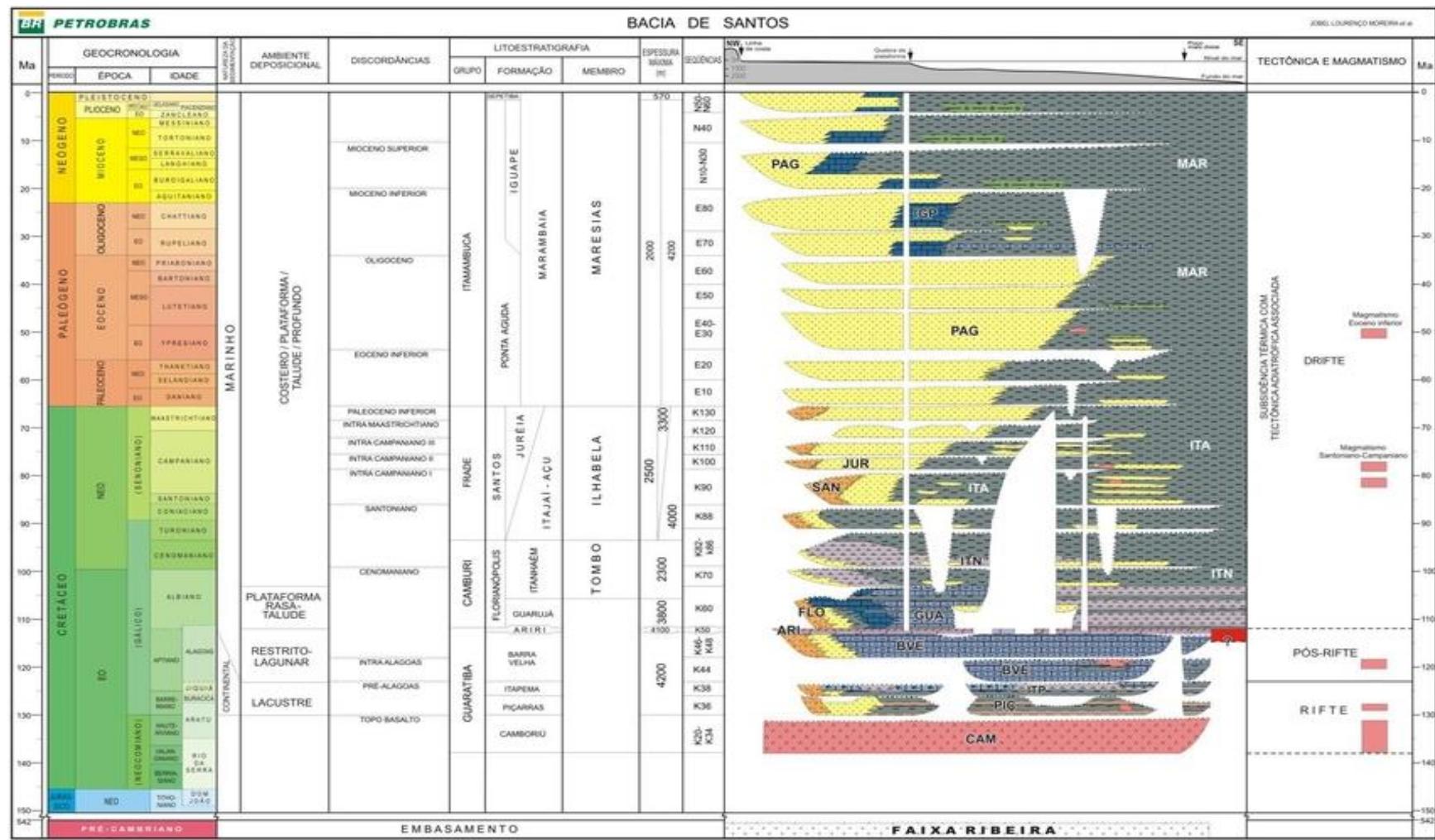


Figura 4: Carta litoestratigráfica da Bacia de Santos.
Fonte: Moreira et al. (2007).

Discordante sobre os basaltos da Fm. Camboriú se depositaram os sedimentos terrígenos da Fm. Piçarras. Essa formação, de idade Barremiana, é representada por conglomerados e arenitos de leques aluviais e arenitos, siltitos e folhelhos de composição talco-estevensítica em ambientes lacustres (ANP, 2019). Foi depositada até o estágio máximo de atividade da formação dos meio-grábens (MOREIRA *et al.*, 2007).

Sobrepostos aos pacotes sedimentares da Fm. Piçarras, depositaram-se intercalações de calcirruditos e folhelhos escuros da Fm. Itapema dos andares locais Buracica superior ao Jiquiá. Os sedimentos desta unidade, segundo Moreira *et al.* (2007), foram depositados no estágio final da formação dos meio-grábens, quando as falhas principais diminuíram até cessar quase completamente. Os autores ainda afirmam que a formação é representada por *grainstones* a bivalves (coquinas), *wackestones* e *packstones* bioclásticos, folhelhos carbonáticos e, nas porções mais distais, folhelhos ricos em matéria orgânica. Nas regiões mais proximais são encontrados leques aluviais de conglomerados e arenitos.

Com a contínua abertura do rifte durante o Barremiano-Aptiano, o vulcanismo basáltico ao longo do dique Ponta Grossa-Namíbia continuou *offshore*, criando a cadeia proto-Walvis. Essa estrutura foi responsável por embarreirar o rifte do oceano a sul (SZATMARI & MILANI, 2016), criando uma bacia endorreica (Figura 5). A norte, a bacia, livre de vulcânicas, era estreita e rasa, propiciando a deposição de sedimentos fluviais terrígenos e lacustres. A porção sul, rica em sedimentos vulcânicos, mais larga e profunda, recebeu suprimento de minerais de cálcio, magnésio e sílica advindos do lixiviamento e erosão dos basaltos e rochas Proterozoicas de fora do rifte, permitindo a deposição de espessos ciclos de travertinos, carbonatos lacustres e argilas magnesianas intercalados com inundações basálticas em lagos rasos altamente alcalinos, dando início à fase pós-rifte/sag. A base desta fase a separa dos carbonatos lacustrinos dos lagos mais antigos dominados por coquina de bivalves através da discordância Pré-Alagoas.

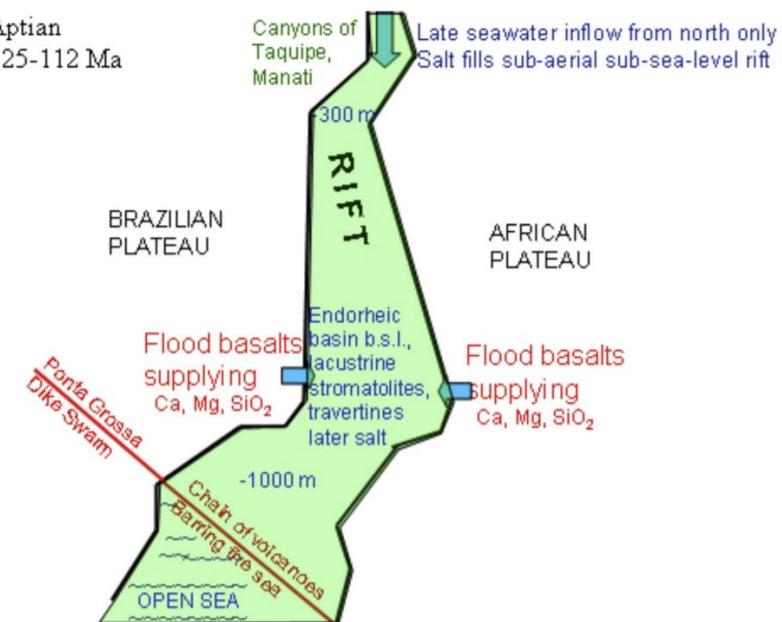


Figura 5: Ilustração da abertura do rifte, onde houve a formação de uma bacia endorreica.
Fonte: Szatmari & Milani (2016).

O intervalo pós-rifte/sag é composto pelos depósitos carbonáticos lacustrinos da Formação Barra Velha, se dividindo em porção inferior e superior através de uma discordância de caráter regional de forte impedância acústica conhecida como intra-Alagoas. O ambiente deposicional desta sequência é marcado por um ambiente transicional entre continental e marinho raso. A porção superior da Fm. Barra Velha tem como seu limite basal a discordância intra-Alagoas e o limite superior a base dos evaporitos da Fm. Ariri, marcando a passagem da sequência sedimentar clástica/carbonática para um ambiente evaporítico (MOREIRA *et al.*, 2007). Apesar de alguns trabalhos considerarem que a fase sag representa um período de quiescência tectônica com criação de espaço de acomodação apenas por subsidência termal, Karner & Gamboa (2007) demonstram através da análise de linhas regionais e dados de poço que as falhas extensionais diacronicamente às sequências sedimentares depositaram durante esta fase.

No final do Aptiano, a rotação no sentido horário da América do Sul em relação a África em torno do polo localizado a NE do continente sul-americano, rompeu a conexão que ainda restava entre os dois continentes. Como resultado, o rifte passou a se movimentar para oeste, dando início à abertura da Margem Equatorial e os movimentos transcorrentes ao longo das zonas de fratura Romanche, Chain e St. Paul. Esta abertura gradualmente permitiu invasões marinhas periódicas do Oceano Atlântico Central para a bacia endorreica, a cerca de 113 Ma (SZATMARI

& MILANI, 2016). Como consequência do influxo controlado de água do mar, associado às altas taxas de evaporação decorrentes do clima seco e quente, ocorreu a deposição da sequência evaporítica. Desta forma, sobre a Fm. Barra Velha, durante o Neoaptiano, se depositaram os evaporitos da Fm. Ariri, consistindo em amplos ciclos de halita, anidrita, carnalita e taquidrita (MOHRIAK *et al.*, 2008b, 2012; GAMBOA *et al.*, 2009).

De acordo com Szatmari & Milani (2016), assim como os carbonatos lacustres, os evaporitos também atingiram sua maior espessura sobre os derrames basálticos do Platô de São Paulo, especialmente na Bacia de Santos. Os autores afirmam que tanto a espessura quanto a largura do corpo de sal aumentam em direção ao sul, chegando a atingir de 1-2 km e cerca de 700 km, respectivamente. À deposição dessas grandes espessuras de evaporitos em um curto espaço de tempo (menos de 1 Ma, segundo FREITAS, 2006), Szatmari & Milani (2016) relacionam ao rifteamento, capaz de ter gerado a grande depressão no qual o sal se depositou.

O contínuo movimento para oeste da América do Sul fez com que no final do Aptiano e início do Albiano, a bacia de sal se dividisse entre as margens dos dois continentes através de um *ridge jump*, fazendo com que a Bacia de Santos permanecesse na margem brasileira. O rompimento permitiu a entrada irrestrita de água do mar pela Margem Equatorial (ARAI, 2009) e estabeleceu em definitivo o ambiente marinho. Dessa forma, a fase drifte é caracterizada por sedimentos marinhos depositados do Albiano ao recente, correspondendo aos grupos Camboriú, Fraude e Itamambuca (MOREIRA *et al.*, 2007). Esta fase, associada à subsidência térmica e ao tectonismo adiastrófico (ANP, 2019), apresenta suas formações fortemente afetadas pela tectônica do sal subjacente.

Apesar de Moreira *et al.*, (2007) representarem uma importante referência em relação ao arcabouço crono-litoestratigráfico da Bacia de Santos, eles não abordam com detalhes a questão da evolução tectônica. Assim, outros trabalhos ganharam destaque ao apresentarem alternativas para a divisão das fases tectônicas deposicionais.

Chang *et al.* (2008), baseado no trabalho de Pereira e Feijó (1994), propõem a divisão da evolução tectônica da bacia em três fases. A primeira fase, rifte (sin-rifte I e II), compreende as formações Camboriú, Piçarras e Itapema, a fase sag (sin-rifte III) engloba as formações Barra Velha e Ariri e todo o pacote sedimentar acima da deposição do sal seria a margem passiva. É possível observar a correlação com

as divisões de Moreira *et al.* (2007), onde corresponderiam às fases rifte, pós-rifte e drifte, respectivamente. Posteriormente, Carminatti *et al.* (2009) sugerem, a partir de dados sísmicos, a divisão da sequência Pré-sal em três subunidades limitadas por discordâncias: sin-rifte inferior, sin-rifte superior e sag.

Wright & Barnett (2015), ao contrário dos trabalhos já mencionados, propõem a divisão da Fm. Barra Velha com base na discordância intra-Alagoas. Desta forma, afirmam que a parte inferior da formação pertence à fase rifte e a superior à fase sag. A mesma divisão também é sustentada por Buckley *et al.* (2015). Segundo estes autores, a maior parte das falhas extensionais terminam na base da fase sag, relacionada à discordância intra-Alagoas, dando início a uma fase de quiescência tectônica. Além disso, os autores evidenciam duas fases de rifteamento separadas pela discordância pré-Alagoas. Assim, a parte final do rifte estaria relacionada aos carbonatos da Fm. Barra Velha que foram depositados até o início da fase sag. Este trabalho se baseia, portanto, na evolução tectônica proposta por Wright & Barnett (2015) e Buckley *et al.* (2015), compreendendo as fases rifte, rifte tardio, sag e margem passiva ou drifte (Figura 6).

Os próximos tópicos serão destinados ao maior detalhamento sobre as formações Itapema e Barra Velha, devido à importância que possuem na configuração do sistema petrolífero da Bacia de Santos.

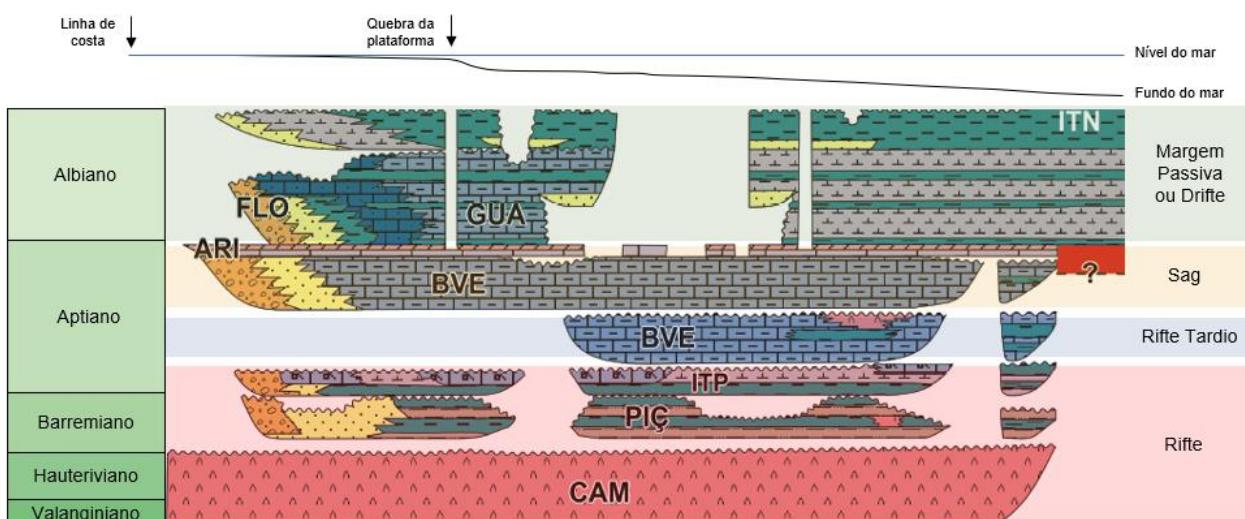


Figura 6: Divisão das fases de evolução tectônica para a Bacia de Santos adotada para este trabalho.

Fonte: Adaptado de Moreira *et al.* (2007), Buckley *et al.* (2015) e Wright & Barnett (2015).

2.2 Formação Itapema

A Fm. Itapema foi depositada do Neobarremiano ao Eoaptiano e é limitada pelas discordâncias Buracica/Jiquiá, na base, e pré-Alagoas, no topo. Segundo Moreira *et al.* (2007), essa formação é composta por conglomerados e arenitos de leques aluviais na porção proximal e por intercalações de folhelhos escuros e rochas carbonáticas na parte distal, sendo essas representadas por *grainstones* a bivalves (coquinas), *wackestones* e *packstones* bioclásticos.

De acordo com Terra *et al.* (2010), o termo coquina tem sido utilizado de forma abrangente nas bacias de margem continental brasileira para as rochas ricas em bivalves, que incluem três tipos de rochas carbonáticas: bioacumulados, *packstones/rudstones* com matriz e *grainstones/rudstones* sem matriz. Porém, os autores afirmam que apenas o último tipo é considerado rocha reservatório, atribuindo, assim, às coquinas do Pré-sal a classificação de *grainstones* a *rudstones* sem matriz essencialmente compostos por conchas bivalves, cujas valvas foram retrabalhadas. Apesar do papel de destaque das coquinas na Fm. Itapema, os folhelhos ricos em matéria orgânica depositados durante o andar Jiquiá, também possuem relevância quanto rochas geradoras.

Os reservatórios de coquinas estão se tornando cada vez mais alvos de exploração, após as descobertas de grandes acumulações nos campos de Búzios e Mero (KATTAH, 2015). Um dos primeiros poços a confirmar o potencial de reservatório deste tipo de rocha foi o poço 2-ANP-1-RJS, perfurado no Campo de Búzios, cujos estudos apontaram presença de óleo de 29,5° API, altíssima permeabilidade e excelente índice de produção (PETERSON, 2013). Entretanto, apesar da sua importância e potencial exploratório, a Fm. Itapema ainda recebe menos atenção em relação a estudos sobre sua constituição, associação de fácies, ambiente deposicional e petrografia do que a Fm. Barra Velha (CASTRO, 2019).

Pietzsch *et al.* (2018) analisaram um conjunto de dados geoquímicos, bioestratigráficos e petrográficos para reconstruir a evolução da hidrologia do lago associado a deposição dos carbonatos das formações Itapema e Barra Velha. Os autores descartam uma significativa contribuição de diagênese nas amostras de coquinas e apontam uma expectativa de que os carbonatos da Fm. Itapema sejam mais calcíticos do que os da Fm. Barra Velha. Além disso, eles afirmam que as análises apontam para uma interpretação de um ambiente mais úmido e com maior influência de um sistema de drenagem, devido à fauna de ostracodes e à menor

concentração de estrôncio observadas nos dados, respectivamente. Na Figura 7 é possível observar o modelo conceitual proposto pelos autores, um ambiente em que a presença dos aquíferos relativos ao lago da bacia fluem através do embasamento cristalino altamente fraturado.

Como já mencionado anteriormente, algumas áreas de estudo sobre a Fm. Itapema são pouco discutidas e muitas questões a respeito dessa deposição permanecem em aberto. Apesar disso, diversos estudos foram realizados na Fm. Coqueiros, Bacia de Campos, que é correlata à Fm. Itapema. Dessa forma, algumas discussões abordadas nos parágrafos seguintes irão referenciar trabalhos realizados na Bacia de Campos para contribuir com um melhor entendimento acerca dos temas não abordados para a Bacia de Santos.

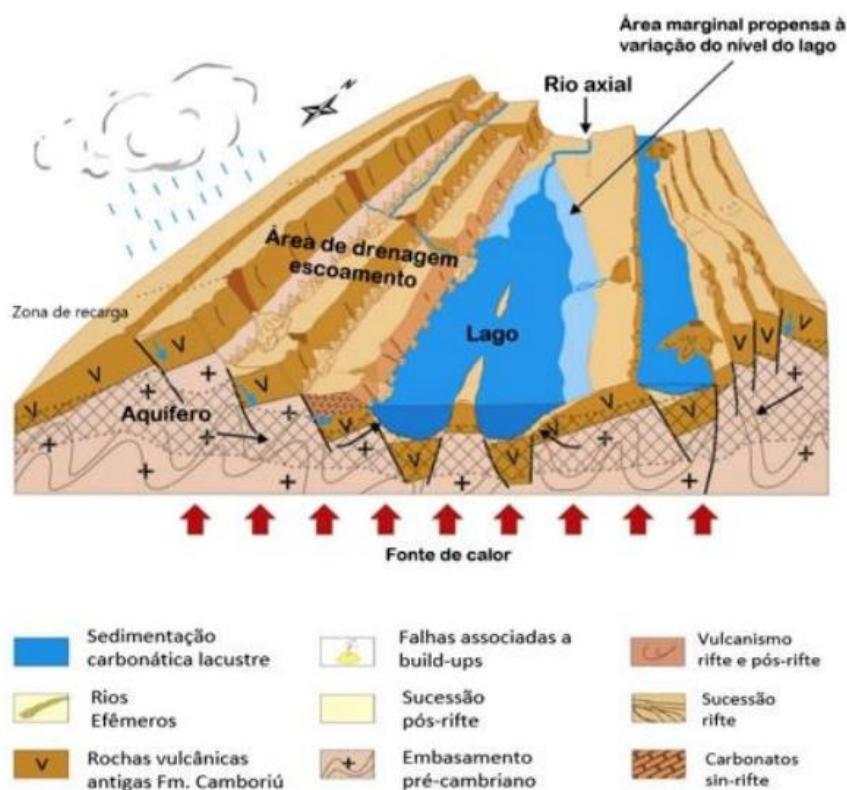


Figura 7: Modelo conceitual simplificado ilustrando a geologia e hidrologia do ambiente de lago da Fm. Itapema. As pequenas setas azuis indicam infiltração e recarga dos aquíferos; as setas pretas indicam infiltração de lençóis freáticos na bacia lacustre e setas vermelhas representam o calor geotérmico. As áreas hachuradas propõem a presença de aquíferos em relação à bacia.

Fonte: Carmo (2021) (adaptado de PIETZSCH *et al.*, 2018).

Em um dos trabalhos pioneiros a respeito das coquinas, Guardado *et al.* (1989) sugerem que os bancos de coquinas se desenvolveram em ambientes lacustres confinados ao longo dos flancos e cristas de baixo ângulo em altos deposicionais. Carvalho *et al.* (2000) acrescentam que o paleolago da Fm. Itapema teria sofrido

consideráveis flutuações do nível de água, devido a variações tectônicas e à influência de ondas e correntes geradas por tempestades. As coquinas teriam se acumulado devido a ação de ondas e correntes geradas por tempestades e ao retrabalhamento, transporte e deposição de conchas como camadas com ou sem matriz. Essa ideia também é suportada por Thompson *et al.* (2015), que afirmam que os processos de tempestades e correntes de fundo influenciaram nas concentrações das conchas e foram importantes na distribuição dos *debris* de moluscos. Os autores ainda afirmam que os parâmetros que controlam o desenvolvimento e a distribuição das coquinas são bastante complexos, podendo abranger fatores como clima, química da água, morfologia da bacia, geologia de captação de água e influxo de sedimentos siliciclásticos. A Figura 8 ilustra esquematicamente o modelo deposicional proposto por Thompson *et al.* (2015), onde os leques aluviais e sedimentos deltaicos são comuns nas margens do lago, margas e folhelhos nos depocentros e os bancos de coquinas se formam nos flancos de *horsts* e em blocos de falha inclinados.

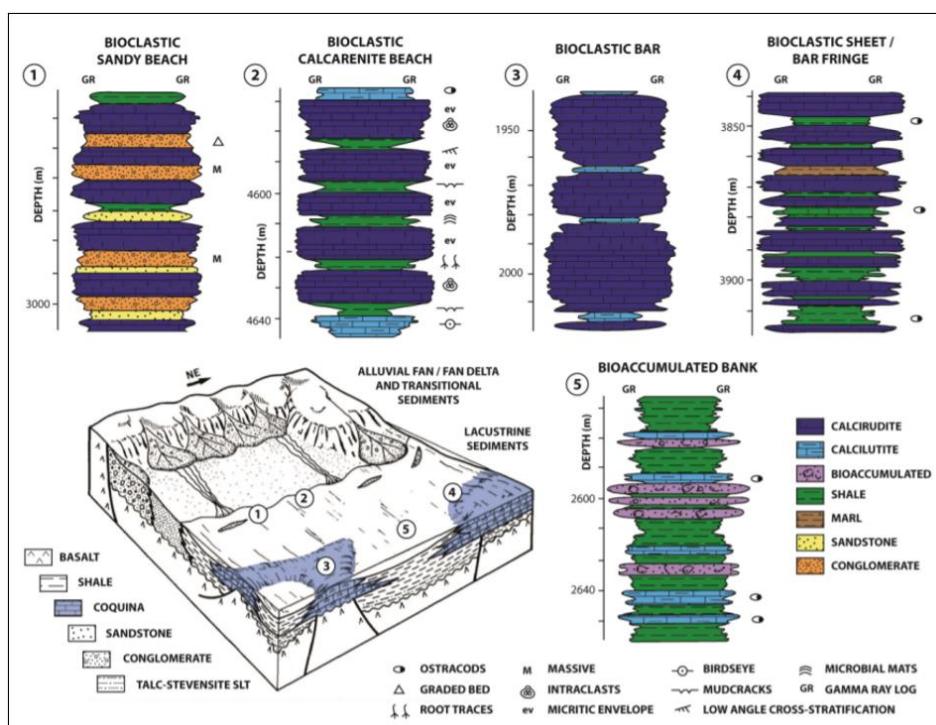


Figura 8: Modelo deposicional esquemático da Fm. Coqueiros, Bacia de Campos, com associação de fácies e suas localizações.

Fonte: Thompson *et al.* (2015).

Com respeito a distribuição de fácies, alguns trabalhos propuseram modelos deposicionais e sedimentológicos para as coquinas da Fm. Coqueiros. Castro *et al.* (1981) reconheceram dois tipos diferentes de coquinas: coquina detritica, que

consiste em um grande componente de outros tipos de grãos, como peloídes, ooides e intraclastos, e coquina pura, composta apenas por bioclastos. Bertani e Carozzi (1985), em uma classificação semelhante à Castro et al (1981), identificaram cinco microfácies dominadas por bivalves que variam de coquina alóctone pura e arenosa (equivalente a *rudstones* e *grainstones*), a coquina autóctone lamacenta (equivalente a *wackestones* e *packstones*). Carvalho et al. (2000) estudaram as associações de fácies na macro escala detalhando seus ambientes deposicionais e sua evolução cronológica, reconhecendo fácies retrabalhadas depositadas em torno da linha de costa rasa, altos topográficos rasos e áreas de lago mais profundas com acumulações *in situ*. Goldberg et al. (2017), se baseando na integração de petrografia, estratigrafia e sedimentologia, interpretaram que os *rudstones* bioclásticos correspondem principalmente à depósitos gravitacionais, resedimentados a partir de altos estruturais para ambientes lacustres mais profundos. Através de dados petrográficos, Herlinger et al. (2017) observaram que apenas 9% das amostras eram representadas por *grainstones* e 91% por *rudstones*, sendo constituídos primariamente por bioclastos de bivalves, gastrópodes e ostracodes.

Integrando informações de fácies, topografia e estudo deposicional, Oliveira et al. (2019) criaram um modelo deposicional para a Fm. Coqueiros. Inicialmente, eles analisaram amostras petrográficas e propuseram quatro tipos de fácies: carbonáticas – definidas como *rudstones*, *grainstones*, *packstones* e rochas carbonáticas suportadas por lama; siliciclásticas – arenitos e laminitos que ocorrem localmente; argila magnesiana – composta por argilito estevensítico, arenitos e eventualmente rocha vulcanoclástica; e híbrida – quando é composta por menos de 90% de um único tipo de partícula, podendo ser arenito ou conglomerado. Com isso, os autores geraram um diagrama ternário para classificar as rochas estudadas através da sua composição (Figura 9). Os vértices representam os membros finais da composição, sendo estes: sedimentos não carbonáticos extrabacinais (grãos de quartzo e feldspato e fragmentos de rochas vulcânicas), sedimentos não carbonáticos intrabacinais (pelóides de argila, oóides e fragmentos de rochas vulcânicas) e sedimentos carbonáticos intrabacinais (bivalves e ostracodes bioclásticos, coquina intraclástica, gastrópodes e fragmentos fosfáticos). As rochas com mais de 90% de um único componente são definidas como arenitos ou *mudstones* siliciclásticos (ponta amarela do gráfico), arenitos ricos em estevensita

ou vulcânica (ponta marrom) e carbonatos (ponta azul). Rochas que apresentam mais de um componente, foram designadas como híbridas e são nomeadas de acordo com seu principal componente seguida pelo componente secundário.

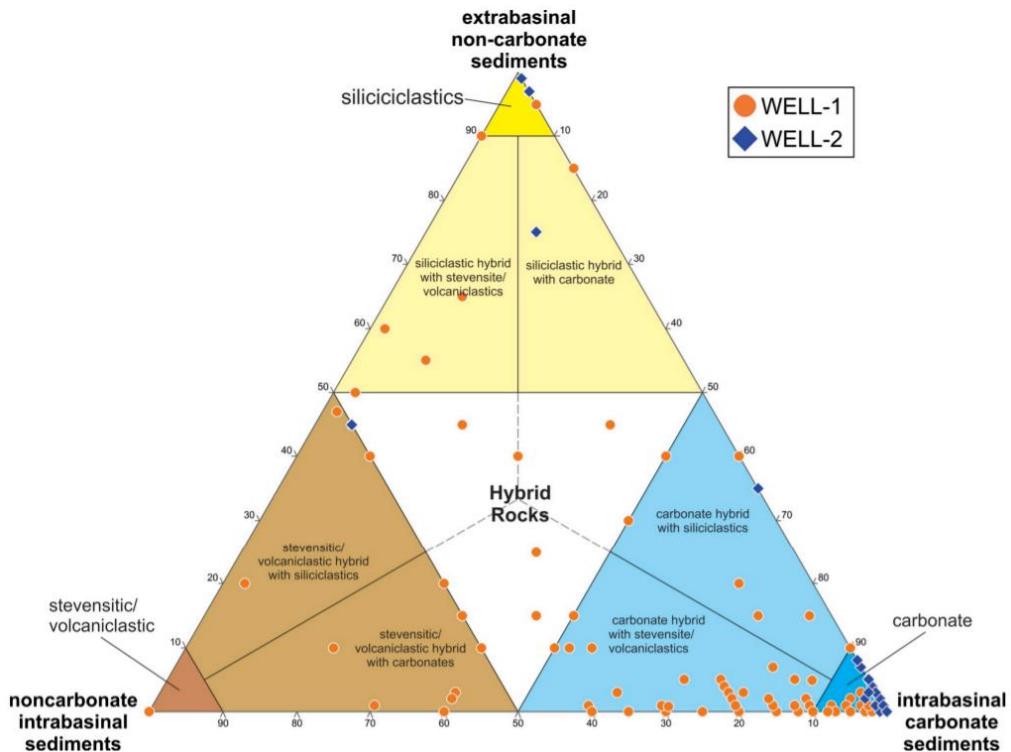


Figura 9: Diagrama ternário proposto para classificar as rochas da Fm. Coqueiros baseado em sua composição.

Fonte: Oliveira *et al.* (2019).

Em seguida, Oliveira *et al.* (2019), baseado na classificação de fácies e em padrões de empilhamento, propuseram oito sucessões de fácies que teriam ocorrido nas águas rasas da Bacia de Campos. Na Figura 10 é ilustrado o modelo deposicional para o Aptiano inferior. Segundo os autores, a sedimentação carbonática durante este período ocorreu em um lago rifte com alta produtividade de bivalves, associada aos altos do embasamento proporcionando condições ideais para o desenvolvimento de barras bioclásticas, que foram acumuladas por tempestades e retrabalhadas por ondas e correntes litorâneas. Os altos estruturais foram eventualmente expostos e erodidos durante as oscilações do nível do lago. Sobre o Alto de Badejo, arenitos foram depositados por correntes de turbidez em uma rampa carbonática afetada por intensa atividade tectônica e submetida à ação de tempestades. Localmente, as mudanças na química do lago favoreceram a precipitação de minerais de argila ricos em magnésio, provavelmente relacionado a condições áridas e o simultâneo vulcanismo. As tempestades e fluxos

gravitacionais também foram responsáveis por, episodicamente, misturar e resedimentar grãos siliciclásticos, carbonáticos e estevensíticos em ambientes mais profundos, formando os depósitos híbridos. Já a sedimentação bioclástica predominou nos altos isolados do Alto Externo, longe da borda do rifte. Nos baixos estruturais, ambientes de baixa energia, se depositaram os laminitos siliciclásticos por fluxos hipopicnais durante eventos de inundação, além dos dominantes carbonatos suportados por lama.

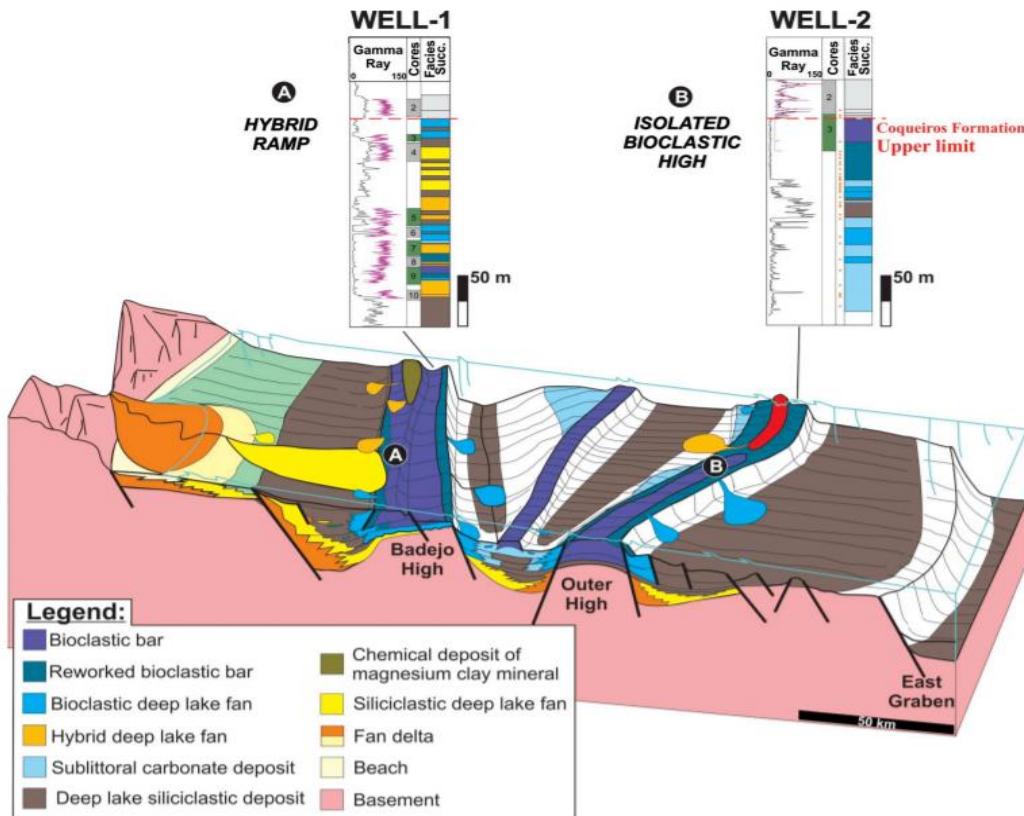


Figura 10: Modelo deposicional proposto para o Aptiano inferior da Bacia de Campos, baseado em análises sedimentológicas e o panorama estrutural da bacia.

Fonte: Oliveira *et al.* (2019).

Para as coquinas da Fm. Itapema na Bacia de Santos, Chinelatto *et al.* (2020) classificaram as camas de conchas através de características tafonômicas, aplicando o conceito de taofácies, onde padrões de orientação, grau de empacotamento, abrasão, arredondamento e seleção das conchas são usados para diferenciar a concentração dessas conchas. De acordo com os autores, as coquinas possuem características texturais distintas que estão relacionadas a processos diagenéticos e deposicionais, que podem influenciar o sistema de poros e, consequentemente, a permeabilidade da rocha. Assim, foi realizada a descrição geológica e definição de fácies através de um testemunho de 11,55 m e 40 lâminas

delgadas para definir as taofácies da rocha carbonática de acordo com Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971). Seis taofácies foram descritas e divididas de acordo com a orientação (paralela, oblíqua e caótica) e seleção (bem e mal selecionada) (Figura 11). As taofácies Tf-1 e Tf-2 são *grainstones/rudstones* bem e mal selecionados, respectivamente, com orientação paralela ao acamamento e densamente empacotados. Já as taofácies Tf-3 e Tf-4 são, respectivamente, *grainstones/rudstones* bem e mal selecionados com orientação oblíqua, geralmente bem preservados, mas às vezes apresentam alta dissolução. Por fim, as taofácies Tf-5 e Tf-6 representam *grainstones/rudstones* bem e mal selecionados, respectivamente, com orientação aleatória e denso empacotamento. Em geral, todas as taofácies bem selecionadas (Tf-1, Tf-3 e Tf-5) são compostas principalmente por conchas e seus fragmentos e não demonstram matriz lamosa ou fragmentos de conchas menores que 0,2 mm. As taofácies mal selecionadas (Tf-2, Tf-4 e Tf-6) contém grãos menores que 0,2 mm, em sua maioria peloïdes, e fragmentos de conchas bem pequenos.

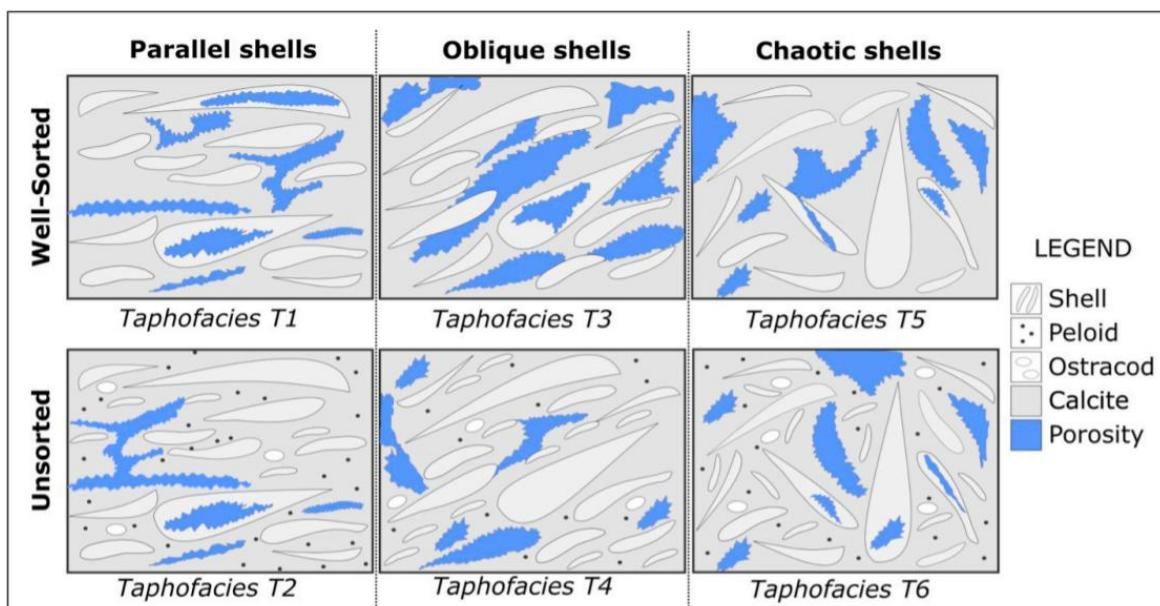


Figura 11: Classificação de taofácies baseada na orientação e seleção das conchas da Fm. Itapema.

Fonte: Chinelatto *et al.* (2020).

Ainda de acordo com o trabalho de Chinelatto *et al.* (2020), as taofácies bem selecionadas foram depositadas em um ambiente influenciado por correntes de tempestade induzidas e ondas, onde a energia foi suficiente para peneirar os grãos mais finos e preservar os poros primários. As características tafonômicas destas taofácies indicam tempestades na região *shoreface*. Nas taofácies mal

selecionadas a energia não foi suficiente para remover os grãos mais finos, geralmente associados a tempestades distais e depósitos *backshore*.

Fick *et al.* (2018) simularam a formação de concentrações de conchas em experimentos de calha sob condições de tempo bom e ondas de tempestade. Eles concluíram que as ondas, as correntes induzidas por tempestades, o quebra-mar e a zona de cardume controlam a distribuição da concentração de conchas. Com isso, Chinelatto *et al.* (2020) puderam relacionar as taofácies interpretadas com os depósitos considerados. A Figura 12 ilustra essa relação, indicando os limites da zona de quebra durante momentos de tempo bom (Figuras 12a e 12c) e de tempestade (Figuras 12b e 12d).

Devido a orientação paralela e obliqua ao acamamento, um efeito dos ambientes de alta energia (SALAZAR-JIMENEZ *et al.*, 1982; FÜRSICH & PANDEY, 1999), as taofácies Tf-1 e Tf-3 são formadas na zona de retrabalhamento durante condições de tempo bom (Figura 12c). Neste cenário as taofácies Tf-2 também ocorrem, mas abaixo da zona de retrabalhamento, onde peloides conseguem se estabelecer. Nas áreas restritas próximas a costa podem ocorrer peloides e ooides estevensíticos e a formação de microbialitos e *mudstones* na margem do lago.

Nos momentos de tempestade, a zona de retrabalhamento é amplificada e ondas e correntes de tempestades são capazes de erodir e redepositar taofácies (linha vermelha na Figura 12d). Neste cenário, as taofácies Tf-2 e Tf-4, por mostrarem uma grande diversidade de grãos finos, são consideradas como tendo ocorrido em depósitos restritos. As taofácies Tf-5 e Tf-6 são interpretadas como induzidas por tempestades, apoiadas pelo arranjo caótico de conchas, ocorrência de ostracodes e uma base erosiva dos leitos, fazendo com que Tf-5 seja depositada na zona de retrabalhamento e Tf-6 abaixo dela. Durante esse estágio, nas áreas mais profundas do lago podem ter sido depositados *mudstones*.

Portanto, os resultados de Chinelatto *et al.* (2020) concordam com trabalhos já citados que dentre as fácies descritas as melhores, em termos de reservatório, são representadas por coquinas de alta energia depositadas em águas rasas sob a influência de ondas.

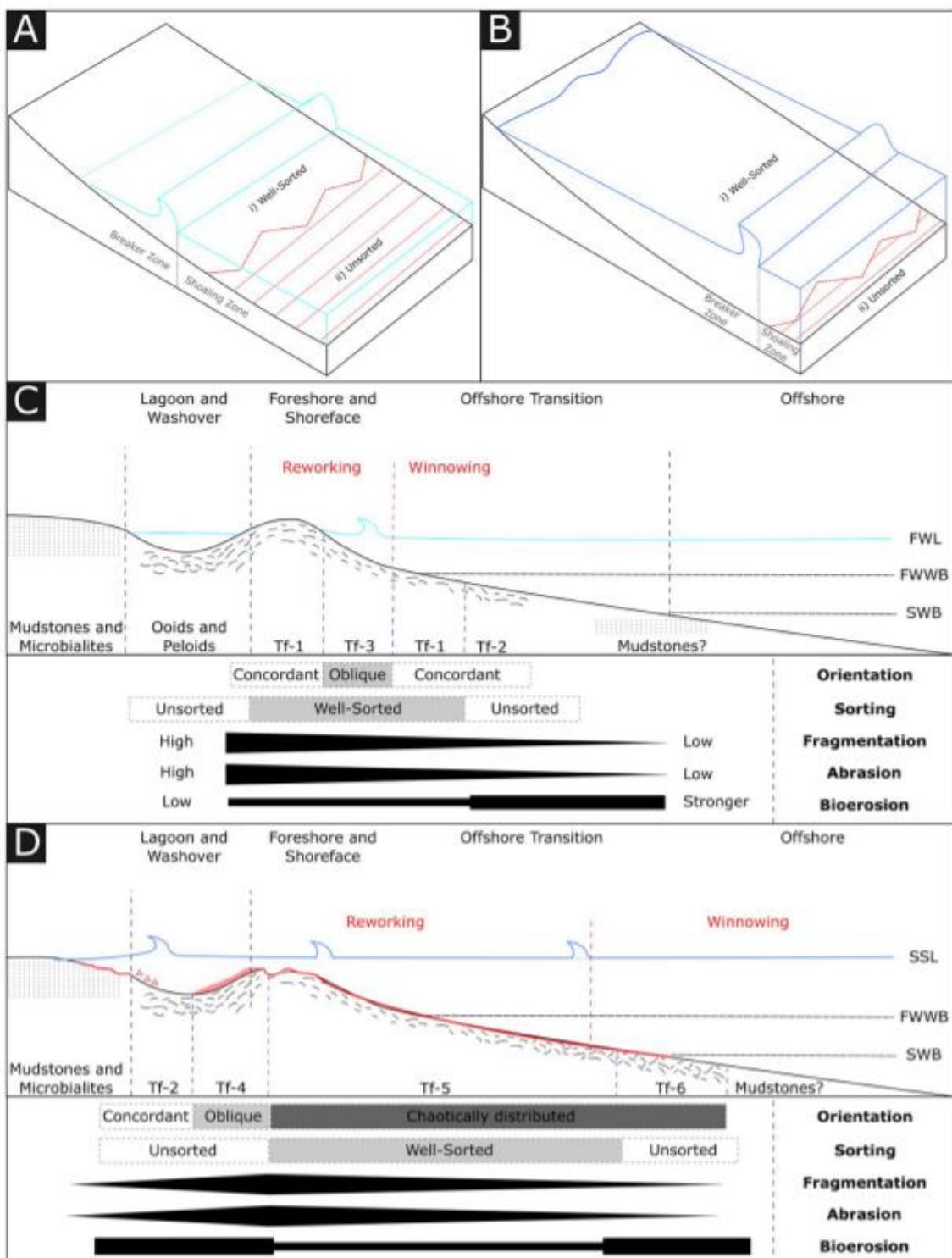


Figura 12: Interpretação deposicional das taofácies em condições de tempo bom (A e C) e tempestade (B e D), baseado em Fick *et al.* (2018).

Fonte: Chinelatto *et al.* (2020).

Apesar dos altos índices de produtividade (HORSCHUTZ & SCUTA, 1992), essas rochas apresentam grande heterogeneidade, que acabam afetando o estudo dos reservatórios. As variações laterais e verticais observadas nas coquinas se devem principalmente a alterações diagenéticas, biológicas, topográficas, climáticas e ao

nível de água do paleolago (BRUHN *et al.*, 2003). Devido a essas variações, alguns trabalhos focaram no estudo do dado sísmico, analisando de padrões dos refletores, englobando conceitos de estratigrafia de sequências, para melhor entender sob quais condições as coquinas da Fm. Itapema foram depositadas.

Barnett *et al.* (2020), através da interpretação sísmica, análise de perfil de imagem e dados de *log*, propõem um modelo para a formação das clinoformas de grande escala em sistemas deposicionais de carbonatos lacustres. Segundo os autores, essas feições, compostas por *grainstones* e *rudstones*, representam grandes barras produzidas por retrabalhamento de bivalves de ambientes deposicionais de baixa energia e mais ricos em matriz. Tais barras teriam se desenvolvido preferencialmente onde as correntes paralelas à costa cruzaram promontórios do embasamento.

Oliveira *et al.* (2021) utilizaram o conceito de discordância de afogamento para estudar as características restritas das coquinas da Fm. Itapema. Os autores propõem que o preenchimento espaço-tempo da formação ocorreu por sucessivas migrações de fácies proximais para os altos estruturais sob contínua geração de espaço de acomodação e alta taxa de produção carbonática, com os depocentros limitados pela rápida expansão da bacia.

No trabalho de Oliveira *et al.* (2021), os perfis sísmicos demonstraram um padrão de empilhamento retrogradacional caracterizado por sucessivas regressões até a discordância pré-Alagoas (DPA). O topo de cada regressão é definido por uma superfície de máxima regressão que delimita uma plataforma de geometria *offlap*. Os autores afirmam que as fácies mais porosas da Fm. Itapema estariam no topo dos Tratos de Sistema de Mar Alto (HST) (Figura 13). A interpretação sismoestratigráfica sugere uma contínua e progressiva criação do espaço de acomodação em direção a DPA nas porções mais proximais devido à atividade tectônica. Houve uma fábrica carbonática cuja produtividade ultrapassou o espaço de acomodação próximo ao topo da Fm. Itapema, que favoreceu o afogamento. O resultado desse processo teria causado a supressão da plataforma carbonática, dando início a uma nova fábrica com características distintas. Para Oliveira *et al.* (2021), as clinoformas teriam ocorrido em momentos de relativa estagnação do nível de base e foram ultrapassadas por eventos transgressivos rápidos.

Dessa forma, os autores propõem a existência de duas superfícies ao final da deposição da formação. A primeira limita o topo das coquinas e é representada pelo

contraste dos sedimentos de baixa energia (*packstones* e *mudstones* micritizados) e os depósitos de coquinas, configurando o afogamento da plataforma. A segunda, é a discordância pré-Alagoas, uma superfície subaérea associada à exposição da plataforma regional, desenvolvida a partir dos eventos de afogamento reconhecidos pelo estudo.

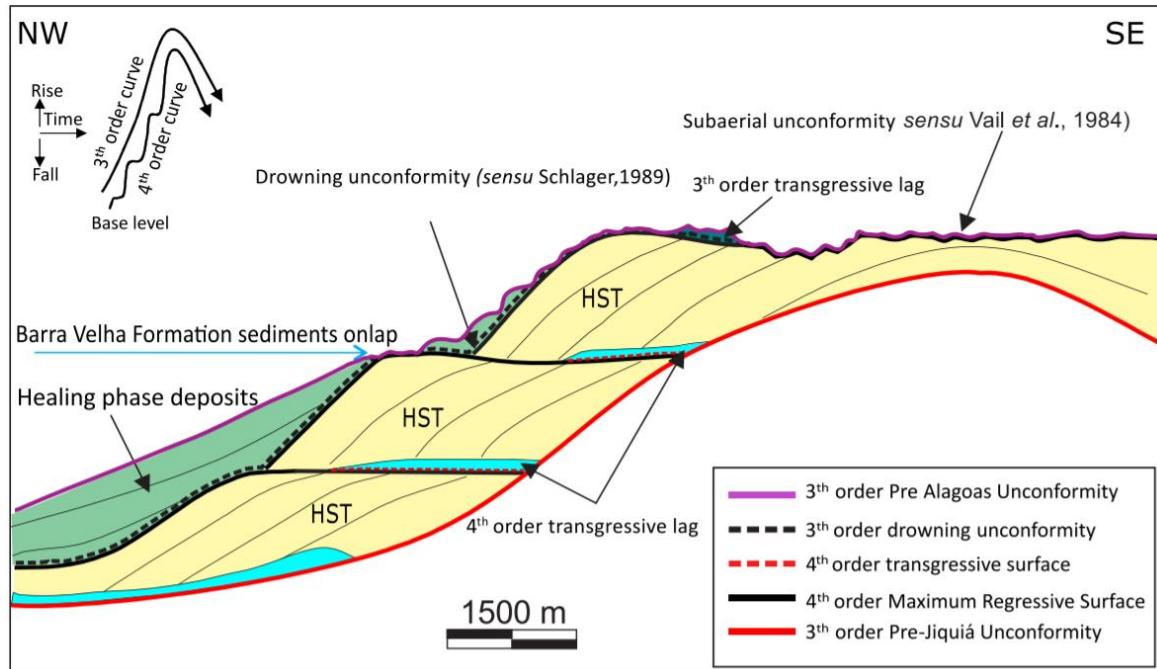


Figura 13: Ilustração a respeito do desenvolvimento das coquinas da Fm. Itapema, associadas a um trato de sistema de mar alto e a formação de duas discordâncias principais: de afogamento (linha tracejada preta) e a subaérea (linha roxa – também conhecida como discordância pré-Alagoas).

Fonte: Oliveira *et al.* (2021).

2.3 Formação Barra Velha

Segundo Moreira *et al.* (2007), a Fm. Barra Velha foi depositada durante o Aptiano sobre a Fm. Itapema, limitada pelas discordâncias pré-Alagoas na base e base do sal no topo. Essa formação apresenta uma discordância datada de 117 Ma, que corresponde a um refletor sísmico de forte impedância acústica positiva de caráter regional e marca a passagem da fase rifte tardio para a fase sag, dividindo a Fm. Barra Velha em inferior e superior. De acordo com Wright & Barnett (2015), a espessura dessa formação varia significativamente ao longo da Bacia de Santos, podendo apresentar mais de 500 m a menos de 55 m em altos de blocos de falha, onde ela pode, inclusive, ser ausente.

Os carbonatos da Fm. Barra Velha são considerados os maiores reservatórios carbonáticos não-marinhos do mundo (SZATMARI & MILANI, 2016) e representam o principal alvo de exploração na Bacia de Santos. Por essa razão, a formação tem

recebido grande destaque na literatura em estudos que buscam entender os processos de formação e evolução, o ambiente deposicional e os tipos de fácies associadas à essas rochas carbonáticas tão complexas.

Com relação ao ambiente deposicional em que os sedimentos da Fm. Barra Velha se acumularam, inicialmente Dias (2005) atribuiu um contexto de ambiente marinho para a deposição dos carbonatos da Fm. Macabu, que é correlacionável à Fm. Barra Velha (MOREIRA *et al.*, 2007). Nos anos seguintes, trabalhos de Moreira *et al.* (2007), Carminatti *et al.* (2008), Formigli *et al* (2009) e Gomes *et al.* (2009) sugeriram um ambiente deposicional transicional para a Fm. Barra Velha, com influência marinha. Entretanto, essa influência foi contestada por Wright & Barnett (2015), Muniz & Bosence (2015), Tedeschi (2017), Pietzsch *et al.* (2018), Herlinger *et al.* (2017), Lima & De Ros (2019) e Gomes *et al.* (2020). O descarte da influência marinha na deposição dos sedimentos da Fm. Barra Velha foi um importante marco para o entendimento do sistema deposicional dessa formação, e abriu espaço para o estudo dos carbonatos lacustres.

Um dos trabalhos que sugerem um modelo deposicional para a Fm. Barra Velha é o de Buckley *et al.* (2015). Utilizando aspectos geométricos dos dados sísmicos do Alto de Pão de Açúcar, Bacia de Santos, os autores propõem um modelo de plataforma carbonática lacustre em que a deposição é condicionada por um alto estrutural de topo plano, onde se desenvolveram os *build-ups*, e uma região de maior declive, onde a sedimentação é consumida pela erosão em um ambiente de energia mais alta, propiciando o espessamento e acomodação de clinoformas e redeposição de sedimentos (Figura 14).

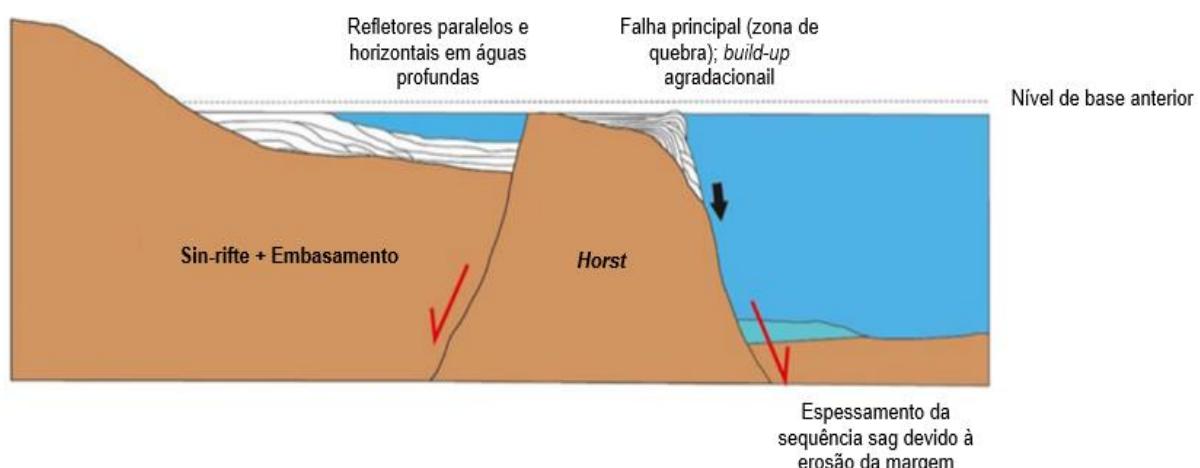


Figura 14: Esquema que ilustra o local e a geometria simplificada das clinoformas e do alto externo em que é depositada a plataforma carbonática.

Fonte: Adaptado de Buckley *et al.* (2015).

Buckley *et al.* (2015) destacam ainda que a interpretação sísmica sobre e ao redor do Alto de Pão de Açúcar apresenta muitas características morfológicas das plataformas carbonáticas desenvolvidas em ambientes marinhos, como estrutura *flat-topped*, uma margem distinta com *build-ups* agradacionais e um declive acentuado com sedimentos redepositados. Entretanto, eles concordam com os indícios prévios de que o ambiente deposicional da Fm. Barra Velha é lacustre.

Wright & Barnett (2017) abordam dois modelos contrastantes para avaliar as características deposicionais dos reservatórios carbonáticos da Fm. Barra Velha. Um modelo invoca lagos profundos com diferenciadas plataformas microbiais com um alívio de centenas de metros e pequenos *build-ups*. O outro, contempla um lago bem mais raso, evaporítico e hiper-alcalino, com carbonatos predominantemente abióticos (Figura 15). Segundo os autores, a evidência de uma larga plataforma no modelo de lago profundo foi baseada na interpretação sísmica, que demonstrou um alívio na discordância da base do sal e a presença de clinoformas. Porém, eles afirmam que para a Bacia de Santos, nenhuma evidência foi provada para justificar a diferenciação de *build-ups* semelhantes às plataformas ou para o potencial de fábrica de carbonatos vista na Fm. Barra Velha para produzir tais estruturas. Já o modelo de lago raso é fundamentado em correlações de longo alcance através dos dados de perfis, indicando que o relevo atual em toda a bacia não existia no momento da deposição, no modelo de fácies de Wright & Barnett (2015) e em dados isotópicos.

Posteriormente, Wright & Rodriguez (2018) revisam os aspectos mais controversos sobre os depósitos da Fm. Barra Velha e levantam os fatores apontados por Wright & Barnett (2017) que comprovam um ambiente deposicional lacustre raso, hiper-alcalino e evaporítico (Figura 15), refutando o modelo de plataforma carbonática com base em dados sísmicos, isotópicos e petrográficos. De acordo com Wright & Rodriguez (2018), se plataformas carbonáticas lacustres tivessem se desenvolvido, seria necessária uma fábrica carbonática com difusividade limitada (WILLIAMS *et al.*, 2011), o que segundo os autores, não há evidências de qualquer fábrica microbial nos carbonatos da Fm. Barra Velha. Um dos indícios que apoiaram o modelo do lago de águas rasas, segundo os autores, foram as terminações sísmicas de *onlap*, sugerindo um tectonismo local, que poderia explicar o extenso retrabalhamento dos carbonatos e possíveis fácies fandeltas e *grainstones* de alta porosidade.

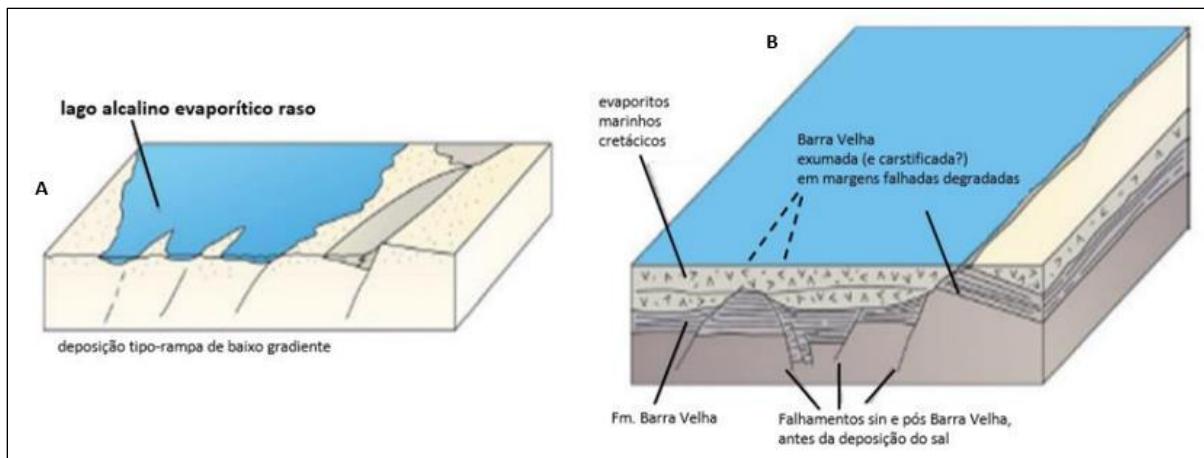


Figura 15: Modelo deposicional da Fm. Barra Velha proposto por Wright & Barnett (2017) e Wright & Rodriguez (2018), onde (A) inicialmente o lago raso conectado e evaporítico evoluiu para (B) um relevo sísmico com a falhas sin- e pós-deposicionais.

Fonte: Castro (2019) (adaptado de WRIGHT & RODRIGUEZ, 2018).

Pietzsch *et al.* (2018), através da integração de dados petrográficos, bioestratigráficos e geoquímicos, utilizaram dados radioativos de estrôncio para a reconstrução da evolução hidrológica do lago associado à deposição da Fm. Barra Velha. Como resultado, os autores construíram um modelo conceitual simplificado para representar a geologia e hidrologia lacustre, ilustrado na Figura 16. As setas vermelhas grossas representam o calor geotérmico, e as setas pretas indicam infiltrações do lençol freático na bacia lacustre. As áreas hachuradas sugerem a presença de aquíferos em relação à bacia, fluindo através do embasamento cristalino fraturado.

A integração das observações com modelos numéricos apontou para a diminuição dos fluxos de água com o tempo. Esse fato sugere que a formação dos depósitos se tornou restrita a águas lacustres progressivamente mais evaporíticas e alcalinas, corroborando o modelo deposicional proposto por Wright & Barnett (2017). Neste modelo, Pietzsch *et al.* (2018) sugerem que a recarga de água do subsolo para o lago provavelmente ocorreu através de canais espalhados pelo fundo do lago, mas que a infiltração não necessariamente é ligada a eles. Esses fluidos teriam se misturado ao corpo de água principal, contribuindo para a composição química e isotrópica das rochas carbonáticas e possivelmente na formação dos *build-ups*.

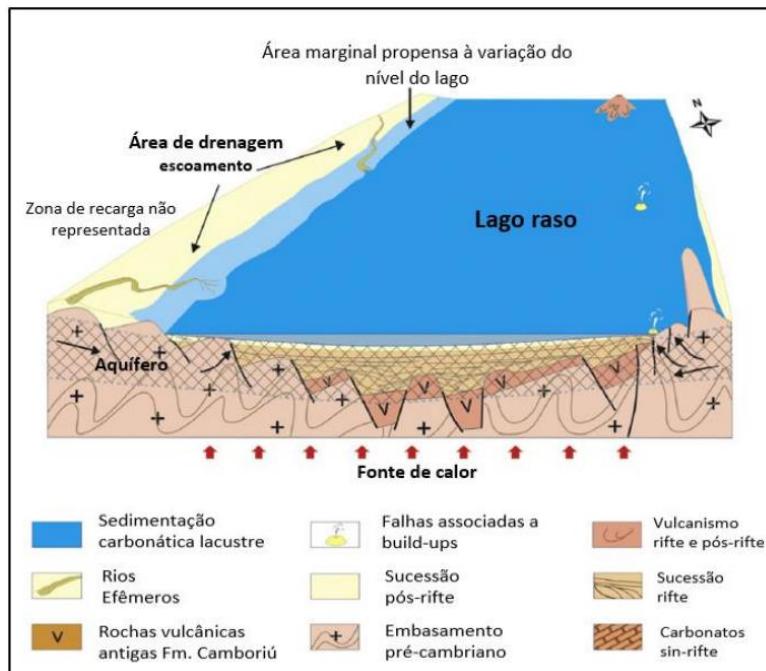


Figura 16: Modelo conceitual simplificado ilustrando a geologia e hidrologia do ambiente no momento de deposição da Fm. Barra Velha.

Fonte: Castro (2019) (adaptado de PIETZSCH *et al.*, 2018).

Posteriormente, Pietzsch *et al.* (2020) através de dados geoquímicos e mineralógicos, reitera um sistema lacustre hidrologicamente fechado como o ambiente deposicional da Fm. Barra Velha. Esse sistema manteve uma história sucessiva de deposição resultante, em parte, do abastecimento de águas subterrâneas, o que impediu o lago de secar. Por meio da resposta de isótopos de oxigênio, os autores observam um padrão de ciclicidade que aponta um forte controle climático sobre a deposição dos sedimentos lacustres, além da presença de salmouras de água concentrada e um lago alcalino. O registro de isótopos de carbono indica que a precipitação de água do lago provavelmente variava em conjunto com o CO₂ atmosférico, embora os efeitos locais, como mudança de pH, não possam ser descartados como alguma influência na deposição do lago.

Outro tema muito discutido sobre a Fm. Barra Velha é a respeito da natureza de seus carbonatos. O uso do termo “microbialito” é amplamente utilizado nos trabalhos que se referem às rochas carbonáticas dessa formação. Segundo Burne & Moore (1987), microbialitos são depósitos formados pela interação entre comunidades microbiais bentônicas e sedimentos detritico e/ou químico. Os processos envolvidos na formação dos microbialitos incluem trapeamento e ligação de sedimentos detriticos, calcificação inorgânica e calcificação biologicamente influenciada.

A presença dos reservatórios de origem microbial foi reportada para o Pré-sal da Bacia de Santos por Moreira *et al.* (2007), Caminatti *et al.* (2008) e Carminatti *et al.* (2009) e suas texturas classificadas por Terra *et al.* (2010).

Ao descreveram uma extensa variedade de fácies carbonáticas encontradas em bacias brasileiras, Terra *et al.* (2010) consideraram forte influência microbialítica na origem dessas rochas carbonáticas em sua classificação. Muniz & Bosence (2015) ao utilizarem dados de perfil de imagem da Fm. Macabu, correlata à Fm. Barra Velha, afirmam que estas rochas de origem lacustre são parcialmente microbiais.

Entretanto, Wright & Barnett (2015) afirmam que evidências macro e microscópicas no envolvimento microbial na produção dos carbonatos são raras, representando menos de 1% da espessura dos depósitos sedimentares. Portanto, para esses autores, a denominação “microbialitos” seria um equívoco. Herlinger *et al.* (2017) aderem essa preposição e reiteram que a maior parte dos depósitos carbonáticos da Fm. Macabu, na Bacia de Campos, foi quimicamente precipitada, controlada pela geoquímica das águas alcalinas lacustres. Lima & De Ros (2019) sugerem uma origem híbrida (biótica/abiótica) também para os carbonatos da Fm. Macabu, porém com predominância abiótica.

No que se refere a fácies carbonáticas, Wright (2012) revisa uma série de carbonatos microbiais lacustres afim de melhor compreender suas formações, arquitetura, composição e diagênese. O autor propõe três tipos principais de *build-ups* microbiais com base no ambiente em que são formados (Figura 17): 1) carbonatos subaquosos alimentados por ação hidrotermal controlados por falhas; 2) microbialitos de lago profundo formados abaixo do nível de base de onda e influenciados pela batimetria e altos do embasamento; 3) estruturas de lago raso e extenso, formando tapetes microbiais.

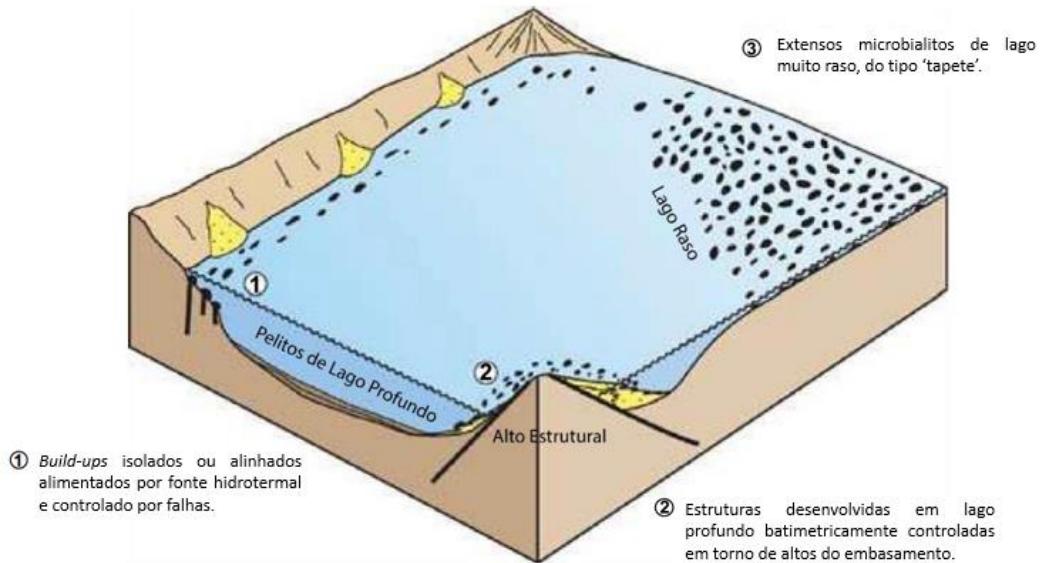


Figura 17: Principais configurações associadas ao desenvolvimento de carbonatos microbiais.
Fonte: Adaptado de Wright (2012).

Todavia, apesar da contribuição para estudos posteriores, o trabalho de Wright (2012) foi realizado com base em análogos, considerando uma significativa contribuição microbial na formação dos carbonatos. Posteriormente, Wright & Barnett (2015) examinando 1.400 m de testemunho e mais de 3.400 lâminas petrográficas da Fm. Barra Velha, afirmam que os carbonatos dessa formação são uniformes em sua composição e abrangem três componentes principais: lâminas fibrosas em escala milimétrica, esferulitos e *shrubs*. Os autores reconheceram um certo padrão de deposição desses componentes e sugerem ciclotemas relacionados as taxas de evaporação, raseamento e inundação que se repetem ao longo da formação (Figura 18).

O ciclotema proposto pode apresentar padrões simétricos e assimétricos de 0,75-5 m de espessura e englobam três fácies principais. A fácie 1 consiste predominantemente de *shrubs in situ*, e a fácie 2 é dominada por esferulitos que apresentam evidências de que foram formados em uma matriz de silicato de magnésio, estando associados à presença de estevensita. Essa fácie está associada a *shrubs* menores, tipicamente fragmentados, esferulitos fragmentados e carbonatos detriticos. Já a fácie 3 consiste em carbonatos laminados, fragmentos de esferulitos e *shrubs* de tamanho areia muito fina a silte. Ainda são encontrados restos de peixes e ostracodes não marinhos e a silicificação associada a deformação por compactação em torno dos nódulos de sílica é uma característica comum dessa fácie.

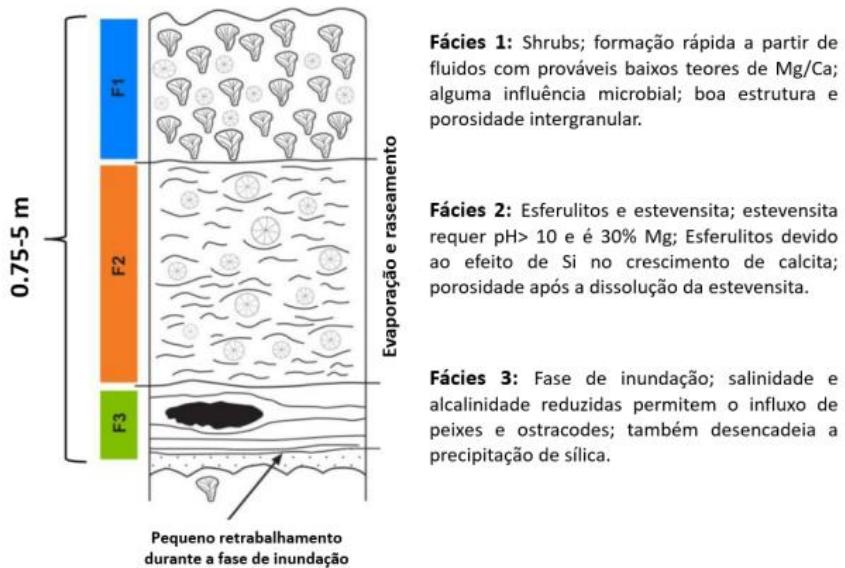


Figura 18: Ciclotema esquemático para a Fm. Barra Velha, onde foram identificadas três principais fácies.

Fonte: Castro (2019) (adaptado de WRIGHT & BARNETT, 2015).

Wright & Barnett (2015) ainda estabelecem uma relação entre as três fácies e a evolução do ambiente deposicional, procurando determinar o contexto em que cada litologia foi preferencialmente depositada (Figura 19).

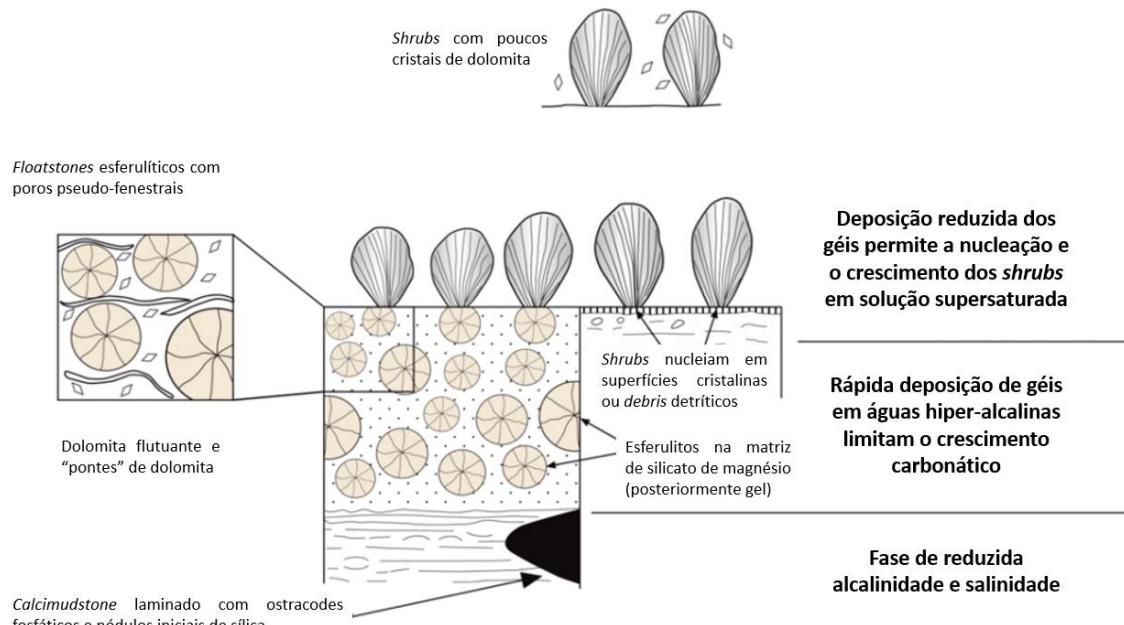


Figura 19: Modelo esquemático relacionando as três fácies principais observadas na Fm. Barra Velha.

Fonte: Adaptado de Wright & Barnett (2015).

A fácie 3 teria se acumulado em um ambiente protegido ou abaixo da base de onda e por, às vezes, exibir fissuras de dessecação, foi sugerido que sua origem

ocorreu em águas relativamente rasas, porém mais profundas que as demais fácies. Além disso, representaria eventos pluviais de curta duração que ocasionavam expansão e aprofundamento dos lagos rasos, indicado pela presença de restos fosfatados indeterminados, ostracodes não marinhos e peixes. A ocorrência destes dois últimos elementos insinua um lago menos hostil e fresco o suficiente para permitir a colonização das espécies, onde as reduzidas salinidade e alcalinidade também desencadearam a precipitação de sílica, uma vez que o pH das águas foi reduzido. Com uma maior taxa de evaporação, houve um aumento no pH do lago que, somado a disponibilidade de magnésio advindo do lixiviamento e erosão dos basaltos e rochas de fora do sistema rifte (SZATMARI & MILANI, 2016), favoreceu a precipitação dos géis de silicato de magnésio. De acordo com os autores, os esferulitos nuclearam e cresceram dentro desses géis, que por sua vez, limitava o crescimento dessa fácie. Assim, quando a deposição do gel de silicato de magnésio era reduzida, os esferulitos atingiam a interface gel-água e cresciam de forma assimétrica para o topo do leito da fácie 2, formando os chamados *shrubs*, representando a fácie 1.

Wright & Barnett (2015) acrescentam que os *shrubs* e esferulitos podem ser retrabalhados em uma variedade de diferentes texturas. Enquanto os sedimentos mais finos do retrabalhamento estão associados às fácies lamosas, os mais grossos consistem em *grainstones* bem selecionados. De acordo com Wright & Rodriguez (2018), as melhores fácies para se desenvolver um reservatório são os cristais de *shrubs in situ*, fácie 1, e ressaltam que *grainstones* bem selecionados também podem constituir bons reservatórios.

Herlinger *et al.* (2017) analisaram os impactos da diagênese na evolução da porosidade e permeabilidade dos carbonatos do Pré-sal da Fm. Macabu, correlata à Fm. Barra Velha (MOREIRA *et al.*, 2007). Os autores apontaram que a presença de argilas estevensíticas estava associada a esferulitos calcíticos, mais especificamente, que os depósitos de argila magnesiana eram frequentemente substituídos por esferulitos calcíticos devido a sua instabilidade química. Tal ocorrência é similar à observada por Wright & Barnett (2015) na fácie 2 para a Fm. Barra Velha.

A ocorrência das argilas magnesianas também é apontada em estudos de depósitos análogos, como os do Pré-sal na Bacia do Kwanza (SALLER *et al.*, 2016). Essas argilas desempenham um papel importante na compreensão dos processos

da Fm. Barra Velha, não só sendo responsável por auxiliar na caracterização do tipo de ambiente deposicional (hiper-alcalino e evaporítico), mas também para a determinação da qualidade permo-porosa dos reservatórios.

Mercedes-Martín *et al.* (2019) apresentam um modelo hidroquímico baseado em um conceito de bacia aberta e equilíbrio termodinâmico através de dados químicos do Lago Baringo, rifte do leste africano, para auxiliar a compreensão sobre os mecanismos facilitadores de precipitação de carbonatos, argilas e sílica. Os autores categorizam três fácies químicas do Pré-sal com base nos precipitados/mineralogias dominantes (Figura 20), são elas: fácie 1) composta por estruturas dominadas por *shrubs* *in situ* a sedimentos dominados por esferulitos, estes associados a *shrubs* menores e esferulitos fragmentados; fácie 2) consiste na ocorrência da fácie 1 junto a argilas ricas em magnésio (estevensita, talco ou kerolita), que preenchem os espaços entre os *shrubs* e esferulitos (WRIGHT & BARNETT, 2015; HERLINGER *et al.*, 2017); fácie 3) representada por sedimentos dominados pela argila rica em magnésio associada a fragmentos menores de esferulitos ou *shrubs* com materiais de granulação fina.

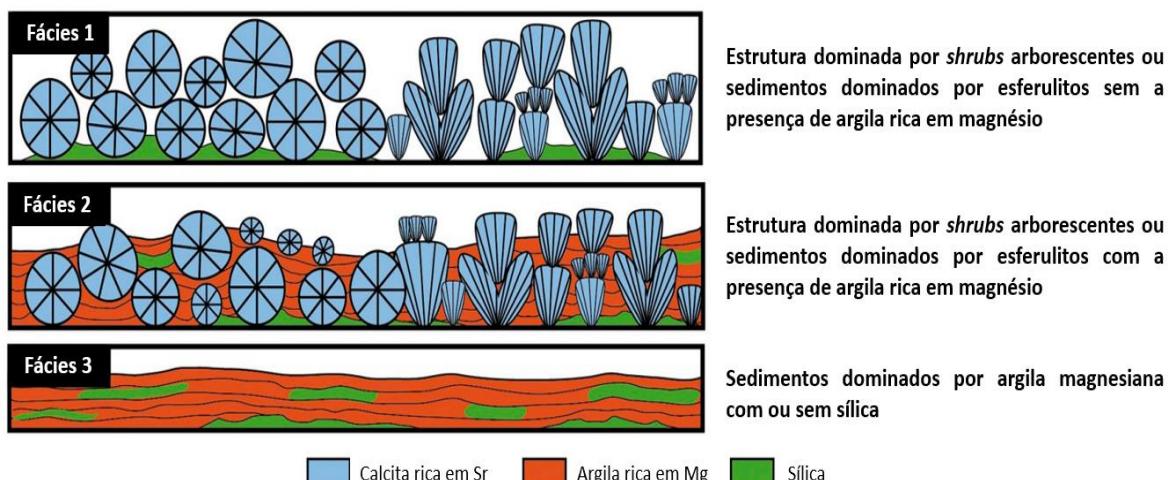


Figura 20: Ilustração das fácies químicas propostas para o Pré-sal.
Fonte: Adaptado de Mercedes-Martín *et al.* (2019).

Através de cálculos de espessura de sedimentos, Mercedes-Martín *et al.* (2019) sugerem que a ciclicidade das fácies no Pré-sal provavelmente reflete flutuações temporais no tipo de água que abastece o lago e o grau de vazamento para os aquíferos ao longo dos ciclos de evaporação. Os cálculos aumentam a consciência sobre a importância da natureza, composição e volumes de água que originam o lago alcalino e o grau de saída dessas águas para os aquíferos como parâmetros

fundamentais que controlam o comportamento hidrogeoquímico de lagos salinos alcalinos e a paragênese dos carbonatos, argilas magnesianas e sílica precipitada durante sucessivos ciclos de reabastecimento evaporítico.

Lima & De Ros (2019) realizaram um estudo integrado de petrografia na Bacia de Campos a fim de caracterizar e interpretar as condições deposicional, diagenética e hidrotermal sob os quais os reservatórios do Pré-sal foram submetidos. As principais fácies reconhecidas pelos autores na fase sag foram crostas de calcita fascicular, argilas estevensíticas com esferulitos calcíticos, *rudstones* e *grainstones* intraclásticos, laminitos, *dolostones* e *cherts*. A sucessão de fácies proposta pelos autores, ilustrada na Figura 21, assume que os depósitos laminados de argilas magnesianas e grãos siliciclásticos constituem o substrato (Figura 21a) dentro do qual os esferulitos são quimicamente precipitados, substituindo e/ou deslocando essa matriz (Figura 21b). A interrupção e deformação das argilas indica que os esferulitos se formaram durante a eodiagênese e não como partículas na coluna d'água. Além disso, essa alternância de precipitação estaria relacionada a variações no pH, Mg, Si e Ca, temperatura e o CO₂ nas águas lacustres. Tais mudanças químicas são apontadas pelos autores como tendo ocorrido devido a eventos magmáticos e/ou a contribuição do manto. Quanto mais próximo da interface água-sedimento, mais os esferulitos crescam e se tornavam assimétricos, originando os agregados de calcita fascicular (Figura 21c). A distinção entre os esferulitos e os agregados de calcita fascicular foi, provavelmente, definida pela maior disponibilidade iônica, taxa de precipitação e espaço de acomodação. Por fim, os agregados de calcita coalesciam e formavam as crostas de calcita fascicular (Figura 21d).

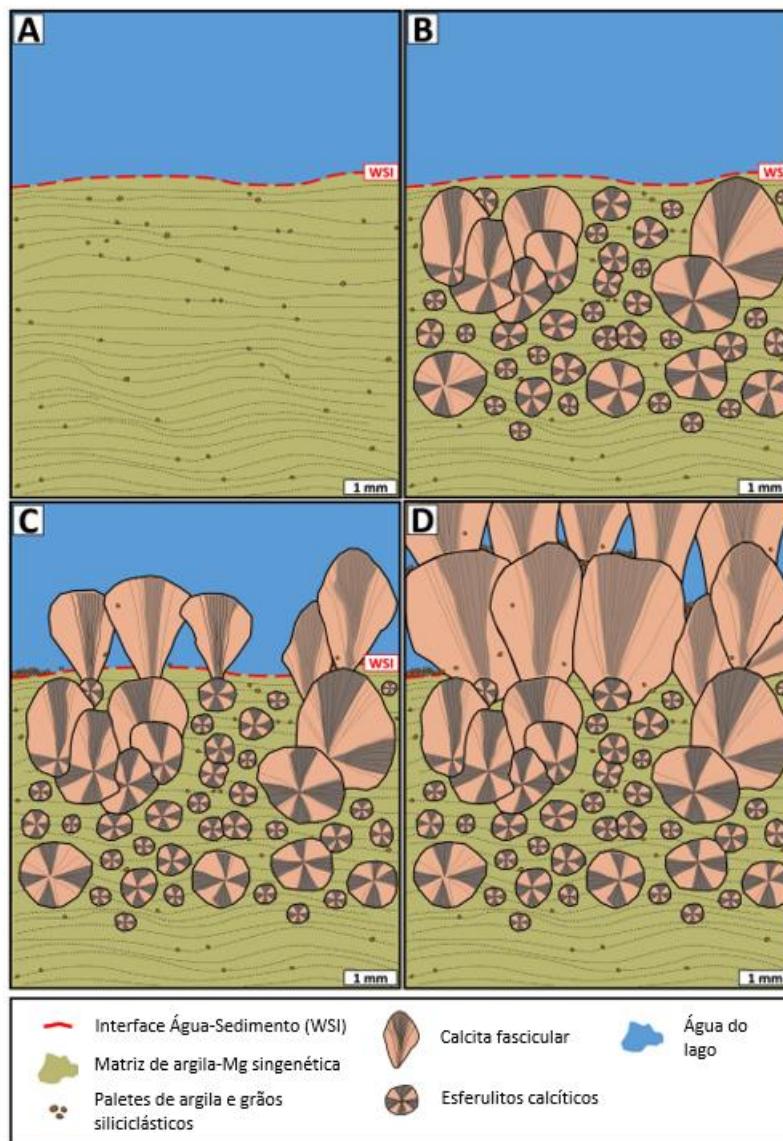


Figura 21: Representação esquemática da gênese dos depósitos típicos do Pré-sal.
Fonte: Adaptado de Lima & De Ros (2019).

O trabalho de Farias *et al.* (2019), ao propor um modelo geoquímico para a precipitação dos carbonatos da Fm. Barra Velha, utilizando-se de descrição de testemunhos e análises de petrografia, geoquímica e composição isotópica, observaram tipos de fácies similares às apresentadas por Wright & Barnett (2015, 2017), Wright & Tosca (2016), Wright & Rodriguez (2018), Mercedes-Martín *et al.* (2019) e Lima & De Ros (2019), sendo elas do tipo *shrub*, argila magnesiana com esferulitos e laminitos.

Posteriormente, Gomes *et al.* (2020) apresentam uma nova classificação de fácies baseada na relativa abundância de três componentes principais: *mudstone*, esferulito calcítico e *shrub* calcítico fascicular. Apesar desses componentes já terem sido identificados por outros trabalhos, neste, os autores levam em consideração a

relativa contribuição dos componentes deposicional e diagenético, mineralogia sedimentar e grau de dissolução. A fácie *mudstone* é descrita como material fino presente nos carbonatos como matriz entre os grãos, incluindo minerais de argila, calcita, dolomita e sílica. Os esferulitos são apresentados como agregados de calcita esféricos a sub-esféricos comumente dolomitizados ou recristalizados. O termo *shrub* foi aplicado para se referir à “crosta de cristal de raio”, como definido por Folk et al (1985), sendo composto de cristais de calcita fibrosos a extremamente grossos.

Estes três principais componentes são representados em um diagrama ternário para gerar a classificação de fácie proposta por Gomes et al. (2020) (Figura 22b). O componente mais abundante dá nome à rocha, e o secundário fornece um adjetivo qualificante. O triângulo é ainda subdividido em nove tipos de rochas, para fornecer categorias suficientes a rochas com diferentes composições. Dessa forma, o termo *mudstone*, por exemplo, é aplicado para todas as amostras que possuem mais de 90% de constituintes finos. Os autores ainda classificam os componentes que sofrem processo de fragmentação e transporte, gerando um novo tipo de fácie compostas de intraclastos, as retrabalhadas. Onde os elementos retrabalhados correspondem a mais de 50%, é utilizado o esquema de classificação do diagrama da Figura 22c. A fácie *mudstone* pode ser tanto *in situ* quanto retrabalhada, e por isso sua classificação é de acordo com a composição mineral (Figura 22a).

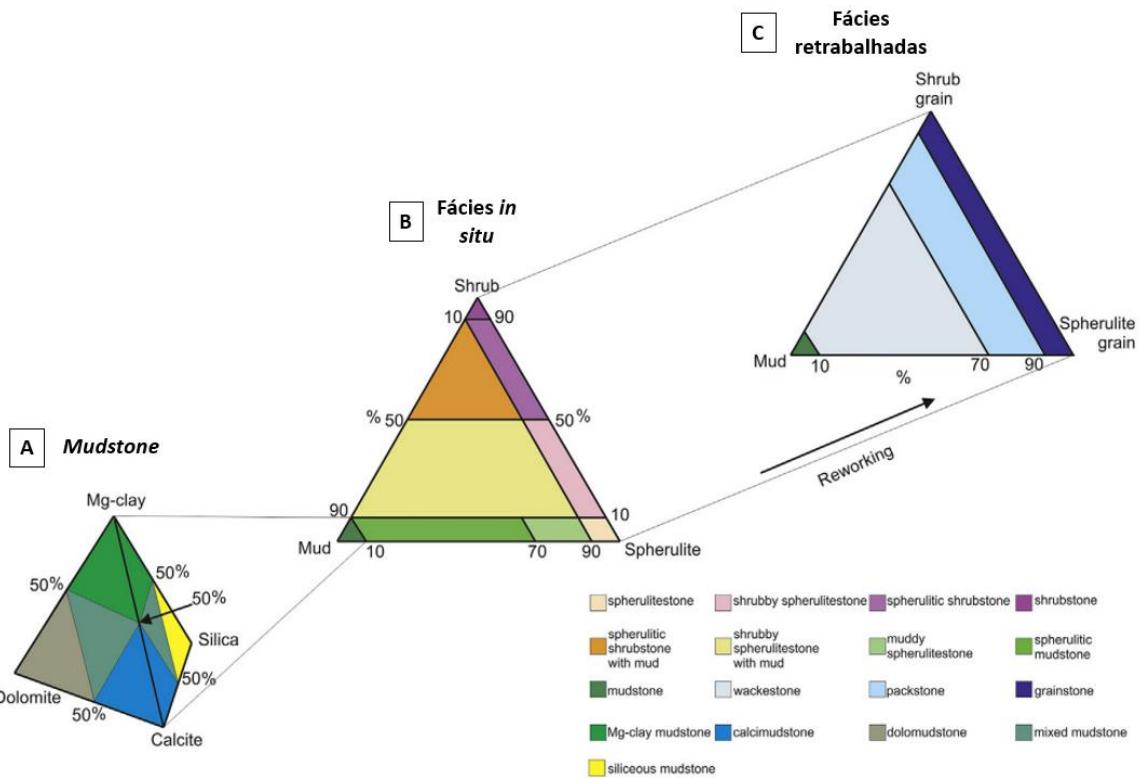


Figura 22: Esquema de classificação de fácie proposto por Gomes *et al.* (2020), com três diagramas ternários: A) Para rochas que apresentam mais de 90% de mudstone; B) Classificação para fácie in situ; C) Diagrama para fácie retrabalhadas.

Fonte: Adaptado de Gomes *et al.* (2020).

Utilizando o esquema de classificação de fácie proposto, Gomes *et al.* (2020) identificaram dois possíveis padrões para o empilhamento de fácie. Onde a abundância de *mudstone* é menor que 10%, o padrão consiste no aumento gradativo de *shrubs*, começando na base com esferulito, seguido por esferulítito com *shrubs*, *shrubs* com esferulítito e no topo apenas *shrubs* (Figura 23b). Um padrão alternativo a esse seria a dominância de *shrubs* na base e a transição gradual para o topo de esferulítito (Figura 23d). Para cenários de não reservatório, onde há dominância da fácie *mudstone*, o mesmo ocorre. Dominância de *mudstone* na base e o aumento gradual para o topo de *shrubs* e esferulitos (Figura 23a), ou a dominância de *shrubs* esferulíticos na base e a redução gradual dessas fácie para o topo, onde há apenas *mudstone* (Figura 23c). Para tais mudanças na abundância dos componentes, os autores justificam às variações temporais na química da água do lago independente das variações de profundidade.

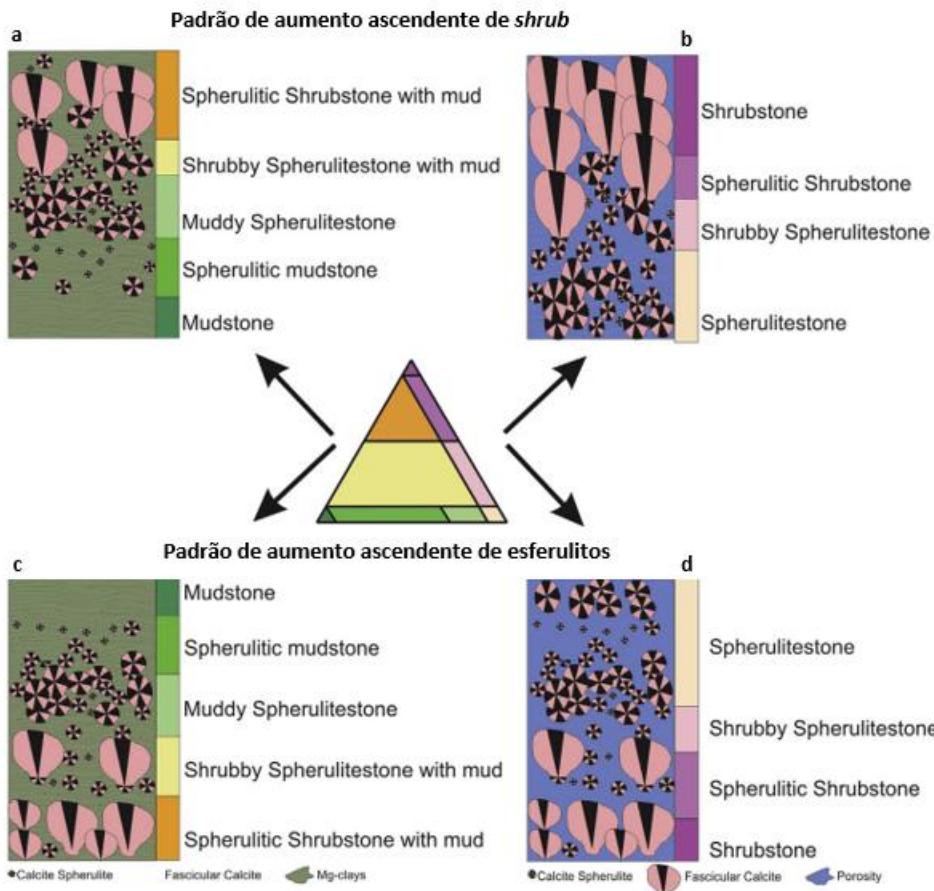


Figura 23: Modelos de empilhamento de ciclos elementares da Fm. Barra Velha. Padrões de aumento ascendente de shrub (a e b) e de esferulitos (c e d). Os modelos (a) e (c) representam modelos não reservatórios.

Fonte: Adaptado de Gomes *et al.* (2020).

Gomes *et al.* (2020) ainda sugerem três modelos conceituais para explicar as variações de materiais detritícios observados na Fm. Barra Velha, incorporando não só as principais fácies descritas, como também a química do lago e os mecanismos pelos quais os grãos foram transportados até a bacia. O primeiro modelo (Figura 24a) diz respeito a uma variação do nível de lago flutuante sob um clima húmido (onde a precipitação é maior que a evaporação) a árido (evaporação maior que precipitação). Durante o clima húmido, se espera um aumento no *input* detritíco fluvial associado ao aumento do nível do lago, resultando na diluição da água e diminuição do pH, levando à deposição de *mudstone*. Sob condições de clima árido, o oposto acontece. Há uma diminuição no *input* de sedimentos detritícios, associado à queda do nível do lago, resultando na concentração evaporítica, aumento do pH e precipitação de argila magnesiana com esferulitos e, posteriormente, *shrubs*. Este modelo de empilhamento de fácies é comparável aos modelos expostos por Wright & Barnett (2015) e Lima & De Ros (2019).

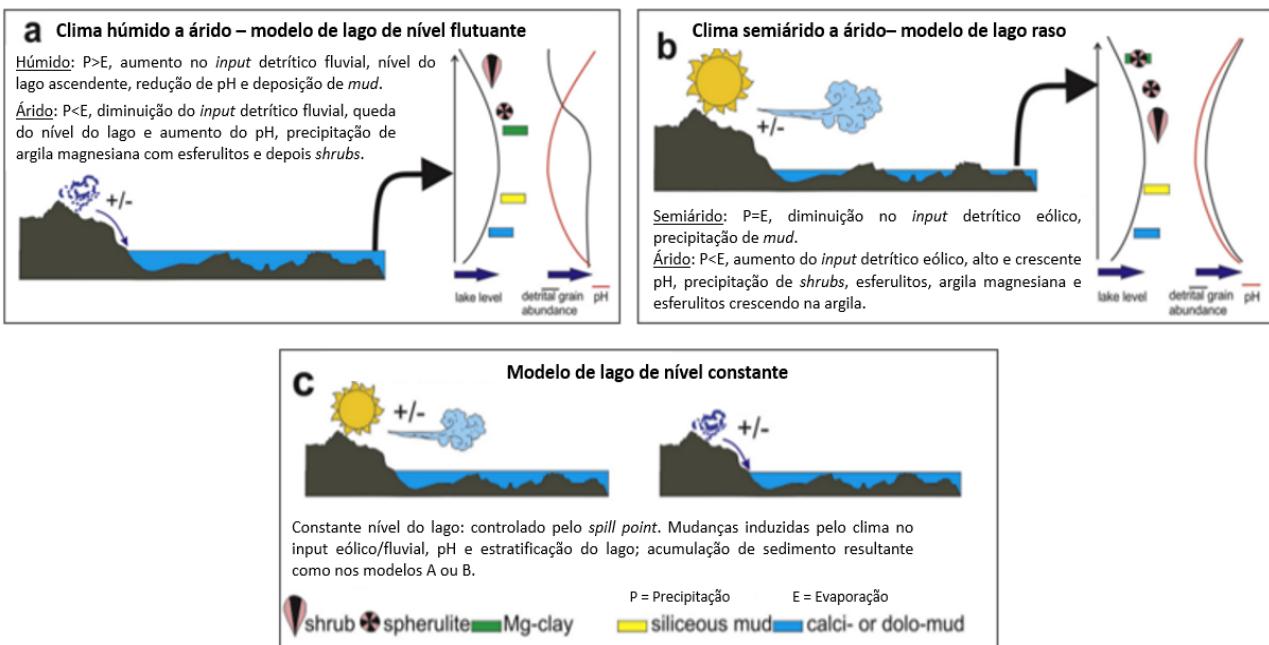


Figura 24: Modelos conceituais que explicam as variações temporais de material detritico pela Fm. Barra Velha: a) clima húmido a árido, modelo de lago de nível flutuante; b) clima semiárido a árido, modelo de lago raso; c) modelo de lago de nível constante, controlado pelo *spill point*.

Fonte: Adaptado de Gomes *et al.* (2020).

O segundo modelo, de lago raso, revela um clima semiárido a árido (Figura 24b). Sob condições semiáridas, a taxa de precipitação é quase igual a de evaporação, levando a uma diminuição no *input* detritico advindo do vento e a precipitação de *mudstone*. Durante um clima árido, neste caso, há um aumento do *input* sedimentar pela ação do vento e aumento de pH, ocorrendo precipitação de *shrubs*, esferulitos e esferulitos em argila magnesiana, o inverso do que ocorre no modelo de lago de nível flutuante. Este entendimento de que os *shrubs* teriam se depositado anteriormente aos esferulitos foi sugerido por Farias *et al.* (2019), onde os autores identificam três estágios de deposição dos carbonatos da Fm. Barra Velha e sugerem que os carbonatos de cálcio, devido às condições específicas do ambiente, teriam mimetizado a sedimentação evaporítica, precipitando como evaporitos de carbonato de cálcio.

O terceiro e último modelo, lago de nível constante, é controlado pelo *spill point* (Figura 24c). Neste caso, mudanças induzidas pelo clima no *input* de detritos eólicos/fluviais, pH e estratificação do lago, levariam ao acúmulo de sedimentos como nos outros modelos.

Wright (2020) faz uma revisão geral dos principais pontos discutidos a respeito da Fm. Barra Velha e propõe um modelo para o desenvolvimento dos ciclotemas sugeridos por Wright & Barnett (2015). Segundo o autor, a Figura 25 é uma tentativa

de explicar a aparente contradição da formação dos *shrubs*, que em modelos evaporíticos propostos (WRIGHT & TOSCA, 2016; FARIA et al., 2019), a fácie *shrubs* representa a fase mais evaporítica do lago, entretanto, elas são melhor desenvolvidas em áreas submersas. Portanto, o modelo sugerido considera os efeitos da mudança de profundidade da água e da ação das ondas à medida que as águas do lago baixam.

A fase inicial de deposição (Figura 25-1) corresponde a um lago com reduzidas alcalinidade e salinidade, favorecendo condições propícias à colonização de peixes e ostracodes. A diminuição do pH desencadeou a precipitação de géis de sílica intersticiais que posteriormente formaram nódulos de sílica. O acúmulo de carbonatos de granulação fina implica em deposição em um cenário de menor energia, provavelmente abaixo da base da onda. Depósitos anteriores foram retrabalhados em áreas mais rasas ao longo da linha de costa, dominadas por ondas.

O segundo estágio (Figura 25-2) representa o ponto em que a evaporação desencadeou a formação e deposição de géis de silicato de magnésio, que teriam sido depositados abaixo da base de onda. Já na fase 3 (Figura 25-3), houve a precipitação da calcita como esferulito dentro dos géis de silicato de magnésio, abaixo da base de onda, onde os géis não se acumulavam ou eram removidos pela queda da base de onda, os *shrubs* eram precipitados localmente. No estágio final de deposição (Figura 25-4), a precipitação do gel de silicato de magnésio cessou e o crescimento dos esferulitos atingiram a interface sedimento-água, permitindo o crescimento dos *shrubs*, também em ambientes mais rasos. Eventualmente, os sedimentos retrabalhados progradantes podem cobrir os *shrubs* previamente depositados.

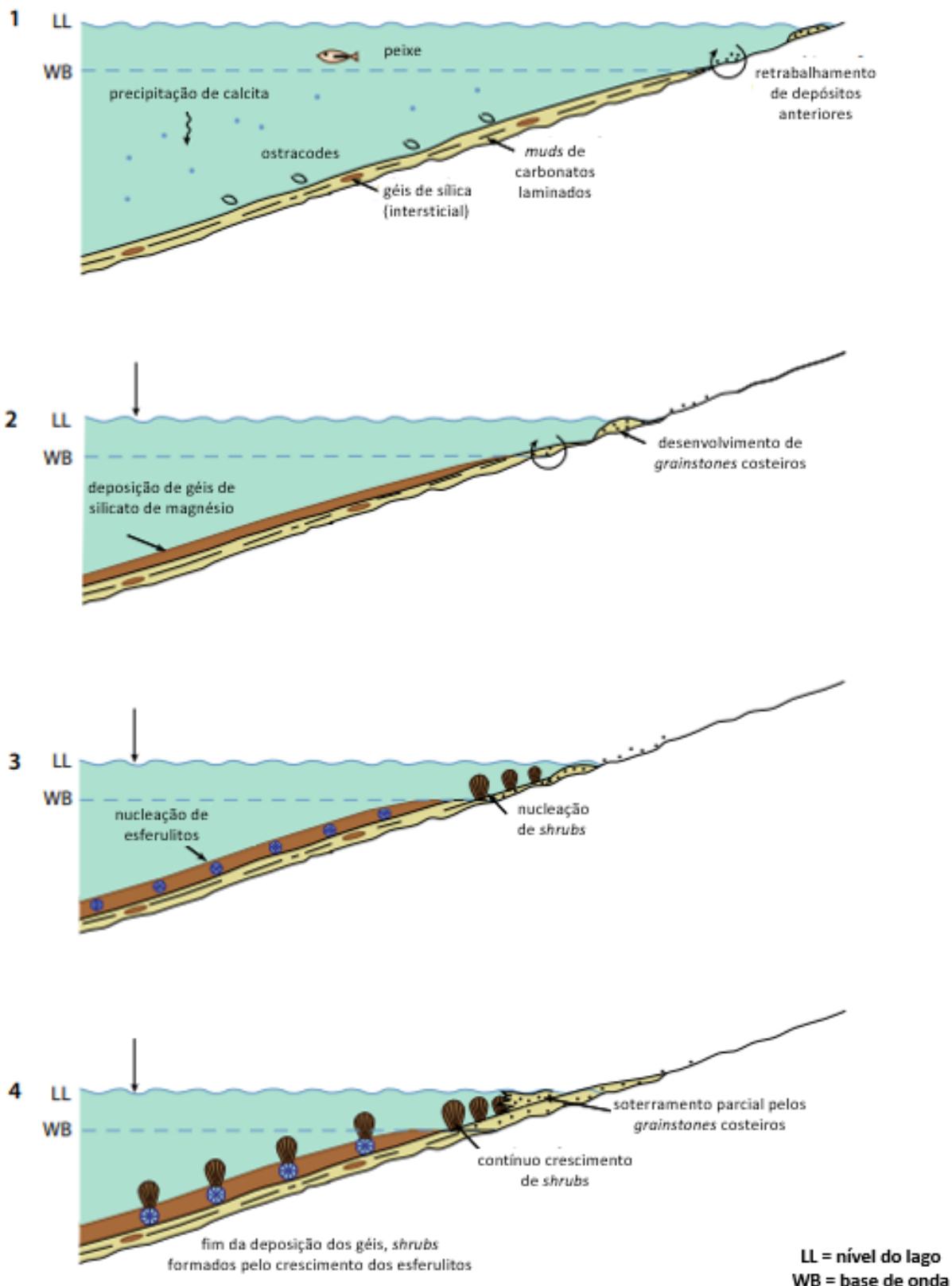


Figura 25: Modelo para o desenvolvimento dos ciclotemas na Fm. Barra Velha em quatro estágios. Seta preta vertical indica menor profundidade do lago em relação ao primeiro estágio.

Fonte: Adaptado de Wright (2020).

Wright (2020) ainda faz menção às discussões acerca dos modelos hidrológicos propostos, onde diversos trabalhos buscam entender quais foram as fontes para a química dos lagos que deram origem a Fm. Barra Velha. O período Aptiano-Albiano é considerado um intervalo em que altas taxas de CO₂ vulcânico na atmosfera levaram a altas taxas de produção de carbonatos de águas rasas no oceano (POHL *et al.*, 2020). Entretanto, como já discutido anteriormente, é possível que os lagos que deram origem a Fm. Barra Velha, e seus equivalentes, não fossem ligados aos oceanos. Como observado por Farias *et al.* (2019), períodos de altos níveis de CO₂ atmosférico ao desencadearem intemperismo acelerado, podem ter fornecido a alta alcalinidade dos lagos. Lowenstein *et al.* (2017) também verificaram que os altos níveis de decomposição orgânica em lagos podem prover uma fonte de alcalinidade relacionada ao CO₂, mas ressaltam que essa atividade orgânica em lagos modernos não criou a hiper alcalinidade. Milesi *et al.* (2019, 2020) e Wright & Barnett (2020) sugeriram que as entradas de CO₂ magmático nos lagos representados pelos carbonatos da Fm. Barra Velha poderiam ter influenciado a deposição de sedimentos carbonáticos e não carbonáticos.

De acordo com Wright (2020), há um caso que a alcalinidade dos lagos foi pelo menos influenciada pelo CO₂ magmático, em que ele não só contribuiu diretamente para as águas do lago, mas também atuou como agente de lixiviação de uma fonte máfica para fornecer os elementos necessários para a mineralogia da Fm. Barra Velha. Ao investigar informações sobre a química do lago, dados dos isótopos ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr podem fornecer informações sobre a proveniência dessa química. Pietzsch *et al.* (2018), Farias *et al.* (2019) e Obermaier *et al.* (2019) fornecem esses dados de carbonatos que apresentam valores significativamente mais altos (mais radiogênicos) do que os valores marinhos do Cretáceo. Esta interpretação limita o envolvimento de um manto ou fonte de basalto oceânico, onde essa serpentinização provavelmente não estava envolvida na formação dos carbonatos. Em contrapartida, Lima *et al.* (2020) discutiram a possibilidade de o CO₂ ter sido fornecido a partir do manto superior ou serpentinização. Os autores invocaram o cenário de algum envolvimento de fluidos relacionados à serpentinização para explicar as menores razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr observadas nas fases diagenéticas hidrotermais posteriores.

Apesar da questão sobre a fonte para a química do lago que deu origem a Fm. Barra Velha ainda não ser um consenso, Wright (2020) propõe que a fábrica carbonática lacustrina do Atlântico Sul reflete a direta influência do CO₂ mantélico na geologia do embasamento e na captação de rochas vulcânicas. Para isso, o autor ilustra na Figura 26 a hidrologia associada à Fm. Barra Velha, enfatizando o papel de fluidos e do CO₂ derivado do manto na produção dessa fábrica carbonática única.

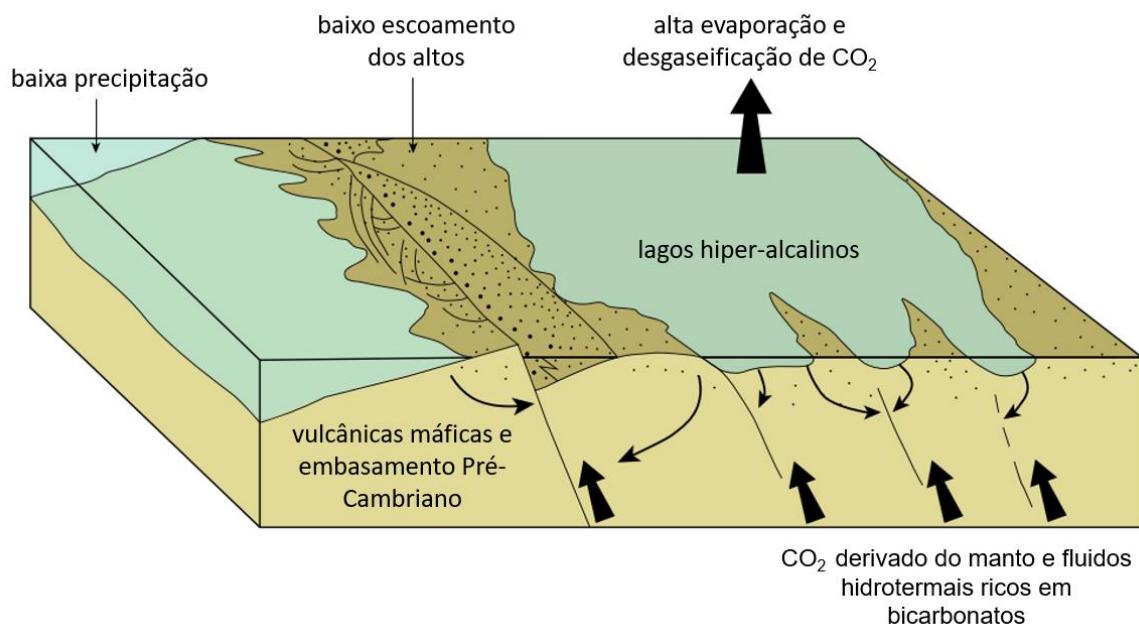


Figura 26: Ilustração representando a hidrologia associada à Fm. Barra Velha, enfatizando o papel do CO₂ mantélico e fluidos na produção dessa fábrica carbonática não marinha.

Fonte: Adaptado de Wright (2020).

2.4 Complexo de Iara e o Campo de Atapu

A área estudada neste trabalho corresponde ao Complexo de Iara, localizado na região centro-leste da Bacia de Santos, distante aproximadamente 215 km da costa do Rio de Janeiro em águas ultra profundas. Este complexo engloba oito campos em desenvolvimento, sendo eles: Norte de Berbigão, Berbigão, Sul de Berbigão, Norte de Sururu, Sururu, Sul de Sururu, Oeste de Atapu e Atapu (Figura 27). Tal configuração não possui motivação geológica, mas pelos diferentes contratos de licitação em que foram ofertados. Atualmente, a área é administrada pelo consórcio Petrobras (42,5%), Shell (25%), Total Energies (22,5%) e Galp (10%) (PETROBRAS, 2018).

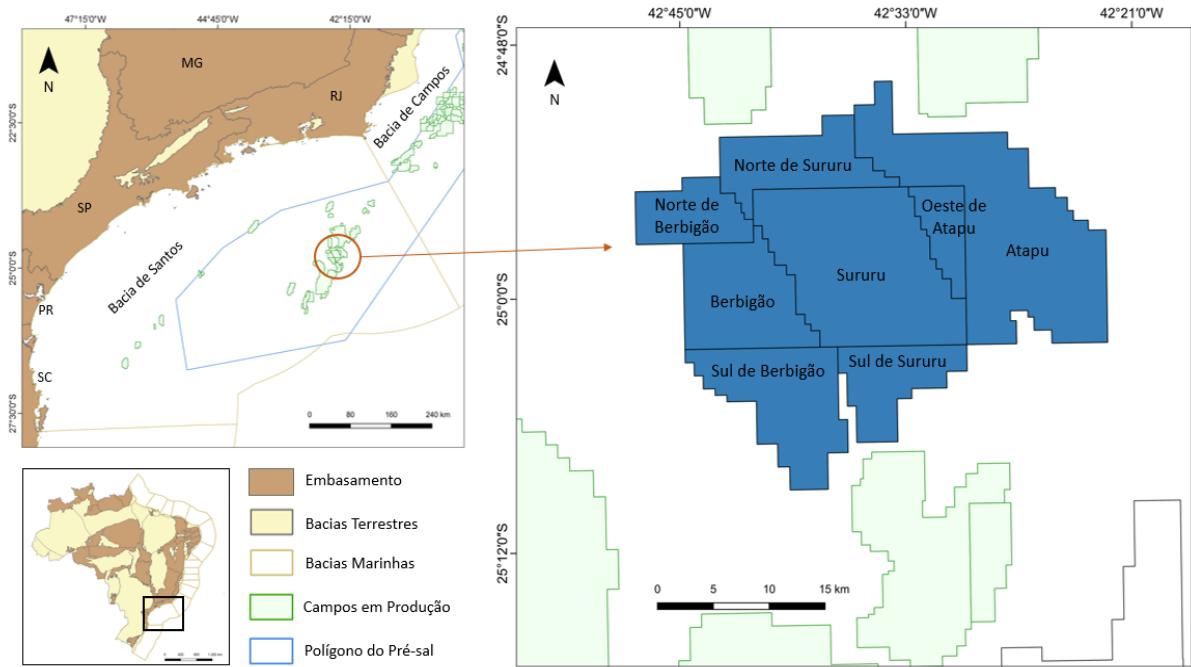


Figura 27: Mapa de localização do complexo de Iara e seus campos de produção.

A descoberta da presença de óleo no Complexo de Iara ocorreu com a perfuração do poço 1-BRSA-618-RJS em 2008 no Campo de Sururu. Após a perfuração de mais poços em outros campos e a confirmação de três acumulações de hidrocarbonetos, que correspondem às estruturas de Berbigão, Sururu e Oeste de Atapu, a Petrobras declarou a comercialidade das reservas de óleo e gás em Iara. Os primeiros estudos estimaram volumes recuperáveis superior a 5 bilhões de barris de óleo equivalente e comprovaram a ótima qualidade do óleo, com uma densidade de 24 a 30° API (PETROBRAS, 2014).

Desde então, a bem-sucedida exploração da área inseriu os campos de Atapu, Norte de Atapu, Oeste de Atapu, Sururu, Berbigão, Sul de Berbigão entre os trinta campos que mais produziram petróleo no Brasil em fevereiro de 2023 (ANP, 2023). Apenas estes campos foram responsáveis pela produção de 294 mil barris de óleo por dia, quando analisados os valores para o *play* do Pré-sal. Neste cenário, o campo em Iara que mais se destaca é o Campo de Atapu. Um ano após o início da produção, em 2020, este campo se tornou o quarto maior produtor do Pré-sal e o quinto maior do país se consideradas as reservas do Pré- e Pós-sal (ANP, 2021). Dessa forma, devido à grande relevância para o cenário petrolífero nacional, o presente trabalho irá se concentrar nos estudos da estrutura de Atapu, que inclui tanto o Campo de Atapu como Oeste de Atapu, e será citado apenas como Campo de Atapu para facilitar o referenciamento.

A jazida presente no Campo de Atapu abrange uma área de aproximadamente 260 km², sob uma lâmina d'água de 2.000 a 2.300 m. Sua descoberta ocorreu em 2013 com a perfuração do poço 1-BRSA-1146-RJS. O reservatório carbonático em questão é considerado de grande complexidade por apresentar grandes contrastes de permoporosidades, onde estruturas de alta produtividade, com falhas e dissoluções, ocorrem próximas a regiões de piores características de porosidade e permeabilidade, nos flancos das estruturas (ANP, 2019). Tal complexidade não se restringe apenas às condições do reservatório, mas também à toda estruturação de lara.

A Figura 28 exibe uma linha arbitrária criada a partir dos dados disponíveis neste trabalho, para ilustrar o tipo de estruturação observada no complexo de lara. Os campos de Berbigão e Atapu possuem estruturas de *mounds* e Sururu apresenta um perfil de plataforma carbonática. As falhas possuem grande destaque na região, exercendo um papel importante na compartimentalização das estruturas.

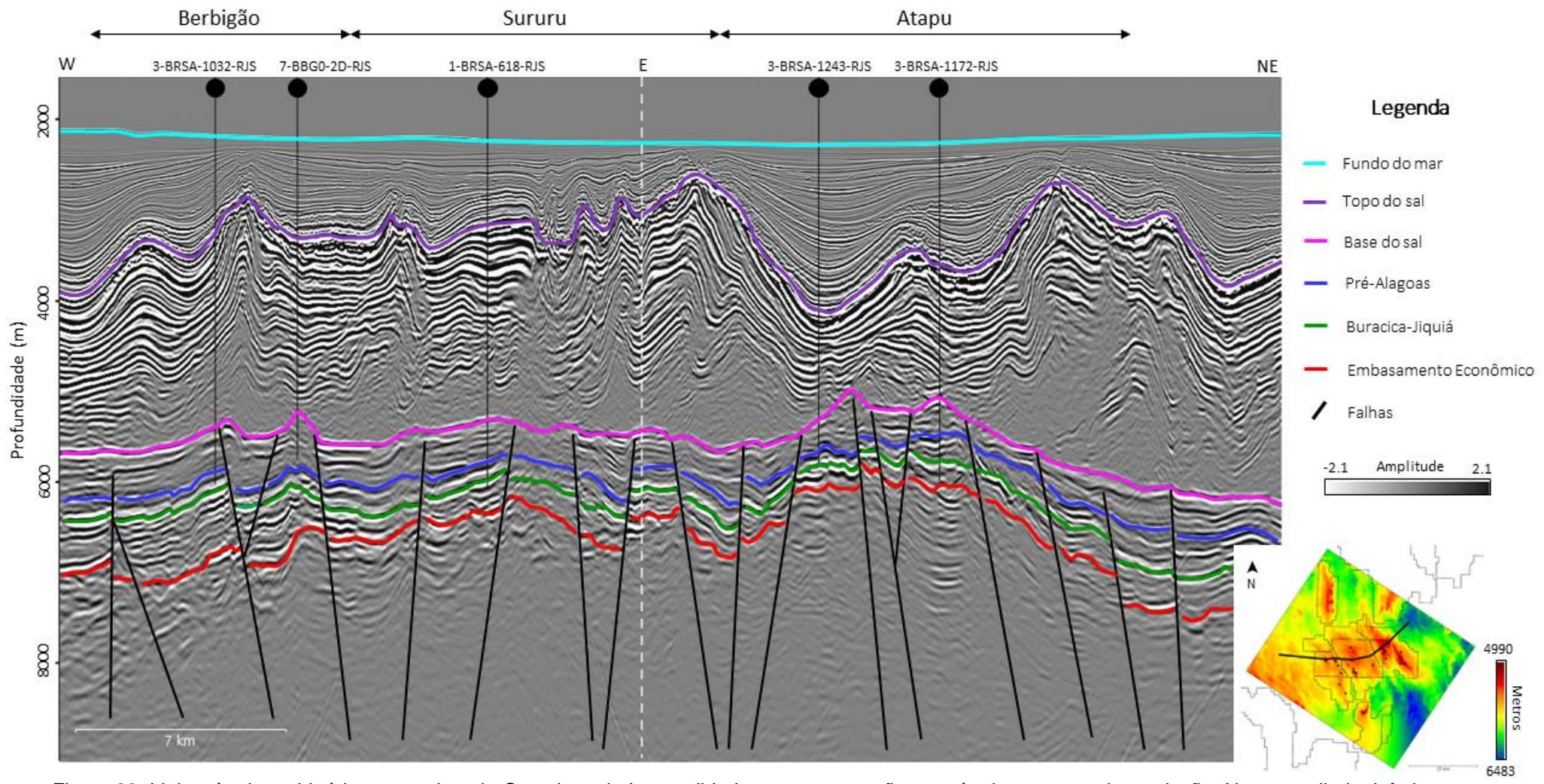


Figura 28: Linha sísmica arbitrária passando pelo Complexo de Iara, exibindo sua estruturação através dos campos de produção. No canto direito inferior, o mapa da discordância da base do sal.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização deste trabalho foi utilizado um volume sísmico pós empilhamento migrado em profundidade, que abrange todo o Complexo de Iara, o Campo de Itapu, a parte sul do Campo de Búzios e noroeste do Campo de Sépia (Figura 29). Porém, como já mencionado, o foco será o Campo de Atapu devido ao seu papel de destaque na produção nacional e por se tratar de uma área muito extensa de dado sísmico. Para isso, o dado original foi cortado de modo a cobrir toda a estrutura de Atapu, excedendo um pouco para a estrutura de Sururu.

Além do volume sísmico, foram disponibilizados vinte e quatro poços, incluindo de exploração, produção e especiais, mas apenas treze se localizam na área estudada (Tabela 1).

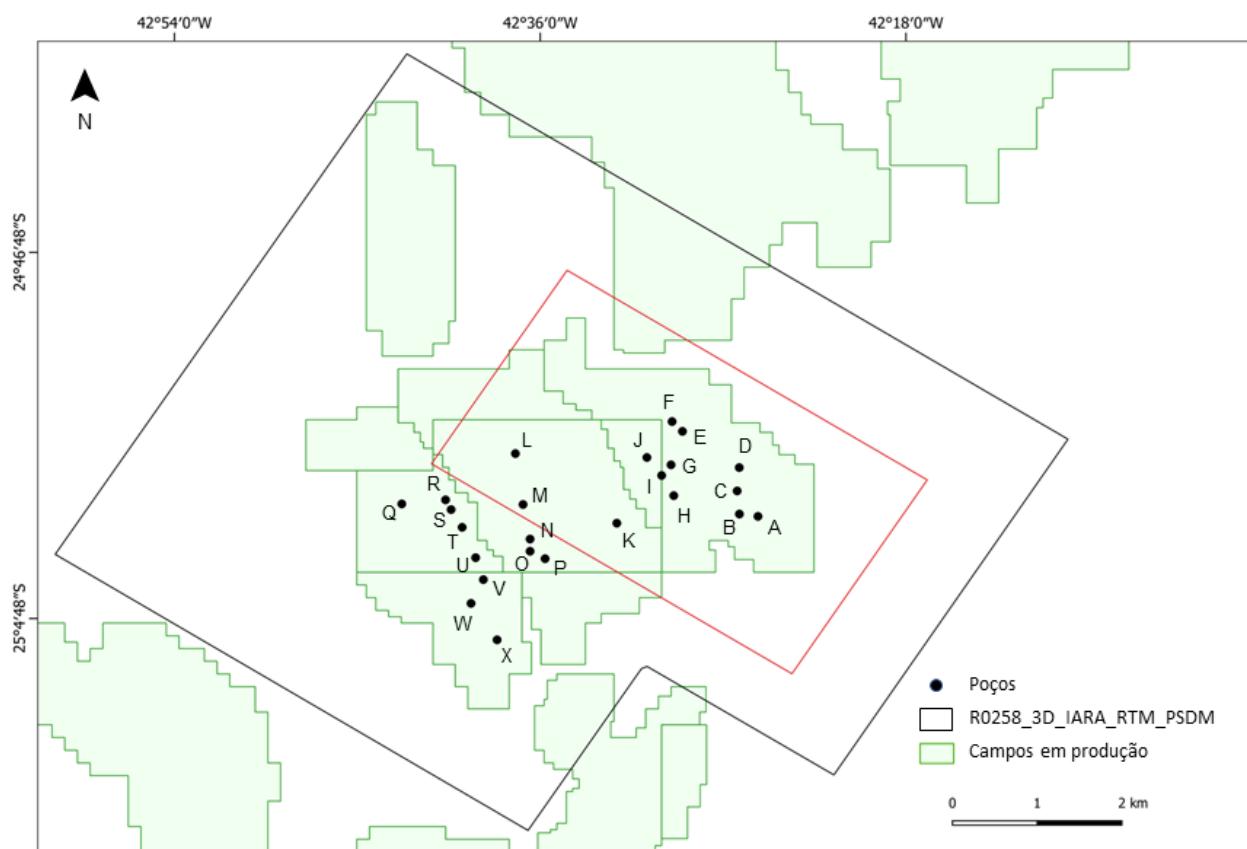


Figura 29: Mapa de localização dos dados utilizados. O polígono em preto corresponde à extensão original da sísmica e o vermelho a área utilizada para o trabalho.

Tabela 1: Relação dos poços disponibilizados, o campo em que são localizados e a classificação.

	Poço	Campo	Classificação
A	9-BRSA-1284-RJS	Atapu	Especial
B	8-ATP-5-RJS	Atapu	Produção
C	1-BRSA-1146-RJS	Atapu	Exploração
D	9-ATP-3-RJS	Atapu	Especial
E	3-BRSA-1172-RJS	Atapu	Exploração
F	8-ATP-4D-RJS	Atapu	Produção
G	9-ATP-1-RJS	Atapu	Especial
H	8-ATP-7D-RJS	Atapu	Produção
I	7-ATP-6-RJS	Atapu	Produção
J	3-BRSA-1243-RJS	Oeste de Atapu	Exploração
K	3-BRSA-891A-RJS	Sururu	Exploração
L	3-BRSA-1181D-RJS	Sururu	Exploração
M	1-BRSA-618-RJS	Sururu	Exploração
N	9-BRSA-1212-RJS	Sururu	Especial
O	7-SRR-2-RJS	Sururu	Produção
P	8-SRR-1-RJS	Sururu	Produção
Q	3-BRSA-1032-RJS	Berbigão	Exploração
R	7-BBG-2D-RJS	Berbigão	Produção
S	3-BRSA-1132-RJS	Berbigão	Exploração
T	8-BBG-3-RJS	Berbigão	Produção
U	9-BBG-1D-RJS	Berbigão	Especial
V	7-SBBG-2-RJS	Sul de Berbigão	Produção
W	8-SBBG-1-RJS	Sul de Berbigão	Produção
X	4-BRSA-1226-RJS	Sul de Berbigão	Exploração

A fim de alcançar os objetivos propostos, a metodologia empregada envolveu três fluxogramas (Figura 30). O primeiro tem como finalidade gerar o modelo tridimensional para toda a sequência deposicional (Pré- e Pós-sal) do campo e envolveu as etapas de carregamento e controle de qualidade dos dados, interpretação sísmica das principais discordâncias e falhas, construção da coluna estratigráfica e a modelagem dos horizontes e falhas, resultando no primeiro dado de Tempo Geológico Relativo (RGT). Este modelo criado irá servir de *input* para o próximo fluxograma, realizado a fim de extrair informações da Fm. Barra Velha através da geração de sementes e a propagação das informações contidas nelas para o reconhecimento de superfícies estratigráficas, chamados de *patches*, em especial a discordância intra-Alagoas. A partir da identificação da DIA, o terceiro fluxo contempla o refinamento do RGT, a criação do paleoespaço, gerando o diagrama de Wheeler, e de um novo modelo cronoestratigráfico apenas na seção do Pré-sal. Estes dois últimos fluxogramas foram realizados em uma porção menor do dado de Atapu, devido à grande carga computacional exigida para o dado original.

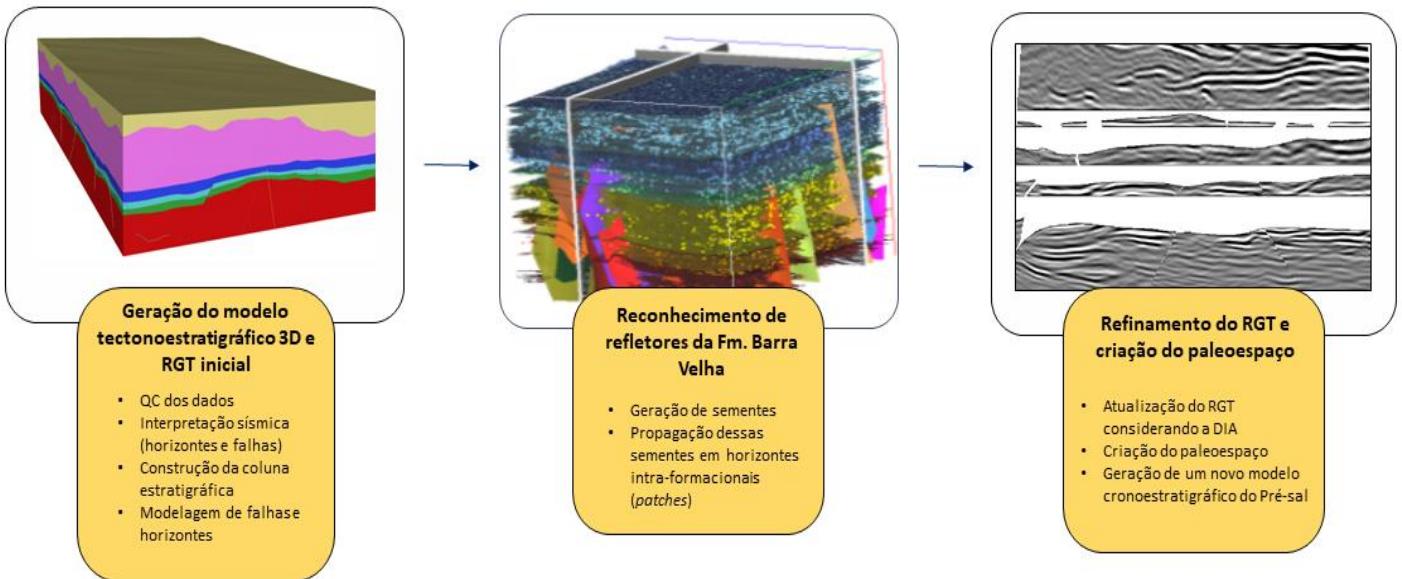


Figura 30: Ilustração das etapas dos fluxos de trabalho utilizados.

3.1 Geração do modelo estratigráfico 3D e RGT inicial

3.1.1 Carregamento e controle de qualidade dos dados

A primeira etapa para a realização do trabalho foi a criação do projeto no software *Paradigm* (Aspen Technology). A plataforma utilizada foi o EPOS, que permite a integração das informações carregadas entre as aplicações presentes no software. Dentre estas aplicações, o *Seisearch* foi utilizado para a interpretação sísmica, o *Geolog* para a análise dos poços e o *SKUA-GOCAD* na construção do modelo estratigráfico e cálculo do RGT.

O carregamento dos dados disponibilizados pela ANP envolveu o dado sísmico no formato *sgy*, os perfis dos poços em *dilis*, marcadores das formações e dados de *checkshot* em *txt*, além dos dados culturais em *shapefile*, como os campos de produção e o limite da sísmica utilizada. Após esta fase, foi realizado um controle de qualidade das informações carregadas a fim de verificar sua localização correta e a qualidade dos dados adquiridos.

3.1.2 Interpretação sísmica

Em seguida, foi realizada a etapa de interpretação dos horizontes que correspondem aos principais eventos associados à deposição da bacia e possuem grande importância na delimitação do reservatório, além das falhas mais

expressivas que afetam a deposição do intervalo Pré-sal. As interpretações foram realizadas a partir de uma malha regular de *inlines* e *crosslines*.

A interpretação dos horizontes foi baseada na identificação das terminações dos refletores sísmicos, que segundo Mitchum *et al.* (1977), é considerada um dos principais critérios para o reconhecimento de unidades estratigráficas, e contou com o auxílio dos marcadores detectados pelos poços. Desta forma, seis horizontes foram mapeados: as discordâncias do embasamento econômico (topo da Fm. Camboriú), Buracica-Jiquiá (que corresponde ao topo da Fm. Piçarras), pré-Alagoas (topo da Fm. Itapema) e base do sal (topo da Fm. Barra Velha), além do topo do sal, marcando o fim da Fm. Ariri, e o fundo do mar (Figura 31). Embora o foco do trabalho seja o reservatório abaixo da camada de sal, estes dois últimos horizontes foram interpretados para a construção do modelo estratigráfico, representando as sequências evaporítica e marinha, respectivamente. Os horizontes foram interpretados em uma malha de 32 x 32, o equivalente a um espaçamento de 400 m entre as *inlines* e *crosslines*, exceto as discordâncias do topo do sal e fundo do mar, realizadas em uma malha de 64 x 64 (800 m x 800 m)

Além dos horizontes, também foram mapeadas diversas falhas, que serviram de entrada para o modelo estratigráfico. Em sua maioria, são consideradas falhas normais, identificadas principalmente nas *crosslines* em um espaçamento de 16 x 16 (200 m x 200 m).

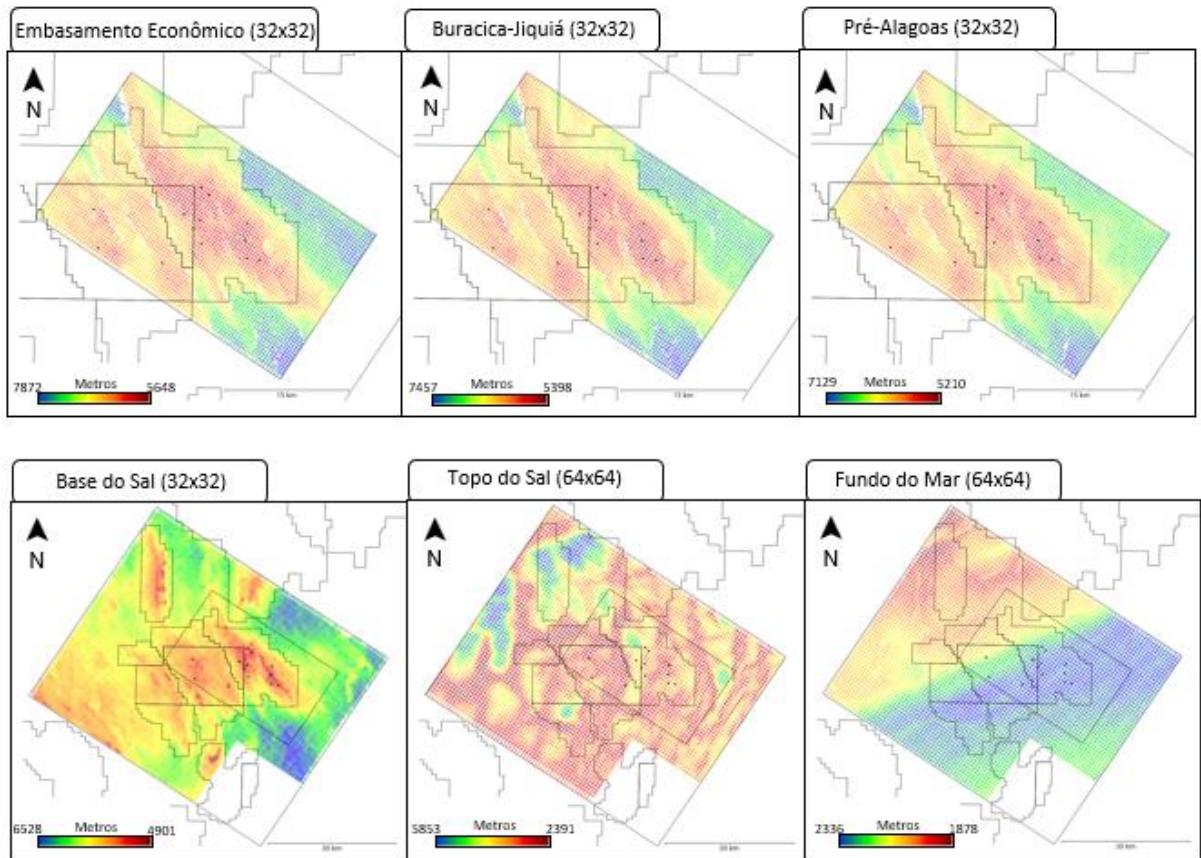


Figura 31: Mapas das interpretações das discordâncias realizadas no trabalho.

A interpretação do embasamento econômico foi baseada no modelo estrutural de bacias de margem passiva, que na fase rifte é caracterizado por *horsts* e grábens afetados por falhas normais (BUCKLEY *et al.*, 2015). Neste estudo, ele foi identificado como o primeiro refletor forte de amplitude positiva, apesar de em algumas regiões o imageamento da sísmica não permitir total identificação deste refletor.

As discordâncias Buracica-Jiquiá e pré-Alagoas tiveram sua identificação auxiliada pelos marcadores dos poços presentes na área. A discordância pré-Alagoas reflete a passagem da fase rifte para a rifte tardio, e a presença, ou não, dos folhelhos ricos em matéria orgânica gera uma discussão acerca de sua polaridade. Na própria área de estudo, após a calibração dos poços em relação à sísmica, a discordância foi identificada hora como pico positivo e hora negativo. Visto que a maior parte dos poços utilizados indicou a discordância pré-Alagoas como um refletor negativo (Figura 32), optou-se por esta interpretação, de maneira similar ao realizado na área de Mero no trabalho de Oliveira *et al.* (2021). Já a discordância Buracica-Jiquiá foi mapeada sobre um refletor positivo.

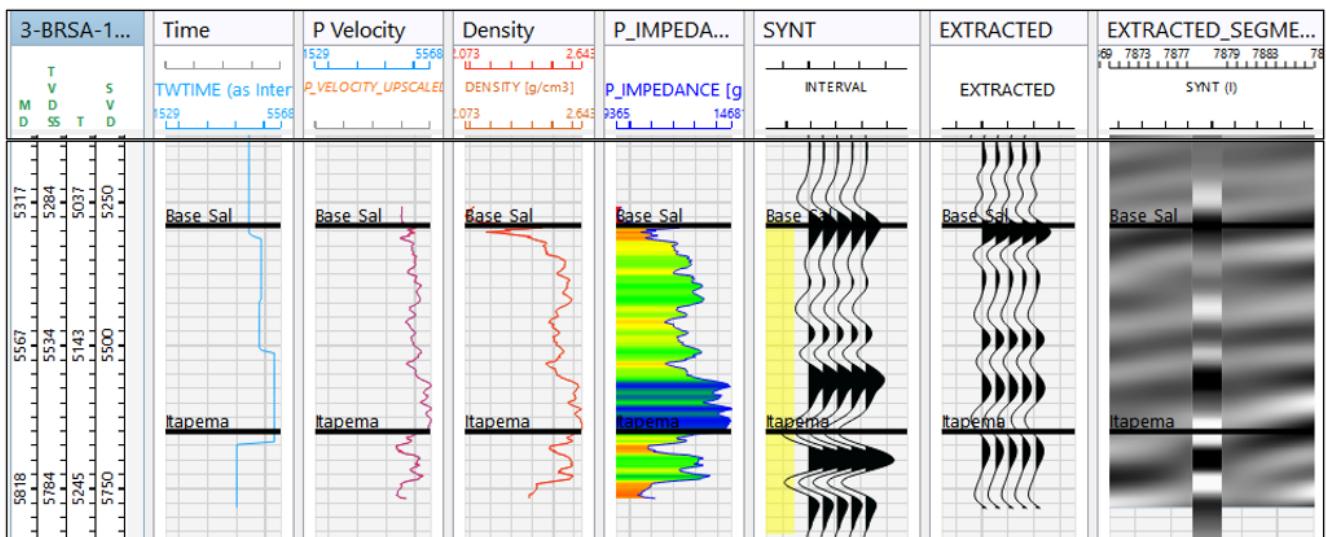


Figura 32: Janela de calibração sísmica-poço do poço 3-BRSA-1243, indicando a discordância pré-Alagoas como um refletor negativo.

O topo da Fm. Barra Velha marca o fim das deposições de ambiente lacustre e o começo da sequência evaporítica da Fm. Ariri e, por isto, seu refletor é facilmente identificado, apesar de em algumas regiões a resolução do dado sísmico impedir uma melhor visualização. Outro fator que requer atenção na sua identificação, é a presença de anidrita. A existência deste tipo de sal é capaz de mascarar a localização do refletor que corresponde ao topo do reservatório. Portanto, neste trabalho, a discordância da base do sal foi mapeada como sendo o topo da anidrita basal e seguiu um refletor de forte amplitude positiva.

O topo da Fm. Ariri também configura um refletor forte positivo, visto que marca o fim da sequência sag e início da margem passiva. Devido à grande refletividade dos horizontes acima e abaixo do topo do sal, a interpretação contou com o auxílio dos marcadores dos poços para sua exata localização.

Por fim, a discordância que corresponde ao fundo do mar também foi interpretada sob um pico forte positivo, configurando a deposição da sedimentação marinha recente.

Ao final da intepretação, foram gerados os *grids* de cada horizonte. Para isso foi utilizado o método de interpolação de curvatura mínima, considerado um método estável e recomendado para malhas regulares.

3.1.3 Construção da coluna estratigráfica

Após a conclusão da interpretação dos horizontes e falhas, deu-se início a uma nova fase, utilizando o software SKUA-GOCAD, (*Subsurface Knowledge Unified Approach*) presente na plataforma Paradigm.

A etapa de construção da coluna estratigráfica especifica as principais informações estratigráficas, como ordem cronológica e tipo de contato entre as camadas, a fim de classificar a sucessão de eventos tectônicos e sedimentares e servir como referência na construção do modelo estratigráfico final (Figura 33). Neste trabalho, as formações Camboriú, Piçarras, Itapema e Barra Velha foram classificadas como erosionais, uma vez que apresentaram no dado sísmico refletores internos truncando no topo da formação. Já a Fm. Ariri, deposição do sal, e os sedimentos do Pós-sal, foram representados como conformável, devido ao paralelismo que seus refletores apresentam em relação ao topo, como demonstra a Figura 34.

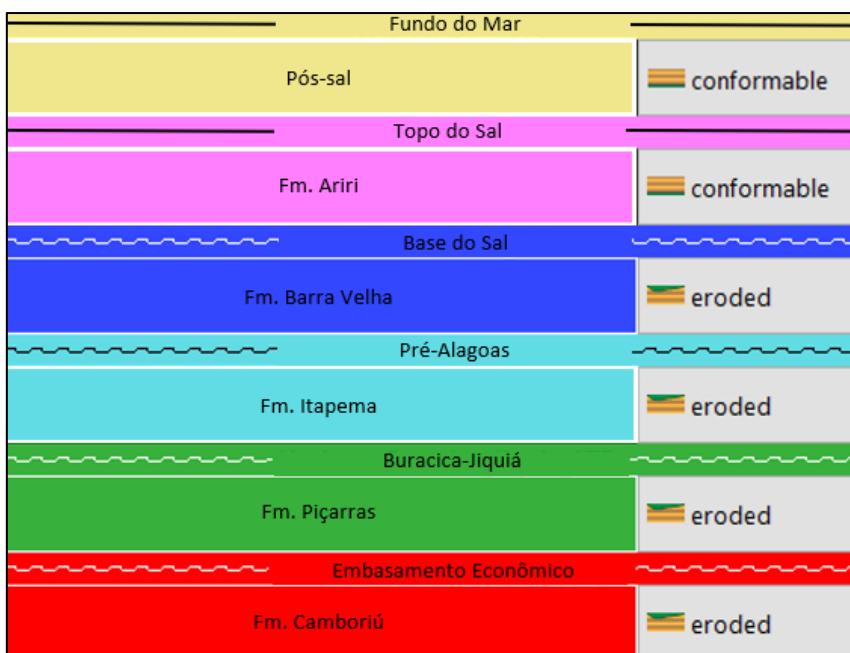


Figura 33: Coluna estratigráfica utilizada para a construção do modelo 3D.

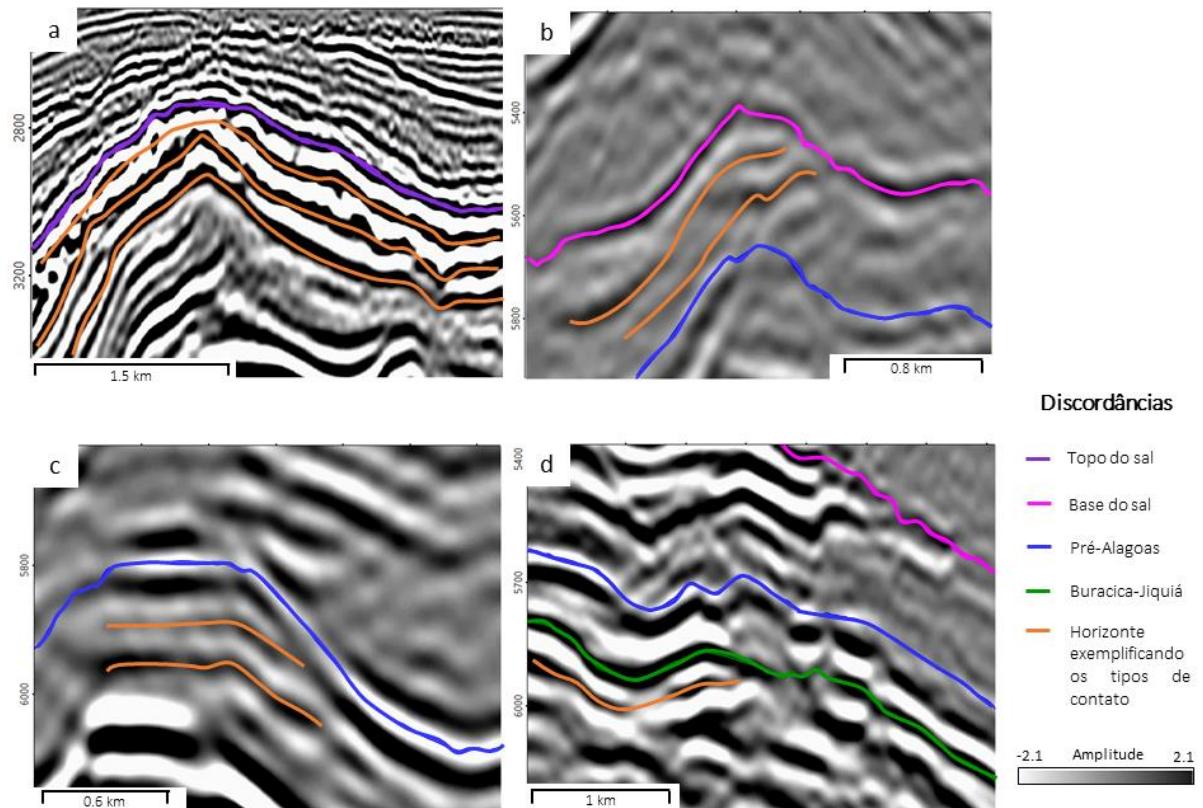


Figura 34: Linhas sísmicas interpretadas exemplificando os contatos observados nas formações Ariri (a), Barra Velha (b), Itapema (c) e Piçarras (d), justificando a escolha dos contatos da coluna estratigráfica.

3.1.4 Modelagem de falhas e horizontes

Após a construção da coluna estratigráfica, o fluxograma segue para a modelagem de falhas e horizontes. Este passo se inicia com a modelagem da rede de falhas, onde são definidos os contatos entre elas e, posteriormente, a modelagem dos horizontes, onde as informações dos planos de falhas e as superfícies das discordâncias são integradas, respeitando os limites impostos pela coluna estratigráfica criada.

A geração do modelo é baseada na transformada UVT, um sistema de coordenadas paleogeográficas, que possibilita a representação geocronológica dos horizontes (GRINGARTEN *et al.*, 2008). Este algoritmo se fundamenta no conceito da estrutura matemática de espaço/tempo introduzida por Mallet (2004), onde uma transformação tridimensional, chamada de transformada UVT, é computada no espaço geológico para gerar um novo espaço, onde os efeitos de erosão e estruturas, como dobras e falhas, são removidos.

A transformada UVT assume que qualquer ponto em subsuperfície de coordenadas (x, y, z) pode ser representado em paleocoordenadas (u, v, t), onde

(t) representa o tempo geológico relativo de deposição e (u e v) são as coordenadas paleogeográficas no momento da deposição (t). A transformação do domínio (x, y, z) para (u, v, t) é construída a partir do pressuposto de que um horizonte representa uma superfície cronoestratigráfica e, portanto, todas as partículas do mesmo horizonte compartilham do mesmo tempo relativo de deposição (t), as *isolines*. A transformação do dado no espaço geológico para o paleoespaço é chamada de transformada direta, e o inverso de transformada reversa (Figura 35).

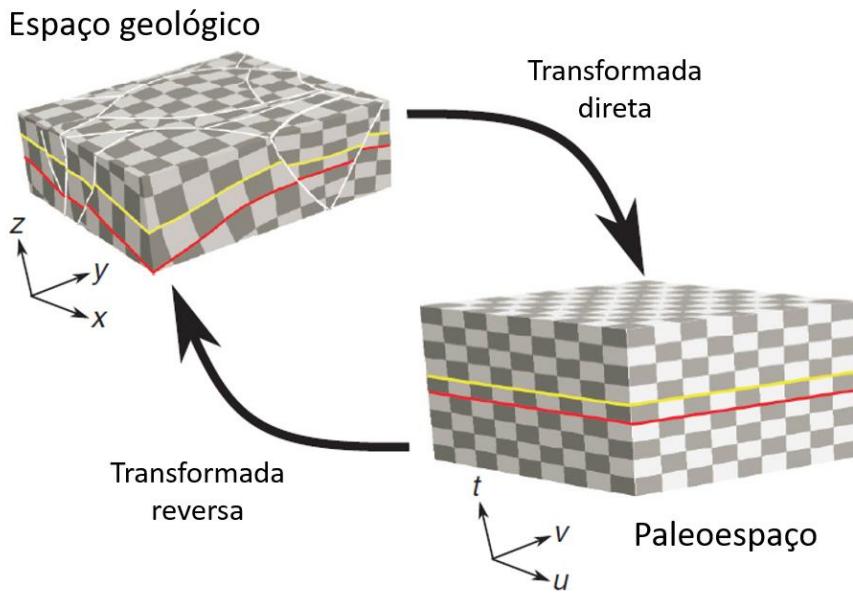


Figura 35: Ilustração simplificada das transformadas direta e reversa.
Fonte: Adaptado de Mallet (2014).

Na prática, o paleoespaço (u, v, t) é construído por uma malha regular e estruturada com resolução próxima a do cubo sísmico e cada ponto (u, v, t) dessa malha é pintado com o valor da amplitude sísmica no seu ponto correspondente (LABRUNYE & CARN, 2015). Se a transformação foi calculada com precisão, todos os eventos sísmicos transformados devem ser perfeitamente planos por construção.

Nesta etapa de geração do modelo estratigráfico, a transformada UVT é aplicada apenas aos horizontes de entrada, não sendo propagada em camadas. A extração do cálculo da transformada para além das superfícies mapeadas, acontece no último fluxograma.

3.2 Reconhecimento de refletores da Fm. Barra Velha

A partir do modelo estratigráfico gerado no fluxo anterior, é possível realizar o segundo fluxograma, onde se pretende obter mais informações do dado sísmico através da detecção semi-automática de horizontes intra-formacionais. Esta fase é constituída por duas etapas: geração de sementes e a propagação de horizontes intra-formação a partir destas sementes.

Este fluxo de trabalho se inicia com a geração de sementes entre as superfícies estratigráficas separadas por uma distância horizontal e vertical definida pelo usuário (Figura 36). Estas distâncias devem ser escolhidas com cautela, para que consigam representar com a maior precisão possível os refletores internos das formações.

Logo, se inicia o processo de propagação destas sementes pelo método do propagador sísmico, baseado na forma do traço dentro de uma janela pré-definida e respeitando um limite de correlação. O rastreamento começa a partir das sementes e se estende através do volume sísmico ao longo de caminhos de melhor correlação entre a forma do traço sísmico. Caso a correlação estiver abaixo do valor definido, a amostra não é propagada e o rastreamento muda de direção até encontrar uma melhor correlação. O processo se repete sempre que a procura chega em uma nova semente. A escolha da utilização desse método se deu pelo fato de ser rápido e eficaz.

Neste processo de propagação, são geradas as superfícies de horizontes (*patches*) que representam os refletores sísmicos intra-formacionais (Figuras 36b e 36c). Devido à qualidade do dado, a grande heterogeneidade de propriedades e complexidade estrutural na seção Pré-sal, essa propagação encontra algumas dificuldades. Então, é necessário utilizar ferramentas de edição e união desses *patches* para que eles consigam representar horizontes contínuos. Esta etapa foi realizada apenas na Formação Barra Velha, para que pudesse ser possível o reconhecimento da discordância intra-Alagoas.

Após o controle de qualidade desses novos horizontes, é necessário incluí-los no modelo estrutural para que o tempo geológico relativo seja calculado levando em consideração as variações dos refletores intra-formacionais e, portanto, com uma maior precisão.

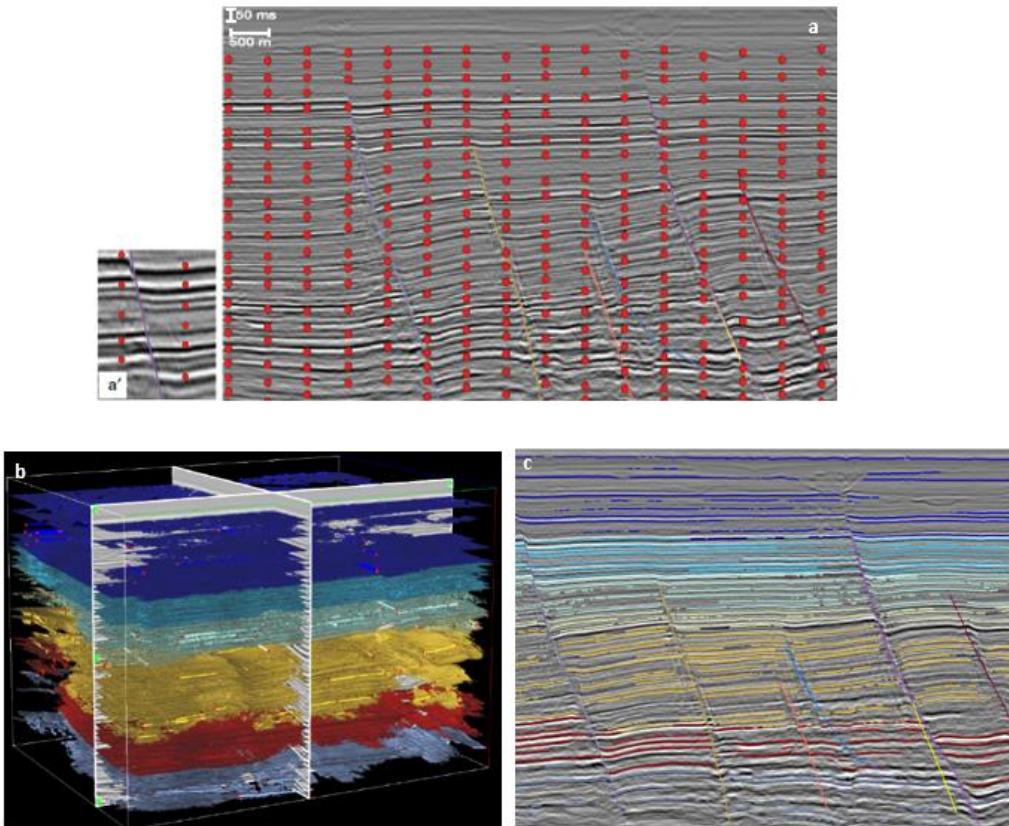


Figura 36: Seções sísmicas ilustrando as etapas de geração, (a) e (a'), e propagação, (b) e (c), das sementes em *patches*.

Fonte: Adaptado de Labruyne & Carn (2015).

3.3 Refinamento do RGT e novo modelo cronoestratigráfico

Com base nas informações obtidas na etapa anterior, se inicia o último fluxograma adotado. Nele, os *patches* são incorporados ao modelo estratigráfico para atualizar o RGT gerado no primeiro fluxo e, a partir dele, calcular o paleoespaço e gerar um modelo cronoestratigráfico.

O cálculo do paleoespaço é computado aplinando os horizontes de mesmo tempo de deposição, levando em consideração as superfícies interpretadas e as características da carta estratigráfica.

A visualização dos horizontes sísmicos de forma *flat* é uma técnica de interpretação muito utilizada no reconhecimento de características geológicas. Através da remoção dos efeitos de estruturas como dobras e falhas e baseada na lei da horizontalidade, esta técnica permite a construção de uma carta cronoestratigráfica chamada diagrama de Wheeler (QAYYUM, CATUNEANU & GROOT, 2014).

O diagrama de Wheeler, desenvolvido em 1958 por Harry E. Wheeler, é construído através do mapeamento de superfícies em uma seção estrutural e

utilizado para mostrar as relações temporais de ambos os sistemas deposicionais e trato de sistemas e sua relação com superfícies de não deposição, auxiliando o entendimento de como as seções sedimentares se desenvolveram através do tempo (STARK, 2005). Para cada superfície identificada é atribuído um tempo arbitrário tal que uma superfície é considerada uma barreira de tempo que separa os estratos mais antigos dos mais novos, estabelecendo uma série temporal relativa, utilizada no diagrama de Wheeler. Como mostra a Figura 37, neste tipo de diagrama, o eixo y representa o tempo geológico relativo (RGT) e o eixo x, a distância. Dessa forma, a flattenização representa uma ferramenta chave na interpretação de unidades estratigráficas dentro de uma estrutura espaço-tempo definida, auxiliando também na construção de uma sequência estratigráfica.

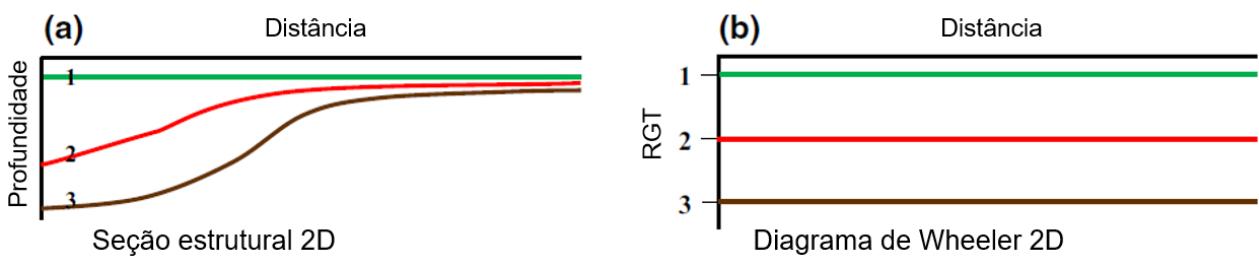


Figura 37: Gráfico esquemático de superfícies mapeadas vistas (a) originalmente em uma *cross-section* estrutural e (b) flattenizadas em um diagrama de Wheeler.

Fonte: Adaptado de Qayyum, Catuneanu & Groot (2014).

O diagrama de Wheeler pode ser considerado como um tipo específico de carta cronoestratigráfica que é construído utilizando o método de datação relativa, mas há outra forma de construir cartas estratigráficas (Figura 38). A depender do método de datação, pode ser formada uma escala de tempo geológico absoluto (AGT), desde que haja dados em que se forneça, com certa precisão, a idade de alguma deposição, como bioestratigráfico ou geocronológico. Portanto, o diagrama de Wheeler permanece arbitrário e não calibrado até que se utilize datas absolutas conhecidas por algum método de datação apropriado (QAYYUM, CATUNEANU & GROOT, 2014).

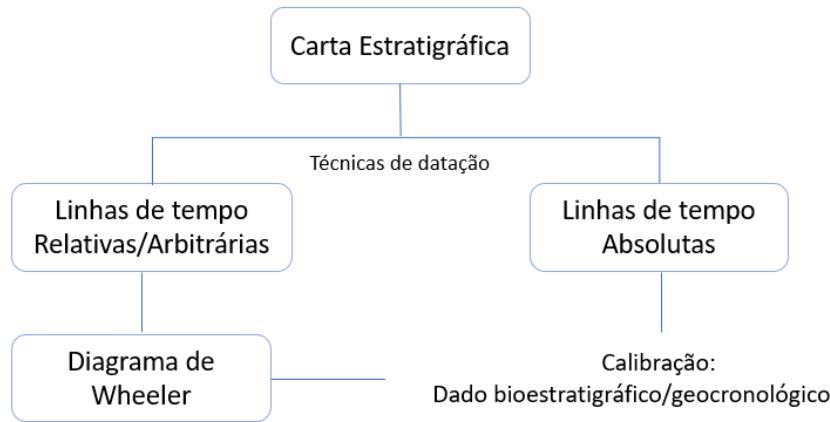


Figura 38: Diagrama de construção de uma carta estratigráfica, segundo Qayyum, Catuneanu & Groot (2014).

Fonte: Adaptado de Qayyum, Betzler & Catuneanu (2017).

Além das linhas de tempo, a estratigrafia temporal de Wheeler é baseada em outro conceito fundamental: nível de base (WHEELER, 1958; 1964). O nível de base pode ser definido como uma superfície de equilíbrio entre deposição e erosão (RICE, 1897), que oscila em escalas de tempo (BARRELL, 1917; CATUNEANU, 2006; MIALL, 2016). Estas oscilações promovem mudanças na sedimentação, enquanto a elevação do nível de base se relaciona com a deposição, a queda está diretamente ligada à erosão dos sedimentos (Figura 39). O conceito de nível de base está, também, ligado à acomodação, que define o espaço criado pelos mecanismos formadores da bacia (QAYYUM, BETZLER & CATUNEANU, 2017). Assim, a interação entre sedimentação e acomodação é responsável pela formação das sequências deposicionais e inconformidades no registro da rocha, gerando padrões de empilhamento. São estes padrões que definem os tratos de sistemas, representados nos diagramas de Wheeler.

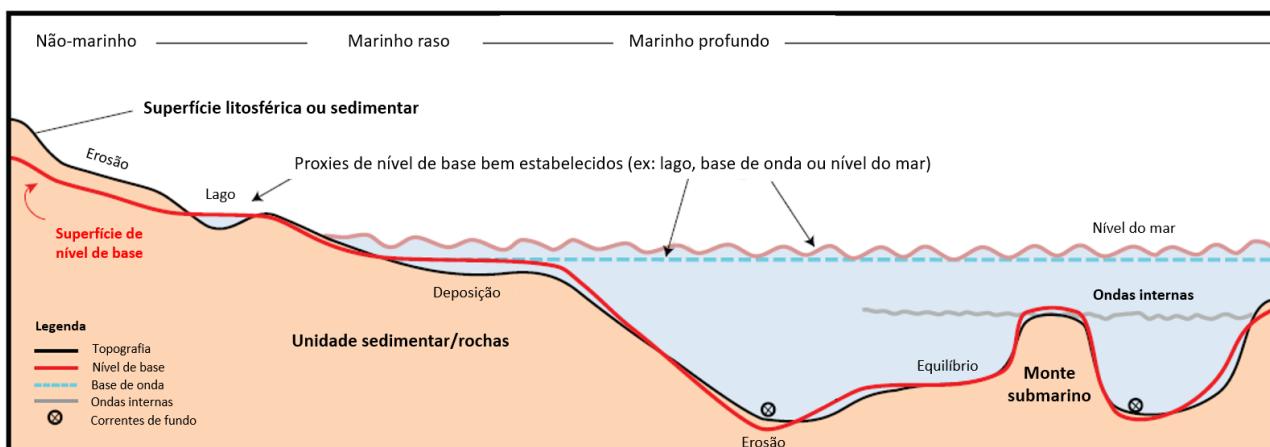


Figura 39: Imagem ilustrativa da posição do nível de base temporário (linha vermelha) em relação ao nível do mar e à superfície litosférica.

Fonte: Adaptado de Qayyum, Betzler & Catuneanu (2017).

O conceito de nível de base pode ser aplicado a qualquer ambiente, de águas continentais a profundas, e siliciclásticos a evaporitos e carbonáticos. Em alguns casos, como evaporitos e carbonatos de águas rasas, o nível de base pode ser muito próximo ao nível do mar. Em ambientes de águas profundas, as correntes marinhas exercem um controle fundamental sobre os processos deposicionais, com ou sem a contribuição das flutuações do nível do mar. O nível de base em águas profundas está próximo à superfície sedimentar/litosférica, semelhante às configurações não marinhas (QAYYUM, BETZLER & CATUNEANU, 2017).

Os diagramas de Wheeler também são capazes de representar hiatos deposicionais, associados às fases de erosão e não deposição, como discordâncias erosivas e angulares (Figura 40). Portanto, ao gerar uma relação tempo-espacó, que visualiza as mudanças geológicas que ocorrem em uma determinada localidade em função do tempo, os diagramas representam uma ferramenta chave na interpretação de unidades estratigráficas, auxiliando na construção de uma sequência de estrutura estratigráfica.

A Figura 41 exemplifica a aplicação do diagrama de Wheeler no dado sísmico mostrado na Figura 36. Neste caso, a carta estratigráfica aplicada sugere uma discordância erosional na unidade laranja e, por isso, no espaço flattenizado, aparece um espaço em branco.

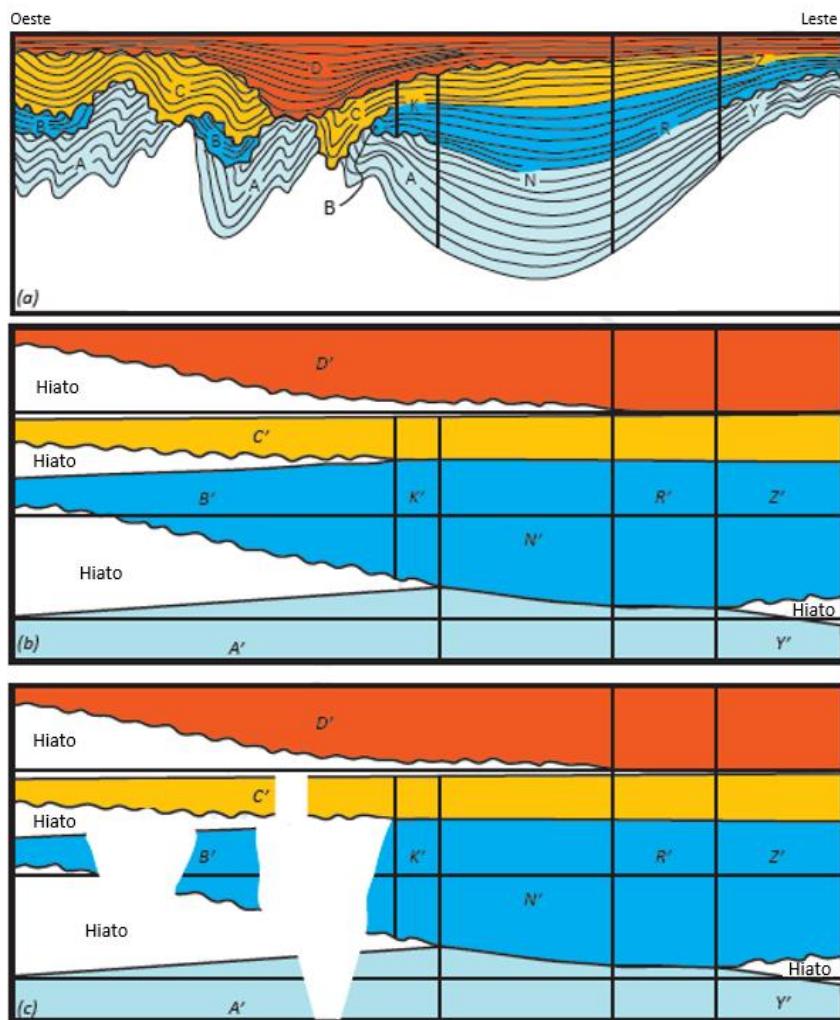


Figura 40: Esquema teórico de representação da estratigrafia de tempo. Os eventos da seção estrutural (a) são representados por superfícies planas no diagrama de Wheeler (b). Em (c) foram consideradas as erosões observadas em (a) em relação à posição desses eventos.

Fonte: Adaptado de Qayyum, Betzler & Catuneanu (2017).

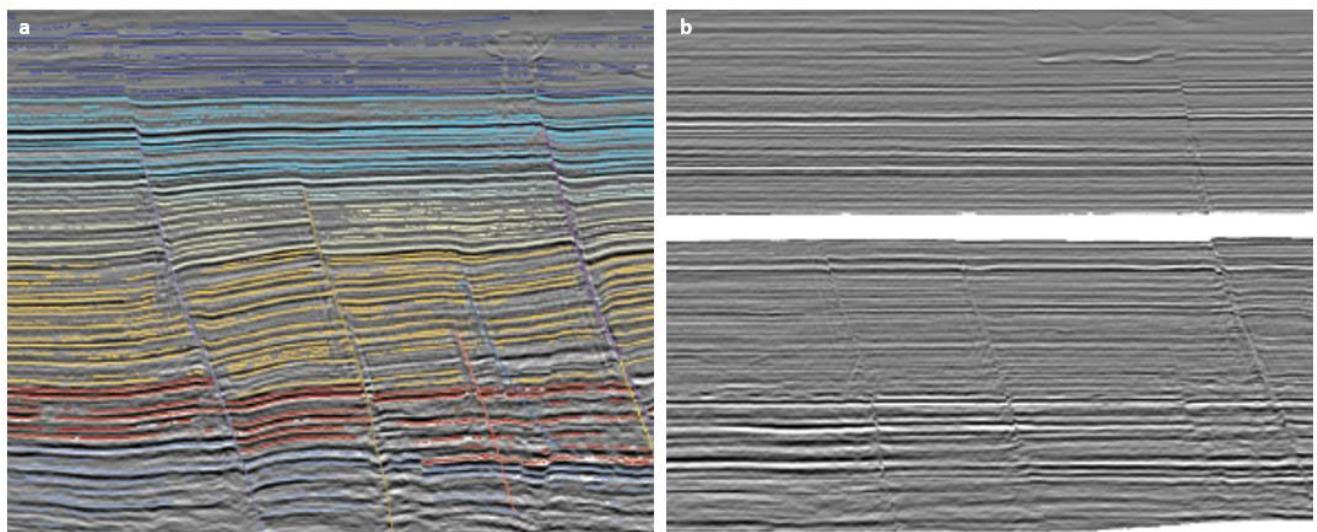


Figura 41: Seção sísmica (a) com os principais horizontes mapeados e *patches* gerados pelas sementes e (b) flattenizada seguindo a carta estratigráfica aplicada.

Fonte: Adaptado de Labruyne & Jayr (2013).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentados os resultados referentes às fases de interpretação sísmica e geração do modelo estratigráfico 3D e RGT inicial, geração das sementes e propagação dos *patches*, refinamento do RGT, criação do paleoespaço e o modelo cronoestratigráfico final, descritas na metodologia.

4.1 Geração do modelo estratigráfico 3D e RGT inicial

4.1.1 Interpretação sísmica

A interpretação sísmica no Pré-sal forneceu, além do *input* para a criação do modelo estratigráfico 3D, importantes informações estruturais e estratigráficas do Campo de Atapu. As unidades litoestratigráficas identificadas foram as formações Camboriú, Piçarras, Itapema e Barra Velha, através da interpretação das discordâncias do Embasamento, Buracica-Jiquiá, pré-Alagoas e Base do sal, respectivamente. Também foram reconhecidas as discordâncias do topo do sal (marcando a deposição final da Fm. Ariri) e fundo do mar (representando o sedimento marinho recente), ambas do Pós-sal. Durante esta etapa, os marcadores dos poços disponíveis foram consultados como referência, de forma a garantir uma maior precisão da interpretação.

Devido ao importante papel sobre a deposição sedimentar de cada formação e a estruturação dos reservatórios, 69 falhas foram interpretadas a cada 16 *crosslines* e *inlines*, um espaçamento de aproximadamente 200 metros. Este espaçamento mais refinado se deve ao fato de as falhas serem essenciais para a qualidade do modelo estratigráfico e, portanto, o entendimento da história deposicional do campo.

A Figura 42 apresenta uma linha sísmica arbitrária que contempla as três principais estruturas do Complexo de Iara: Berbigão, Sururu e Atapu, ilustrando a elevada complexidade estrutural associada a paleogeografia do embasamento e a existência de falhas normais de grandes rejeitos. Na área, estruturas de *horsts* e *grabens* são predominantes, o que propiciou sequências de altos e baixos estruturais que influenciaram as deposições subsequentes. Neste contexto, os três campos apresentam algumas distinções geomorfológicas.

O Campo de Berbigão, a oeste da linha sísmica, está localizado sobre a porção mais rebaixada da paleogeografia do Complexo de Iara. Os reservatórios presentes

neste campo configuram estruturas de *mounds* carbonáticos controladas por falhas, apresentando uma fácie sísmica de baixa amplitude, com refletores internos caóticos. À leste, o Campo de Sururu apresenta características de plataformas carbonáticas, fácie tabulares, associadas a refletores sísmicos paralelos de alta a moderadas reflexões de amplitude. Estes padrões se configuram pela paleogeografia de uma rampa de elevação intermediária, uma geometria contrastante com o campo vizinho, Atapu. Este campo se localiza sobre a porção mais alta do embasamento da região, com estruturas de *mounds* carbonáticos, assim como Berbigão. Porém, a particularidade do Campo de Atapu está relacionada ao tamanho e profundidade dessas fácies reservatório. Enquanto os *mounds* de Berbigão estão em média a 5.177m de profundidade, a porção mais alta de Atapu está a 4.910m. Não à toa, o Campo de Atapu é o maior campo produtor de petróleo no Complexo de Iara, e atualmente o oitavo maior do país (ANP, 2023).

Tendo em vista a complexa estruturação que a região apresenta, serão retratadas três seções sísmicas, duas *crosslines* de direção SW/NE e uma arbitrária, a fim de compreender as particularidades dos reservatórios no Campo de Atapu.

A seção representada na Figura 43 comprehende uma linha do tipo *crossline* de orientação SW/NE, que passa pela região central do dado sísmico 3D, sobre a porção SE de Sururu e a estrutura NW de Atapu.

O intervalo da Fm. Barra Velha, limitado entre as discordâncias da base do sal e pré-Alagoas, no Campo de Sururu, apresenta refletores internos paralelos de alta refletividade associados a um moderado contraste de impedância acústica. Já no Campo de Atapu, a formação apresenta uma geometria cônica com refletores internos subparalelos de alto contraste de impedância acústica.

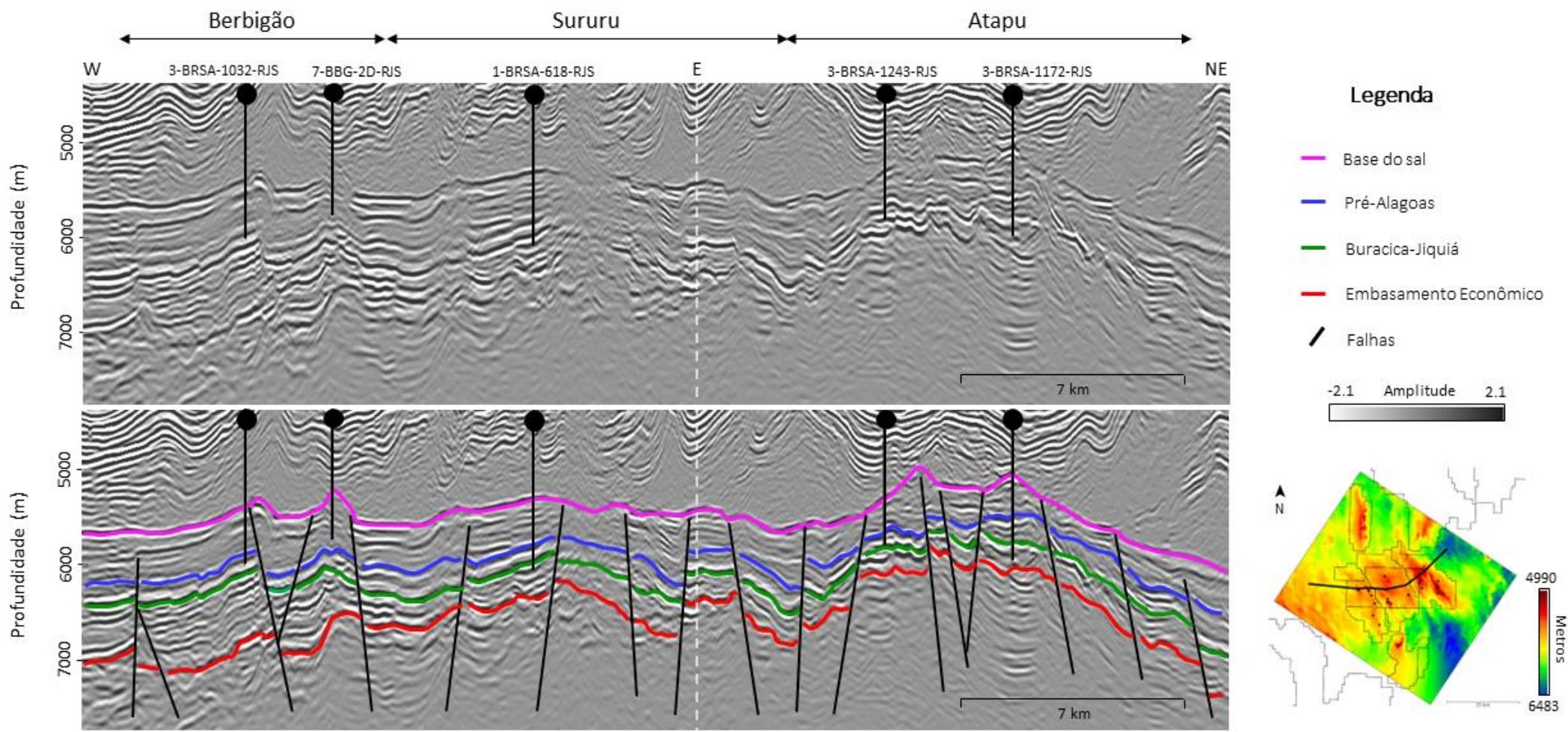


Figura 42: Linha sísmica arbitrária focada no Pré-sal das três principais estruturas do Complexo de Iara: Berbigão, Sururu e Atapu e o mapa da base do sal.

Nos intervalos das formações Itapema e Piçarras no Campo de Sururu são observados padrões de refletores internos paralelos com altos contrastes de impedância acústica, diferente das características observadas em Atapu, onde o contraste de impedância acústica é menor. Tais diferenças podem estar relacionadas a separação dos campos por um baixo estrutural expressivo, em que se observa a mudança na direção das falhas normais. Entretanto, a característica de grande deformidade do sal que se apresenta acima do *mound* perfurado pelo poço 3-BRSA-1172-RJS, pode ser o principal fator para a baixa qualidade do imageamento do dado sísmico no Pré-sal, proporcionando uma amplitude esmaecida dos refletores da Fm. Barra Velha. A geometria do embasamento e a atividade tectônica das falhas proporcionaram a proximidade entre um campo de estrutura plataforma (Sururu) e um campo de estruturas em *mounds* (Atapu).

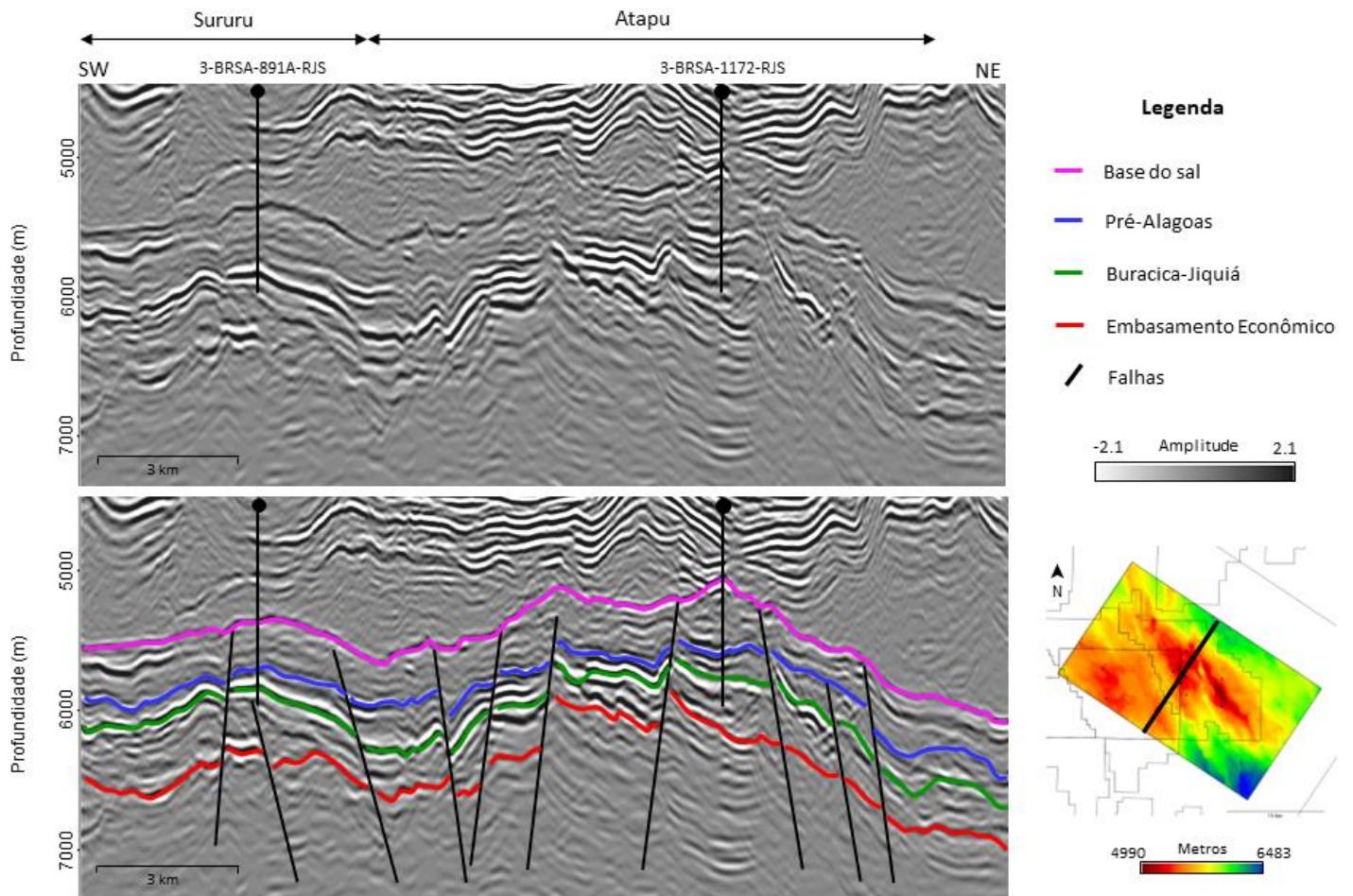


Figura 43: Seção sísmica *crossline* SW/NE sobre a porção alta NW do Campo de Atapu.

A seção sísmica na Figura 44 passa pela região mais alta do Campo de Atapu, uma estrutura em *mound* na porção SE do campo. A área apresenta falhas normais

com grandes rejeitos que controlaram a deposição de toda a seção Pré-sal nessa área, uma vez que há crescimento de seção contra essas falhas. Além da estruturação dos pacotes sedimentares, as falhas presentes também exercem um papel importante na delimitação dos *mounds*, propiciando trapas estruturais para os reservatórios.

A seção ainda evidencia o expressivo alto do embasamento econômico e sua relação com a sedimentação das formações Piçarras, Itapema e Barra Velha. Onde o embasamento possui maiores profundidades, as formações sobrejacentes são mais espessas, enquanto nos altos do embasamento, elas se tornam mais finas. A estrutura retratada apresenta, no intervalo do Pré-sal, refletores internos subparalelos com baixos valores de contraste de impedância acústica de textura esmaecida.

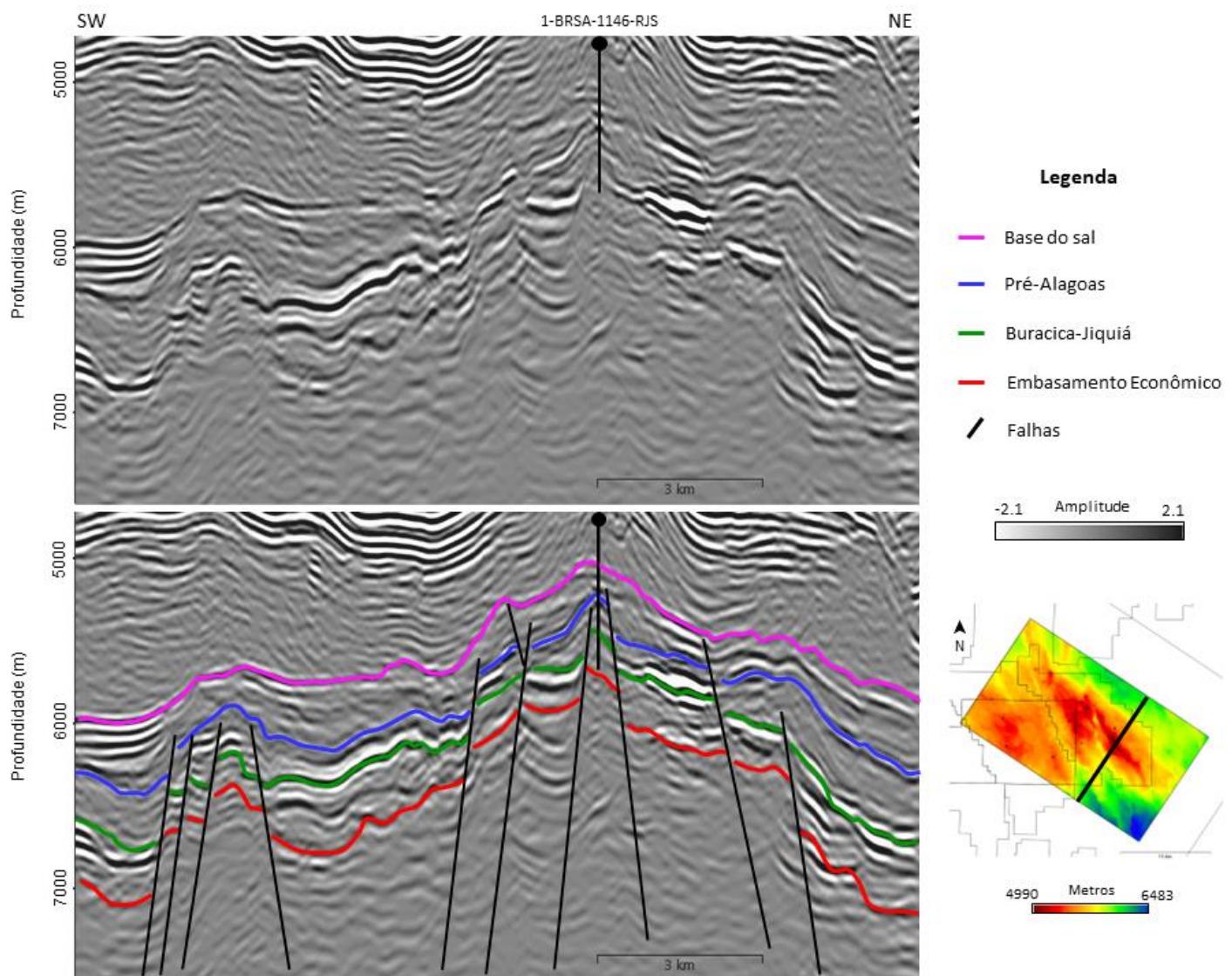


Figura 44: Seção sísmica crossline SW/NE sobre a porção SE do Campo de Atapu.

A seção arbitrária de direção NW/SE (Figura 45) transpassa toda a estrutura de Atapu, evidenciando a presença dos dois grandes altos estruturais do embasamento, como citado nas Figuras 43 e 44, separados por um baixo estrutural local. A seção sísmica expõe novamente a grande influência das falhas em toda a estruturação e entendimento do reservatório, atuando em toda a sequência do Pré-sal e condicionando diferentes feições deposicionais. Além disso, expõe, assim como a Figura 43, as amplitudes esmaecidas apresentadas pela Fm. Barra Velha sob os locais onde o corpo do sal possui uma maior deformação;

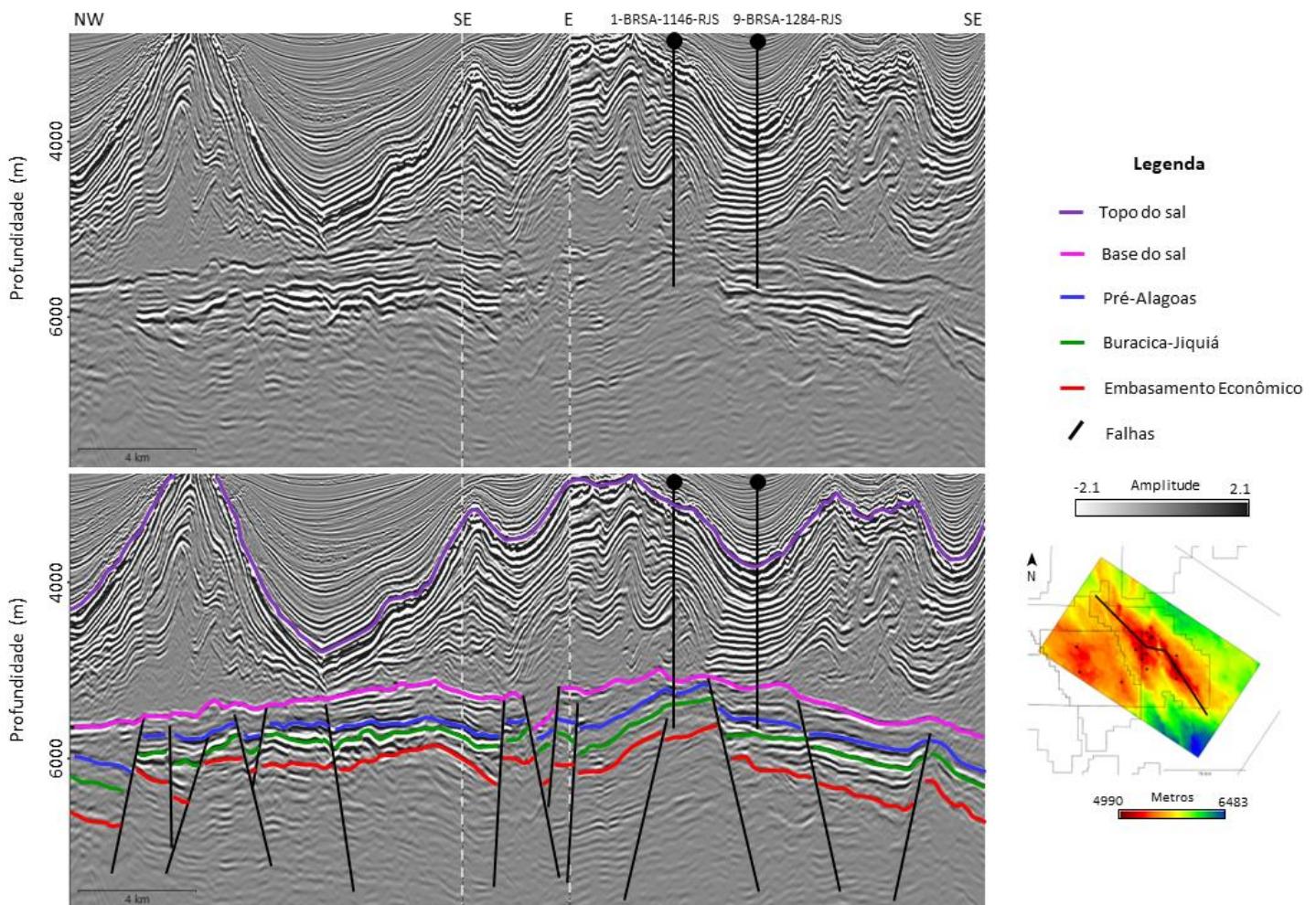


Figura 45: Seção sísmica arbitrária NW/SE sobre os altos da base do sal do Campo de Atapu.

As seções apresentadas retratam a complexa trama estrutural presente no Complexo de Iara, em particular no Campo de Atapu. Neste sentido, as falhas possuem um importante papel na estruturação regional, principalmente na delimitação dos reservatórios carbonáticos e como um meio de migração para o óleo, vindo da rocha geradora. O mapeamento das falhas normais revelou uma direção

preferencial NW/SE (Figura 46a) e rejeitos que variam desde poucos metros até centenas de metros. O diagrama de rosetas, na Figura 46b, expõe a diferença de orientação entre as falhas mapeadas nas *crosslines* e *inlines*. Enquanto nas *crosslines* as falhas possuem direções que variam de 306° a 342° , tendo a maioria aproximadamente 324° , nas *inlines* elas apresentam uma direção NNE/SSW e orientação de 0° a 19° , em sua maioria com 9° .

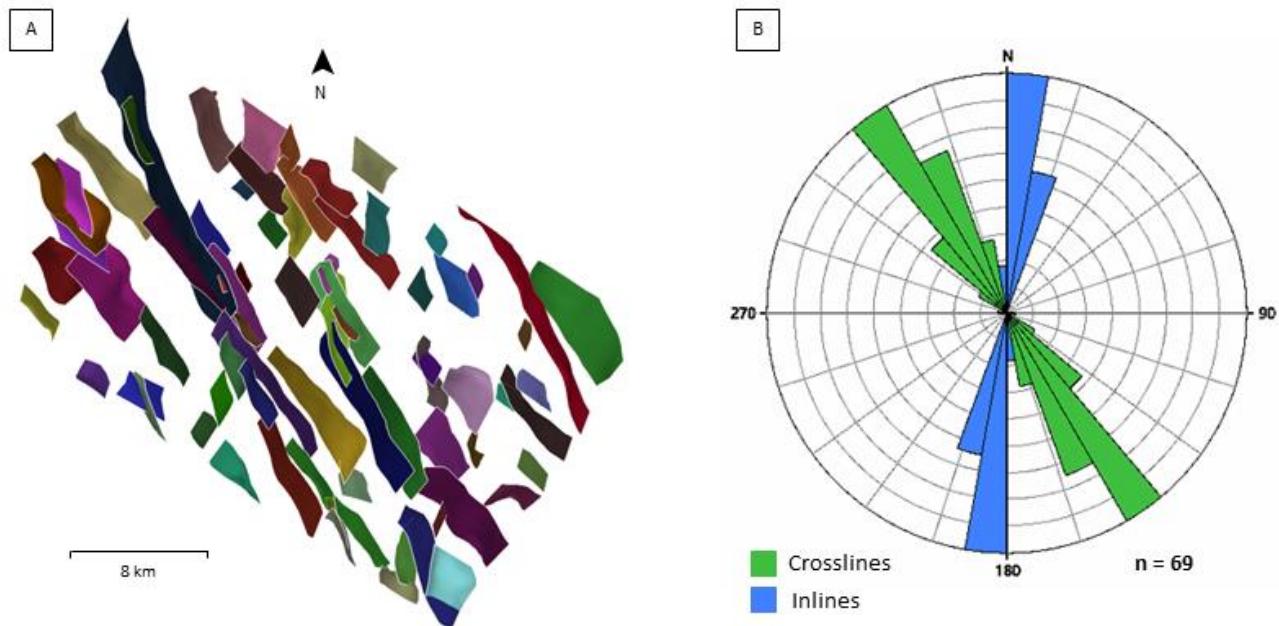


Figura 46: Principais falhas interpretadas no Campo de Atapu (a) e o gráfico rosetas (b), explicitando a direção preferencial NW/SE das estruturas.

A partir do mapeamento e entendimento dessas estruturas, foi possível correlacioná-las com as superfícies dos horizontes. A Figura 47 evidencia que, embora as falhas exerçam uma maior influência nos intervalos abaixo da discordância pré-Alagoas, algumas ainda atuam sobre a discordância da base do sal e, portanto, impactam na sedimentação da Fm. Barra Velha.

Os mapas expõem as características de cada discordância já observadas nas seções sísmicas anteriores: as discordâncias mais profundas são as mais afetadas pelo sistema de falhas presente. A discordância do embasamento econômico é a mais influenciada, uma vez que toda sua estruturação em *horsts* e grábens foi formada pela atuação dessas falhas. O grande alto estrutural do embasamento de direção NW/SE, representando o alto de Atapu, condicionou as subsequentes deposições nesta mesma direção, levando às discordâncias Buracica-Jiquiá, pré-Alagoas e base do sal possuírem a mesma estruturação, porém com cada vez menos influência das falhas.

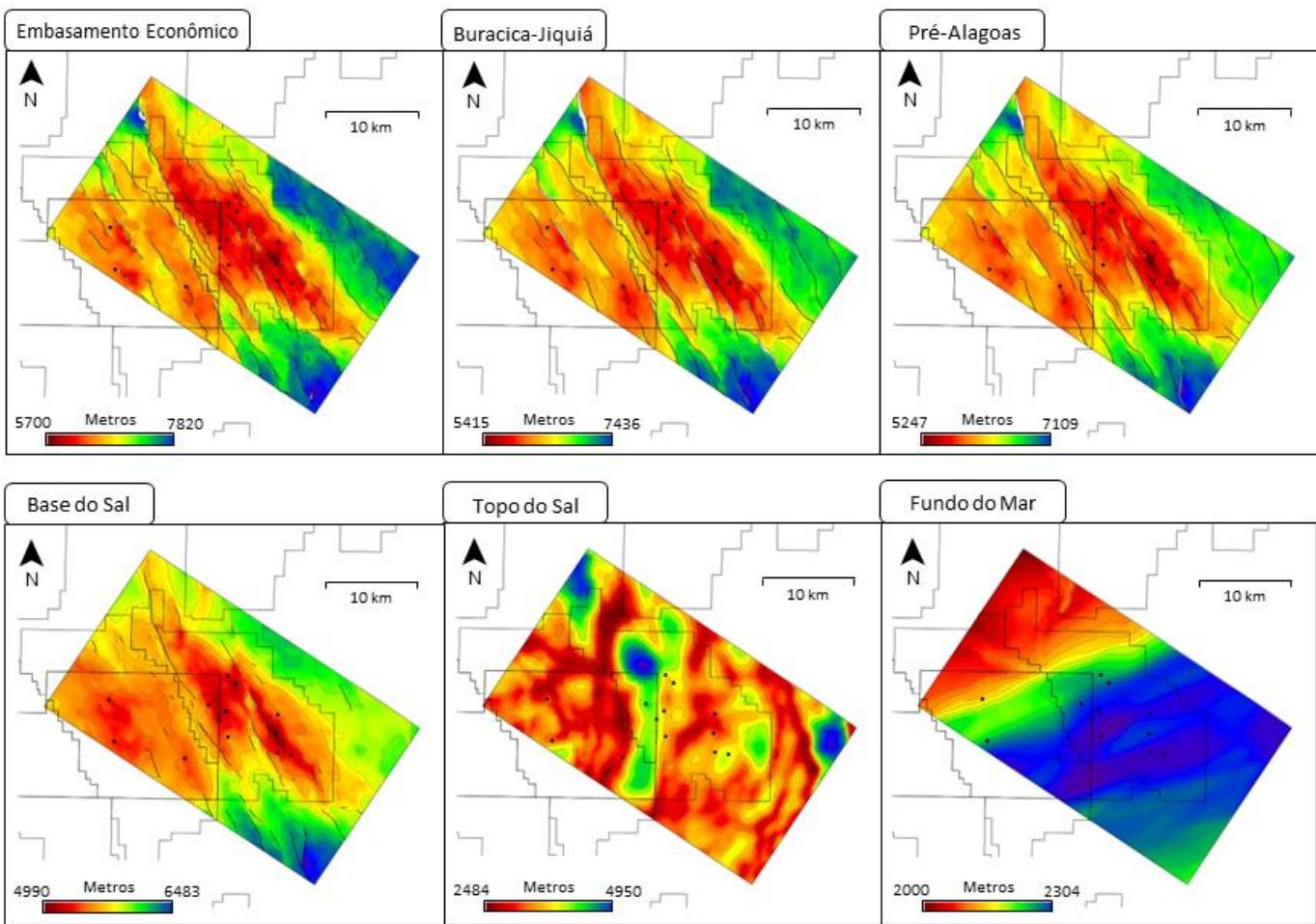


Figura 47: Mosaico dos mapas em superfície das discordâncias mapeadas.

O Complexo de Iara está localizado em uma região onde o embasamento se difere de outros campos de produção do Alto Externo da Bacia de Santos. A Figura 48a (VITAL *et al.*, 2023) ilustra o mapa regional do embasamento econômico na bacia, representando as principais estruturas e anomalias já estudadas na literatura (DEHLER *et al.*, 2016; GOMES *et al.*, 2009; MATOS *et al.*, 2021), evidenciando essa diferença. Os campos em Iara se situam a norte da anomalia de Helmut, que representa uma zona de cisalhamento sinistral, e próximo ao sistema de falhas de Iracema, continuação do sistema de falha mestre do Alto Externo de direção NE/SW. Esta complexa combinação somada a estruturas *strike-slip* resultantes do rifteamento oblíquo sofrido pela bacia (MEISLING *et al.*, 2001), a região onde se encontra o Complexo de Iara é caracterizada pela inflexão da tendência regional NE/SW para NW/SE, representando uma extensa zona de transferência na Bacia de Santos. Essa configuração resulta em uma arquitetura estrutural em forma de “s”, que é fortemente influenciada por uma componente transcorrente (VITAL *et al.*,

2023). Em uma escala maior, o mapa do embasamento de Atapu aplicado o atributo *dip* azimute (Figura 48b) revelou mais explicitamente as estruturas em *horsts* e grábens e evidenciou falhas que formam uma estrutura em formato de “v” (tracejado azul na Figura 48b) entre os campos de Sururu e Atapu, o que poderia ser um indício de uma rampa de revezamento e uma confirmação de que o Complexo de Iara seja uma zona de transferência na Bacia de Santos.

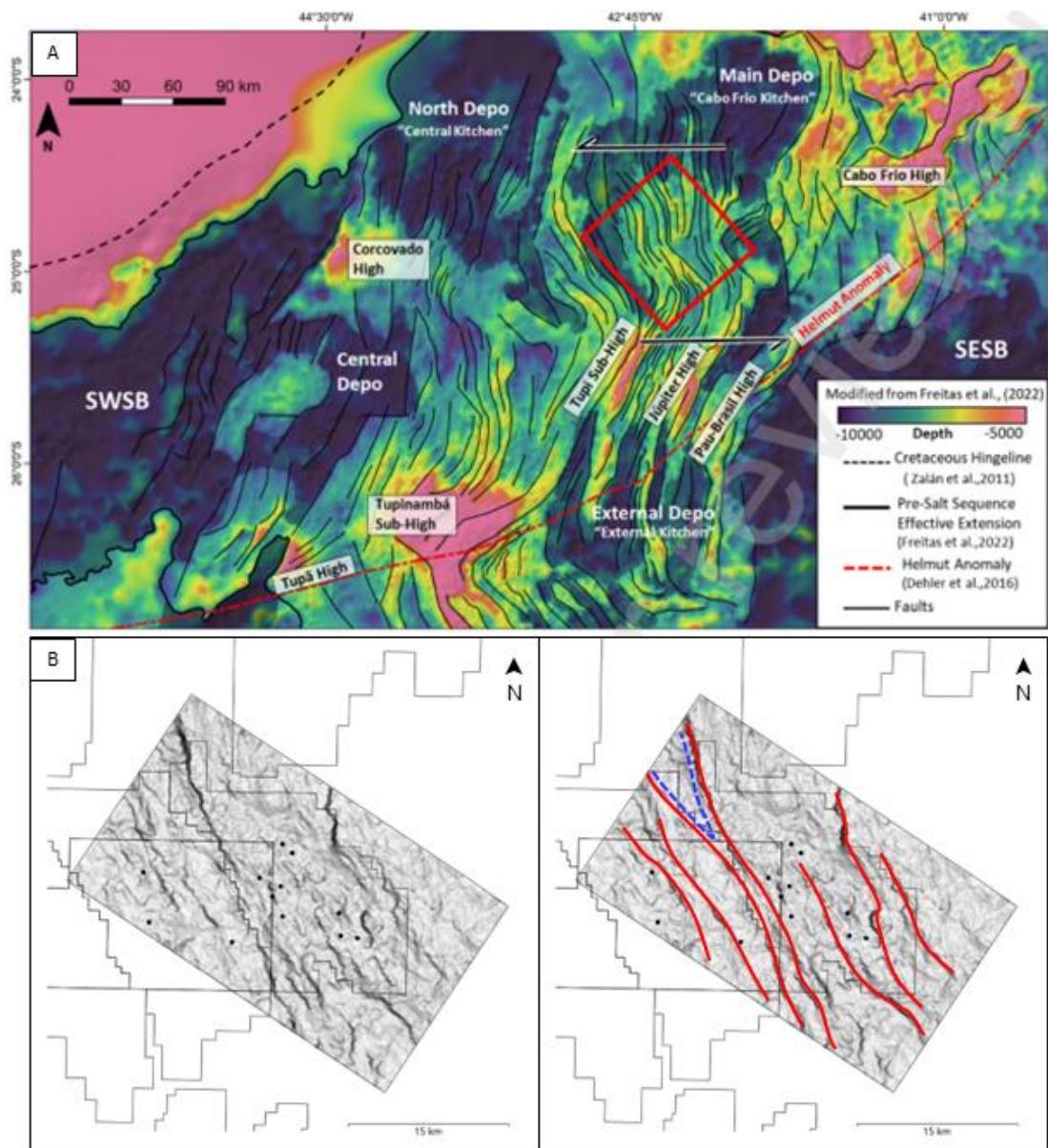


Figura 48: Mapa do embasamento econômico (a) regional com as principais estruturas atuantes na Bacia de Santos e (b) do Campo de Atapu aplicado o atributo de *dip* azimute, evidenciando as principais falhas. Destaque para as duas falhas em forma de “v”, que separa o Campo de Sururu do Campo de Atapu.

Fonte: Adaptado de VITAL et al. (2023).

Além dos mapas de superfície das discordâncias, foram gerados os mapas de isópicas das formações Itapema e Barra Velha, que representam os alvos exploratórios do Pré-sal, a fim de compreender a relação das suas deposições com a estruturação do campo. Através da Figura 49 é possível observar que a Fm. Itapema apresenta um afinamento de seção nas porções mais altas do campo, exibindo um lineamento que segue a estrutura do alto da base do sal NW/SE, revelando uma ligação entre o alto estrutural, limitado pelas falhas, e as baixas espessuras de deposição desta formação. Outra particularidade evidenciada pelo mapa são as variações de afinamento e espessamento da seção na região central de direção NW/SE, que se assemelham às formas de ondas. Esta característica pode estar relacionada aos mini-grábens gerados ainda na fase rifte (Figura 50).

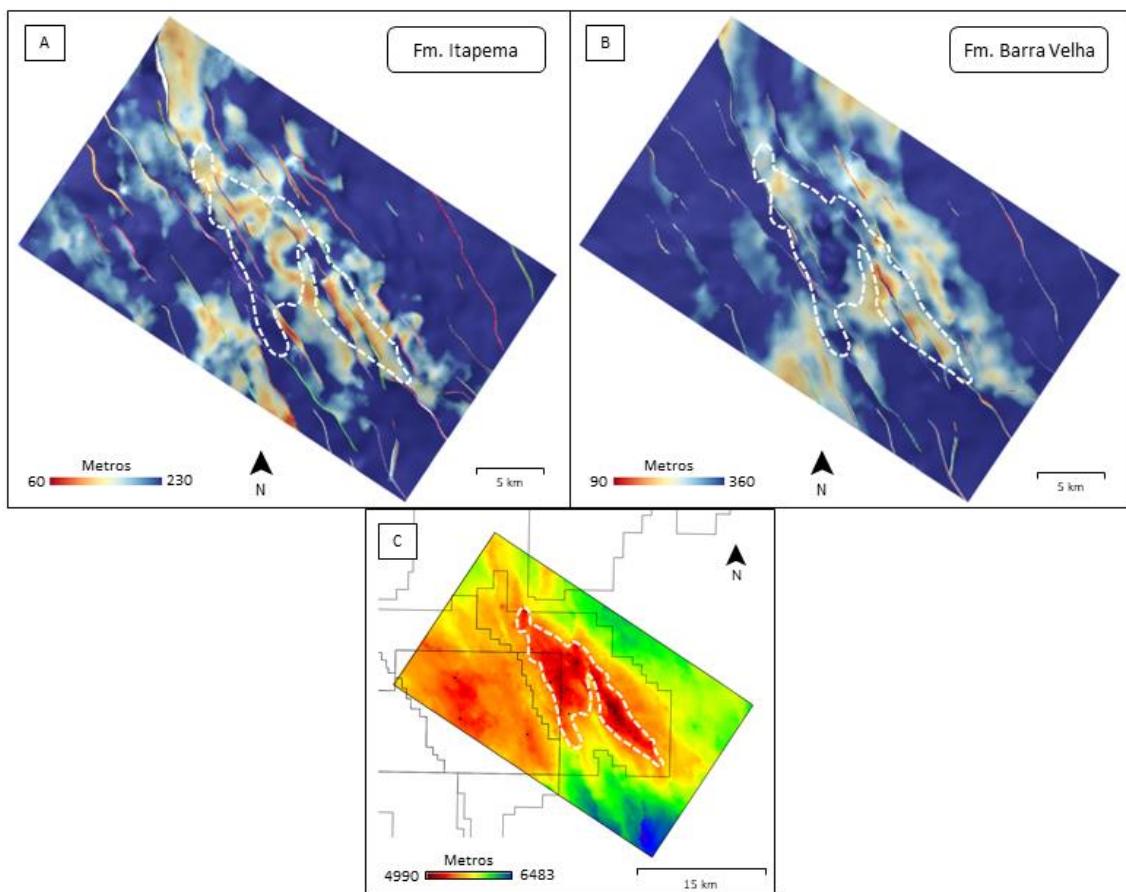


Figura 49: Mapas de espessura das formações Itapema e Barra Velha evidenciando as menores espessuras nos altos estruturais próximos às falhas.

Já o mapa de espessura da Fm. Barra Velha revela características distintas. O espessamento na região central do mapa se relaciona com o principal alto da base do sal, enquanto as menores espessuras estão associadas às bordas das falhas.

Tais características podem sugerir um sincronismo entre a atividade das falhas e a deposição desta sequência (Figura 50).

Os mapas exibem configurações diferentes de espessura, em que a Fm. Itapema apresenta maior variação de espessamento quando comparado à Fm. Barra Velha, fato que pode estar ligado ao contexto tectônico diferente, visto que, para este trabalho, a evolução tectônica considera a Fm. Itapema como fase rifte e a Barra Velha como fases rifte tardio e sag. Além disso, a elevada paleotopografia em que se encontra Atapu sugere que o afinamento das formações pode ter sido controlado por este relevo e ser proveniente de processos erosivos e de concentração evaporítica.

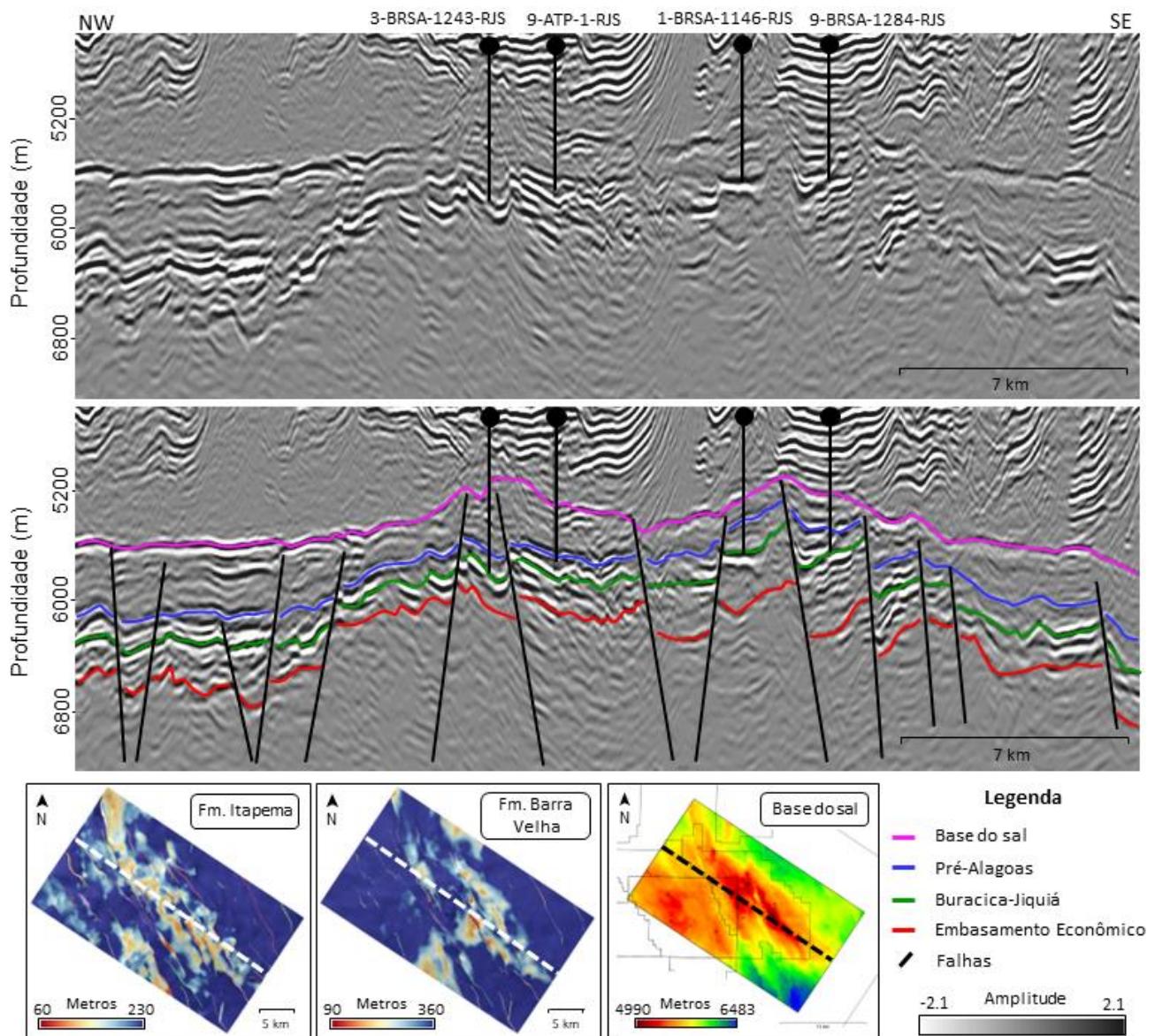


Figura 50: Seção *inline* ilustrando as variações de espessura das formações Barra Velha e Itapema. Na Fm. Itapema as variações na espessura ocorrem devido à presença dos mini-grábens gerados na fase rifte. Já na Fm. Barra Velha, se observa uma relação com a atuação das falhas.

4.1.2 Modelo tectonoestratigráfico 3D e RGT inicial

Seguindo a metodologia proposta, a partir da interpretação das discordâncias e falhas e a criação de uma coluna estratigráfica, foi gerado o modelo tectonoestratigráfico 3D do Campo de Atapu e a primeira informação sobre o tempo geológico relativo.

A Figura 51 apresenta o resultado do modelo, exibindo a evolução do arcabouço tectono-estratigráfico de Atapu. Os mapas ratificam com clareza o grande impacto que as falhas promovem em toda a sequência deposicional, principalmente nas formações Camboriú, Piçarras e Itapema, sendo responsável pela estruturação em *horsts* e grábens vistos nas seções sísmicas, durante a fase rifte. As falhas atuantes no pacote sedimentar do Pós-sal não foram interpretadas no fluxograma.

A deposição da Fm. Camboriú, que representa o embasamento econômico, expõe a compartmentalização de altos estruturais que condicionaram a deposição de todas as formações sobrejacentes, influenciando ainda as espessuras dessas formações nos altos, sugerindo um favorecimento para erosão e retrabalhamento.

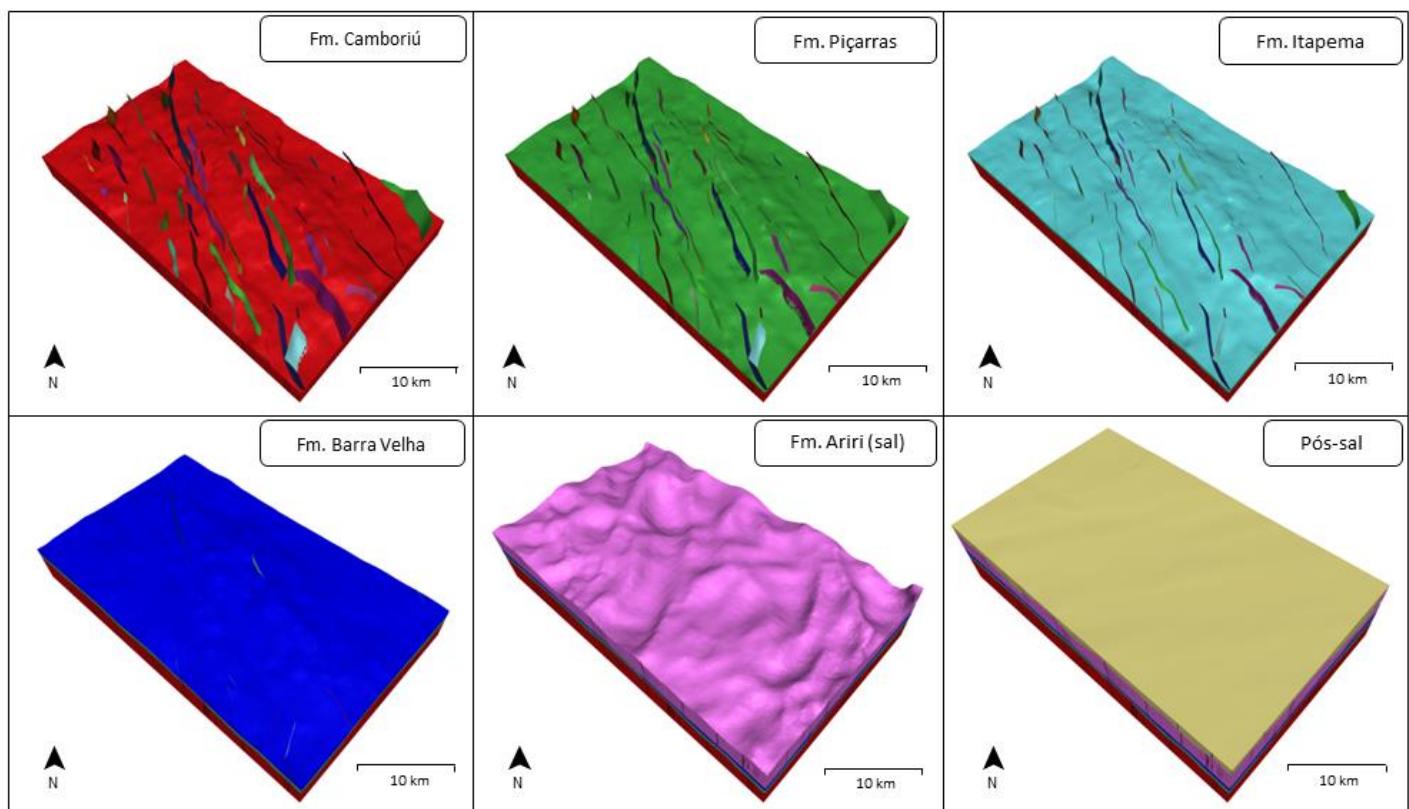


Figura 51: Mapas das formações compõe a evolução da sedimentação ao longo do tempo e sua relação com as falhas atuantes.

Estas características podem ser observadas na *crossline* da Figura 52. Na porção central da linha, o alto do embasamento, junto às falhas atuantes, soergue todo o pacote sedimentar sobreposto, configurando menores espessuras das formações Itapema e Barra Velha ao compará-las aos baixos estruturais na porção NE da seção. Esta seção passa justamente sobre uma área de menor espessura da Fm. Barra Velha, como revela o mapa de espessura.

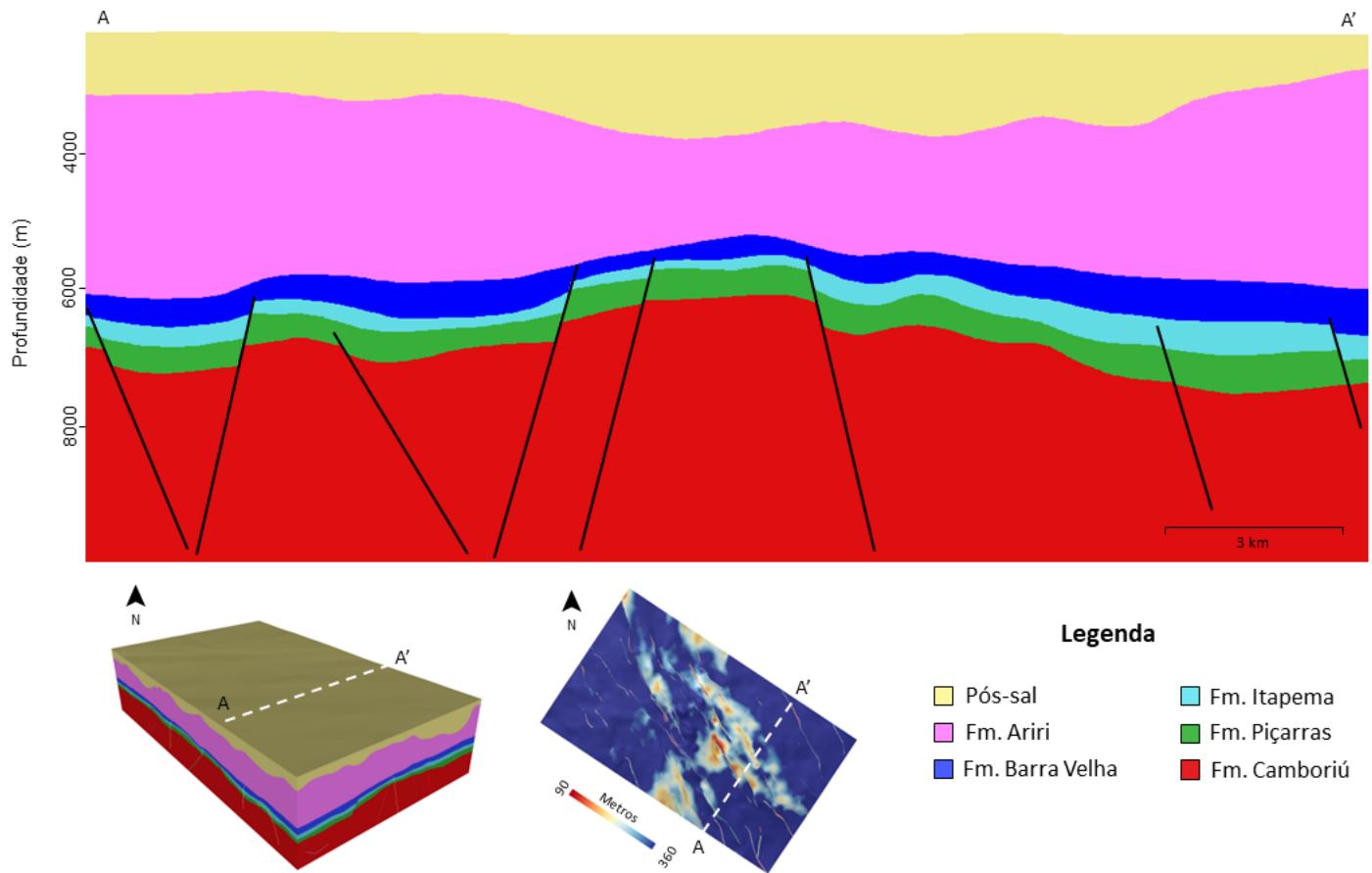


Figura 52: Seção *crossline* do modelo estratigráfico e sua localização no mapa de espessura da Fm. Barra Velha.

Como resultado desta etapa tem-se o dado de RGT, que fornece informações a respeito das linhas de tempo relativo das camadas internas às formações. A Figura 53 ilustra uma *crossline* em que é possível visualizar como o RGT se relaciona com o dado sísmico. Os horizontes mapeados e a coluna estratigráfica servem como guia para o cálculo do RGT, que irá representar todas as amostras que possuem um mesmo tempo geológico de deposição em uma linha colorida. As Figuras 53c e d destacam o polígono branco em amplitude original (Figura 53c) e a resposta do cálculo RGT (Figura 53d) em uma área onde há erosão dos refletores internos, exibindo o conceito teórico intrínseco à coluna estratigráfica gerada, em que todos os horizontes utilizados no modelo foram classificados como erosionais. Além disso,

a Figura 53d evidencia que as linhas de tempo das formações Piçarras e Itapema possuem maiores ângulos de mergulho, ou seja, são mais verticalizadas, quando comparada às linhas da Fm. Barra Velha, onde são mais horizontalizadas. Infere-se, portanto, que os eventos erosivos das discordâncias Buracica-Jiquiá e pré-Alagoas foram de certa forma mais agressivos que o evento da base do sal, possivelmente devido à diferente fase tectônica em que ocorreram.

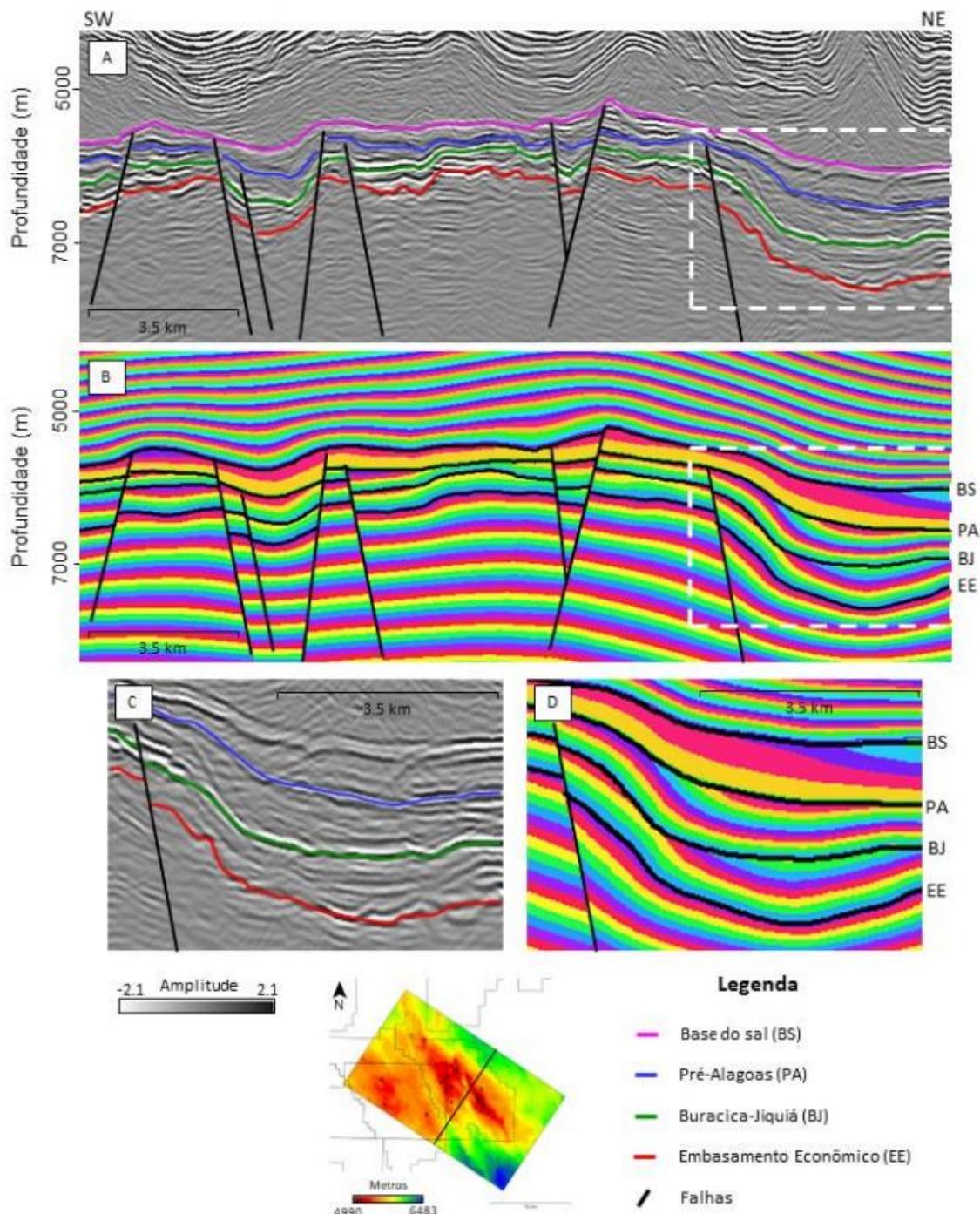


Figura 53: Crossline em amplitude original (a) e após o cálculo do Tempo Geológico Relativo (RGT) considerando apenas as discordâncias mapeadas (b). O zoom no polígono branco retrata como o dado original (c) se relaciona com as linhas de tempo relativo (d), que seguem as informações da carta estratigráfica de que todas as superfícies foram consideradas erosionais.

4.2 Reconhecimento de refletores da Fm. Barra Velha

A partir do modelo tectonoestratigráfico e do dado RGT gerados apenas com os horizontes e falhas interpretados no dado sísmico, foi possível iniciar o fluxograma de refinamento desses resultados através do reconhecimento de superfícies estratigráficas internas à Fm. Barra Velha, com o objetivo de identificar, de forma automática, a discordância intra-Alagoas (DIA).

Para esta fase, foi selecionada uma região retangular sobre o *mound* mais alto de Atapu, uma área consideravelmente menor que o dado utilizado no fluxograma anterior (Figura 54 - mapa da base do sal na parte inferior), uma vez que estas etapas demandam muita carga computacional e um controle de qualidade extremamente longo e detalhado.

O primeiro passo para se chegar ao objetivo deste fluxograma, foi a geração das sementes, os círculos azuis na Figura 54. Essas sementes são criadas a partir de parâmetros que irão ajustar os espaçamentos vertical e horizontal entre as sementes para que elas consigam representar os refletores de forma homogênea tanto em área quanto em profundidade. Após testar diversos parâmetros, chegou-se a uma amostragem satisfatória e iniciou-se o processo de propagação dessas sementes.

Através do método do propagador sísmico, o rastreamento dos refletores começa a partir das sementes e se estende pelo volume baseado na forma do traço sísmico. O resultado deste processo são os *patches*, horizontes intra-formacionais que representam um determinado refletor sísmico. Porém, sem nenhum mecanismo de edição e controle de qualidade muitos deles acabam passando pelo mesmo horizonte ou são muito pequenos e pouco representativos. Dessa forma, foi realizada uma filtragem desses *patches*, sendo selecionados apenas os que conseguiram abranger uma maior área.

A Figura 54 ilustra os *patches* que apresentaram uma maior cobertura do dado em forma de seção e em mapa. Note que o *patch* 1 seguiu o limite do refletor negativo para um positivo, um zero-cross, o *patch* 2 representou um refletor positivo de alta amplitude, assim como o *patch* 3, porém mais contínuo. Através do mapa de distribuição dos *patches*, é possível observar a região onde os *patches* não conseguiram ser propagados, fato que pode ocorrer devido à falta de resolução do dado, à quebra de continuidade do refletor devido às falhas ou à processos de erosão.

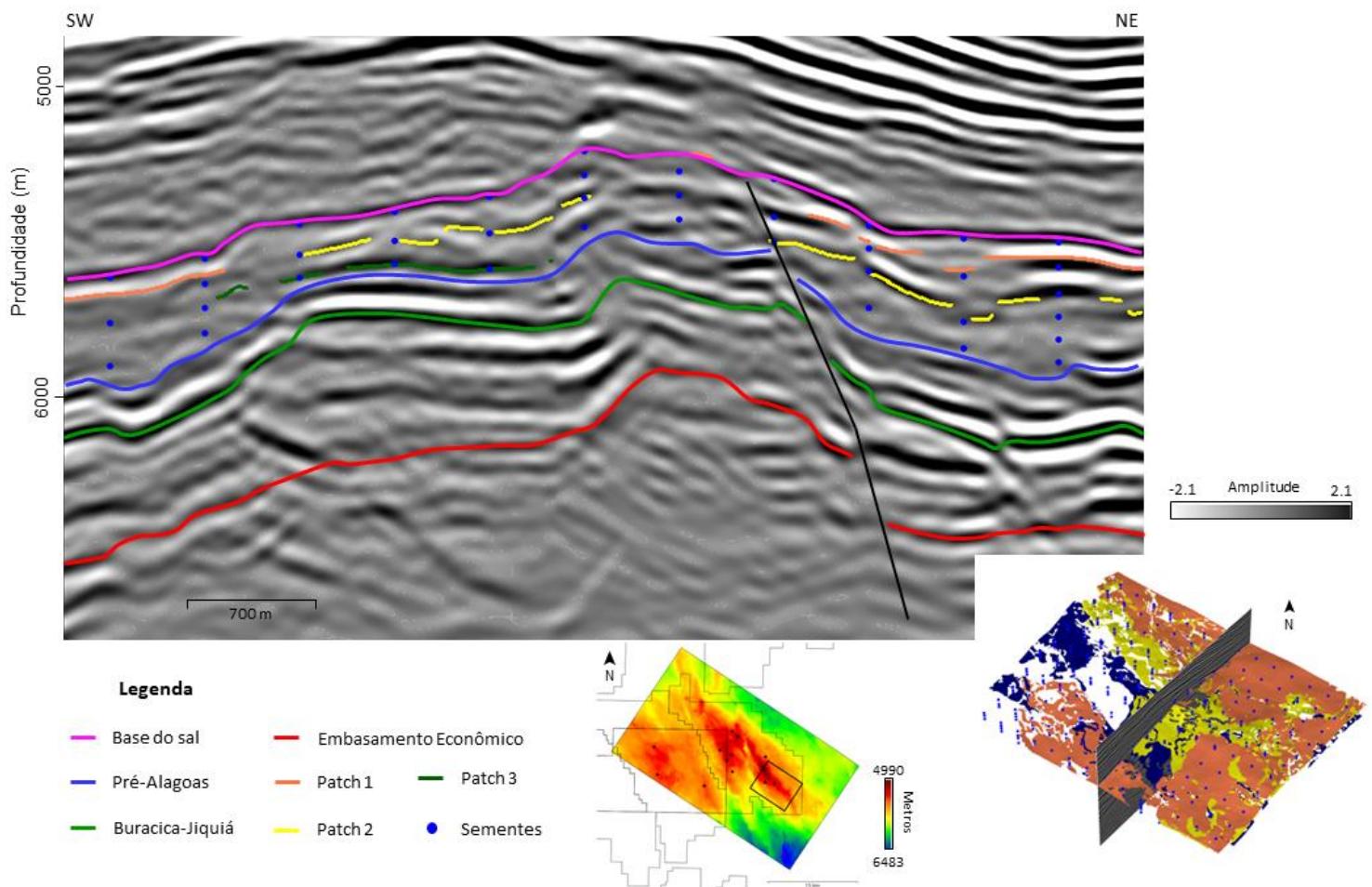


Figura 54: Seção crossline com as discordâncias interpretadas, as sementes geradas na Fm. Barra Velha e os patches reconhecidos. O pequeno mapa da base do sal na parte inferior ilustra a área em que foi realizada essa propagação e o mapa no canto inferior direito expõe a área que cada patch conseguiu cobrir.

Visto que um dos objetivos do trabalho é o reconhecimento da DIA, o passo seguinte foi tentar observar nos três *patches* identificados algumas características associadas à discordância. De forma geral, a DIA corresponde a um refletor sísmico de altas amplitudes positivas (MINZONI *et al.*, 2020) e pouca continuidade lateral, exibindo-se truncada por sedimentos da Fm. Barra Velha superior ou pela discordância da base do sal, permitindo a interpretação de ocorrência de processos erosivos nestas regiões (CASTRO, 2019). Desta forma, o *patch* que retratou esses atributos foi o *patch 2*, como mostra a Figura 55.

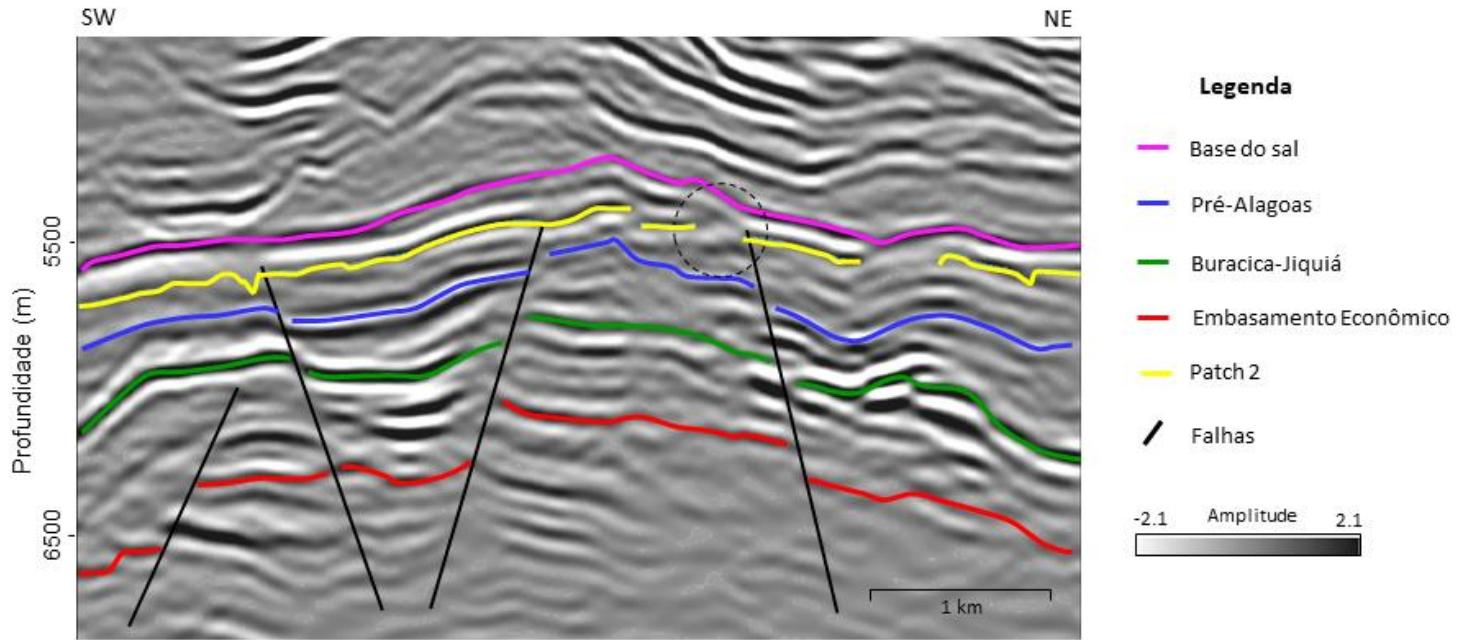


Figura 55: Seção crossline ilustrando o tipo de contato em truncamento erosivo que o refletor representado pelo *patch* amarelo apresenta.

Devido à baixa resolução sísmica do dado, a notável heterogeneidade das camadas, além da região de Atapu ser estratigráficamente complexa, o processo automático da geração e propagação dos *patches* no *play* do Pré-sal é comprometido. A Figura 56a expõe essa dificuldade em forma de mapa, onde demonstra que o reconhecimento do *patch* 2 ocorreu apenas na região leste do dado. Através dessa figura, é notável que a propagação começa a falhar justamente onde a estruturação se torna mais elevada, o que possivelmente está ligado à atuação de falhas que isolam esse *mound* e, portanto, dificultam o reconhecimento do refletor do lado oeste.

Assim, houve a necessidade de editar esse *patch* para que ele conseguisse representar uma maior área. A principal ferramenta de edição, foi a inserção manual de algumas sementes em refletores estratégicos que julgou-se ser o refletor da DIA. A partir dessa semente ocorreu a propagação automática em um novo *patch* e, em seguida, a sua edição manual, apagando algumas porções que não correspondiam à DIA. Este processo foi realizado algumas vezes, inserindo as sementes em regiões que o propagador sísmico ainda não conseguia reconhecer. Por fim, foi feito um *merge* desses *patches*, formando um único horizonte que representa a DIA, como ilustra a Figura 56b.

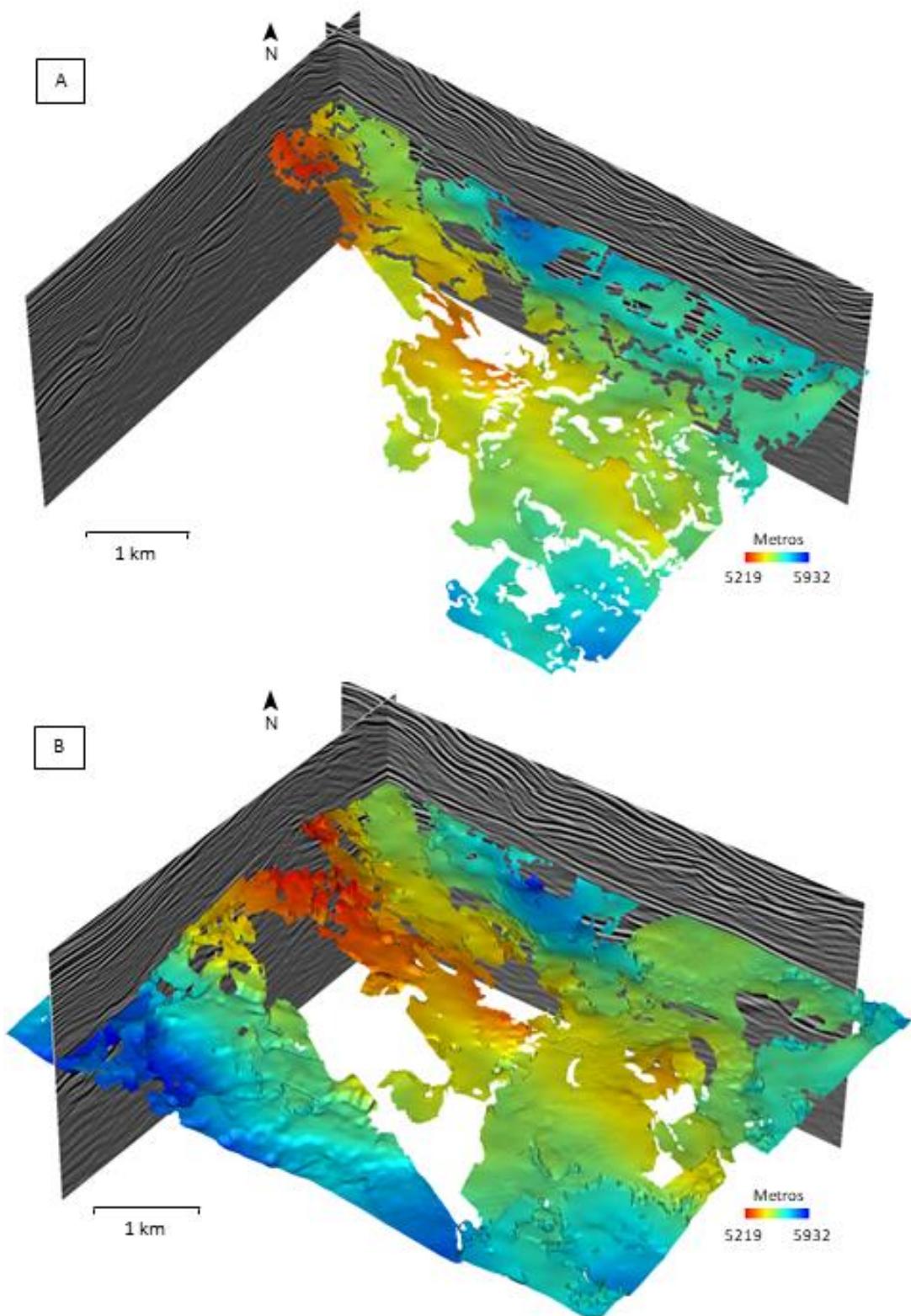


Figura 56: Mapas em superfície do *patch* (a) gerado automaticamente pelas sementes e (b) a propagação a partir de (a) inserindo manualmente as sementes onde não houve o reconhecimento automático. Os espaços sem informação se relacionam com a erosão da superfície, não deposição dos sedimentos ou baixa resolução do dado, o que compromete a propagação das sementes.

Apesar das diversas edições manuais, o *patch* da Figura 56b ainda apresenta áreas sem informação. Essas regiões podem ser consideradas locais de erosão ou não deposição da discordância ou com baixa resolução do dado sísmico, que mesmo com a inserção da semente manual, a propagação não segue por uma grande área.

A fim de melhor compreender o que impediu a propagação do horizonte, a Figura 57 ilustra três seções sísmicas que passam sobre as principais áreas sem informação do *patch*.

A primeira *crossline* (Figura 57a) evidencia, sobre o alto do embasamento, o *patch* em contato de truncamento erosivo com outros refletores da Fm. Barra Velha, caracterizando a área destacada pelo círculo preto como uma região de ocorrência de algum processo erosivo sobre o refletor representado pelo *patch* e, possivelmente, sedimentos da Fm. Barra Velha inferior. Isto se deve, além do favorecimento do alto do embasamento, a presença de duas falhas afetando todo o pacote sedimentar da seção Pré-sal, que eventualmente auxiliou o processo de erosão devido a uma exposição subaérea.

A segunda seção (Figura 57b) transpassa pela maior área não coberta pelo dado e corresponde ao flanco SW do *mound*. A linha sísmica expõe que as condições em que essa área foi erodida se diferencia da linha na Figura 57a. Enquanto a primeira seção retrata a erosão ligada diretamente à duas falhas que soergueram os sedimentos, a Figura 57b demonstra que esta região está afetada por apenas uma falha, que a limita da porção mais baixa do dado. Neste caso, a erosão do *patch* está intimamente relacionada com a discordância da base do sal, uma vez que não há nenhum outro refletor da Fm. Barra Velha superior acima da discordância.

A seção da Figura 57c se assemelha à Figura 57a, uma vez que também apresenta relação entre a região erodida e a presença de duas falhas. Neste caso, entretanto, além das falhas possuírem um rejeito menor, a região de erosão está localizada sobre o ponto mais alto desta área em estudo, e um dos pontos mais altos de todo o Campo de Atapu, o que deve ter favorecido para, da mesma forma, ter ocorrido uma exposição e a posterior erosão dos sedimentos e da discordância representada pelo *patch*. O círculo preto tracejado indica que, assim como a área da Figura 57a, esta erosão também se relaciona com a presença de outros refletores da Fm. Barra Velha superior, e não diretamente à discordância da base do sal.

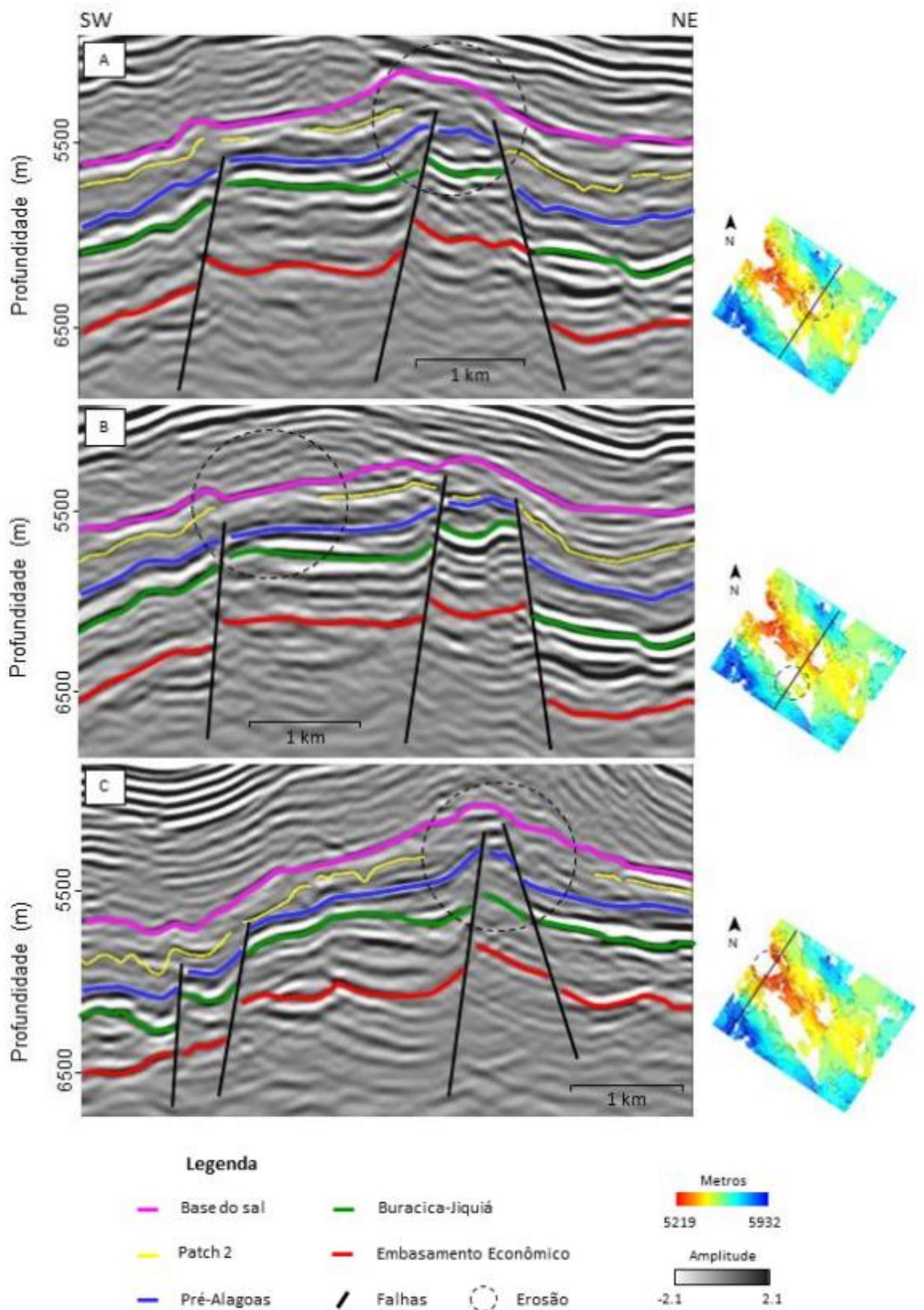


Figura 57: Seções sísmicas do tipo *crossline* retratando as principais regiões (círculo preto tracejado) em que houve a do refletor representado pelo *patch 2*.

Através do reconhecimento das áreas onde houve erosão do *patch* nas seções sísmicas, a Figura 57 corrobora com as características que a DIA apresenta segundo a literatura, como um refletor de forte amplitude sísmica com limitada continuidade lateral e terminação em truncamento erosivo com a base do sal (CASTRO, 2019; MINZONI et al., 2020). Assim, estas observações justificaram a consideração do *patch* como sendo a DIA.

A Figura 58 expõe lado a lado os mapas de espessura da Fm. Barra Velha e da DIA e os polígonos das principais áreas erodidas enumerados de 1 a 4, sendo do 1 ao 3 ilustradas na Figura 57. Através desses mapas é possível observar que a região 1, em geral, se associa a espessuras da Fm. Barra Velha medianas, variando de 145 m a 187 m, porém na porção SE há um suave afinamento da formação, representado pela cor laranja, de aproximadamente 100 m. A seção que ilustra essa região (Figura 57a) transpassa sobre o centro do polígono, mostrando, portanto, a Fm. Barra Velha mais espessa.

A região representada pelo polígono 2 possui um formato alongado que segue a direção preferencial NW/SE da falha a qual a erosão está associada. Esta área pode ser subdividida em duas partes. A primeira, a NW, se relaciona a valores médios de espessura da formação, aproximadamente 145 m, e corresponde ao local em que foi ilustrada na Figura 57b. Já a porção a SE, uma região visivelmente menor, se conecta diretamente a espessuras mais finas, chegando a 80 m.

O polígono 3 retrata a área exposta pela Figura 57c, que caracteriza o ponto mais alto do Campo de Atapu. O mapa de espessura (Figura 58a) aponta valores razoáveis de espessura da Fm. Barra Velha, variando de 150 m a 170m, não apresentando, portanto, ligação dessas espessuras com a erosão da DIA.

A última região em que foi identificada a erosão da discordância intra-Alagoas é representada pelo polígono 4. Apesar de exibir uma pequena área de coloração laranja, o que indica uma menor espessura, assim como o polígono 3, esta região não apresenta relevantes contrastes de espessura, que varia de 130 m a 145 m.

Portanto, as maiores áreas em que não houve o reconhecimento da DIA pelo propagador sísmico, correspondem a áreas onde ocorreram processos erosivos da DIA que a retiraram do registro geológico ou onde a parte superior da Fm. Barra Velha não foi depositada. As Figuras 57 e 58 evidenciam que estas regiões estão, majoritariamente, associadas a maiores espessuras da Fm. Barra Velha, sugerindo

que tais processos erosivos podem ter ocorrido devido a algum evento anterior à discordância da base do sal.

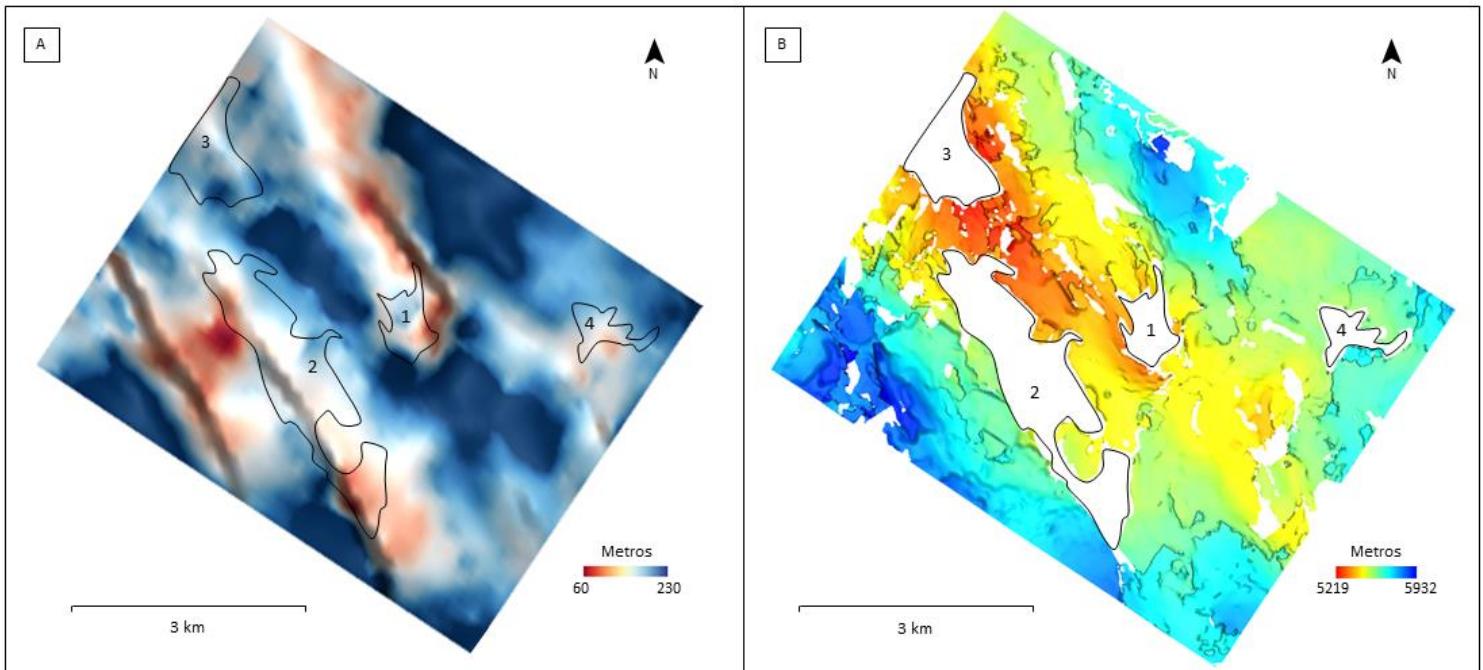


Figura 58: Mapas da espessura da Fm. Barra Velha (a) e da discordância intra-Alagoas (b), exibindo a relação entre os possíveis locais de erosão da DIA e a sedimentação da formação.

4.3 Refinamento do RGT e novo modelo cronoestratigráfico do Pré-sal

Após o reconhecimento da DIA, o próximo fluxograma se concentra em inserir esse horizonte na coluna estratigráfica e refinar os dados de RGT para o posterior cálculo do paleoespaço e a construção do novo modelo cronoestratigráfico.

4.3.1 Atualização do RGT considerando a DIA

A partir da incorporação da DIA na coluna estratigráfica, sendo caracterizada como uma superfície erosional, as informações do tempo geológico relativo foram atualizadas. A Figura 59 expõe a diferença entre o RGT inicial, gerado no primeiro fluxograma, e o RGT final, com a adição da DIA é claramente notável na Fm. Barra Velha que as linhas de tempo são mais espessas e envolvem mais refletores (Figura 59a). Já na Figura 59b, a Fm. Barra Velha possui mais linhas de tempo relativo e elas também são mais finas e, assim, o resultado do novo RGT se torna mais preciso e compatível com os refletores em amplitude.

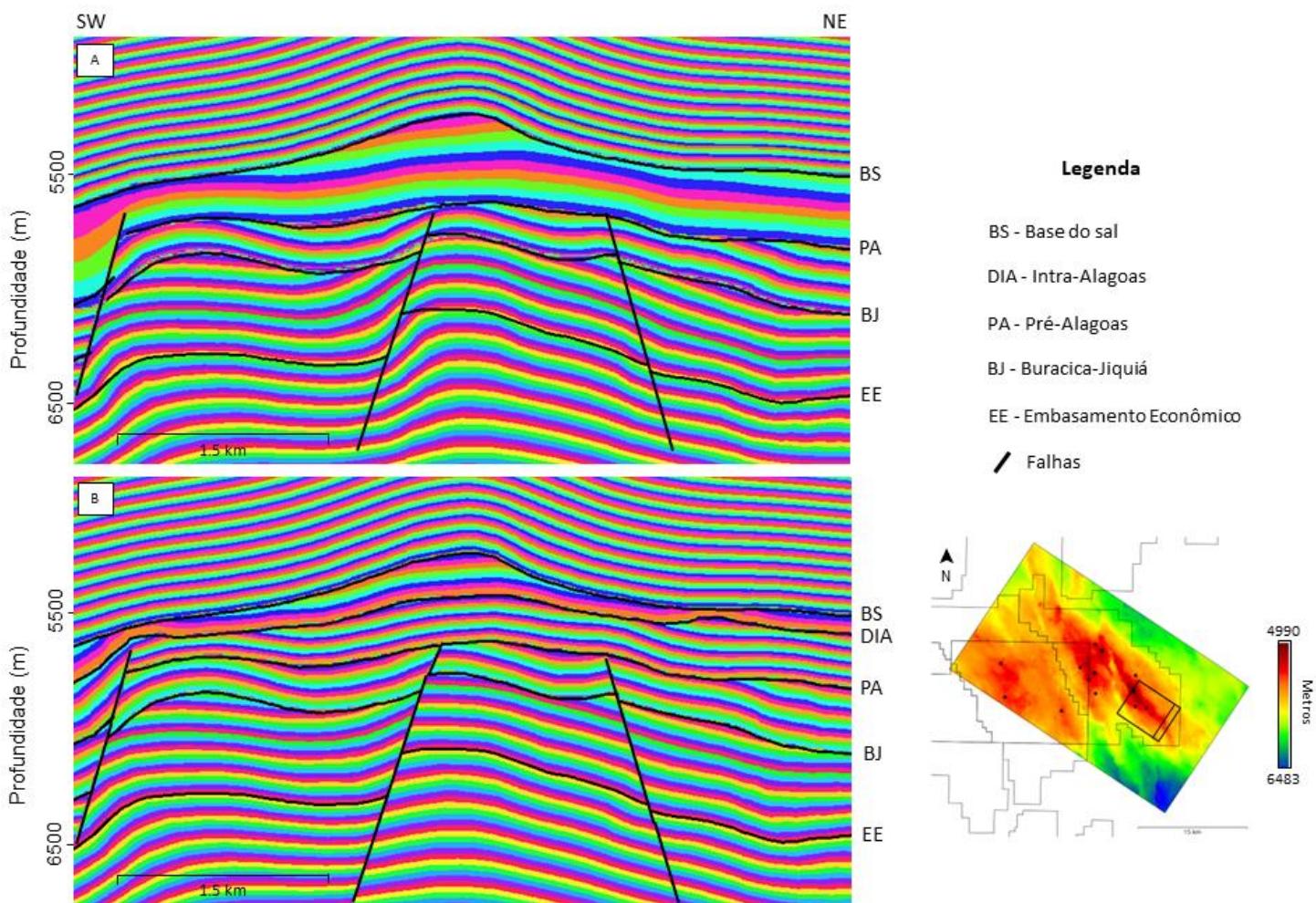


Figura 59: A mesma seção *crossline* do RGT calculado antes (a) e depois (b) da incorporação da discordância intra-Alagoas na carta estratigráfica.

4.3.2 Criação do paleoespaço

A partir do RGT calculado considerando a nova informação da discordância intra-Alagoas, as linhas de tempo relativo puderam ser flattenadas e vistas como um diagrama de Wheeler através do cálculo do paleoespaço.

O diagrama de Wheeler é capaz de mostrar as relações temporais dos sistemas deposicionais e sua relação com superfícies de não deposição, auxiliando o entendimento de como as seções sedimentares se desenvolveram através do tempo (STARK, 2005). Neste sentido, a Figura 60 ilustra uma *crossline* na forma do diagrama de Wheeler, apresentando uma escala em tempo relativo de deposição, sobre a mesma seção em escala de profundidade, explicitando a relação entre sistemas deposicionais e as superfícies de não deposição para as formações do Pré-sal no *mound* SE do Campo de Atapu. Todas as formações da seção Pré-sal foram, na sua história evolutiva, impactadas por processos que frearam e erodiram suas

deposições. Por isto, neste tipo de diagrama aparecem buracos entre as deposições, representando hiatos deposicionais ou erosivos por um determinado tempo.

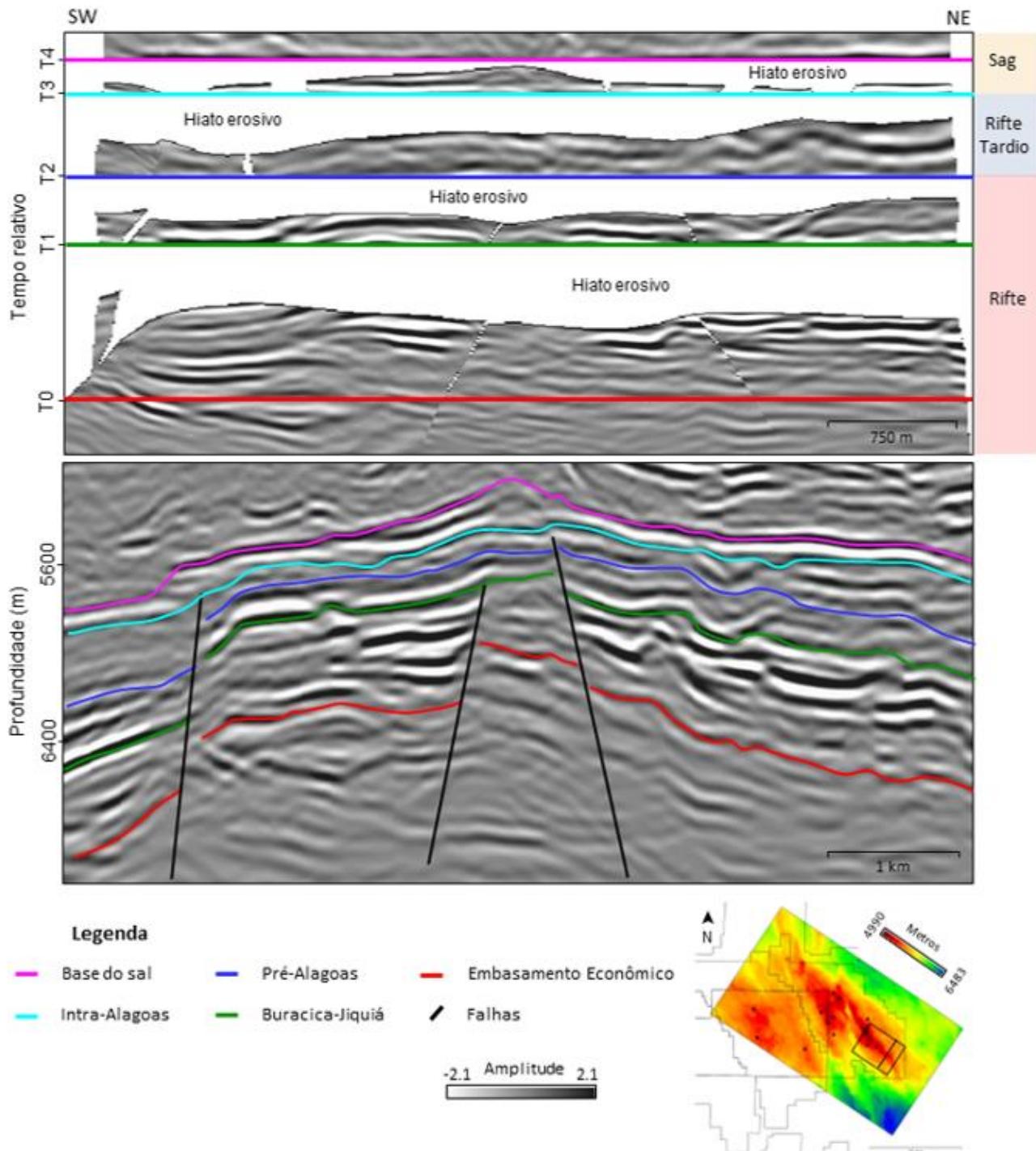


Figura 60: Diagrama de Wheeler de uma seção *crossline* retratando o dado sísmico original em amplitude como linhas flattenizadas em função das superfícies interpretadas e as características da carta estratigráfica.

A evolução deposicional se inicia no processo de rifteamento, onde a crosta continental enfraquecida e delgada foi afetada por fraturas que se tornaram condutos de magma (HERZ, 1977). Este intenso vulcanismo marca o início da fase rifte e o

desenvolvimento do embasamento econômico da Bacia de Santos (CHANG *et al.*, 1992; MOHRIAK *et al.*, 2008a), muitas vezes considerado o marco final da Fm. Camboriú. Na Figura 60, a Fm. Camboriú corresponde ao pacote abaixo da discordância do embasamento econômico.

Sobre os basaltos da Fm. Camboriú, se depositaram discordantemente os sedimentos terrígenos da Fm. Piçarras, representada por conglomerados e arenitos de leques aluviais e arenitos, siltitos e folhelhos de ambiente lacustres. Segundo Moreira *et al.* (2007), esta formação se depositou até o estágio máximo de atividade da formação dos meio-grábens, quando, em acordo com a Figura 60, houve um período de não deposição da formação até a discordância Buracica-Jiquiá, iniciando a deposição da Fm. Itapema.

A Fm. Itapema, composta por conglomerados e arenitos de leques aluviais na porção proximal e por intercalações de folhelhos escuros e rochas carbonáticas na parte distal (MOREIRA *et al.*, 2007), teve seus sedimentos depositados no estágio final da formação dos meio-grábens, quando a atuação das principais falhas diminuiu. Da mesma forma que a Fm. Piçarras, a Fm. Itapema também sofreu com um período de não deposição, mas que a Figura 60 sugere ter sido em um período mais curto do que o da formação sotoposta, visto que a parte em branco (hiato) entre os sedimentos da Fm. Piçarras e a discordância Buracica-Jiquiá é mais espesso que a porção entre os sedimentos da Fm. Itapema e a discordância pré-Alagoas. Após esse período, a discordância pré-Alagoas marcou o início da fase rifte tardio e da deposição sedimentar da Fm. Barra Velha (WRIGHT & BARNETT, 2015).

A Fm. Barra Velha é composta por seus grandes depósitos carbonáticos lacustrinos, um intervalo de considerável espessura que se divide em porção inferior e superior através da discordância intra-Alagoas, uma feição de caráter regional que divide a formação em fase rifte tardio e sag (MOREIRA *et al.* 2007; BUCKLEY *et al.* 2015; WRIGHT & BARNETT, 2015).

A Fm. Barra Velha inferior tem o início da sua deposição acima da discordância pré-Alagoas, separando os carbonatos lacustrinos mais antigos dominados por coquina de bivalves. Na fase final do rifte, há uma menor atividade das falhas e um significativo evento erosivo que marca o fim desta sequência, representado pela discordância intra-Alagoas. A seção explicitada na Figura 60 revela um espessamento desta seção em direção ao alto deposicional.

A deposição que segue sobreposta à DIA está inserida em um contexto de maior quiescência tectônica, o que permitiu a formação das principais fácies reservatório do Pré-sal na Fm. Barra Velha superior. No final do Aptiano, a conexão que ainda restava entre a África e a América do sul se rompeu e a abertura entre os dois continentes permitiu invasões marinhas periódicas que, associada às altas taxas de evaporação decorrentes do clima seco e quente, ocorreu a deposição da sequência evaporítica, marcando o fim da Fm. Barra Velha superior através da discordância da base do sal (MOREIRA et al. 2007; SZATMARI & MILANI, 2016).

Além disso, as unidades estratigráficas inseridas na fase rifte e rifte tardio mostram uma continuidade lateral não observada na Fm. Barra Velha superior, na fase sag. Esta diferença pode sugerir uma relação com os espaços gerados pela erosão na formação da DIA, devido ao grande evento erosivo que a discordância representa.

Sob outra perspectiva, as Figuras 61 e 62 expõem o diagrama de Wheeler e sua seção origina em profundidade em uma linha arbitrária sobre a porção mais alta do Campo de Atapu.

A seção explicita uma curiosa ligação entre a parte inferior e superior da Fm. Barra Velha. As regiões onde há sedimentos na Fm. Barra Velha superior revelam a influência que a erosão por parte da discordância intra-Alagoas teve sobre os sedimentos da Fm. Barra Velha inferior, gerando as paleodepressões que favoreceram a deposição da porção superior. Por isto, sobre o *mound* exibido na região central da linha sísmica, não há deposição da Fm. Barra Velha superior, uma vez que esta região já estava soerguida. Esta característica sugere a possibilidade do *mound* ter sido exposto e retrabalhado, corroborando os resultados evidenciados pelo poço 1-BRSA-1146-RJS, que perfurou esta estrutura e constatou a presença de *grainstones* e fácies retrabalhadas, o que poderia também justificar sua geometria aplanaada. Tal exposição pode, além de fácies de retrabalhamento, gerar áreas ricas em *vugs*, importantes feições que controlam a permotorosidade.

Além de indicar um período de denudação dos carbonatos, a topografia irregular sobre a DIA favoreceu a criação de áreas com maior espaço de acomodação para a acumulação e preservação dos carbonatos da fase sag da Fm. Barra Velha.

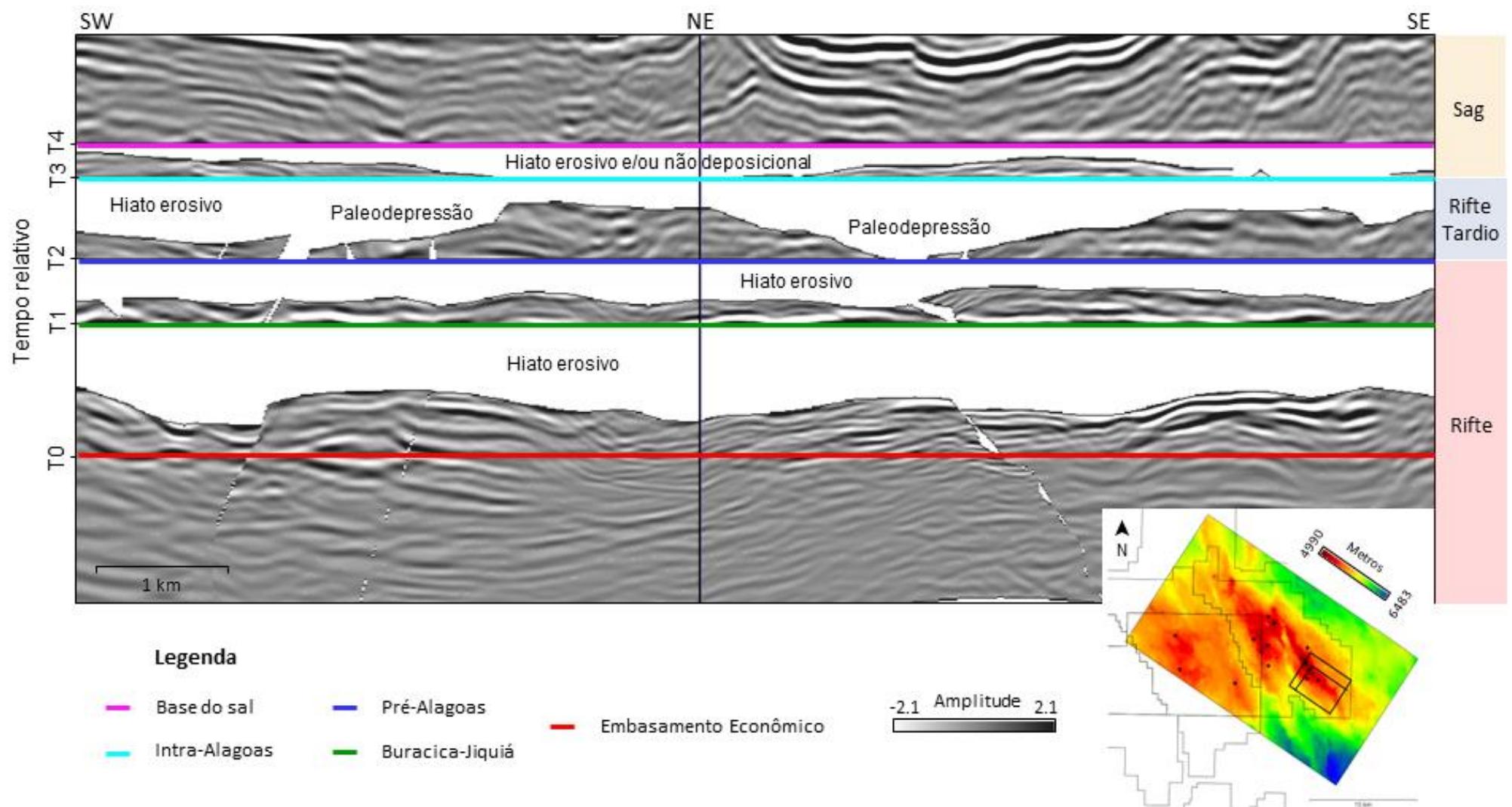


Figura 61: Diagrama de Wheeler de uma seção arbitrária que passa sobre o ponto mais alto do Campo de Atapu. É possível perceber os locais onde há as paleodepresões da Fm. Barra Velha inferior servindo de espaço de acomodação para os sedimentos da Fm. Barra Velha superior.

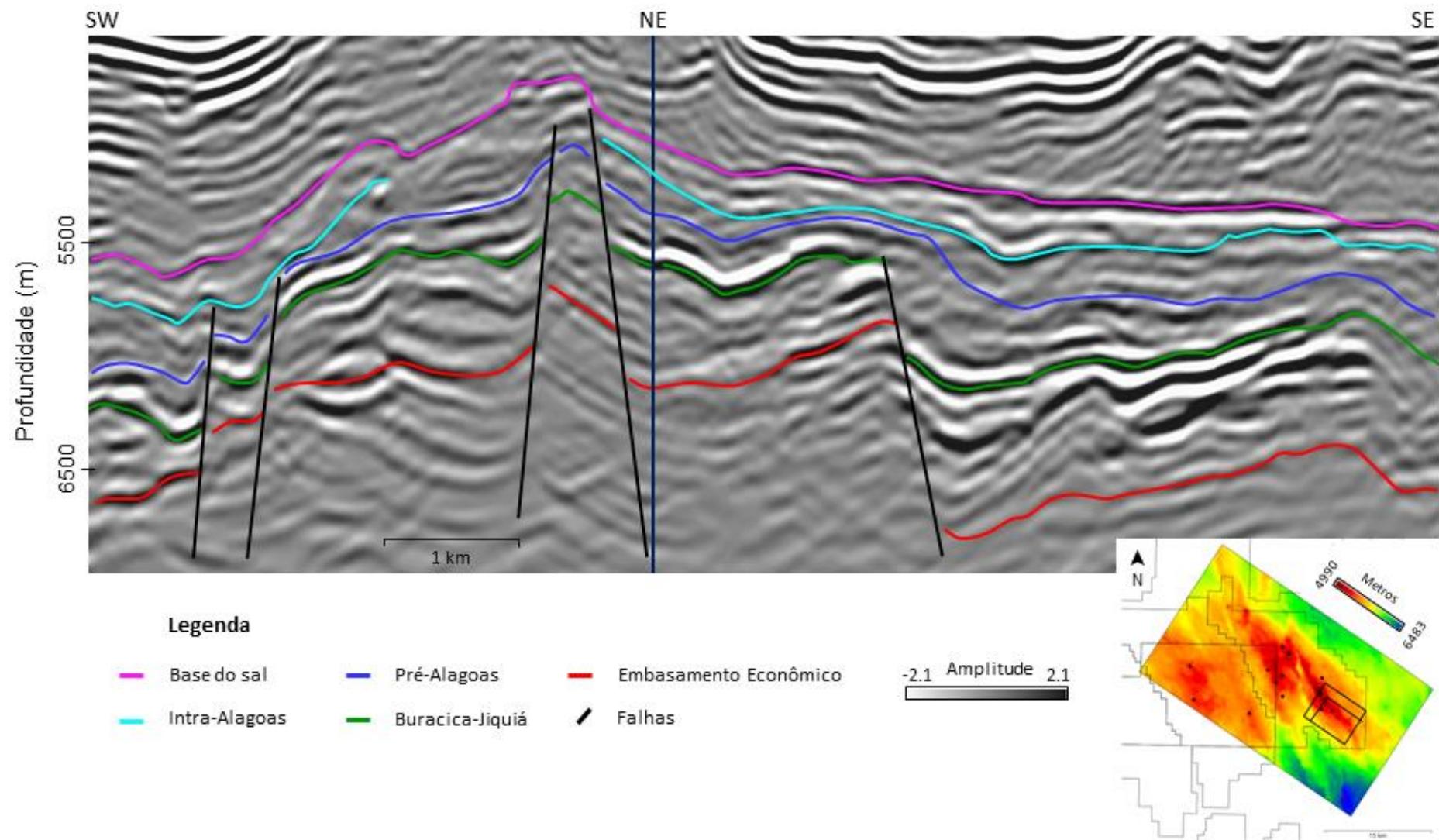


Figura 62: Seção sísmica da Figura 61 em profundidade.

4.3.3 Criação de um novo modelo cronoestratigráfico do Pré-sal

A última etapa do trabalho se concentrou em criar o modelo cronoestratigráfico do Pré-sal (Figura 63), mas que diferentemente do modelo mostrado nas Figuras 51 e 52, este abrange apenas a área em que foram gerados os *patches*, porção SE do Campo de Atapu.

Inserir o horizonte da DIA na coluna estratigráfica permitiu observar no modelo as áreas onde há expressivos processos erosivos que atingem a Fm. Barra Velha superior. Como mencionado, além da maior parte dessas regiões estarem atreladas aos altos estruturais do campo, também se conectam com a presença das falhas, que nesta região, são essenciais para a estruturação de todo o reservatório e, consequentemente, soerguimento dessas áreas, possibilitando a exposição subaérea e, possivelmente, retrabalhamento dos sedimentos.

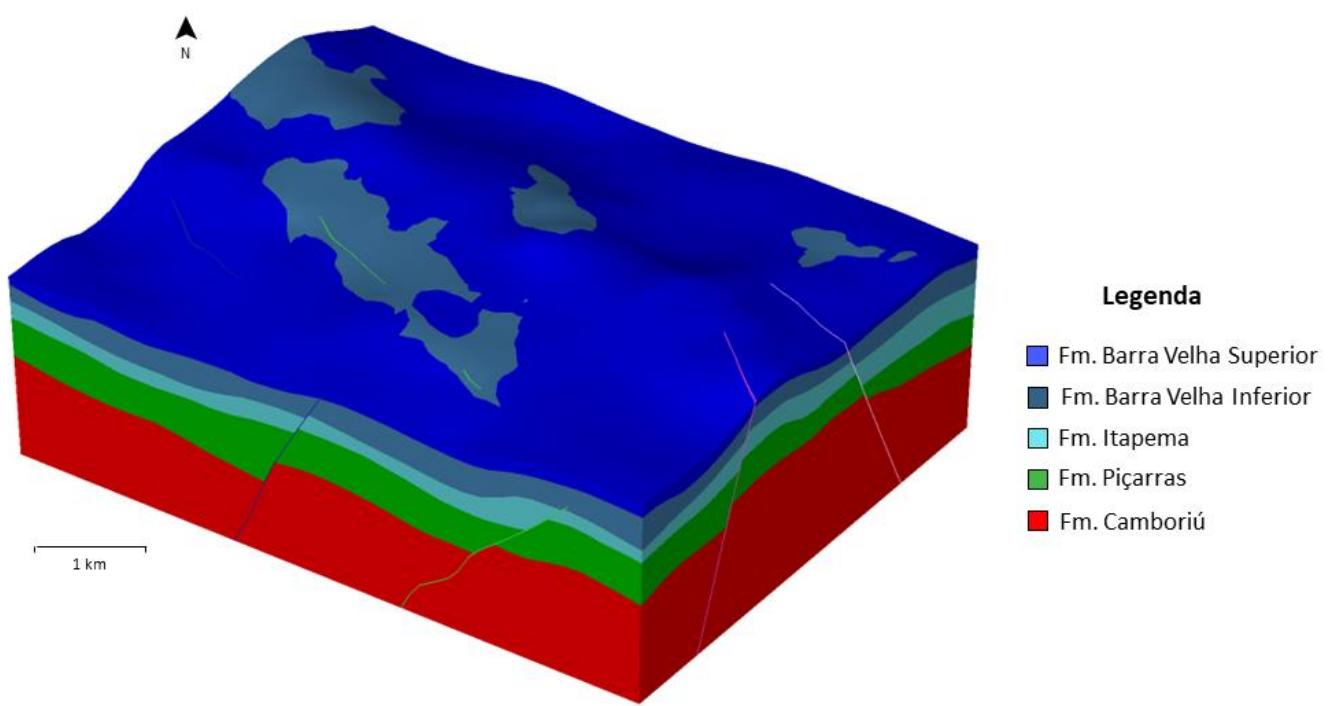


Figura 63: Modelo estratigráfico do Pré-sal considerando a discordância intra-Alagoas como uma superfície erosional que divide a Fm. Barra Velha em inferior (rifte-tardio) e superior (sag).

O modelo revelou também um novo limite principal de ocorrência das falhas. A Figura 64 ilustra uma seção *crossline* em que é possível notar que a atividade de grande parte das falhas atua até a Fm. Barra Velha inferior, o que corrobora os trabalhos de Buckley *et al.* (2015) e Wright & Barnett (2015) em que os autores

sugerem um período de maior quiescência tectônica na fase sag (parte superior da Fm. Barra Velha).

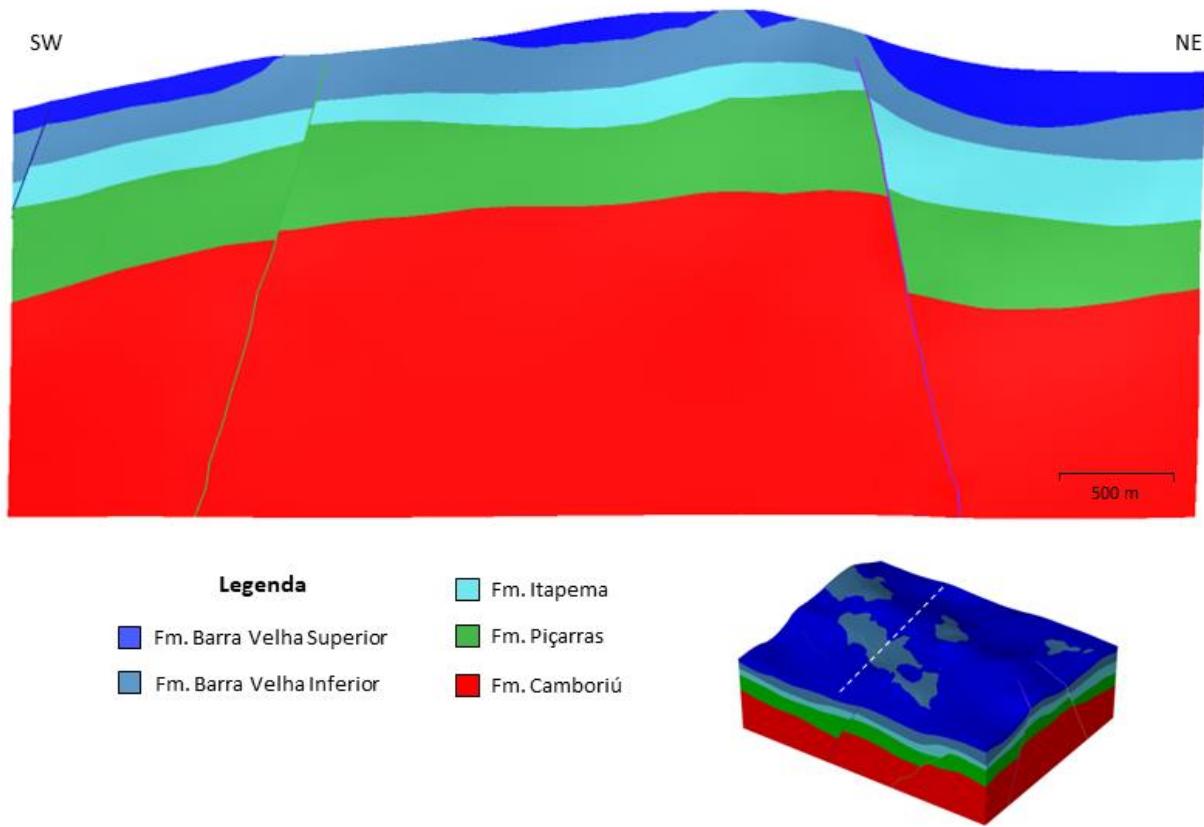


Figura 64: Seção do modelo de direção *crossline* exemplificando, em corte, o novo modelo cronoestratigráfico do Pré-sal, ilustrando a forte presença de processos erosionais na Fm. Barra Velha superior.

5. CONCLUSÃO

O Complexo de Iara, onde está inserido o Campo de Atapu, é uma região sobre o alto externo da Bacia de Santos de grande complexidade estrutural, que corresponde a uma zona de transferência dentro da bacia, como mostraram as seções sísmicas e os mapas das superfícies.

A detalhada interpretação sísmica expôs o protagonismo do alto do embasamento, em que o campo se situa, e das falhas em todo o pacote sedimentar do Pré-sal, sendo responsáveis pelo lineamento NW/SE de todas as estruturas observadas. Neste contexto, as falhas ainda mostraram a forte influência na delimitação dos reservatórios de *mounds* carbonáticos.

Os mapas de espessura das formações Itapema e Barra Velha revelaram a relação da espessura de seus pacotes sedimentares com o alto de Atapu e as falhas. Enquanto as menores espessuras da Fm. Itapema possuem uma ligação mais direta com as regiões mais soerguidas pelo embasamento, a maior parte das menores espessuras da Fm. Barra Velha se associam às bordas das falhas.

O modelo tectonoestratigráfico do Campo de Atapu expôs a grande influência do plano de falhas sobre as formações Camboriú, Piçarras e Itapema, com pouca atividade sobre a Fm. Barra Velha.

O primeiro resultado do *patch* que corresponde à DIA não conseguiu cobrir toda a área estudada. Após diversas edições e inserções manuais das sementes, foi possível observar quatro principais áreas em que, mesmo com a edição manual, não houve o reconhecimento do *patch*.

As seções sísmicas revelaram que estas áreas sem informação do *patch* correspondem às áreas em que houve a erosão da DIA. Além disso, ao relacioná-las com o mapa de espessura da Fm. Barra Velha, foi demonstrado que os processos erosivos se correlacionam, majoritariamente, às regiões de espessuras medianas, de aproximadamente 150 m. Em algumas áreas pontuais, essa espessura é menor, em torno de 80 m.

A atualização do dado RGT permitiu o refinamento das linhas de tempo, conseguindo representar o dado de amplitude original com uma maior precisão. Além disso, o novo RGT possibilitou a flattenização das linhas de tempo através do cálculo do paleoespaço, gerando o diagrama de Wheeler. Este diagrama expôs a relação temporal dos processos deposicionais e erosivos, mostrando um maior período de não deposição da Fm. Piçarras em comparação às formações Itapema e Barra

Velha. O diagrama de Wheeler permitiu também identificar a influência que a discordância intra-Alagoas teve sobre os sedimentos da Fm. Barra Velha. Os locais em que a DIA mais erodiu os sedimentos corresponde às áreas em que os sedimentos da Fm. Barra Velha superior se depositaram. Nestes casos, a erosão da DIA está associada a outros eventos erosivos na Fm. Barra Velha superior, e não diretamente com a discordância da base do sal. Em outras situações, o refletor da DIA possui truncamento erosivo com a discordância da base do sal, retratando uma região em que não há sedimentos da Fm. Barra Velha superior. Além disso, a presença do soerguido *mound* não permitiu a deposição de sedimentos da Fm. Barra Velha superior. Neste caso, a grande elevação possivelmente propiciou a exposição desse reservatório e seu retrabalhamento.

O novo modelo cronoestratigráfico permitiu o entendimento de que as principais falhas atuantes na região têm seu limite máximo de atuação na Fm. Barra Velha inferior, corroborando com a literatura de que a Fm. Barra Velha superior está inserida em um contexto tectônico diferente, de maior quiescência tectônica.

Deste modo, para trabalhos futuros é sugerido o reconhecimento de mais superfícies estratigráficas na forma *patches*, que possam representar refletores da Fm. Barra Velha superior e melhor compreender a influência dessas superfícies nos processos que erodiram a DIA que, como visto, não estava sempre atrelada à discordância da base do sal. Por fim, é relevante que a DIA seja estudada em todo a extensão do Campo de Atapu, para um melhor entendimento deposicional do Pré-sal em maior escala.

6. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

AGÊNCIA NACIONAL DE PETRÓLEO, GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS – ANP (Brasil). *Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural*. Rio de Janeiro: Superintendência de Desenvolvimento e Produção, jan 2023.

_____. *Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural*. Rio de Janeiro: Superintendência de Desenvolvimento e Produção, ago 2021.

_____. *Sexta Rodada de Licitações Sob o Regime de Partilha da Produção: Sumário Geológico e Setores em Oferta*. Rio de Janeiro: Superintendência de Definição de Blocos, 2019.

_____. 2019. Atapu de Oeste de Atapu (AIP). Plano de Desenvolvimento da Jazida Compartilhada. Disponível em: < <https://www.gov.br/anp/pt-br/assuntos/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/gestao-de-contratos-de-e-p/fase-de-producao/ipu/sumario-atapu-e-oeste-atapu-aip.pdf>>. Acesso em: 27 de maio de 2023.

ARAI, M., 2009. *Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes*. Boletim de Geociências Petrobras. 17. 331-351.

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*. 2021. 10.1144/SP509-2019-148. Geological Society, London, Special Publications. 127-145. 509. 1.

BARRELL, J., 1917. *Rhythms and the measurements of geological time*. Geological Society of America Bulletin 28, 745–904.

BERTANI, R.T., CAROZZI., A.V., 1985. *Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous), Campos Basin, Offshore Brazil: Rift Valley Stage Lacustrine Carbonate Reservoirs - I*. Journal of Petroleum Geology 8(1), 37-58.

BRUHN, C.H.L.; GOMES, J.A.T.; LUCCHESE JR., C.D.; JOHANN, P.R.S. *Campos Basin: reservoir characterization and management — historical overview and future challenges*. Offshore Technology Conference, 5–8 Maio, Houston, Texas, USA, p 1–14, 2003.

BUCKLEY, J. D.; BOSENCE, D. W.; ELDERS, C. F. *Tectonic setting and stratigraphic architecture of an Early Cretaceous lacustrine carbonate platform, Sugar Loaf High, Santos Basin, Brazil*. Geological Society, London, Special Publications, 418, p 1–17, 2015.

BURNE, R.V & MOORE, L.S. *Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities*. Palaios, 2, p 255–262, 1987.

CARMINATTI, M., DIAS, J. L., WOLF, B. *From turbidites to carbonates: breaking paradigms in deep waters*. In: Offshore Technology Conference, Houston, TX, OTC 20124, 2009.

CARMINATTI, M., WOLFF, B., GAMBOA, L. A. P. *New exploratory frontiers in Brazil*. In: 19th World Petroleum Congress, Madrid, 2008.

CARMO, M. C., 2021. *Reconhecimento de eletrofácies carbonáticas e interpretação deposicional e diagenética, com base em dois poços do Pré-sal da Bacia de Santos*. Dissertação de mestrado - departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense. Niterói, p. 186.

CARVALHO, M. D.; PRAÇA, U. M.; SILVA-TELLES JR., A. C.; JAHNERT, R. J.; DIAS, J. L. *Bioclastic carbonate lacustrine facies models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil*. Tulsa, AAPG, (Studies in Geology 46), p 245–256, 2000.

CASTRO, J.C., AZAMBUJA FILHO, N.C, XAVIER, A.A.P.G., 1981. *Fácies e análise estratigráfica da Formação Lagoa Feia, Cretáceo Inferior da Bacia de Campos*. VIII Congreso Geológico Argentino, 20-26 September, San Luis 2, 567-576.

CASTRO, T. M., 2019. *Avaliação dos reservatórios carbonáticos do Pré-sal no Campo de Búzios, bacia de Santos*. Dissertação de mestrado - departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense. Niterói, p. 163.

CATUNEANU, O. (2006) *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.

CHANG, H. K., KOWSMANN, R. O., FIGUEIREDO, A. M. F., Bender, A. A., 1992. *Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview*. Tectonophysics 213:97–138.

CHANG, H. K.; ASSINE, M. L.; CORREA, F. S.; TINTEN, J. S.; VIDAL, A. C.; KOIKE, L. *Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos*, 38, n. 2, p 29–46, 2008.

CHINELATTO, G., BELILA, A., BASSO, M., SOUZA, J.P., and VIDAL, A., 2020. 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. Mar. Petrol. Geol. 116
[https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104317,104317](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104317)

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., 2016. *The 'Helmut' geophysical anomaly: A regional left-lateral transtensional shear zone system connecting Santos and Campos basins, southeastern Brazil*. Mar. Pet. Geol. 72, 412–422.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.01.012>

DIAS, J. L. *Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira*. Boletim de Geociências da Petrobrás, 13: p 7–25, 2005.

DUNHAM, R. J., 1962. *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. In: Ham, W.E. (Ed.). *Classification of carbonate rocks*. Tulsa. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, p 108–122.

EMBRY, A.F., KLOVAN, J.E., 1971. *A late devonian reef tract on northeastern banks Island, NWT*. Can. Petrol. Geol. Bull. 19, 730–781.

FARIAS, F., SZATMARI, P., BAHNIUK, A., FRANÇA, A.B., 2019. *Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin—genesis and tectonic implications*. Mar. Pet. Geol., 105, 251–272.

FERNANDEZ, R. O. *Bacia de Santos: Sumário Geológico e Setores em Oferta*. ANP – Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – Seminário Técnico, 19p, 2017.

FICK, C., TOLDO JR., E. E., PUHL, E., 2018. *Shell concentration dynamics driven by wave motion in flume experiments: insights for coquina facies from lake-margin settings*. Sediment. Geol. 374, 98–114.

FOLK, R.L., CHAFETZ, H.S., TIEZZI, P.A., 1985. *Bizarre forms of depositional and diagenetic calcite in hot spring travertines, central Italy*. In: In: Schneidermann, N., Harris, P.M. (Eds.), Carbonate Cements. Soc. Econ. Paleontol. Mineral, vol. 36. Spec. Publ., pp. 349–369. J.P. Gomes, et al. Marine and Petroleum Geology 113 (2020) 104176 20.

FORMIGLI, J. M.; PINTO, A. C. C.; ALMEIDA, A. S. *Santos Basin's Pre-Salt Reservoirs Development – The Way Ahead*. Offshore Technology Conference, 4–7 May Houston, Texas, 2009.

FREITAS, J.T., 2006. *Ciclos deposicionais evaporíticos na Bacia de Santos: uma análise cicloestratigráfica a partir de dados de 2 poços e de traços de sísmica*. Dissertação de mestrado – Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, p. 168.

FÜRSICH, F.T., PANDEY, D.K., 1999. *Genesis and environmental significance of Upper Cretaceous shell concentrations form the Cauvery Basin, southern India*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 145, 119-139.

GAMBOA, L.A.P., MACHADO, M.A.P., SILVEIRA, D.P., FREITAS, J.T.R., SILVA, S.R.P., 2009. *Evaporitos estratificados do Atlântico Sul: interpretação sísmica e controle tectono-estratigráfico da Bacia de Santos*. In: Mohriak, W., Szatmari, P., Anjos, S.M.C. (Eds.), Sal Geologia e Tectônica, Exemplos nas Bacias Brasileiras, São Paulo, Beca, pp. 340-359.

GARCIA, S. F. M.; DANDERFER FILHO, A.; LAMOTTE, D. F.; RUDKIEWICZ, J. L. *Análise de volumes de sal em restauração estrutural: um exemplo na Bacia de Santos*. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 42, n.2, p. 433-450, 2012.

GOLDBERG, K.; KUCHLE, J.; SCHERER, C.; ALVARENGA, R.; ENE, P.L., ARMELENTI, G.; DE ROS, L.F. *Re-sedimented deposits in the rift section of the Campos Basin*. Marine and Petroleum Geology, 80, p 412–431, 2017.

GOMES, J. P., BUNEVICH, R. B., TEDESCHI, L. R., TUCKER, M. E., & WHITAKER, F. F. (2020). *Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt*. Marine and Petroleum Geology, 113, 104176.

GOMES, P. O., KILSDONK, B., MIKEN, J., GROW, T., BARRAGAN, R. *The Outer High or the Santos Basin, Southern São Paulo Plateau, Brazil: Pre-Salt Exploration Outbreak, Paleogeographic Setting, and Evolution of the Syn-Rift structures*. In: AAPG Search and Discovery Article #10193, 2009.

_____, _____, _____, _____, _____, _____, 2012. *Tectonic evolution of the Outer High of Santos Basin, southern São 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.

GRINGARTEN, E.; ARPAT, B.; HAOUESSE, A.; DUTRANOIS, A.; DENY, L.; JAYR, S.; TERTOIS, A. L.; MALLET, J.L.; BERNAL, A.; NGHIEM, L. *New Grids for Robust Reservoir Modeling*. SPE ATCE 2008, Denver, Colorado, USA, 2008.

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: Edwards, J. D. & Santogrossi, P. A. (ed.) Divergent / Passive Margin Basins. Tulsa, AAPG, (Memoir 48), p 3–7, 1989.

HEILBRON, M., VALERIANO, C., TASSINARI, C.G., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBA, M., SIGA JR., O., TROUW, R.A.J., 2008. *Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions*. In: Pankhurst, R.J., TROUW, R.A.J., BRITO-NEVES, B.B., de Wit, M.J. (Eds.), West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations across the South Atlantic Region, Geological Society, London, Special Publications, 294, pp. 211-237. <http://doi.org/10.1144/SP294.12> 0305-8719/08

HERLINGER, R., ZAMBONATO, E., DE ROS, L., 2017. *Influence of diagenesis on the quality of lower cretaceous Pre-salt lacustrine carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil*. Journal of Sedimentary Research. 87. 1285-1313. 10.2110/jsr.2017.70.

HERZ, N. *Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks*. GSA Bulletin 1977; 88 (1): 101–112. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<101:TOSITS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<101:TOSITS>2.0.CO;2)

HORSCHUTZ, P. & SCUTA, M.D.S. *Fácies-perfis e mapeamento de qualidade do reservatório de coquinas da Formação Lagoa Feia do Campo de Pampo*. Boletim de Geociências da Petrobras 6 (1/2), p 45–58, 1992.

KARNER, G. D. & GAMBOA, L. A. P. *Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites*. Geological Society, London, Special Publications, 285, p 15–35, 2007.

KATTAH, S. *Pre-Salt Limestone Plays in Campos and Santos Basins, Brazil: Additional Potential Identified*. Offshore Technology Conference. 2015.

LABRUNYE, E., CARN, C. *Merging chronostratigraphic modeling and global horizon tracking interpretation*. 2015; 3 (2): SN59–SN67. doi: <https://doi.org/10.1190/INT-2014-0130.1>

LABRUNYE, E., JAYR, S., 2013. *Merging chronostratigraphic modeling and global interpretation*. SEG Technical Program Expanded Abstracts: 1430-1434 <https://doi.org/10.1190/segam2013-0245.1>

LIMA, B. E. M., DE ROS, L. F. *Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian Presalt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil*. Sedimentary Geology, v. 383, p. 55–81, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.01.006>

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., 2020. *Deepburial hydrothermal alteration of the Pre-Salt carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from petrography, fluid inclusions, Sr, C and O isotopes*. Mar. Pet. Geol., 113, 104143.

LOWENSTEIN, T.K., JAGNIECKI, E.A., CARROLL, A.C., SMITH, M.E., RENAUT, R.W., OWEN, R.B., 2017. *The Green River salt mystery: What was the source of the hyperalkaline lake waters?* Earth Sci. Rev., 173, 295–306.

MALLET, JL. *Space-Time Mathematical Framework for Sedimentary Geology*. Mathematical Geology 36, 1–32 (2004). <https://doi.org/10.1023/B:MATG.0000016228.75495.7c>

MALLET, JL., 2014. *Elements of mathematical sedimentary geology: The GeoChron model*: EAGE Publications Bv. Monsen, E., H. G. Borgos, P. L. Guern, and L. Sonneland, 2007, Geologic-process-controlled interpretation based on 3D wheeler diagram generation: 77th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 885–889.

MATOS, R.M.D. de, FERNANDES, F., NORTON, I., FETTER, M., 2021. *Oblique Core-Complex Type Detachment Systems in the Santos Basin*. SSRN Electron. J. <http://doi.org/10.2139/ssm.3985363>

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, n. 11, p. 1903–1924, 2001.

MERCEDES-MARTÍN, R., AYORA, C., TRITLLA, J., SANCHEZ-ROMÁN, M., 2019. *The hydrochemical evolution of alkaline volcanic lakes: a model to understand the South Atlantic Pre-salt mineral assemblages*. Earth-Sci. Rev., 198, 102938.

MIALL, A.D., 2016. *Stratigraphy: A Modern Synthesis*. Springer International Publishing, Cham. doi:10.1007/978-3-319-24304-7

MILESI, V.P., JÉZÉQUEL, D., DEBURE, M., CADEAU, P., GUYOT, F., SARAZIN, G., CLARET, F., VENNIN, E., CHADUTEAU, C., VIRGONE, A., GAUCHER, E.C., Ader, M., 2019. *Formation of magnesiumsmectite during lacustrine carbonates early diagenesis: study case of the volcanic crater lake Dziani Dzaha (Mayotte— Indian Ocean)*. Sedimentology, 66, 983–1001.

MILESI, V.P., DEBURE, M., MARTY, N.C.M., CAPANO, M., JÉZÉQUEL, D., STEEFEL, C.I., ROUCHON, V., ALBÉRIC, P., BARD, E., SARAZIN, G., GUYOT, F., VIRGONE, A., GAUCHER, E.C., Ader, M., 2020. *Early diagenesis of lacustrine carbonates in volcanic settings: the role of magmatic CO₂ (Lake Dziani Dzaha, Mayotte, Indian Ocean)*. ACS Earth Space Chem., 4, 363–378.

MINZONI, M., CANTELLI, A., THORNTON, J. and WIGNALL, B. 2021. *Seismic-scale geometries and sequence-stratigraphic architecture of Early Cretaceous syn-post rift carbonate systems, Presalt Section, Brazil*. Geological Society, London, Special Publications, 509, <https://doi.org/10.1144/SP509-2019-78>

MITCHUM, J. R. R. M.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences*. In: Payton C. E. (Ed). AAPG Memoir 26 - Seismic stratigraphy – Applications to hydrocarbon exploration. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 117- 133, 1977.

MOHRIAK, W.U., NEMČOK M., ENCISO G., 2008a. *South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil*. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., De Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds), Geological Society, London, Special Publication, 294, pp. 365–398.

MOHRIAK, W.U., SZATMARI, P., ANJOS, S.M.C., 2008b. *Tectônica de sal. Sal, geologia e tectônica: exemplos nas bacias brasileiras*. Beca Edições Ltda, pp. 91-163.

_____, _____, _____, 2012. *Salt: geology and tectonics of selected Brazilian basins in their global context*. In: Alsop, G.I., Archer, S.G., Hartley, A.J., Grant, N.T., Hodgkinson, R. (Eds.), Geological Society, London, Special Publication, 363, pp. 131-158.

MOREIRA, J. L. P., MADEIRA, C. V., GIL, J. A., MACHADO, M. A. P., 2007. *Bacia de Santos*. Boletim de Geociências da Petrobras 15, p 531–549.

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. Geological Society, London, Special Publications, 418, p 221– 242, 2015.

NEVES, I. D. A., LUPINACCI, W. M., FERREIRA, D. J. A., ZAMBRINI, J. P. R., OLIVEIRA, L. O. A., OLHO AZUL, M., FERRARI, A. L., GAMBOA, L. A. P., 2019. *Pre salt reservoirs of the Santos Basin: Cyclicity, electrofacies, and tectonic-sedimentary evolution*. Interpretation, 7(4), SH33-SH43.

OBERMAIER, M., AMTHOR, J., BARNETT, A.J., MANZO, E., ADAMS, E., 2019. *87Sr/86Sr Isotope Ratios as a Tool for Stratigraphic Correlations in Pre-Salt Carbonates, Santos Basin, Offshore Brazil*. AAPG Search and Discovery Article #90350.

OLIVEIRA, L. C., RANCAN, C. C., SARTORATO, A. C. L., FARIA, F. A., PEREIRA, E., 2021. *Drowning unconformities on presalt carbonate platforms – Examples from the Itapema Formation (Lower Cretaceous), Santos Basin, offshore Brazil*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Volume 577, 2021,110570, ISSN 0031-0182, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110570>

OLIVEIRA, V. C. B., SILVA, C. M. de A., BORGHI, L. F., CARVALHO, I. de S. *Lacustrine coquinas and hybrid deposits from rift phase: Pre-Salt, lower Cretaceous, Campos Basin, Brazil*. Journal of South American Earth Sciences, Volume 95, 2019, 102254, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102254>

PEREIRA, M. J. & FEIJÓ, F. J., 1994. *Bacia de Santos*. Estratigrafia das Bacias Sedimentares do Brasil.

PETERSOHN, E. *Bacia de Santos: Sumário Geológico e área em oferta*. ANP – Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – Seminário Técnico, 34p, 2013.

PETROBRAS, 2014. *Declaramos comercialidade das áreas de Iara e Entorno de Iara, no pré-sal da Bacia de Santos*. Disponível em: <<https://petrobras.com.br/fatos-e-dados/declaramos-comercialidade-das-areas-de-iara-e-entorno-de-iara-no-pre-sal-da-bacia-de-santos.htm>>. Acesso em: 03 de mar. de 2022.

PETROBRAS, 2018. *Petrobras e Total concluem a cessão de direitos das concessões de Lapa e Iara, como parte de sua aliança estratégica*. Disponível em: <<https://petrobras.com.br/fatos-e-dados/petrobras-e-total-concluem-a-cessao-de-direitos-das-concessoes-de-lapa-e-iara-como-parte-de-sua-alianca-estrategica.htm>>. Acesso em: 03 de mar. de 2022.

PIETZSCH, R.; OLIVEIRA, D.M.; TEDESCHI, L.R.; QUEIROZ NETO, J.V.; FIGUEIREDO, M.; 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 507, p 60–80, 2018.

PIETZSCH, R., TEDESCHI, L.R., OLIVEIRA, D.M., DIAS DOS ANJOS, C.M., VAZQUEZ, J.C., FIGUEIREDO, M.F. (2020). *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? Chem. Geol., 535, 119457.

PENNA, R; LUPINACCI, W. M. *Decameter-Scale Flow-Unit Classification in Brazilian Presalt Carbonates.* SPE Res Eval & Eng 23 (2020): 1420–1439. doi: <https://doi.org/10.2118/201235-PA>

POHL, A., DONNADIEU, Y., GODDERIS, Y., LANTEAUME, C., HAIRABIAN, A., FRAU, C., MICHEL, J., LAUGIE, M., REIJMER, J.J.G., SCOTESE, C.R., BORGOMANO, J., 2020. *Carbonate platform production during the Cretaceous.* GSA Bulletin, 132, 2606–2610.

QAYYUM, F., BETZLER, C., CATUNEANU, O., *The Wheeler diagram, flattening theory, and time.* Marine and Petroleum Geology (2017), doi: 10.1016/j.marpetgeo.2017.07.034

QAYYUM, F., CATUNEANU, O., & de GROOT, P. (2014). *Historical developments in Wheeler diagrams and future directions.* Basin Research, 27(3), 336–350. <https://doi.org/10.1111/BRE.12077>

RICE, W.N., 1897. *Revised Text-book of Geology.* American Book Company, New York.

RIGOTI, C. A., 2015. *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 de mestrado - Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, p. 134.

SALAZAR-JIMENEZ, A., FREY, R.W., HOWARD, J.D., 1982. *Concavity orientations of bivalve shells in estuarine and nearshore shelf sediments, Georgia.* J. Sediment. Res. 52 (2), 565-586.

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, 100, p 1135–1164, 2016.

SILVA, R. C., 2021. *Construção de um modelo tectono-estratigráfico com foco no reservatório carbonático do Pré-sal do prospecto de Gato do Mato, Bacia de Santos.* Dissertação de mestrado - departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense. Niterói, p. 112.

STARK, T.J. (2005). *Generation of a 3D Seismic “Wheeler Diagram” from a High Resolution Age Volume.* 75th International Annual Meeting, Society of Exploration Geophysicists (SEG). Houston, TX.

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

TEDESCHI, L.R. *Lower Cretaceous climate records and the correlation between marine and lacustrine settings (Europe and South America)*. Doctor of Philosophy Thesis. University of Oxford, 2017.

TERRA, G. J.; SPADINI, A.; FRANÇA, A.; SOMBRA, C.; ZAMBONATO, E.; JUSCHAKS, L.; ARIENTI, L.; ERTHAL, M.; BLAUTH, M.; FRANCO, M.; MATSUDA, N.; SILVA, N.; MORETTI JUNIOR, P.; D'ÁVILA, R.; SOUZA, R.; TONIETTO, S.; DOS ANJOS, S.; CAMPINHO, V.; WINTER, W. *Classificação de Rochas Carbonáticas Aplicável às Bacias Sedimentares Brasileiras*. Boletim de Geociências Petrobrás, vol.18, p 9–28, 2010.

THOMPSON, D. L., STILWELL, J. D., & HALL, M., 2015. *Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-Salt coquinas of Brazil and West Africa*. Gondwana Research, 28(1), 26-51. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.12.005>

VITAL, J. C. S., ADE, M. V., B., MORELATTO, R., & LUPINACCI, W. M., 2023. *Compartmentalization and Stratigraphic-Structural Trapping in Pre-Salt Carbonate Reservoirs of the Santos Basin: A Case Study in the Iara Complex*. Available at SSRN: <https://ssrn.com/abstract=4292808> or <http://dx.doi.org/10.2139/ssrn.4292808>

WHEELER, H.E. (1958). *Time-stratigraphy*. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 42, 1047–1063.

_____. (1964). *Baselevel, lithosphere surface, and timestratigraphy*. Geol. Soc. Am. Bull., 75, 599–610.

WILLIAMS, H. D.; WRIGHT, V. P.; DELLA PORTA, G.; GRANGEON, D. *Investigating carbonate platform types: Multiple controls and a continuum of geometries*. In: Journal of Sedimentary Research, vol. 81, no. 1, p 18–37, 2011.

WRIGHT, V. P. *Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition*. Geological Society, London, Special Publications, 370, p 39–47, 2012.

WRIGHT, V.P., 2020. *The mantle, CO₂ and the giant Aptian chemogenic lacustrine carbonate factory of the South Atlantic: Some carbonates are made, not born*. Sedimentology, 69: 47-73. <https://doi.org/10.1111/sed.12835>

WRIGHT, V. P., BARNETT, A. J. *An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates*. Geological Society, London, Special Publications, 418 (1), p 209–219, 2015.

WRIGHT, V. P., BARNETT, A. J. *Critically evaluating the current depositional models for the pre-salt Barra Velha Formation, Offshore Brazil*: AAPG Annual Conference and Exhibition: Search and Discovery, 1–40, 2017b.

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, 36, p 71–77, 2018.

WRIGHT, V.P., TOSCA, N.J., 2016. *A geochemical model for the formation of the pre-salt reservoirs, Santos Basin, Brazil: implications for understanding reservoir distribution*. AAPG Search and Discovery, Article #51304.

ZAMBRINI, J; LUPINACCI, W. M; GAMBOA, L. A. P; NEVES, I. A; CHERENE, R; OLHO AZUL, M. *The impact of the complex evaporites features on the seismic illumination of the underlying rocks: A case study in the Brazilian presalt*. Journal of Petroleum Science and Engineering, Volume 191, 2020, 107177, ISSN 0920-4105, <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2020.107177>.