



Enzo Allevalo Borges

**AVALIAÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA DO INTERVALO PRÉ-SAL
DO BLOCO BM-C-35, PORÇÃO DISTAL DA BACIA DE CAMPOS**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2024



UFRJ

Enzo Allevato borges

**AVALIAÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA DO INTERVALO PRÉ-SAL DO
BLOCO BM-C-35, PORÇÃO DISTAL DA BACIA DE CAMPOS**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Msc. Vinicius Carneiro Santana

Msc. João Paulo Miranda Oliveira

Rio de Janeiro

Agosto de 2024

ENZO, Allevato Borges

Avaliação tectonoestratigráfica do intervalo Pré-Sal do bloco BM-C-35, porção distal da bacia de Campos / Enzo Allevato Borges - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2024.

xv, 60 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2024.

Orientadores: Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida, Msc. Vinicius Carneiro Santana e Msc. João Paulo Miranda Oliveira.

1. Geologia. 2. Estratigrafia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Leonardo, Fonseca Borghi de Almeida. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Avaliação tectonoestratigráfica do intervalo Pré-Sal do bloco BM-C-35, porção distal da bacia de Campos.

Enzo Allevalo Borges

AVALIAÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA DO INTERVALO PRÉ-SAL DO BLOCO
BM-C-35, PORÇÃO DISTAL DA BACIA DE CAMPOS

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Msc. Vinicius Carneiro Santana

Msc. João Paulo Miranda Oliveira

Aprovada em: 23.08.2024

Por:

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
(UFRJ)

Prof. Dr. Marco Antonio da Silva Braga (UFRJ)

Msc. Suzana Faria Chula Ribeiro da Silva (Viridien)

UFRJ
Rio de Janeiro
2024

AGRADECIMENTOS

Eu gostaria de agradecer primeiramente a minha família, em especial, a minha mãe (Mariângela), meu pai (André) e irmão (Arthur). Vocês são a base da minha vida, e serei sempre grato por todo o apoio, carinho e suporte.

Agradeço ao professor Leonardo Borghi, por ter me acolhido no Lagesed no terceiro período da faculdade, e desde lá, sempre sendo uma pessoa muito disposta a me ensinar e contribuir na minha construção como geólogo. Você foi uma pessoa que me fez olhar para a geologia com outros olhos, e considero uma honra poder ter aprendido com você ao longo desses anos de graduação.

Sou muito grato ao Vinicius, que foi um verdadeiro professor ao longo da elaboração desse TCC. Muito obrigado por toda a paciência e abertura para me ensinar, pela parceria no decorrer desse trabalho, por todas discussões técnicas, questionamentos e todos os conselhos pessoais.

Agradeço ao João Paulo, por todos os toques, aprendizados, e questionamentos extremamente importantes para o desenvolvimento do trabalho. Além da parte técnica, agradeço por todo o suporte, fornecendo sempre todas as ferramentas necessárias para o desenvolvimento da pesquisa.

Reconheço o Rafael, por toda a ajuda na parte da geologia estrutural, uma área de grande dificuldade minha, sempre sendo muito solícito para tirar as minhas dúvidas e colaborar com o trabalho. Estendo esse agradecimento a todos os meus companheiros de trabalho do Projeto Campos, por todas as trocas, sugestões, críticas, elogios, e discussões técnicas extremamente importantes para o meu crescimento profissional.

Sou infinitamente grato a todos os meus amigos que conheci ao longo da graduação, em especial os meus amigos do grupo “Painéis das Painéis”, por ter o privilégio de ter compartilhado com vocês todas as risadas, “perrengues”, aprendizados, felicidades e frustrações. Vocês fizeram a graduação ser algo que ficará eternizada com muito carinho na minha memória.

Agradeço ao Lagesed (Laboratório de Geologia Sedimentar) pela oportunidade de me aprofundar na área da geologia sedimentar e estratigrafia, e me desenvolver profissionalmente. Como também à Equinor, pelo apoio financeiro ao Projeto Campos, viabilizando a pesquisa.

*“Há lugares que eu lembrarei
Por toda a minha vida, por mais que algo tenha mudado (...)*

*Todos esses lugares guardam seus momentos
Com amores e amigos, que eu ainda posso relembrar (...)*”

In My Life – Beatles

RESUMO

BORGES, Enzo Allevalo. **Avaliação tectonoestratigráfica do intervalo Pré-Sal do bloco BM-C-35, porção distal da bacia de Campos**. 2024. xv, 60 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A ruptura do supercontinente Gondwana e a formação do Atlântico Sul controlaram a evolução tectonoestratigráfica da bacia de Campos, configurando um sistema de rifteamento extensional. O arcabouço tectonoestratigráfico do intervalo Pré-Sal da bacia é dividido em duas fases principais: rifte e pós-rifte (sag). O presente trabalho busca discutir a evolução tectonoestratigráfica do intervalo Pré-Sal do bloco BM-C-35, porção distal da bacia de Campos, por meio da subdivisão do intervalo Pré-Sal em unidades estratigráficas, compreensão da distribuição espacial e dos controles deposicionais dessas unidades, como também pela avaliação da influência do arcabouço estrutural na geração de espaço de acomodação e deformação. O trabalho envolveu análise e interpretação de um volume sísmico (PSDM) e dois poços. A partir do mapeamento estrutural, observou-se a estruturação em uma série de *hemi*-grabens de orientação predominante NE-SW a NNE-SSW, controlados por falhas normais sintéticas de mesma orientação. Além disso, foram identificadas variações no arcabouço estrutural, que possibilitaram a sua categorização em quatro domínios estruturais principais: Sudeste, Oeste, Nordeste e Noroeste. Dentro do âmbito da estratigrafia, foram mapeados quatro sismo-horizontes principais, sendo eles: topo do embasamento, discordâncias D1, D2 e Base Sal; que possibilitaram a divisão do intervalo Pré-Sal em três unidades: Unidade 1, 2a e 2b. A partir da correlação das falhas com as unidades, foi possível classificar as falhas em quatro tipos de acordo com a sua propagação, sendo elas: falhas de atividade restrita a unidade 1, falhas que deslocam a discordância D1 e se propagam na unidade 2a, estruturas que falham a discordância D2 e se propagam na unidade 2b e, por fim, estruturas que falham a base do sal. Dentro desse contexto, foi observado que essas falhas tiveram diferentes períodos de atividade, tendo uma ação sin-deposicional a pós-deposicional à unidade 1, e apenas pós-deposicional em relação às unidades 2a e 2b, possivelmente associadas a reativações do embasamento. A unidade 1 apresenta depósitos sin- a pós- tectônicos, e pode ser caracterizada como uma fase rifte, enquanto que as unidades 2a e 2b, compostas exclusivamente por registros pós-tectônicos, foram classificadas respectivamente como fases sag I e sag II do BM-C-35. Dessa forma, discutiu-se a evolução tectonoestratigráfica do BM-C-35 a partir de seis estágios, e como a tectônica influenciou nessa evolução.

Palavras-chave: Tectonoestratigrafia; Pré-Sal; bacia de Campos.

ABSTRACT

BORGES, Enzo Allevato. **Tectonostratigraphic evaluation of the BM-C-35 block Pre-Salt interval, Campos basin distal portion.** 2024. xv, 60 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Gondwana rupture and the South Atlantic formation have controlled the Campos basin tectonostratigraphic evolution, configuring an oblique extensional rifting system. Likewise, the basin's tectonostratigraphic framework is classified into two main phases: rift and post-rift (sag). The present research aims to discuss the tectonostratigraphic evolution of the BM-C-35 block Pre-Salt interval, the Campos basin distal portion. For that, the Pre-Salt interval will be subdivided into stratigraphic units, in order to comprise the spatial distribution and depositional controls of these units as well as to evaluate the influence of the structural framework on the generation of accommodation space and deformation. The research involves the analysis of a seismic volume (PSDM) and two wells. It was identified that the BM-C-35 is structured in a series of half-grabens, with a predominantly NE-SW to NNE-SSW orientation, controlled by synthetic normal faults on the same orientation. Besides that, the BM-C-35 was classified into four main structural domains: Southeast, West, Northeast, and Northwest. Regarding the stratigraphy, four main seismic horizons were mapped: the acoustic basement top, unconformities D1, D2, and salt base. The seismic-horizons enabled the Pre-Salt division into three units: 1, 2a, and 2b. From the analysis of the relationship between the faults and units, they were classified according to their unit propagation: activity faults restricted to unit 1, faults that displace the D1 and propagate in unit 2a, faults that displace the D2 unconformity and propagate into unit 2b, and, finally, faults that displace the salt base. Within this context, it was observed that these faults had different periods of activity, having a syn-depositional to post-depositional action to unit 1, and only post-depositional about units 2a and 2b. Unit 1, composed of syn- to post-tectonic deposits, represents the BMC-35 rift phase. Meanwhile, units 2a and 2b, formed exclusively of post-tectonic records, symbolize respectively the sag I and sag II phases. In this way, it was discussed the BM-C-35 tectonostratigraphic evolution from six stages, and how tectonics influenced this evolution

Key-Words: Tectonostratigraphy; Pre-Salt; Campos basin.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Carta estratigráfica da bacia de Campos com foco no intervalo Pré-sal (fases rifte e sag), seus principais eventos tectonoestratigráficos, sua extensão temporal, divisões cronológicas e principais unidades litoestratigráficas (CB – Fm. Cabiúnas, ITA – Fm Itapaboana, ATA - Fm. Atafona, CQ - Fm. Coqueiros, GGU - Fm. Gargaú, MCB - Fm. Macabu, RT - Fm. Retiro). Retirado de Alvarenga *et al.*, (2022), baseado em Winter *et al.* (2007).6
- Figura 2 - Localização dos poços 1-BRSA-1007-RJS e 6-TOT-1DP-RJS e a área do BM-C-35, próximo aos campos Espadarte, Polvo e Papa-terra, e as áreas de desenvolvimento de Raia Manta e Raia Pintada. 10
- Figura 3 - Fluxograma das atividades realizadas durante o presente trabalho. 11
- Figura 4 - Janela de calibração sísmica-poço do PETREL®, demonstrando a amarração realizada no poço 6-TOT-1DP-RJS e os horizontes mapeados. 14
- Figura 5 - (a) Mapa de contorno estrutural do topo do embasamento acústico, representando em cores quentes os altos estruturais, enquanto que em cores frias os baixos estruturais. (b) Mapa de contorno estrutural do topo do embasamento acústico com as principais falhas mapeadas na área de estudo, nota-se um trend estrutural predominante NE-SW, e falhas sintéticas mergulhando para SE. (c) Mapa de contorno estrutural do topo do embasamento acústico com a divisão dos domínios estruturais. (d) Estereograma e diagrama de rosetas de cada domínio estrutural, mostrando, as orientações principais das falhas e direções de mergulho. 18
- Figura 6 - (a) Seção sísmica NW-SE com a divisão dos domínios estruturais. (b) Seção sísmica NW-SE interpretada mostrando a divisão dos domínios estruturais, falhas, ígneas e superfícies mapeadas. Destaca-se a predominância de falhas planares em direção a NW, enquanto que na porção SE ocorrem majoritariamente falhas lítricas. (c) Mapa de localização da linha sísmica NW-SE, com a divisão dos domínios estruturais.20
- Figura 7 - (a) Seção sísmica W-E não interpretada com a divisão dos domínios estruturais. (b) Seção sísmica W-E interpretada mostrando a divisão dos domínios estruturais, falhas e horizontes mapeados. (c) Mapa de localização da linha sísmica W-E, com a divisão dos domínios estruturais, falhas e horizontes mapeados. (c) Mapa de localização da linha sísmica W-E, com a divisão dos domínios estruturais.22
- Figura 8 - Detalhes de seções sísmicas com os horizontes mapeados e principais truncamentos erosivos (setas amarelas). (a) Detalhe de seção W-E mostrando os horizontes e falhas mapeados. (b) Detalhe de seção NW-SE mostrando os horizontes e falhas mapeadas deformando a discordância D1. (c) Detalhe de seção W-E mostrando os horizontes e falhas mapeadas. Quadrado vermelho evidenciando

a ocorrência do efeito *tunning* na discordância D2. (d) Detalhe de seção W-E com horizontes e falhas mapeadas. A seta amarela aponta a terminação da discordância D2 contra a base do sal. (e) Detalhe de seção sísmica E-W, quadrado vermelho destaca a mudança de polaridade da superfície da base do sal. (f) Detalhe de seção sísmica W-E, o quadrado vermelho destaca um ponto que a falha deforma os horizontes da base do sal, D2 e D1. Além disso, em direção ao bloco baixo, a discordância D2 aparece como uma paraconformidade. (g) Mapa de localização dos detalhes de seções sísmicas. As setas amarelas foram representadas nas figuras (a), (b), (c), (d) e (e) para destacar os truncamentos erosivos contra as discordâncias D1, D2 e base do sal.....24

Figura 9 - (a) Mapa de contorno estrutural da discordância D1, representando os altos estruturais em cores quentes e os baixos estruturais em cores frias. (b) Mapa de contorno estrutural da discordância D1 retratado com as falhas que a deformam. Além disso, destaca-se por meio da linha tracejada vermelha o alto estrutural da porção noroeste do BM-C-35, e, pela linha tracejada amarela, os baixos estruturais de orientação NE-SW da porção sudeste.....25

Figura 10 - (a) Perfil composto do poço 1-BRSA-1007-RJS. (b) Perfil composto do poço 6-TOT-1DP-RJS. Ambos os poços foram representados com os perfis petrofísicos (Gamma-ray (GR), Resistividade (RES), Sônico (DT), Neutrão (NEUT) e Densidade (DENS)) e sismo-horizontes mapeados.....27

Figura 11 - (a) Mapa de contorno estrutural da discordância D2, representando os altos estruturais em cores quentes e os baixos estruturais em cores frias. (b) Mapa de contorno estrutural da discordância D2 com as indicações das falhas que a deformam. Além disso, destaca-se por meio da linha tracejada vermelha o alto estrutural NE-SW da porção noroeste da área, e, pela linha tracejada amarela, os baixos estruturais de orientação NNE-SSW da porção sudeste.....28

Figura 12 - (a) Mapa de contorno estrutural da base do sal, representando os altos estruturais em cores quentes e os baixos estruturais em cores frias. (b) Mapa de contorno estrutural da base do sal exibindo as falhas com influências nas estruturas do mapa. Além disso, destaca-se por meio da linha tracejada vermelha o alto estrutural da porção noroeste da área, e, pela linha tracejada amarela, os baixos estruturais de orientação NE-SW da porção sudeste.....30

Figura 13 - (a) Seção sísmica arbitrária dip NW-SE com os poços perfurados na área de estudo. (b) Seção sísmica dip NW-SE interpretada, mostrando os dois poços utilizados, horizontes sísmicos, ígneas e falhas geológicas interpretadas no intervalo de estudo. (c) Mapa de contorno estrutural do embasamento com o posicionamento da linha arbitrária NW-SE e a localização dos poços.....31

Figura 14 - (a) Perfil composto do poço 1-BRSA-1007-RJS e os perfis petrofísicos *Gamma-ray* (GR), Resistividade (RES), Sônico (DT), Neutrão (NEUT) e Densidade (DENS). Além disso, foram representadas no perfil composto as discordâncias e unidades mapeadas. (b) Detalhe da seção sísmica arbitrária NW-SE da figura 13 com foco na área próxima do poço 1-BRSA-1007-RJS. Na sísmica foram representados o perfil composto com os perfis DT e GR, superfícies, ígneas e falhas mapeadas.....33

- Figura 15 - - (a) Perfil composto do poço 6-TOT-1DP-RJS e os perfis petrofísicos *Gamma-ray* (GR), Resistividade (RES), Sônico (DT), Neutrão (NEUT) e Densidade (DENS). Além disso, foram representadas no perfil composto as discordâncias e as unidades mapeadas. (b) Detalhe da seção sísmica arbitrária NW-SE da Figura 13 com foco na área próxima do poço 6-TOT-1DP-RJS. Na sísmica foram representados o perfil composto com os perfis DT e GR, superfícies e falha mapeada.35
- Figura 16 - (a) Mapa de isópacas da unidade 1. (b) Mapa de isópacas da unidades 1 representado com as falhas associadas aos principais espessamentos. A linha pontilhada vermelha destaca os espessamentos seguindo a orientação dos baixos estruturais *en echelon*.36
- Figura 17 - Mapa de isópacas da unidade 2a.38
- Figura 18 - Mapa de isópacas da unidade 2b.40
- Figura 19 - Mapa do BM-C-35 com os corpos ígneos mapeados, poços perfurados e domínios estruturais. Os corpos ígneos foram classificados de acordo com o seu intervalo de ocorrência.41
- Figura 20 - (a) Mapa de contorno estrutural do topo do embasamento acústico com as principais falhas mapeadas classificadas de acordo com a sua propagação na estratigrafia. (b) Mapa de contorno estrutural do topo do embasamento acústico com as principais falhas mapeadas, classificadas de acordo com a sua propagação na estratigrafia, correlacionadas com os domínios estruturais do BM-C-35.42
- Figura 21 - (a) Seção sísmica arbitrária NW-SE da figura 5 com as falhas, superfícies, unidades, ígneas mapeadas. As falhas estão representadas de acordo com a sua classificação e a divisão dos domínios estruturais está registrada na parte superior da linha. (b) Mapa de localização da linha sísmica NW-SE, com a divisão dos domínios estruturais. (c) Detalhe da seção NW-SE mostrando a diferença de sismofácies das unidades 1, 2a e 2b. As setas vermelhas destacam as variações de espessura das unidades 1 e 2a na região próxima a falha amarela. ..45
- Figura 22 - (a) Mapa de isópacas da unidade 1 com os truncamentos erosivos da unidade com a discordância D1, sinalizados pelas setas vermelhas. (b) Mapa de contorno estrutural do topo do embasamento acústico representado com as falhas que controlaram os afinamentos e espessamentos da unidade 1, truncamentos erosivos da unidade 1 com a discordância D1 e áreas de maior espessamento e adelgaçamento da unidade 1.47
- Figura 23 - (a) Mapa de isópacas da unidade 2a com os truncamentos erosivos da unidade com a discordância D2, sinalizados pelas setas vermelhas. (b) Mapa de contorno estrutural da discordância D representado com as falhas que se propagam na unidade 2a, truncamentos erosivos da unidade 2a com a discordância D2 e áreas de maior espessamento e erosão da unidade.50

Figura 24 - (a) Mapa de isópacas da unidade 2b com os truncamentos erosivos da unidade com a base do sal, sinalizados pelas setas vermelhas. (b) Mapa de contorno estrutural da discordância D2 representado com as falhas que se propagam na unidade 2b, truncamentos erosivos da unidade 2b com a discordância base do sal e áreas de maior espessamento e erosão da unidade.52

Figura 25 - a) Detalhe da seção sísmica W-E exibida na imagem 11 com foco no espessamento da unidade 2b na porção norte do BM-C-35. Na imagem estão representadas as unidades, sismo-horizontes e falhas mapeadas. Além disso foram destacadas pelas setas amarelas os truncamentos erosivos da unidade 2b contra a base do sal e em laranja os *onlaps* contra as discordâncias D1 e D2. (b) Mapa de isópacas da unidade 2b com a localização do detalhe da seção sísmica W-E.53

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	VI
RESUMO.....	VIII
ABSTRACT	IX
LISTA DE FIGURAS	X
1. INTRODUÇÃO	1
OBJETIVO	2
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	4
2.1 Tectonoestratigrafia	4
2.2 Litoestratigrafia.....	6
3. MATERIAIS E MÉTODOS	9
3.1 Materiais.....	9
3.1.1 Sísmica	9
3.1.2 Poços.....	10
3.2 Métodos.....	11
3.2.1 Estudo bibliográfico	12
3.2.2 Interpretação sísmica	12
3.2.2.1 Mapeamento estrutural	12
3.2.2.2 Correlação sísmica-poço	13
3.2.2.4 Sismofácies.....	15
3.2.3 Unidades	15
3.2.4 Mapas de contorno estrutural e isópacas.....	16
4. RESULTADOS.....	17
4.1 Sismo-Horizontes	17
4.1.1 Topo do Embasamento Acústico	17
4.1.1.1 Domínios Estruturais.....	18
4.1.2 Discordância D1	23
4.1.3 Discordância D2	26
4.1.4 Base do Sal	29
4.2 Unidades	30
4.2.1 Unidade 1	30

4.2.2 Unidade 2a	37
4.2.3 Unidade 2b	38
4.3 Corpos Magmáticos associados a altas amplitudes.....	40
4.4 Classificação das falhas.....	42
5. DISCUSSÕES	44
5.1 Atividade das falhas	44
5.2 Evolução tectonoestratigráfica	46
5.2.1 Unidade 1	46
5.2.2 Discordância D1	48
5.2.3 Unidade 2	49
5.2.3.1 Unidade 2a.....	49
5.2.3.2 Discordância D2.....	51
5.2.3.3 Unidade 2b.....	51
5.2.4 Base do Sal	54
6. CONCLUSÕES	55
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	57

1. INTRODUÇÃO

As descobertas de hidrocarbonetos no intervalo Pré-Sal da bacia de Campos alavancaram os esforços exploratórios na bacia. Com os *leads* do Pré-Sal, o conhecimento geológico acumulado se tornou ainda mais expressivo, contando com um alto quantitativo de poços perfurados e uma densa malha de dados sísmicos adquiridos (ANP, 2023). De acordo com o relatório anual de exploração (ANP, 2023), a bacia de Campos é a que apresenta, na região *offshore*, o maior número de blocos sob contrato ativo, com 33 blocos sob contrato, onde grande parte desses blocos estão localizados na porção distal da bacia, em águas profundas a ultraprofundas. Entre 2020 e 2022, a bacia liderou o número de poços exploratórios perfurados em ambientes marinhos, contando com 9 poços exploratórios atingindo o intervalo Pré-Sal, seguido por Santos, com 5 perfurações.

A avaliação sismoestratigráfica é um dos primeiros passos na avaliação geológica de uma área. A partir dela é possível identificar superfícies discordantes e subdividir seções estratigráficas em unidades geneticamente associadas, desempenhando um papel chave no entendimento da evolução estratigráfica de uma região (G.R. Ramsayer, 1979; Van Hoek, 2010).

A evolução tectonoestratigráfica do intervalo Pré-Sal da bacia de Campos é dividido em duas fases principais: rifte e pós-rifte (*sag*) (Winter *et al.*, 2007). No entanto, não há consenso em como ocorre a transição da fase rifte para o *sag*, sobretudo na porção distal da bacia, onde se tem poucos trabalhos de pesquisa acerca da sua evolução tectonoestratigráfica. Alguns autores argumentam que a transição do estágio rifte e *sag* é dado por uma discordância isócrona que capeia os depocentros relacionados ao rifte e registra o rompimento crustal (Falvey, 1974; Bosence, 1998; Cainelli & Mohriak, 1999; Mohriak *et al.*, 2008). Enquanto isso, com base em modelos polifásicos de rifteamento, outros autores defendem que cessação da subsidência mecânica não ocorre simultaneamente em toda a margem e, portanto, não há um marcador estratigráfico único em toda a bacia (Péron-Pinvidic *et al.*, 2007; Péron-Pinvidic *et al.*, 2013; Gillard *et al.*, 2016; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2020; Chenin *et al.*, 2021; Amarante *et al.*, 2023).

Dentro desse contexto, o bloco BM-C-35 aparece como uma boa oportunidade para o melhor entendimento da evolução tectonoestratigráfica do intervalo Pré-Sal da porção distal da bacia de campos como também para a compreensão de como ocorre a transição entre as fases rifte e sag nessa região.

O presente estudo está vinculado ao Projeto Campos, intitulado “Evolução tectonoestratigráfica do intervalo Pré-sal na bacia de Campos”, desenvolvido pelo Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed) em parceria com a Equinor Brasil Energia Ltda (“Equinor”). O projeto Campos tem como objetivo caracterizar a evolução tectono-sedimentar do intervalo Pré-Sal da bacia de Campos, visando elaborar um modelo geológico regional (tectonoestratigráfico), e, conseqüentemente, compreender a distribuição dos reservatórios carbonáticos das formações Coqueiros e Macabu.

Objetivo

A presente pesquisa busca discutir a evolução tectonoestratigráfica do intervalo Pré-Sal do bloco BM-C-35, na porção sul da bacia de Campos, por meio da subdivisão do intervalo Pré-Sal em unidades estratigráficas, compreensão da distribuição espacial e dos controles deposicionais dessas unidades, como também pela avaliação da influência do arcabouço estrutural na geração de espaço de acomodação e deformação. Para isso, pretende-se:

- Correlacionar os dados sísmicos com os dados litológicos e de perfilagem petrofísicos dos poços 1-BRSA-1007-RJS e 6-TOT-1DP-RJS;
- Mapear as principais falhas e delimitar os domínios estruturais do BM-C-35;
- Mapear os principais sismo-horizontes do intervalo Pré-Sal da área de estudo (Topo do embasamento acústico, discordância D1, discordância D2 e base do sal);
- Analisar os padrões de sismofácies e caracterizar as unidades estratigráficas;
- Avaliar os mapas de contorno estrutural dos sismo-horizontes mapeados (Topo do embasamento acústico, discordância D1, discordância D2 e base do sal);

- Avaliar os mapas de isópacas das unidades de mapeamento (Unidade 1, 2a e 2b).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia de Campos está localizada ao longo da margem continental sudeste brasileira, entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, limitada pelos altos de Cabo Frio, a sul, e de Vitória, a norte. A bacia está disposta sobre o embasamento cristalino Neoproterozóico da província estrutural da Mantiqueira (Almeida, 1977), ocupando, desde a porção *onshore* à *offshore*, cerca de 100.000 km² (Moreira *et al.*, 2007; Winter *et al.*, 2007).

2.1 Tectonoestratigrafia

A evolução tectônica da bacia de Campos é controlada pelo rifteamento Mesozóico que resultou na formação do Oceano Atlântico Sul e ruptura do supercontinente Gondwana (Beglinger *et al.*, 2012). A abertura do Atlântico foi dada através do processo de estiramento litosférico, resultando em um afinamento crustal, acompanhado do fenômeno de *underplating* e, posteriormente, evoluindo para uma ruptura continental (Mckenzie, 1978). Estes esforços tectônicos foram responsáveis por gerar uma série de grábens, *hemi*-grábens e *horsts* de orientação principal NE-SW, assim como depocentros locais que forneceram espaço de acomodação para a deposição do arcabouço sedimentar da bacia (Guardado *et al.*, 1989).

Dentro desse contexto, Winter *et al.* (2007) subdividiram a evolução tectonoestratigráfica da bacia de Campos em três Supersequências principais, a partir de dados sísmicos e de poços: rifte, pós-rifte (*sag*) e drifte. Onde o intervalo Pré-Sal contempla apenas as fases rifte e *sag* (Figura 1), que podem ser correlacionadas respectivamente com as unidades *lower pre-salt* e *upper pre-salt interval* da Amarante *et al.*, (2023).

A fase rifte (Barremiano-Aptiano inferior) corresponde ao rifteamento ocasionado pelo movimento divergente das placas tectônicas da África e da América do Sul, durante o Neojurássico ao Eocretáceo (Chang *et al.*, 1992). Esta supersequência se estende por cerca de 3.500 km e possui um arcabouço estrutural caracterizado por falhas sintéticas e antitéticas, que podem variar de falhas de alto

ângulo nas porções proximais da bacia a falhas de baixo ângulo nos domínios de margem distais, associadas à exumação da crosta inferior, rotação e inclinação dos blocos da crosta superior (Guardado *et al.*, 1989; Alvarez *et al.*, 2023). A porção basal da fase rifte é marcada por rochas basálticas e vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas (Hauteriviano), correlatas aos eventos magmáticos nas bacias do Espírito Santo e de Santos, com a Fm. Camboriú, e aos derrames da Província Serra Geral na bacia do Paraná (Almeida *et al.*, 1996; Baksi, 2018). Em seções sísmicas, o preenchimento dessa fase é marcado por reflexões divergentes, geometrias em cunha e falhas normais relacionadas ao rifte (Amarante *et al.*, 2023). Durante esse estágio se estabeleceu uma sedimentação exclusivamente continental (Chang *et al.*, 1992).

A fase rifte é limitada no topo pela discordância regional pré-neo-alagoas, com ocorrência entre 120 Ma e 123 Ma (Figura 1) (Winter *et al.*, 2007). Alguns autores argumentam que esta discordância corresponde à uma *break-up unconformity* (Cainelli & Mohriak, 1999; Mohriak *et al.*, 2008), que teria sido originada pela elevação dos flancos do rifte no momento da ruptura, e sincronizada com o início do acréscimo da crosta oceânica (Falvey, 1974). Por outro lado, Amarante *et al.*, (2023) defendem que esta superfície é uma discordância de migração do rifte, formada quando a deformação em um determinado bloco de falha cessa e migra em direção ao oceano.

A fase pós-rifte ou sag (Aptiano Superior) marca um momento onde se predominam mecanismos de subsidência térmica, como consequência do resfriamento litosférico (Chang *et al.*, 1992; Cainelli & Mohriak, 1999; Mohriak *et al.*, 2008). Em seções sísmicas, a fase sag é caracterizada por reflexões subparalelas, de geometria lenticular, que geralmente se espessam em direção à porção central dos baixos estruturais e localmente podem apresentar refletores com padrões divergentes (Amarante *et al.*, 2023). No decorrer da fase sag, houve a estabilização de um ambiente transicional, que delata a passagem de um contexto continental lacustre para um ambiente marinho epicontinental (Winter *et al.*, 2007).

Além disso, o estágio sag apresenta uma discordância erosiva que registra a transição de uma sedimentação essencialmente carbonática para uma evaporítica, documentada na literatura como base da sequência evaporítica ou base do sal em 112 Ma (Winter *et al.*, 2007). Karner e Gamboa (2007) atribuem a origem desta

discordância a uma queda relativa do nível de base durante o final do Aptiano, desencadeada por uma mudança climática. É possível que as falhas normais relacionadas ao rifte foram localmente ativadas durante a deposição do sal na bacia de Campos, causando o levantamento de blocos e, conseqüentemente, maiores taxas de erosão (Karner and Gamboa 2007; Amarante *et al.*, 2023).

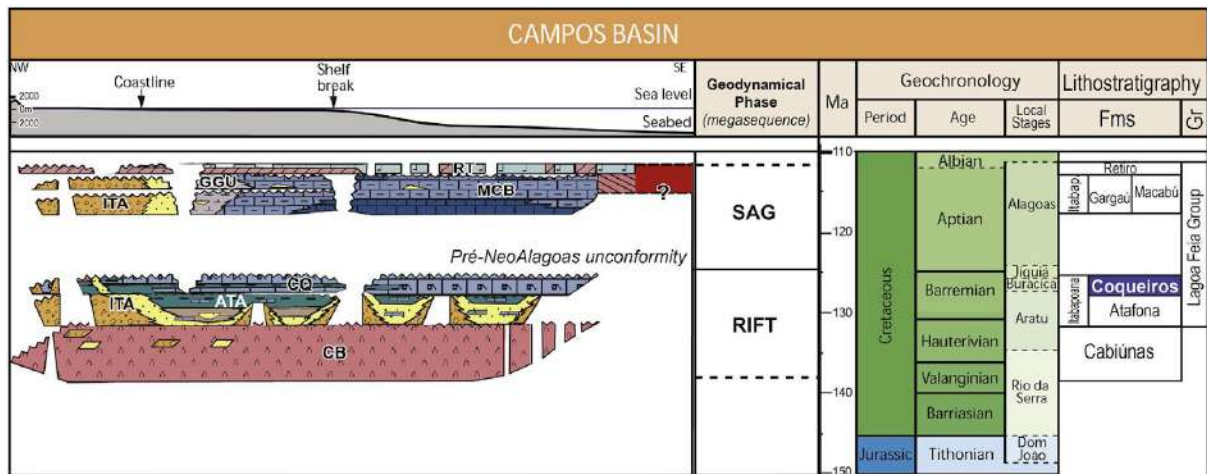


Figura 1 - Carta estratigráfica da bacia de Campos com foco no intervalo Pré-sal (fases rifte e sag), seus principais eventos tectonoestratigráficos, sua extensão temporal, divisões cronológicas e principais unidades litoestratigráficas (CB – Fm. Cabiúnas, ITA – Fm. Itapaboana, ATA - Fm. Atafona, CQ - Fm. Coqueiros, GGU - Fm. Gargaú, MCB - Fm. Macabu, RT - Fm. Retiro). Retirado de Alvarenga *et al.*, (2022), baseado em Winter *et al.* (2007).

2.2 Litoestratigrafia

O intervalo Pré-Sal da bacia de Campos, representado pelas fases rifte e sag, contempla a Formação Cabiúnas e o Grupo Lagoa Feia (Figura 1) (Winter *et al.*, 2007).

A Formação Cabiúnas, também conhecida como “embasamento econômico”, é representada por basaltos, datados entre 130 e 120 Ma, que recobrem o embasamento cristalino Pré-Cambriano (Fodor *et al.*, 1983; Winter *et al.*, 2007). Esta unidade é caracterizada por rochas ígneas básicas intercaladas com finas camadas de rochas vulcanoclásticas e sedimentares. Do ponto de vista sísmoestratigráfico, as rochas da Formação Cabiúnas, juntamente com o embasamento cristalino, compõem o embasamento acústico. Tendo em vista que não há um contraste de

impedância acústica significativo entre as rochas do embasamento cristalino e os basaltos da Fm. Cabiúnas (Winter *et al.*, 2007).

O Grupo Lagoa Feia foi depositado do Barremiano ao Albiano Inferior. De acordo com Winter *et al.* (2007), este grupo é dividido em seis formações: Itabapoana (rifte e pós-rifte), Atafona (rifte), Coqueiros (rifte), Gargaú (pós-rifte), Macabu (pós-rifte) e Retiro (pós-rifte).

A Formação Itabapoana, de idade Barremiana, ocorre em contato discordante sobre as rochas magmáticas da Formação Cabiúnas. Esta unidade abrange conglomerados polimíticos, siltitos, folhelhos e arenitos líticos associados a leques deltaicos e aluviais. Além disso, a unidade apresenta um forte controle estrutural, associado à atividade de falhas normais. A Formação Itabapoana ocorre nas fases rifte e pós-rifte, podendo ocorrer interdigitada com as unidades adjacentes (Winter *et al.*, 2007).

A Formação Atafona ocorre discordantemente sobre os basaltos da Formação Cabiúnas ou, lateralmente, com a Formação Itabapoana. O seu arcabouço sedimentar é composto por arenitos, siltitos e folhelhos lacustres, intercalados com níveis carbonáticos que foram depositados em momentos de maior alcalinidade do lago (Winter *et al.*, 2007). De acordo com datações palinológicas e ostracodes, esses sedimentos foram depositados durante o Barremiano, fase rifte da Bacia de Campos (Winter *et al.* 2007).

A Formação Coqueiros está disposta em contato angular sobre os depósitos lacustres da Formação Atafona. A unidade é formada por espessas acumulações de coquinas, compostas predominantemente por moluscos bivalves retrabalhados (Mohriak, 2003), intercaladas com folhelhos, carbonatos, calcirruditos, calcarenitos e calcilutitos (Baumgarten *et al.*, 1988). Os pacotes de coquina foram depositados durante a fase rifte, em um contexto paleoambiental lacustre de alta energia.

A Formação Gargaú ocorre em contato discordante com as coquinas da Formação Coqueiros. A unidade é representada por folhelhos, siltitos, margas e arenitos (Rangel *et al.* 1994). Esses sedimentos foram depositados durante a fase sag, em um contexto paleoambiental lacustre raso, com esporádicas contribuições siliciclásticas. Além disso, na porção distal da margem, a Formação Gargaú ocorre interdigitada com as fácies carbonática da Formação Macabu e, na formação proximal, com as fácies siliciclásticas da Formação Itabapoana (Muniz e Bosence,

2015). Com base na datação palinológica e ostracodes, atribui-se-lhe uma idade aptiana.

A Formação Macabu, atribuída à fase sag da bacia, é composta essencialmente por carbonatos microbianos (Rangel *et al.* 1994), um dos principais reservatórios do intervalo Pré-Sal da bacia de Campos (ANP, 2017). Estes carbonatos são de idade Aptiana e são interpretados como depositados em contexto marinho epicontinental, com extensas regiões rasas e um litoral repleto de embaiamentos, nos quais as águas se tornaram hipersalinas e propícias para o desenvolvimento de construções microbiais. A partir de dados de novos poços perfurados na porção distal da bacia, foram constatadas na Formação Macabu a ocorrência de fácies de carbonatos *in situ* (*shrubs* e esferulitos), carbonatos retrabalhados e lamitos (Fragoso *et al.* 2023). A distribuição dessas fácies é influenciada pelo relevo estrutural herdado das feições da fase rifte (Artagão, 2018; Sartorato, 2018; Gomes *et al.*, 2020; Carvalho *et al.*, 2022; Fragoso *et al.* 2023). Nesse sentido, as fácies lamosas tendem a prevalecer em direção aos depocentros dos grabéns e *hemi*-grabéns, enquanto que os carbonatos *in situ* e retrabalhados próximos aos altos estruturais (Fragoso *et al.* 2023).

Por fim, a Formação Retiro é caracterizada por evaporitos de idade Aptiana, principalmente anidrita e halita, que ocorrem em contato discordante com os depósitos subjacentes (Rangel *et al.*, 1994; Winter *et al.*, 2007). O ambiente marinho restrito era limitado a sul pela cadeia vulcânica da Dorsal de São Paulo, que associada ao clima quente e árido do Aptiano, estabelecia as condições propícias para a precipitação de minerais evaporíticos (Kumar & Gambôa, 1979). As espessas sucessões evaporíticas são os depósitos finais do estágio sag, e são reconhecidos como uma das principais rochas selantes do sistema petrolífero do intervalo Pré-Sal da bacia de Campos (ANP, 2017).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Materiais

Os dados utilizados neste estudo são provenientes do Banco de Dados de Exploração e Produção da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (BDEP/ANP), obtidos pelo Projeto Campos, dos quais consistem em dois poços e um volume sísmico em profundidade (Pre-Stack Depth Migrated).

3.1.1 Sísmica

Localizada no polígono do Pré-sal, a área de estudo é equivalente a área do volume sísmico R0264_BM_C_35.3D.PSDM (Figura 2). O levantamento, realizado entre 22/04/2013 e 10/12/2013 pelo Petróleo Brasileiro S.A. (“Petrobras”), foi adquirido já processado e migrado no domínio da profundidade (Pre-Stack Depth Migrated). O dado foi processado com a polaridade positiva representando um aumento de impedância, e possui uma frequência dominante estimada em torno de 64 Hz para o intervalo Pré-Sal.

O levantamento sísmico do BM-C-35 possui aproximadamente 1446 km² e está localizado na porção sul da bacia, porção distal, em uma lâmina d'água de aproximadamente 2300 metros. A área dista aproximadamente 135 km do município de Cabo Frio, no litoral do estado do Rio de Janeiro (Figura 2). O BM-C-35 abrange os campos produtores de Xerelete e Xerelete Sul, e situa-se próximo aos campos de Espadarte, Polvo e Papa-terra, e as áreas de desenvolvimento de Raia Manta e Raia Pintada (Figura 2).

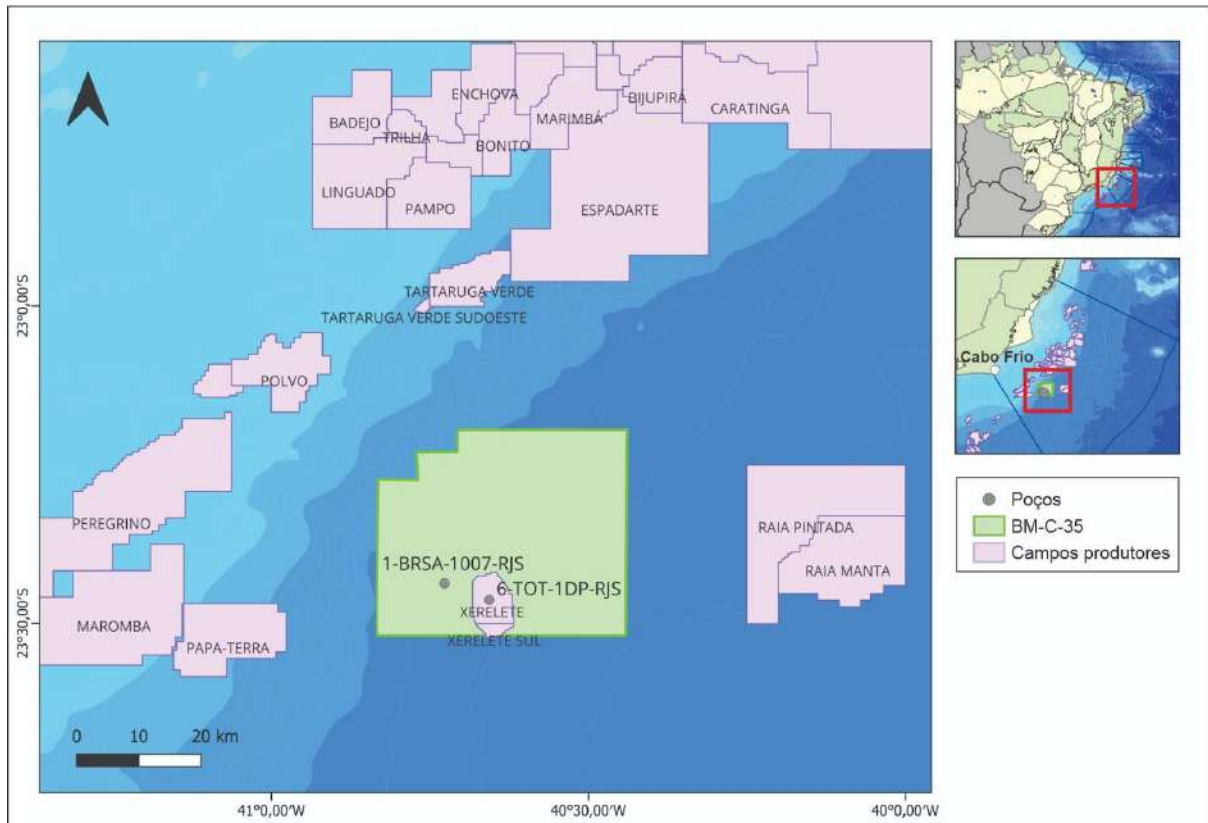


Figura 2 - Localização dos poços 1-BRSA-1007-RJS e 6-TOT-1DP-RJS e a área do BM-C-35, próximo aos campos Espadarte, Polvo e Papa-terra, e as áreas de desenvolvimento de Raia Manta e Raia Pintada.

3.1.2 Poços

O trabalho utilizou os poços 1-BRSA-1007-RJS e 6-TOT-1DP-RJS (Figura 1).

O poço 1-BRSA-1007-RJS foi perfurado em 2012, em uma lâmina d'água de 2.270 metros e atingiu a profundidade final de 5.600 metros, sendo perfurado até a Formação Atafona. Além de apresentar o perfil composto e tabela de *checkshot*, o poço também contém todos os perfis convencionais, sendo utilizados os perfis - caliper, raios gama, sônico, densidade, neutrão e resistividade.

O poço 6-TOT-1DP-RJS foi perfurado em 2014, em uma lâmina d'água de cerca de 2.437 metros. A perfuração teve como profundidade final 5.331 metros, atingindo a Formação Coqueiros. Além de apresentar o perfil composto e tabela de *checkshot*, também contém todos os perfis convencionais, sendo utilizados os perfis - caliper, raios gama, sônico, densidade, neutrão e resistividade.

3.2 Métodos

A metodologia de trabalho do presente estudo envolve 10 atividades principais, conforme apresentado na figura 3.

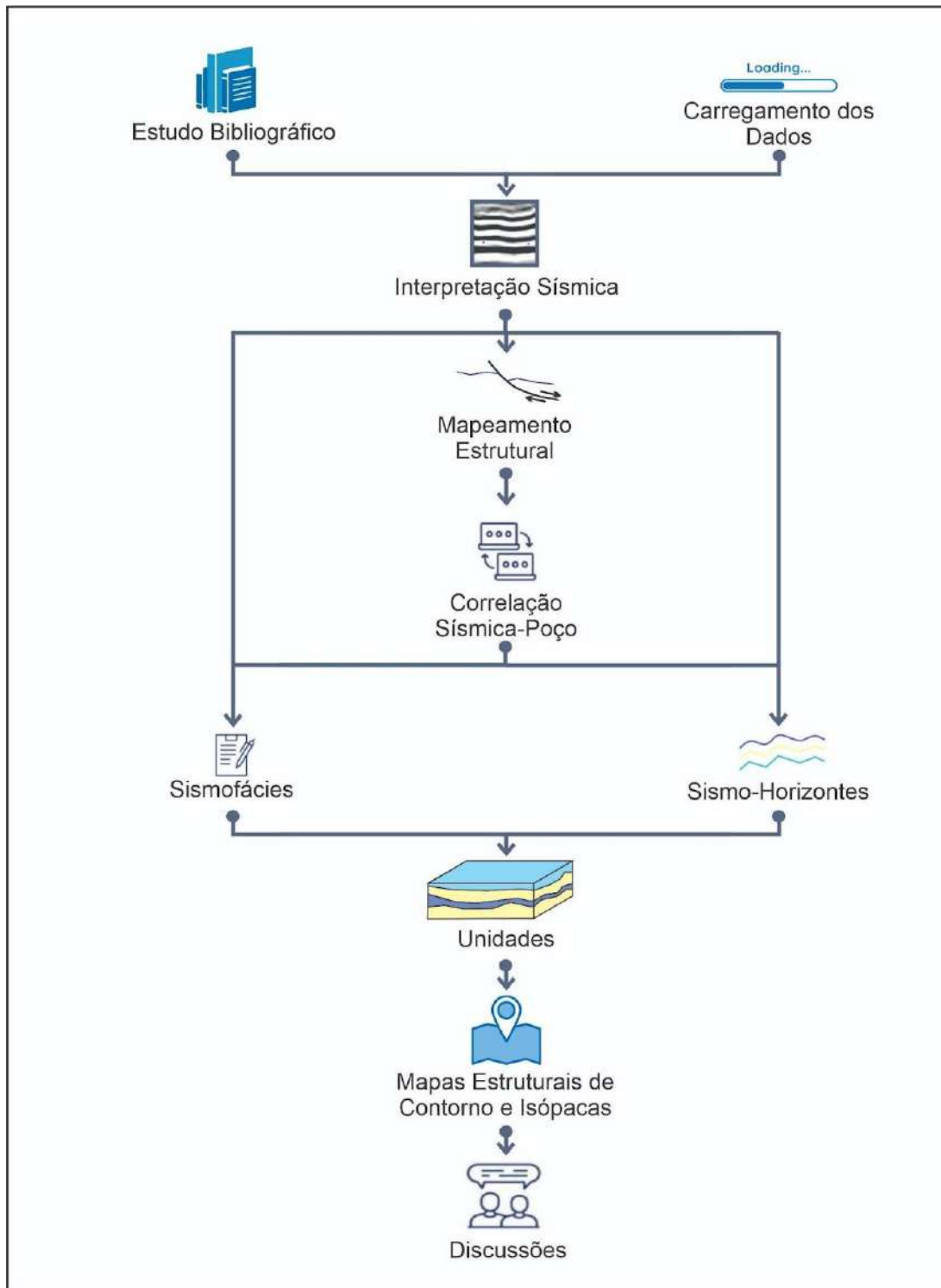


Figura 3 - Fluxograma das atividades realizadas durante o presente trabalho.

3.2.1 Estudo bibliográfico

Inicialmente, de modo a auxiliar nas interpretações do dado e de suportar as discussões do presente trabalho, foi feito um estudo bibliográfico tanto sobre a geologia da bacia de Campos, quanto a metodologia aplicada à interpretação sísmica e caracterização de sismofácies. Dentre a bibliografia estudada, os livros de Hart (2011) e Herron (2011), e o trabalho Mitchum *et al.* (1977a) forneceram o embasamento teórico para o mapeamento do BM-C-35. Winter *et al.* (2007) forneceram a carta estratigráfica da bacia de Campos utilizada como base teórica do presente estudo. Além disso, os trabalhos de Péron-Pinvidic *et al.* (2007), Gillard *et al.* (2016), Chenin *et al.*, (2021) e Amarante *et al.* (2023) foram fundamentais para a caracterização das unidades, elaboração das discussões e o entendimento da evolução tectonoestratigráfica da área de estudo.

3.2.2 Interpretação sísmica

O mapeamento das falhas e horizontes ocorreu de forma sistemática, com o “incremento” da malha de interpretação configurado em espaçamentos de 50 linhas, resultando na análise de em um total de 55 In-lines, de orientação leste oeste, e 63 cross-lines, de orientação norte e sul. O espaçamento da aquisição sísmica entre as linhas foi de 12,5 metros, o que configura um espaçamento final entre as seções interpretadas de 625 metros. Além disso, foram geradas linhas arbitrárias em outras direções, como por exemplo NW-SE, de modo a auxiliar no controle de qualidade da interpretação, proporcionando outras perspectivas das estruturas.

3.2.2.1 Mapeamento estrutural

O mapeamento estrutural foi feito tendo como objetivo mapear as falhas do intervalo Pré-Sal que controlam os principais depocentros da área de estudo. Neste caso, optou-se por realizar o mapeamento a partir de linhas arbitrárias NW-SE, de modo que as falhas pudessem ser analisadas o mais próximo possível do seu mergulho real.

Os domínios estruturais foram individualizados com base na morfologia das falhas, orientações predominantes, ângulos de mergulho e estruturação de baixos e altos estruturais. Além disso, os seus limites foram traçados ora seguindo a orientação de falhas presentes em zonas limitantes, ora com base nas curvas de nível. Após isso, foram gerados os estereogramas e diagramas de roseta para cada domínio estrutural.

3.2.2.2 Correlação sísmica-poço

O processo de amarração sísmica-poço é de suma importância para suportar as interpretações dos sismo-horizontes e unidades, uma vez que os dados de poços possuem uma melhor resolução vertical que o dado sísmico. No presente trabalho, a correlação sísmica-poço foi utilizada com o intuito de suportar a caracterização das sismofácies das unidades e correlacionar os dados petrofísicos e litológicos com os sísmicos.

Embora o levantamento do BM-C-35 já esteja no domínio de profundidade, a amarração sísmica-poço é fundamental, pois os dados sísmicos são adquiridos originalmente em tempo, e a conversão tempo-profundidade é feita por meio de algoritmos de processamento sísmico, que estão sujeitos a imprecisões. Tendo isso em vista, as profundidades dos dados de poços apresentam uma maior confiabilidade. O processo de amarração sísmica-poço foi feito em três etapas principais: 1) geração da relação tempo x profundidade no poço, 2) geração do sismograma sintético e 3) ancoragem do sismograma sintético.

1) No intuito de se iniciar o processo de amarração sísmica-poço, é necessário estabelecer uma relação tempo x profundidade no poço. Essa relação pode ser estabelecida através do perfil sônico (DT) ou *checkshot*. No presente estudo, optou-se pela utilização do perfil sônico. Como o dado já está no domínio profundidade, não há uma diferença significativa entre a utilização do *checkshot* ou DT.

2) O sismograma sintético é gerado com a finalidade de estimar a resposta sísmica da sucessão estratigráfica encontrada no poço (Hart, 2011). Desse modo, a resposta sísmica pode ser estimada com base nos perfis de densidade (RHOB), sônico, e na escolha de uma *wavelet* similar ao do dado utilizado. Neste caso, foi

adotada a *wavelet* analítica de Ricker (25 Hz). A *wavelet* analítica de Ricker (25 Hz) é a *wavelet* padrão adotada pelo *software* de interpretação, e ela não precisou ser alterada tendo a vista a sua ótima correlação com o volume sísmico utilizado. Na figura 4, pode-se visualizar o sintético gerado.

3) Após a geração do sismograma sintético, foi realizado um controle de qualidade do dado. Esse controle foi feito a partir da ancoragem do sismograma sintético (Figura 4). Esse processo foi dado por meio da amarração das principais amplitudes negativas e positivas presentes no sismograma sintético e na sísmica, de modo a reduzir a margem de erro da correlação dos dados. Além disso, o sismograma sintético também passou por um outro controle de qualidade a partir da coluna de *cross-correlation* (Figura 4). A *cross-correlation* representa a razão entre a similaridade do traço sísmico modelado e o dado sísmico real (Sheriff, 2002), de modo que seus valores variam entre 0 e 1. Portanto, valores próximos de 1 indicam uma maior confiabilidade da amarração, enquanto que próximos a 0 demonstram uma baixa qualidade de correlação. No caso do poço 6-TOT-1DP-RJS, foi possível obter um valor de 0,51 (Figura 4), enquanto no poço 1-BRSA-1007-RJS foi obtido um valor de 0,47, o que representa bons níveis de correlação.

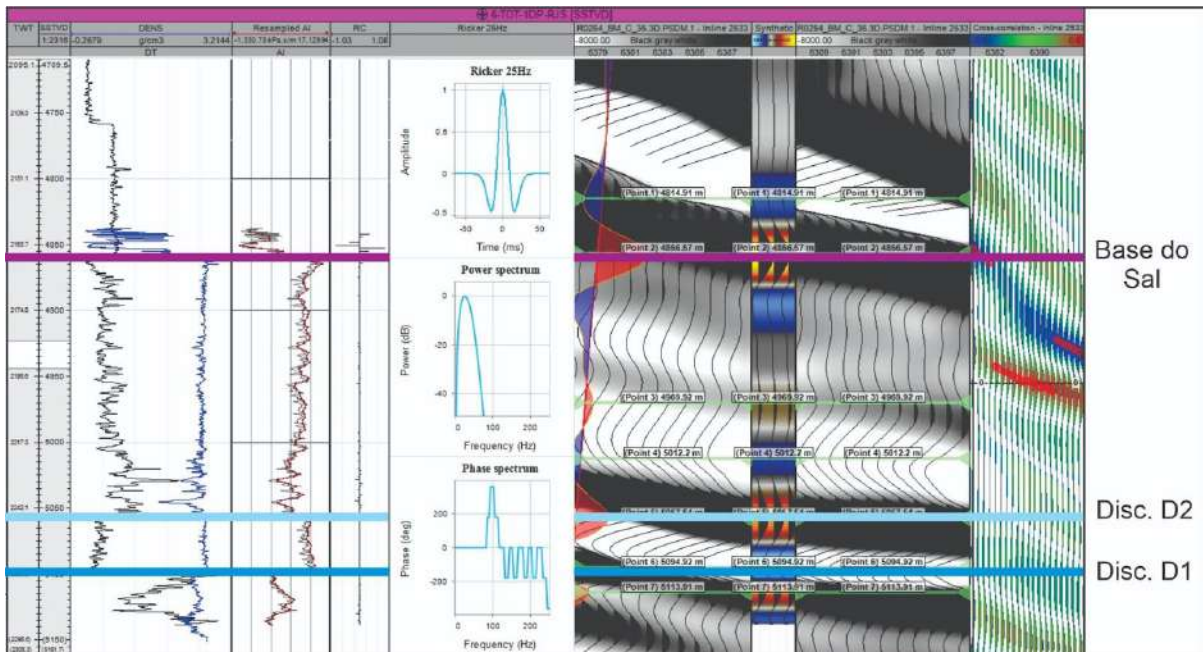


Figura 4 - Janela de calibração sísmica-poço do PETREL®, demonstrando a amarração realizada no poço 6-TOT-1DP-RJS e os horizontes mapeados.

3.2.2.3 Sismo-horizontes

A identificação dos principais sismo-horizontes foi baseada nos conceitos apresentados nos trabalhos de Vail *et al.* (1977) e Mitchum *et al.* (1977), avaliando-se características dos refletores, tais como: terminações de refletores (*onlaps*, *toplaps* e truncamentos erosivos), variações nos padrões de sismofácies acima e abaixo da superfície, e extensão lateral dos refletores ao longo da área de estudo. Definiu-se como o limite inferior o sismo-horizonte referente ao “topo do embasamento acústico”, a sua ocorrência foi avaliada a partir da análise de sismofácies caóticas a *reflection-free* e terminações em *onlap* contra o sismo-horizonte. Além disso, buscou-se identificar as principais discordâncias erosivas da área de estudo, que registram possíveis mudanças nas configurações tectônicas e deposicionais (Discordâncias D1, D2 e base do sal).

3.2.2.4 Sismofácies

Em paralelo ao mapeamento e identificação dos principais sismo-horizontes na área de estudo, foram realizadas a identificação e a classificação das sismofácies. As sismofácies foram analisadas a fim de suportar a caracterização e a compreensão genética das unidades. De acordo com Mitchum *et al.* (1977), as unidades de sismofácies são definidas como grupo de reflexões mapeáveis que apresentam parâmetros distintos das unidades adjacentes. A observação das sismofácies foi realizada apenas nas seções sísmicas apresentadas no trabalho e linhas arbitrárias consideradas representativas, e foi feita com base na análise de parâmetros de reflexão sísmica, tais como: configuração de refletores, continuidade, amplitude e frequência.

3.2.3 Unidades

A partir do mapeamento dos principais sismo-horizontes e da análise de sismofácies foi possível a classificação do intervalo de estudo em três unidades principais (unidades 1, 2a e 2b). As unidades foram determinadas com base na

análise de terminações de refletores, geometrias, sismofácies e na propagação de falhas no intervalo.

3.2.4 Mapas de contorno estrutural e isópacas

Ao final do mapeamento dos sismo-horizontes e definição das unidades, foram gerados os mapas de contorno estrutural para cada sismo-horizonte mapeado (Topo do embasamento, discordância D1, discordância D2 e base do sal), e os mapas de isópacas de cada unidade (Unidade 1, 2a e 2b).

4. RESULTADOS

4.1 Sismo-Horizontes

A partir da interpretação sísmica, foi possível realizar o mapeamento de quatro horizontes principais (Figura 6), da base para o topo: Topo do Embasamento Acústico, Discordância D1, Discordância D2 e Base do Sal.

4.1.1 Topo do Embasamento Acústico

O sismo- horizonte do topo do embasamento acústico é representado por um refletor de amplitude positiva com baixa continuidade lateral, e marcado por um alto controle estrutural (Figuras 5b e 6). O embasamento acústico engloba tanto as rochas do embasamento cristalino quanto as rochas magmáticas da Formação Cabiúnas, tendo em vista que não há um contraste de impedância acústica significativo entre essas unidades. Abaixo do topo do embasamento acústico são identificadas sismofácies caóticas a *reflection-free*. Já na porção noroeste são observadas um padrão de sismofácies com reflexões de baixa amplitude, esse padrão pode ser atribuído à ocorrência de múltiplas da superfície do topo do embasamento (Figura 6b).

Analisando o mapa de contorno estrutural do topo do embasamento acústico (Figura 5a), verifica-se que as profundidades variam entre 4500 e 7000 metros. A área de estudo possui um *trend* de falhas predominante NE-SW e NNE-SSW, com variações para N-S, E-W e ENE-WSW (Figura 5b). A sua estruturação é dada em uma série de *hemi-grabens* alongados de orientação NNE-SSW a NE-SW (Figura 5a), controlados por falhas normais sintéticas. A área de estudo é caracterizada pela configuração de um alto estrutural principal nas porções nordeste e noroeste, e altos segmentados em direção as porções mais à sul. Os altos estruturais possuem uma orientação predominante NNE-SSW a NE-SW na porção norte e passam a ter uma orientação N-S em direção a porção sul do BM-C-35.

4.1.1.1 Domínios Estruturais

A área de estudo foi dividida em quatro domínios estruturais: Oeste (DW), Sudeste (DSE), Nordeste (DNE) e Noroeste (DNW) (Figura 5c). Os limites destes domínios ora foram traçados seguindo a orientação de falhas, ora com base nas curvas de nível do mapa do embasamento.

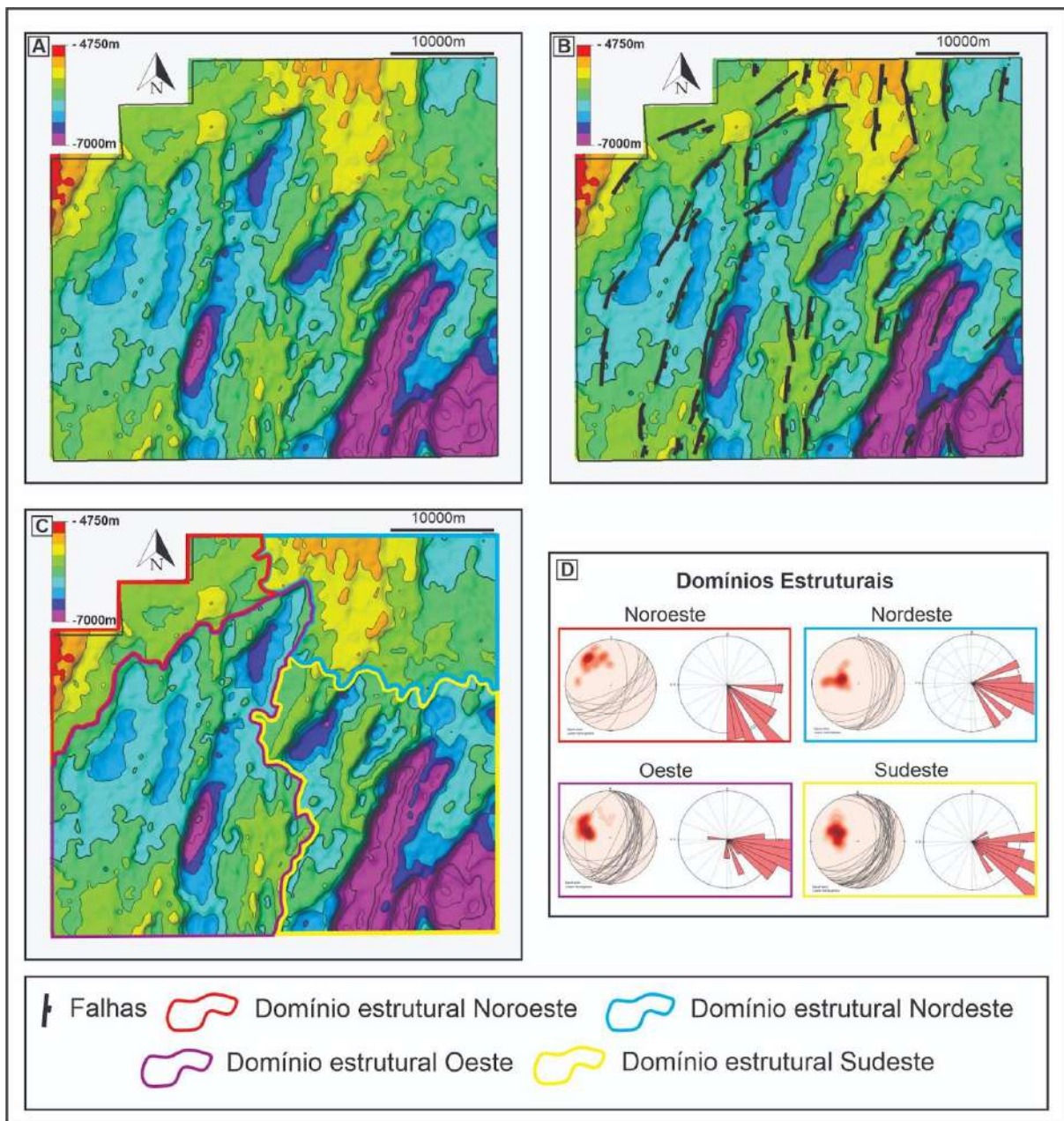


Figura 5 - (a) Mapa de contorno estrutural do topo do embasamento acústico, representando em cores quentes os altos estruturais, enquanto que em cores frias os baixos estruturais. (b) Mapa de contorno estrutural do topo do embasamento acústico com as principais falhas mapeadas na área de estudo, nota-se um trend

estrutural predominante NE-SW, e falhas sintéticas mergulhando para SE. (c) Mapa de contorno estrutural do topo do embasamento acústico com a divisão dos domínios estruturais. (d) Estereograma e diagrama de rosetas de cada domínio estrutural, mostrando, as orientações principais das falhas e direções de mergulho.

O domínio estrutural Oeste (DW) é caracterizado por falhas normais de orientação predominante NNE-SSW, e, subordinadas a elas, falhas NE-SW. As falhas mergulham majoritariamente para ESE, apresentando um mergulho médio de $47,9^\circ$ e um rejeito máximo de 1200 metros (Figura 5d). Em seção, a morfologia das falhas varia entre curvas e planares, e são identificados blocos rotacionados em dominó (Figura 5b). O ordenamento do domínio é marcado por calhas alongadas de orientação NNE-SSW a NE-SW (Figura 5c). Além disso, é possível notar uma segmentação *en echelon* em padrão *right-stepping* das falhas e dos baixos estruturais localizados na porção norte do domínio. De oeste para leste, é possível notar uma leve variação da orientação dos baixos estruturais de NNE-SSW para NE-SW.

O domínio Sudeste (DSE) é marcado por altos e baixos estruturais de *trend* NE-SW (Figura 5c). O seu arcabouço estrutural é caracterizado por falhas lítricas normais de orientação predominante NE-SW (Figuras 5d e 6b). Estas falhas mergulham sistematicamente para SE, com um ângulo de mergulho médio de $42,3^\circ$ (Figura 5d), e apresentam os maiores rejeitos da área de estudo, com um rejeito máximo de 1875 metros. Em seção, é possível verificar que estas falhas são responsáveis por rotacionar blocos e gerar *grabens* assimétricos. Elas controlam os principais baixos estruturais do DSE, que acomodam os maiores espessamentos da seção Pré-Sal na área do BM-C-35, ocorrendo depocentros com até 2,2 km de sedimentos.

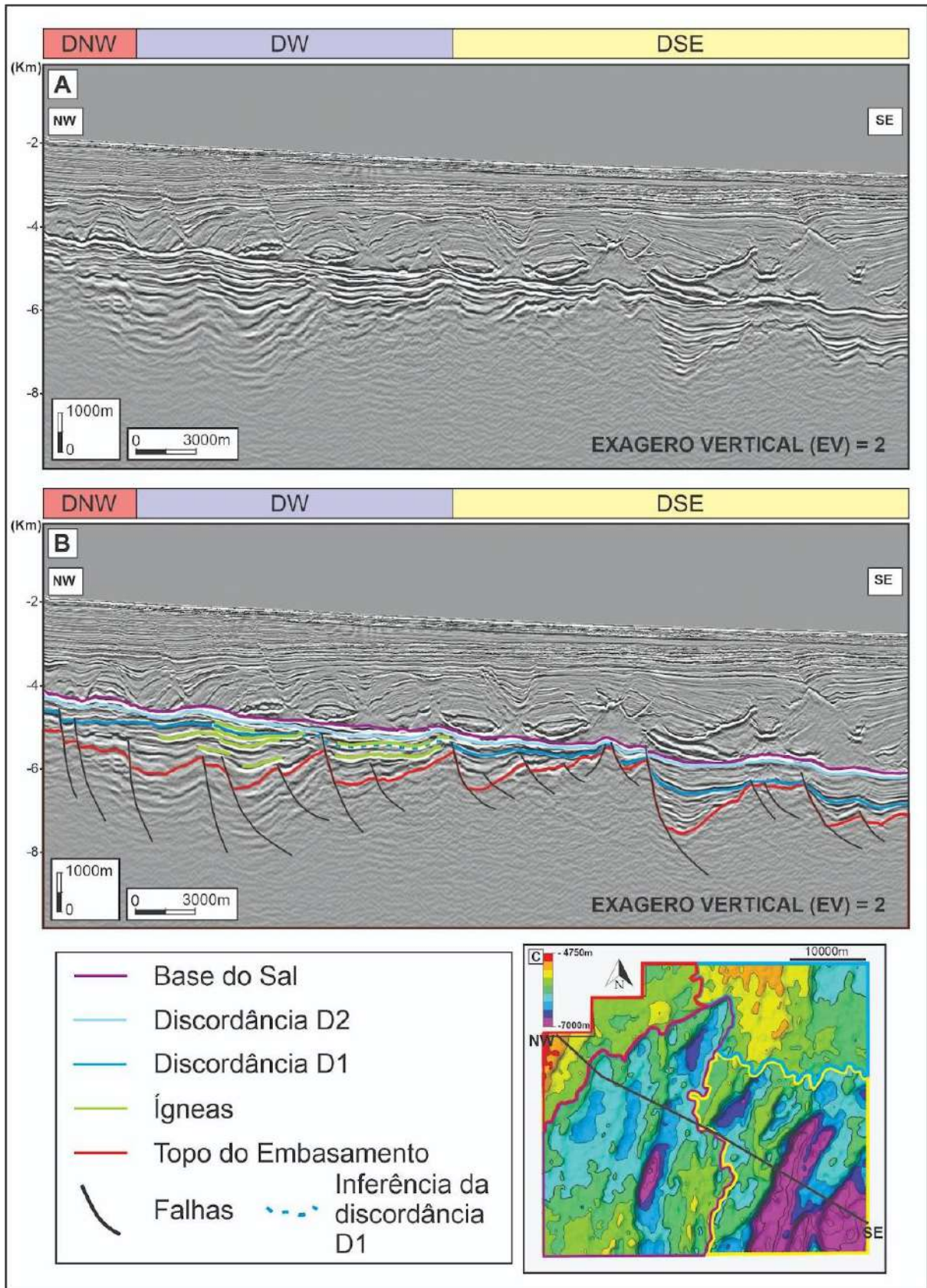


Figura 6 - (a) Seção sísmica NW-SE com a divisão dos domínios estruturais. (b) Seção sísmica NW-SE interpretada mostrando a divisão dos domínios estruturais, falhas, ígneas e superfícies mapeadas. Destaca-se a predominância de falhas planares em direção a NW, enquanto que na porção SE ocorrem majoritariamente

falhas lítricas. (c) Mapa de localização da linha sísmica NW-SE, com a divisão dos domínios estruturais.

O domínio estrutural Nordeste (DNE), situado em uma porção de alto estrutural, é caracterizado por falhas normais de orientação NNE-SSW a N-S (Figura 5d). Neste domínio, predominam falhas planares, as quais mergulham para E e SSE, com um ângulo de mergulho médio de $38,8^\circ$ e rejeito máximo de 800 metros (Figura 7b).

O domínio Noroeste (DNW) ocorre em uma região de alto estrutural. Nele predominam falhas normais de orientação E-W a ENE-WSW (Figura 5d). As falhas são caracteristicamente planares (Figuras 6b e 7b), mergulham predominantemente para S e SE, apresentam um ângulo de mergulho médio de $58,8^\circ$ e um rejeito máximo de aproximadamente 1100 metros. Em seção, pode-se observar blocos em padrão dominó (Figura 6b).

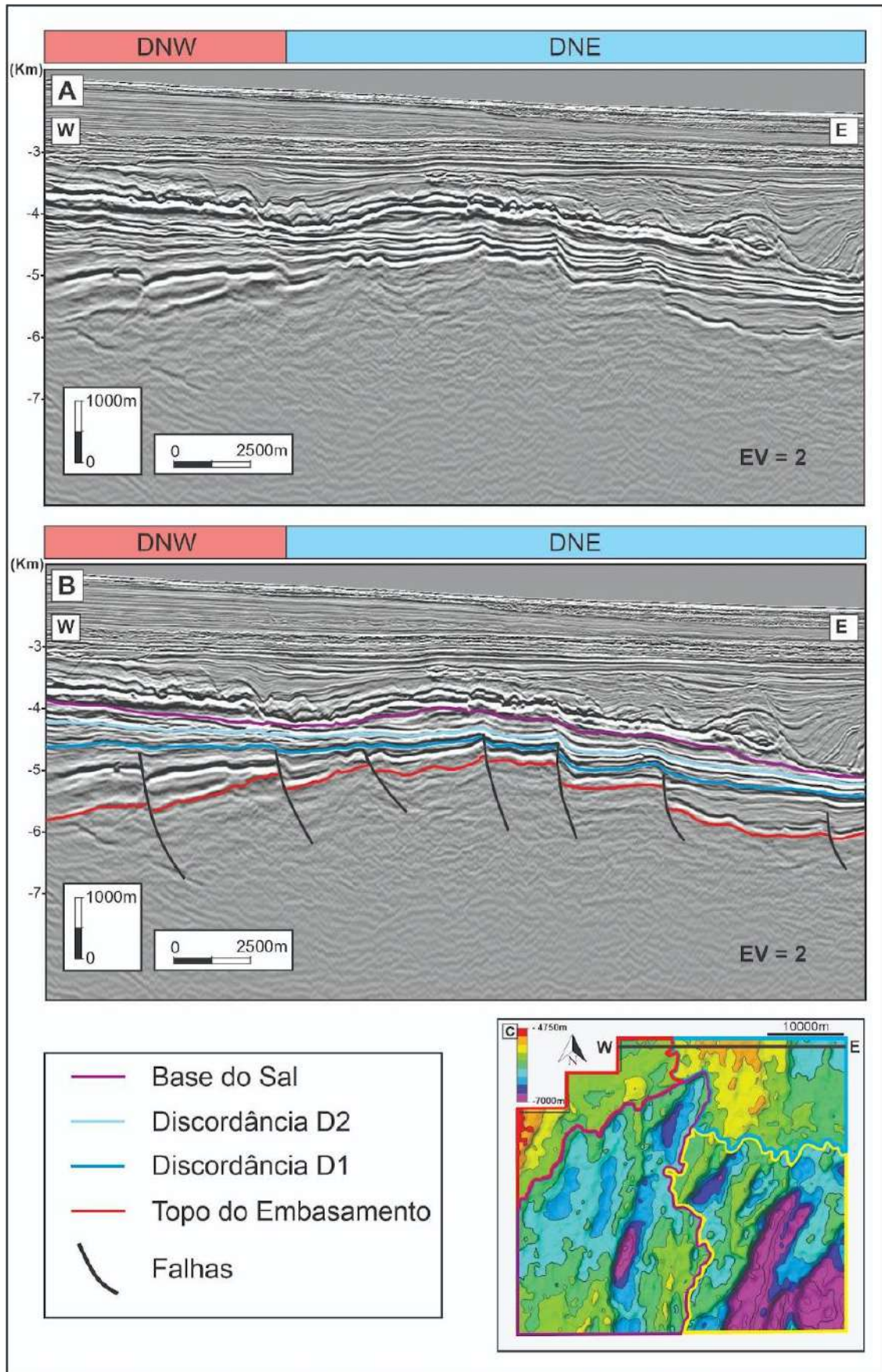


Figura 7 - (a) Seção sísmica W-E não interpretada com a divisão dos domínios estruturais. (b) Seção sísmica W-E interpretada mostrando a divisão dos

domínios estruturais, falhas e horizontes mapeados. (c) Mapa de localização da linha sísmica W-E, com a divisão dos domínios estruturais, falhas e horizontes mapeados. (c) Mapa de localização da linha sísmica W-E, com a divisão dos domínios estruturais.

4.1.2 Discordância D1

A discordância D1 é caracterizada como uma discordância erosiva representada por um refletor de amplitude negativa com boa continuidade lateral ao longo da área de estudo (Figura 6). O seu caráter erosivo é observado principalmente nas áreas próximas aos altos estruturais, onde refletores sísmicos subjacentes terminam em truncamentos erosivos contra a discordância D1 (Figuras 8a, 8b e 8d). Em direção a região sudeste do BM-C-35, há pontos de deformação da discordância (Figuras 8b, 8c, 8d e 8f).

Através da correlação sísmica-poço, observou-se que a Discordância D1 registra uma redução dos valores nas curvas do DT e um aumento nos perfis densidade e *gamma-ray* em direção às camadas sobrejacentes a discordância (Figuras 10a e 10b).

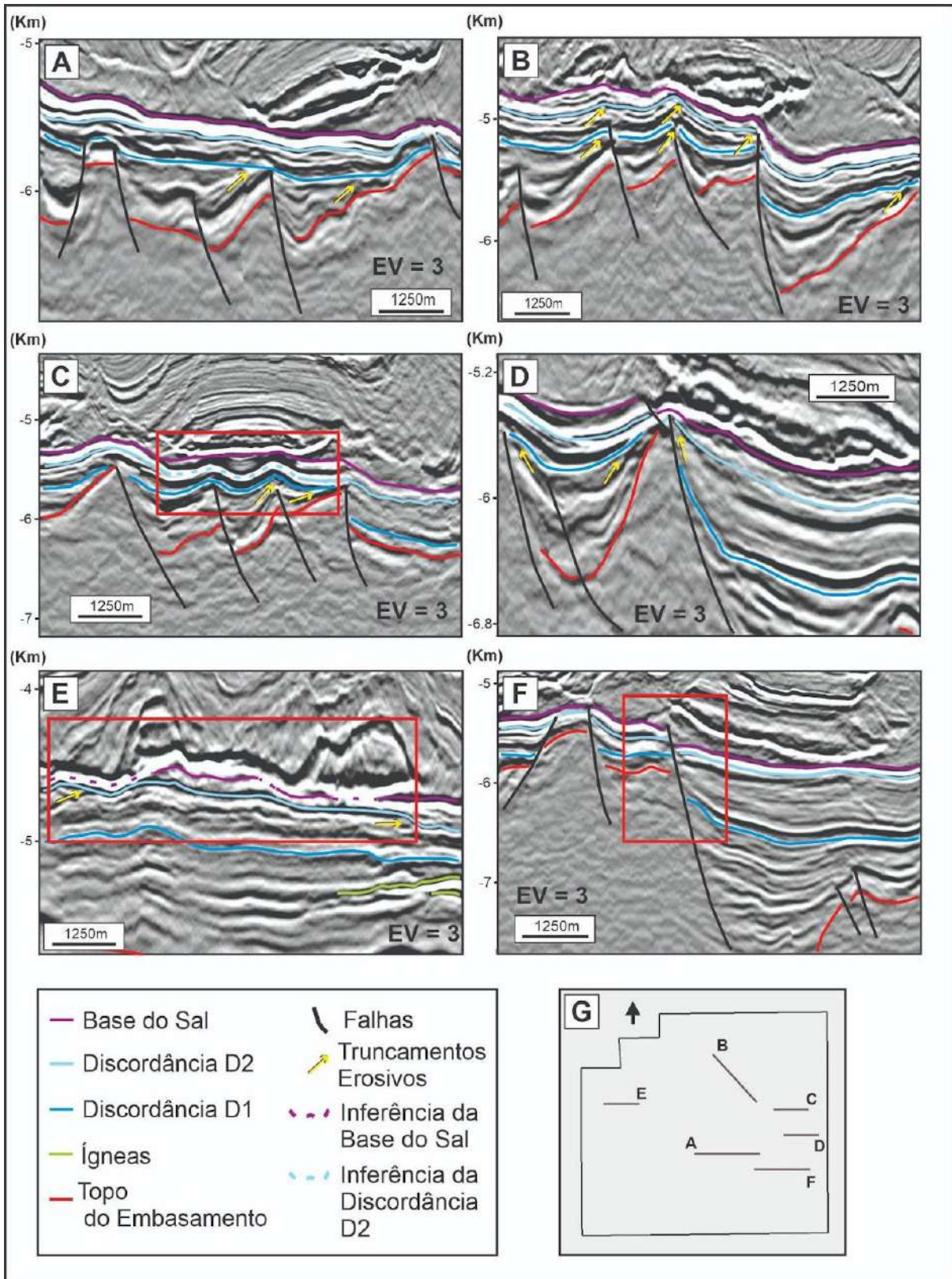


Figura 8 - Detalhes de seções sísmicas com os horizontes mapeados e principais truncamentos erosivos (setas amarelas). (a) Detalhe de seção W-E mostrando os horizontes e falhas mapeados. (b) Detalhe de seção NW-SE mostrando os horizontes e falhas mapeadas deformando a discordância D1. (c) Detalhe de seção W-E mostrando os horizontes e falhas mapeadas. Quadrado vermelho evidenciando

a ocorrência do efeito *tunning* na discordância D2. (d) Detalhe de seção W-E com horizontes e falhas mapeadas. A seta amarela aponta a terminação da discordância D2 contra a base do sal. (e) Detalhe de seção sísmica E-W, quadrado vermelho destaca a mudança de polaridade da superfície da base do sal. (f) Detalhe de seção sísmica W-E, o quadrado vermelho destaca um ponto que a falha deforma os horizontes da base do sal, D2 e D1. Além disso, em direção ao bloco baixo, a discordância D2 aparece como uma paraconformidade. (g) Mapa de localização dos detalhes de seções sísmicas. As setas amarelas foram representadas nas figuras (a), (b), (c), (d) e (e) para destacar os truncamentos erosivos contra as discordâncias D1, D2 e base do sal.

A partir do mapa de contorno estrutural da discordância D1 (Figura 9a), nota-se que as profundidades do sismo-horizonte variam entre 4750 e 6600 metros. Observa-se um alto estrutural na porção noroeste de orientação principal NE-SW, e altos menores de *trend* NNE-SSW e N-S a medida que se avança para a porção sul. Os baixos estruturais principais ocorrem na região sudeste, e são alongados e curvos de orientação preferencial NNE-SSW (Figura 9b). Além disso, é possível notar a influência de falhas do embasamento, sobretudo na área central e sudeste do BM-C-35 (Figura 9b). A orientação dessas falhas varia de N-S, na porção sul, para NNE-SSW na central e sudeste (Figura 9b).

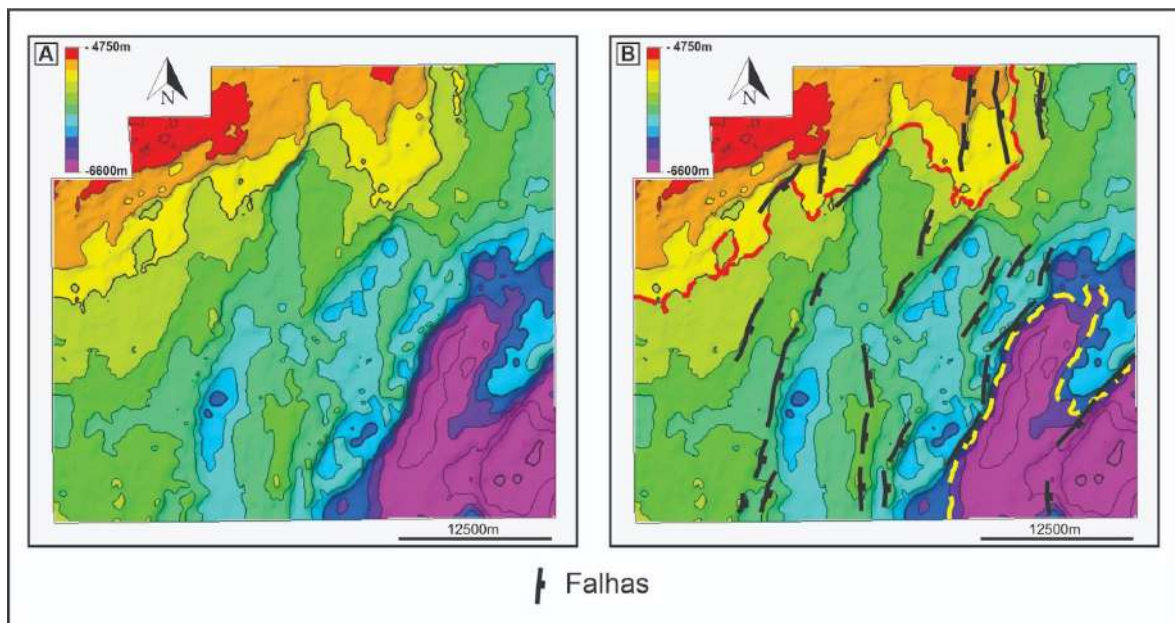


Figura 9 - (a) Mapa de contorno estrutural da discordância D1, representando os altos estruturais em cores quentes e os baixos estruturais em cores frias. (b) Mapa de contorno estrutural da discordância D1 retratado com as falhas que a deformam. Além disso, destaca-se por meio da linha tracejada vermelha o alto estrutural da porção noroeste do BM-C-35, e, pela linha tracejada amarela, os baixos estruturais de orientação NE-SW da porção sudeste.

4.1.3 Discordância D2

A discordância D2 foi definida por uma série de truncamentos erosivos, e foi mapeada principalmente por meio de um refletor de amplitude positiva, com valores médios a altos (Figuras 8b e 8e). O caráter erosivo da superfície se torna ainda mais evidente próximo aos altos estruturais, onde os refletores subjacentes terminam em truncamento erosivo contra a discordância D2 (Figura 8b). Em direção aos baixos estruturais da região sudeste da área, a superfície aparece como uma paraconformidade (Figuras 8d, 8f e 8b).

Na porção centro-oeste o refletor da discordância D2 sofre efeito *tunning*, ocasionado pelo afinamento da camada de mapeamento, e por consequência alterando a sua resposta sísmica (Herron, 2011) (Figuras 8c). Nessas áreas a discordância D2 foi mapeada a partir de um refletor de amplitude negativa.

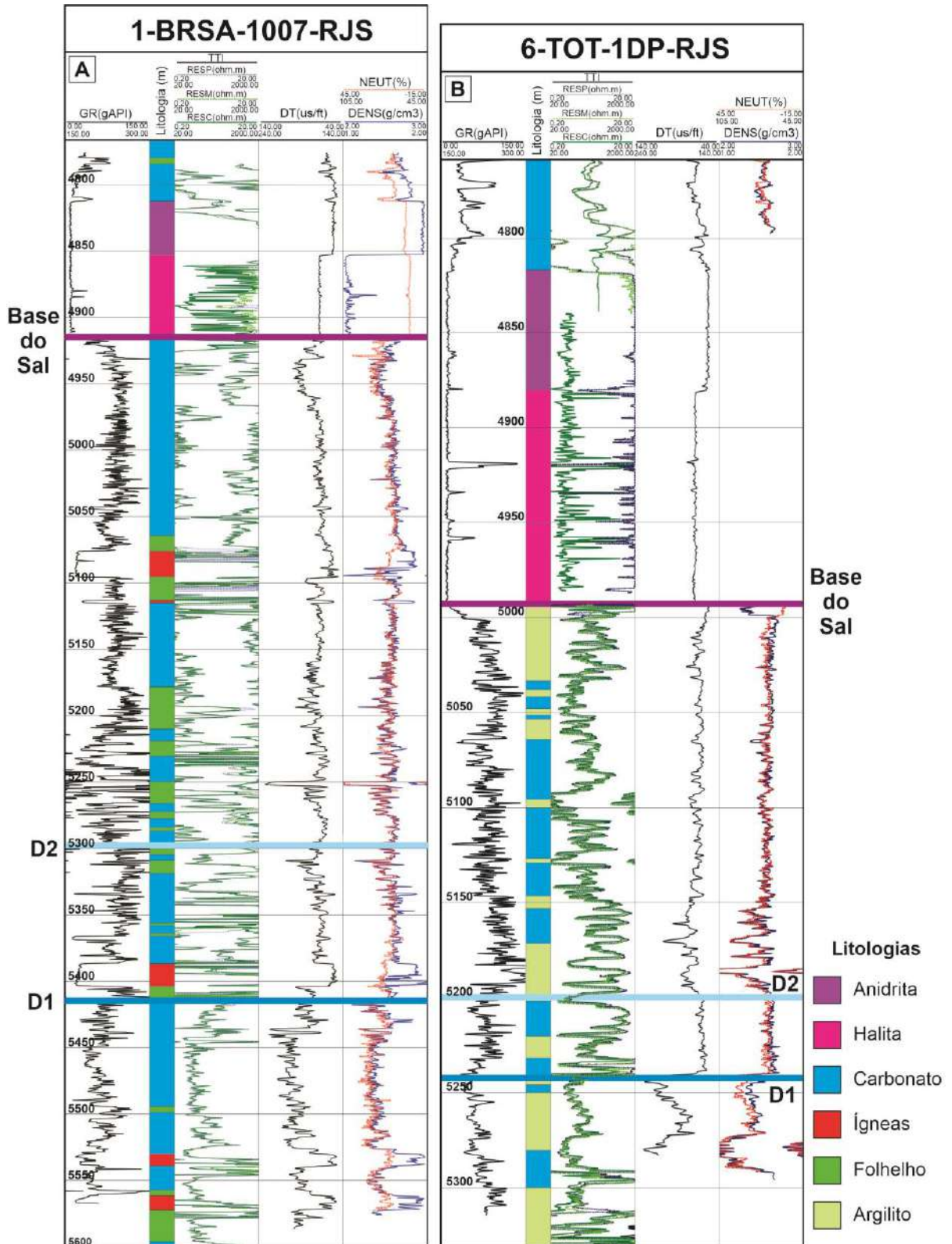


Figura 10 - (a) Perfil composto do poço 1-BRSA-1007-RJS. (b) Perfil composto do poço 6-TOT-1DP-RJS. Ambos os poços foram representados com os perfis petrofísicos (Gamma-ray (GR), Resistividade (RES), Sônico (DT), Neutrão (NEUT) e Densidade (DENS)) e sismo-horizontes mapeados.

Através da correlação sísmica-poço, observou-se que o horizonte marca um leve aumento das curvas do *gamma-ray*, e uma redução da densidade e velocidade em direção às camadas subjacentes à discordância (Figuras 10a e 10b).

O mapa de contorno estrutural da discordância D2 demonstra que as profundidades variam entre 4200 e 6200 metros (Figuras 11a e 11b). Identifica-se a influência de falhas do embasamento na estruturação de altos e baixos estruturais nas regiões sudeste, central e norte da área de estudo (figura 11b). Estas falhas apresentam um *trend* preferencial N-S nas porções norte e sul do BM-C-35, enquanto que assumem um padrão NNE-SSW a NE-SW na porção central e sudeste. Ademais, nota-se uma configuração do mapa de contorno estrutural da discordância D2 similar ao do mapa de contorno estrutural da discordância D1, onde se observa um alto estrutural principal de orientação principal NE-SW na região noroeste, e baixos estruturais alongados e curvos de orientação NNE-SSW em direção à região sudeste (Figura 11b).

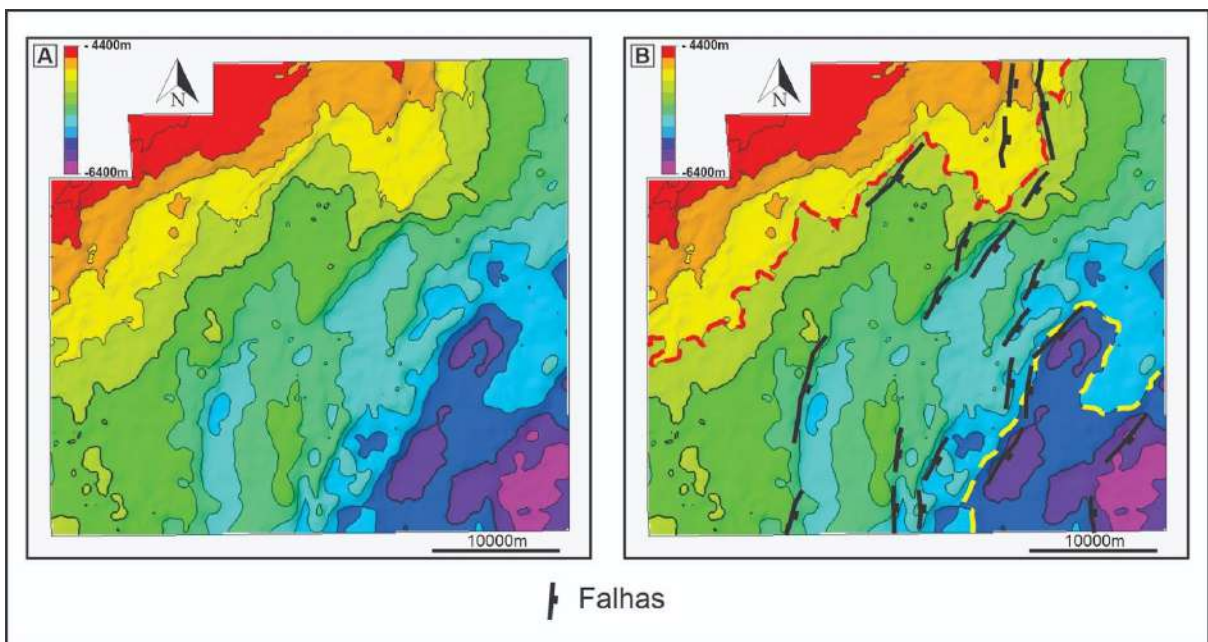


Figura 11 - (a) Mapa de contorno estrutural da discordância D2, representando os altos estruturais em cores quentes e os baixos estruturais em cores frias. (b) Mapa de contorno estrutural da discordância D2 com as indicações das falhas que a deformam. Além disso, destaca-se por meio da linha tracejada vermelha o alto estrutural NE-SW da porção noroeste da área, e, pela linha tracejada amarela, os baixos estruturais de orientação NNE-SSW da porção sudeste.

4.1.4 Base do Sal

O horizonte da base do sal é representado por altas amplitudes positivas (Figura 8a), entretanto, na porção noroeste o refletor sísmico sofre inversão de polaridade do sinal, apresentando amplitudes negativas (Figura 8e). Este refletor apresenta uma boa continuidade ao longo da área de estudo. A base do sal é pouco deformada, com exceção nas porções sul e sudeste onde há pontos em que se nota falhas do embasamento arqueando ou deslocando o sismo-horizonte da base do sal (Figuras 8a e 8f). As terminações de refletores contra a base do sal se dão na forma de discordâncias erosivas (Figura 8d).

No poço 1-BRSA-1007-RJS, a superfície marca o contato entre carbonatos e evaporitos (halita), e no poço 6-TOT-1DP-RJS o contato ocorre entre argilitos e evaporitos (halita) (Figura 10b). O perfil de densidade sofre uma redução em direção ao intervalo evaporítico no poço 1-BRSA-1007-RJS, enquanto que no poço 6-TOT-1DP-RJS o intervalo não foi perfilado com o perfil densidade. Quanto ao perfil sônico (DT), o poço 6-TOT-1DP-RJS registra uma diminuição das velocidades em direção a Fm. Retiro, e, em contrapartida, o poço 1-BRSA-1007 constata um leve aumento das velocidades em direção ao sal (Figura 10a).

Analisando o mapa de contorno estrutural da Base do Sal (Figura 12a), nota-se que as profundidades variam entre 4000 e 6000 metros. Identifica-se uma influência de falhas do embasamento nas porções sul e centro-leste do mapa. Além disso, estas falhas apresentam uma mudança de *trend* de N-S na porção sul para NE-SW na região centro-leste. O mapa revela variações topográficas menores que os mapas dos horizontes subjacentes. No entanto, ele segue um comportamento similar ao dos mapas de contorno estrutural do embasamento e discordâncias D1 e D2, com a configuração de um alto estrutural de direção NE-SW na porção noroeste e baixos estruturais alongados e curvos de orientação NNE-SSW na região sudeste (Figura 12b).

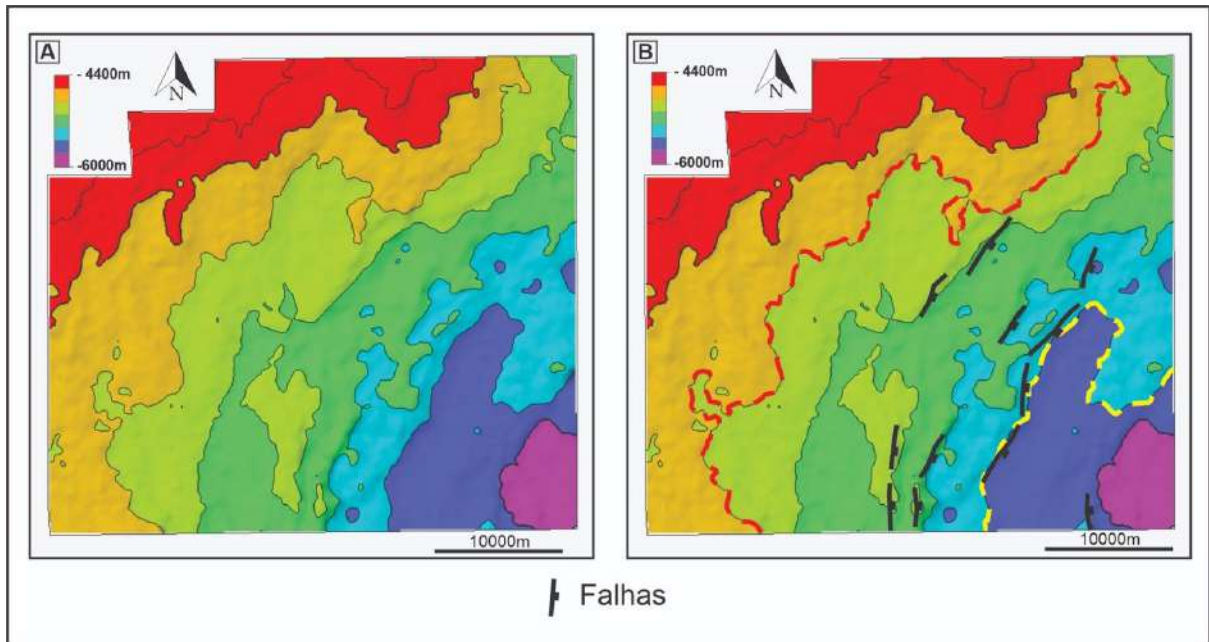


Figura 12 - (a) Mapa de contorno estrutural da base do sal, representando os altos estruturais em cores quentes e os baixos estruturais em cores frias. (b) Mapa de contorno estrutural da base do sal exibindo as falhas com influências nas estruturas do mapa. Além disso, destaca-se por meio da linha tracejada vermelha o alto estrutural da porção noroeste da área, e, pela linha tracejada amarela, os baixos estruturais de orientação NE-SW da porção sudeste.

4.2 Unidades

4.2.1 Unidade 1

A unidade 1 é limitada na base pelo horizonte do topo do embasamento acústico, e, no topo, pela discordância D1. A sedimentação desse intervalo ocorre em baixos de orientação NE-SW e NNE-SSW, onde os refletores da unidade terminam em *onlap* contra a superfície do embasamento acústico (Figura 13). Na porção sudeste e central a unidade apresenta pacotes de geometria em forma de cunha, que se espessam em direção ao plano da falha, e o seu preenchimento é marcado por refletores subparalelos, divergentes, e arqueados pela ação da falha (Figura 13b). Em direção a porção noroeste, a unidade passa a ter a predominância de refletores paralelos a subparalelos, falhados e arqueados pela ação de falhas do embasamento (Figura 13b), podendo apresentar padrões divergentes restritos às porções basais.

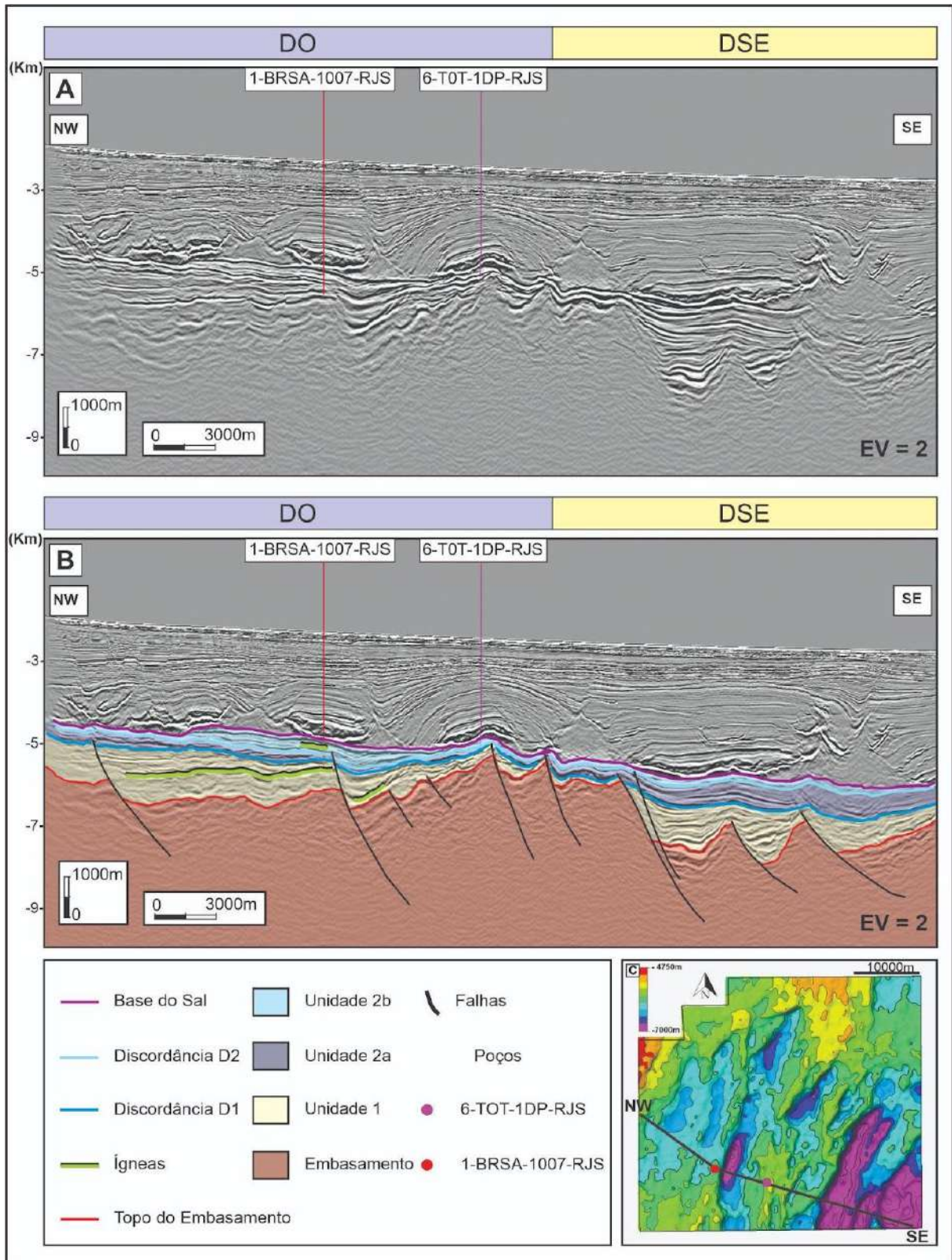


Figura 13 - (a) Seção sísmica arbitrária dip NW-SE com os poços perfurados na área de estudo. (b) Seção sísmica dip NW-SE interpretada, mostrando os dois poços utilizados, horizontes sísmicos, ígneas e falhas geológicas interpretadas no intervalo de estudo. (c) Mapa de contorno estrutural do embasamento com o posicionamento da linha arbitrária NW-SE e a localização dos poços.

No poço 1-BRSA-1007-RJS é possível notar que a unidade 1 é composta pela intercalação de carbonatos, folhelhos e ígneas, onde na base há uma maior predominância de folhelhos e ígneas, enquanto que, em direção ao topo, os carbonatos predominam (Figura 14a). Os intervalos de carbonatos e folhelhos apresentam respectivamente até 50 e 20 metros de espessura, já as ígneas ocorrem em pacotes de aproximadamente 10 metros. As litologias são representadas por refletores de amplitudes médias a altas, arqueados pela ação da falha próxima a locação do poço (Figura 14b). As curvas do DT seguem um padrão serrilhado, com vagarosidades médias de 100 us/ft e reduções nas curvas para 50 us/ft correspondentes às ígneas. O perfil densidade exibe valores médios de 2,4 g/cm³, e, associados às intrusões ígneas, há uma separação entre as curvas dos perfis de densidade e neutrão, com picos de até 2,9 g/cm³. O perfil *gamma-ray* (GR) revela um padrão em *cleaning-up*, com picos na base de até 140 gAPI em folhelhos, e vales no topo de 40 gAPI em calcilutitos.

Por outro lado, no 6-TOT-1DP-RJS, a unidade 1 é caracterizada por intervalos de até 30 metros de argilitos, intercalados com intervalos menos espessos de carbonatos (<2,5m) (Figura 15a). Essas litologias são expressas na sísmica por um refletor com alta amplitude negativa e contínuo (Figura 15b). Em direção a porção não atingida pela perfuração, são observadas reflexões de baixa a alta amplitude, descontínuas, e deformadas pela ação da falha próxima ao poço (Figura 15b). O perfil sônico exibe valores maiores associados às camadas carbonáticas (~110 us/ft) e menores aos argilitos (~80 us/ft). O perfil densidade aponta um valor médio de 2,1 g/cm³ para o intervalo, onde, associado a carbonatos, pode atingir até 1,9 g/cm³. O GR abrange uma radioatividade média de 85 gAPI, com valores máximos de 110 gAPI nos argilitos (Figura 15a).

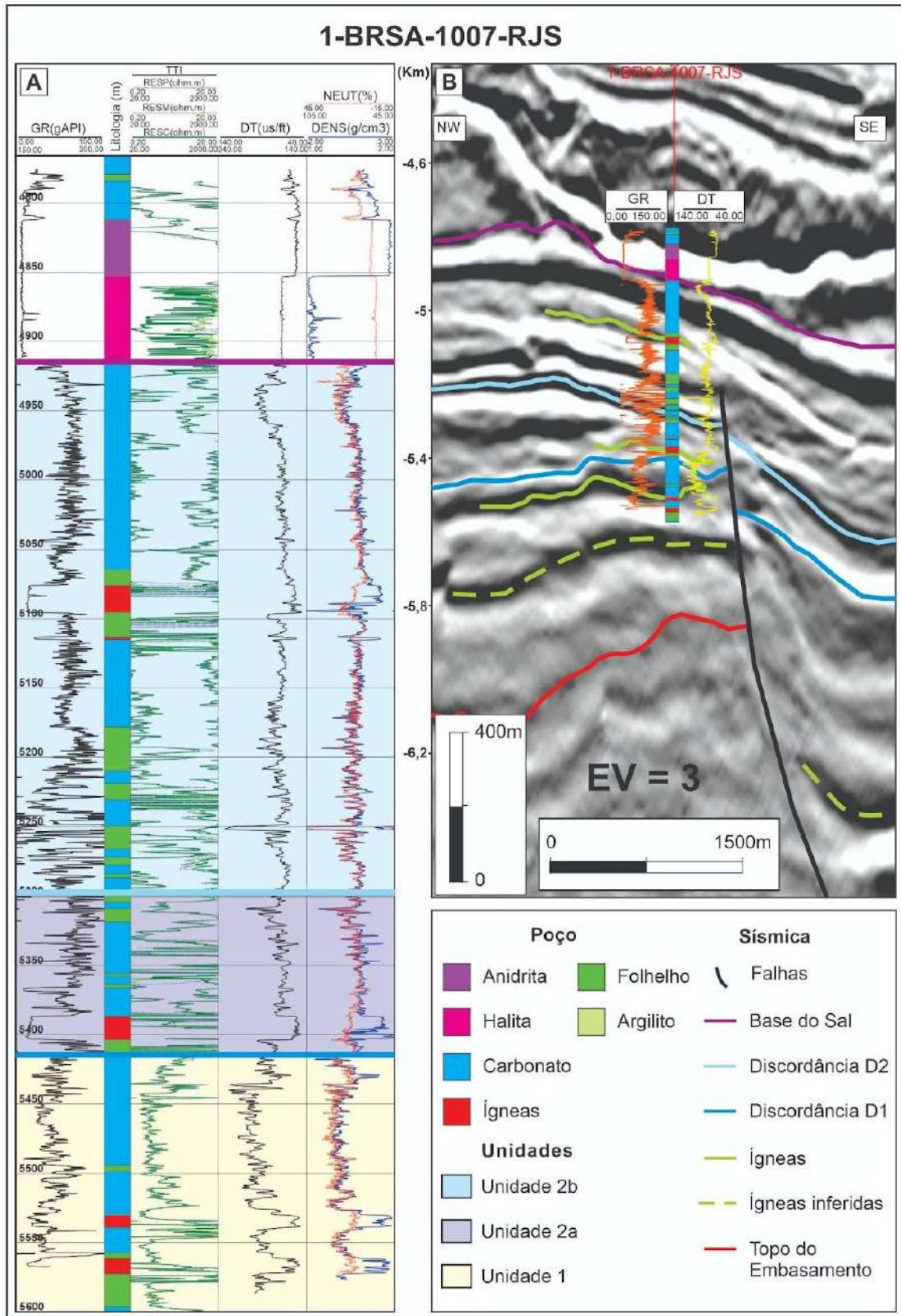


Figura 14 - (a) Perfil composto do poço 1-BRSA-1007-RJS e os perfis petrofísicos *Gamma-ray* (GR), Resistividade (RES), Sônico (DT), Neutrão (NEUT) e Densidade (DENS). Além disso, foram representadas no perfil composto as discordâncias e unidades mapeadas. (b) Detalhe da seção sísmica arbitrária NW-SE da figura

13 com foco na área próxima do poço 1-BRSA-1007-RJS. Na sismica foram representados o perfil composto com os perfis DT e GR, sismo-horizontes, ígneas e falhas mapeadas.

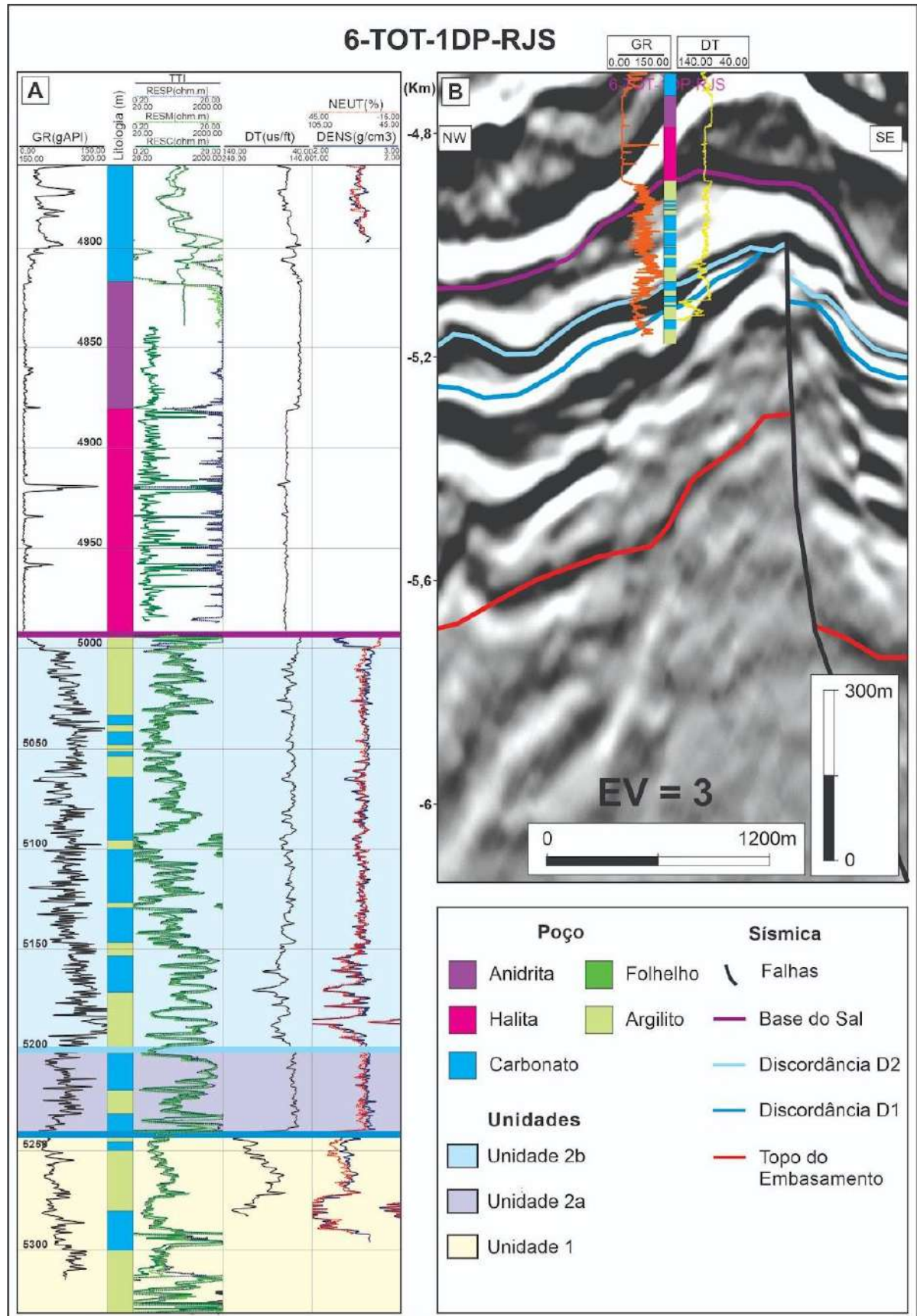


Figura 15 - (a) Perfil composto do poço 6-TOT-1DP-RJS e os perfis petrofísicos *Gamma-ray* (GR), Resistividade (RES), Sônico (DT), Neutrão (NEUT) e Densidade

(DENS). Além disso, foram representadas no perfil composto as discordâncias e as unidades mapeadas. (b) Detalhe da seção sísmica arbitrária NW-SE da Figura 13 com foco na área próxima do poço 6-TOT-1DP-RJS. Na sísmica foram representados o perfil composto com os perfis DT e GR, sismo-horizontes e falha mapeada.

O mapa de isópacas (Figura 16) constata que a unidade 1 pode alcançar até 1800 metros de espessura. A unidade ocorre de maneira mais espessa nas porções noroeste e centro-oeste da área de estudo, com espessuras variando entre 800 a 1800 metros. É possível verificar os espessamentos seguindo a orientação dos principais baixos estruturais em *echelon*, que mudam a sua orientação de NNE-SSW para NE-SW em direção a leste. Sentido à porção sudeste, nota-se uma tendência de adelgaçamento da unidade, chegando a revelar pontos de não deposição ou erosão, porém também são observados espessamentos pontuais seguindo uma orientação NE-SW. Além disso, constata-se que os principais espessamentos na porção noroeste se dão em direção a porção central dos baixos estruturais, em contrapartida, nas porções sudeste e centro-oeste estes espessamentos se dão direção a borda de falha (Figura 16b).

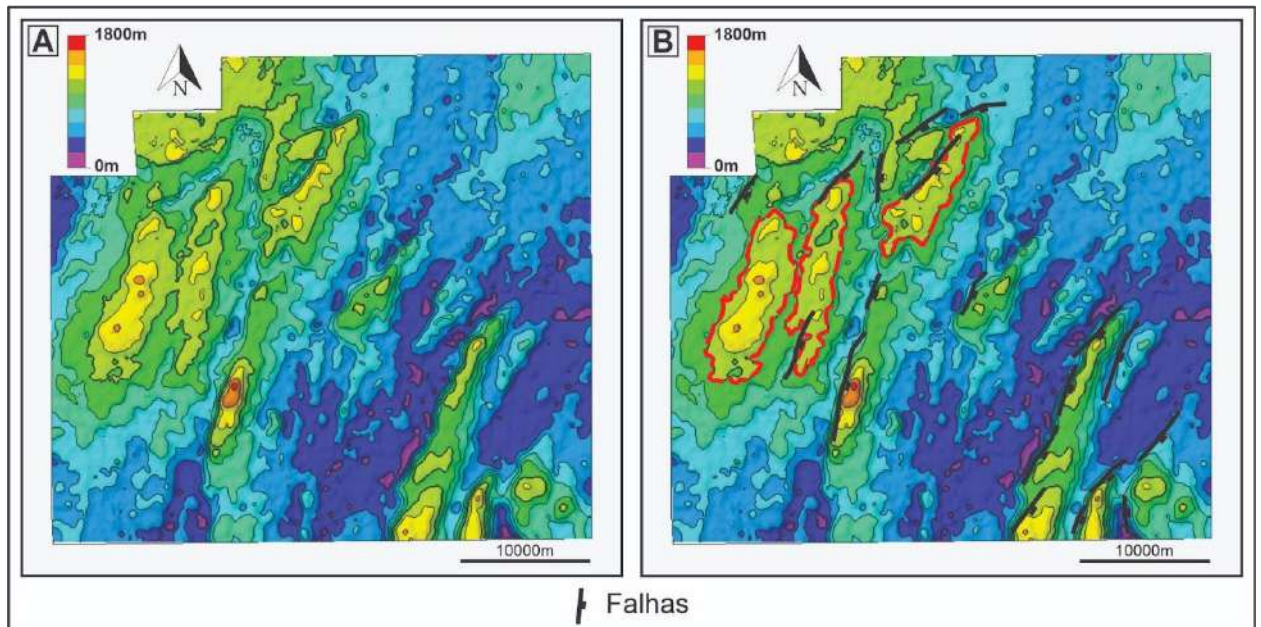


Figura 16 - (a) Mapa de isópacas da unidade 1. (b) Mapa de isópacas da unidade 1 representado com as falhas associadas aos principais espessamentos. A linha pontilhada vermelha destaca os espessamentos seguindo a orientação dos baixos estruturais *en echelon*.

4.2.2 Unidade 2a

A unidade 2a é limitada na base pela discordância D1, e, no topo, pela discordância D2. No intervalo, são identificados refletores paralelos a subparalelos, de amplitudes baixas a altas (Figuras 8a e 13). Ademais, há pontos onde se observa as falhas se propagando na unidade, deformando e arqueando os refletores (Figura 14b). Nos baixos estruturais há refletores que terminam em *onlap* contra a discordância D1 (Figuras 8b e 8d). Por outro lado, nos altos estruturais a unidade tende a ser erodida, e são observados truncamentos erosivos com a discordância D2 (Figura 8b e 13b).

No poço 1-BRSA-1007-RJ, a unidade 2a é caracterizada pela intercalação de carbonatos e folhelhos. Na porção basal é identificada uma ígnea de aproximadamente 18 metros de espessura (Figura 14a). Na correlação com a sísmica, é possível notar refletores deformados e descontínuos próximo a falha, por outro lado, em direção a NW, os horizontes apresentam uma melhor continuidade lateral (Figura 14b). As curvas do perfil sônico e densidade exibem um padrão serrilhado ao longo da unidade, com valores médios de, respectivamente, 70 us/ft e 2,6 g/cm³. Os carbonatos da unidade 2a demonstram um significativo aumento nos valores de velocidade quando comparados aos da unidade 1. Os valores mais altos das curvas DT são identificados relacionados aos folhelhos (100 us/ft), enquanto que os menores valores às intrusões ígneas (60 us/ft). No perfil do GR, observa-se um valor médio de 115 gAPI, e picos na ordem de 150 gAPI associados aos folhelhos.

No poço 6-TOT-1DP-RJS, identifica-se que a unidade 2a é composta predominantemente por carbonatos (Figura 15a). A unidade é expressa na sísmica por altas amplitudes, contínuas e arqueadas pela ação da falha (Figura 15b). O perfil sônico segue um padrão em caixa, onde é registrada uma vagarosidade média de 60 us/ft. O perfil densidade segue um padrão similar ao do perfil sônico, com uma densidade média de 2,6 g/cm³. O perfil do GR exhibe um padrão em *dirtying-up*, com uma radioatividade natural na base de 45 gAPI, enquanto que no topo, são identificados picos de até 120 gAPI (Figura 15a).

O mapa de isópacas da unidade 2a revela uma distribuição de espessuras mais homogênea ao longo das porções norte, central e oeste do BM-C-35, onde possui uma espessura média de 200 metros e, em determinados pontos, atinge uma espessura máxima de 600 metros. Na região sudeste, a unidade apresenta um espessamento em direção aos depocentros dos baixos estruturais do domínio SE. Nesta porção a unidade 2a possui uma espessura média de 500 metros de seção, podendo atingir até 700 metros nas porções centrais (Figura 17). Além disso, é possível verificar que os espessamentos e adelgaçamentos da unidade 2a seguem uma orientação principal NNE-SSW, na porção oeste, a NE-SW, nas porções norte e sudeste.

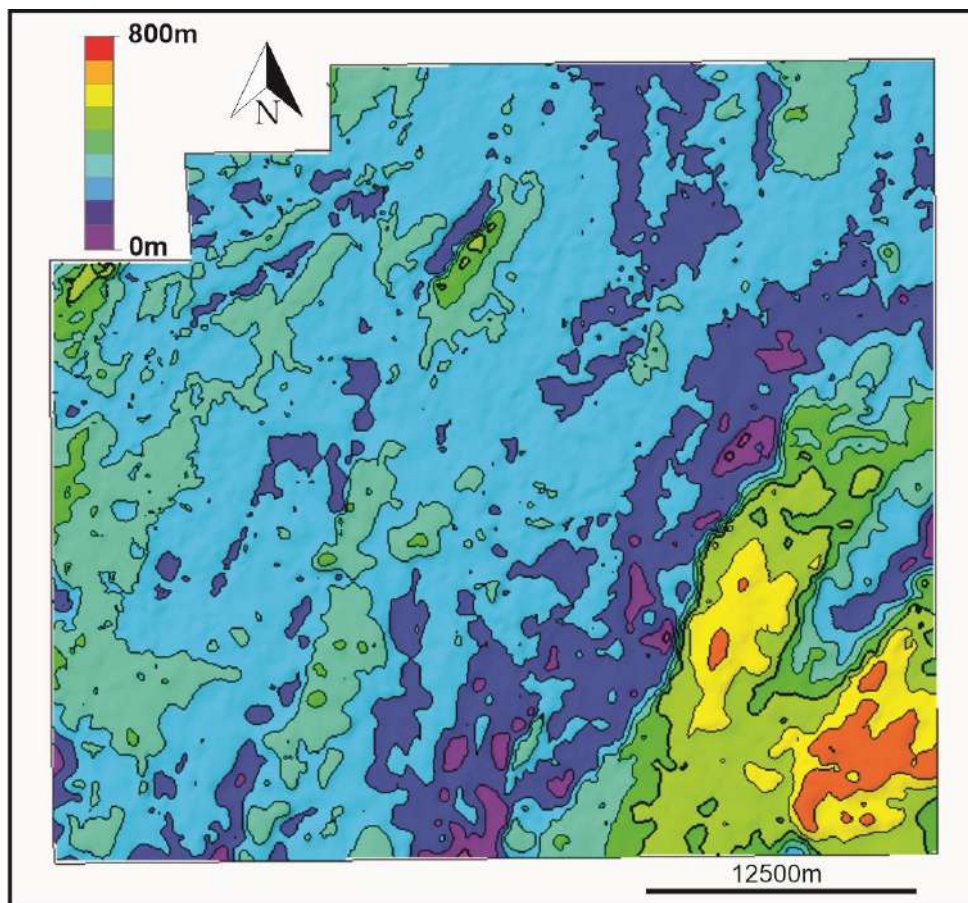


Figura 17 - Mapa de isópacas da unidade 2a.

4.2.3 Unidade 2b

A unidade 2b é limitada na base pela discordância D2 e no topo pela base do Sal. O intervalo é marcado por refletores paralelos a subparalelos, e amplitudes

altas a médias (Figuras 8a e 13b). A unidade apresenta refletores pouco deformados, no entanto, são identificados refletores rompidos pela ação de falhas do embasamento no domínio estrutural sudeste (Figura 13b).

A unidade 2b é composta no poço 1-BRSA-1007-RJS por carbonatos, folhelhos e rochas ígneas. Na porção basal, é reconhecida a intercalação de folhelhos e carbonatos, enquanto que, em direção ao topo, sucede-se um intervalo carbonático de aproximadamente 150 metros (Figura 14a). Na unidade, é identificado um padrão de sismofácies composto por refletores contínuos, paralelos predominantemente de alta amplitude (Figura 14b). O perfil sônico demonstra uma vagarosidade média de 70 us/ft, onde na porção próxima a base do sal, nota-se um aumento nas curvas para 90 us/ft. No perfil densidade, constata-se valores médios de 2,6 g/cm³, e próximo a base do sal, é identificado uma redução para 2,4 g/cm³. No perfil GR é possível verificar curvas médias de 105 gAPI e diminuições nas curvas para 18 gAPI, relacionadas a intrusões ígneas.

Já no poço 6-TOT-1DP-RJS, a unidade é composta predominantemente por carbonatos e, subordinado a estes, argilitos (Figura 15a). Os carbonatos ocorrem em pacotes de até 30 metros, enquanto que os argilitos podem apresentar intervalos de até 40 metros de espessura. A partir da correlação sísmica-poço, foi possível observar que a unidade é marcada na porção basal por uma alta amplitude negativa, subparalela e contínua, enquanto que em direção ao topo são observadas amplitudes baixas a médias e descontínuas (Figura 15b). Associado a essa variação das sismofácies, os dados de perfilagem assumem um padrão com maiores variações nas curvas na porção basal, enquanto que direção ao topo as curvas seguem um padrão mais homogêneo. O perfil sônico segue um padrão serrilhado e uma vagarosidade média de 65 us/ft e o perfil densidade aponta uma densidade média de 2,6 g/cm³. No perfil GR é observado uma radioatividade natural de 90 gAPI, com picos de até 195 gAPI associados a argilitos na porção basal da unidade. Ademais, nota-se uma diminuição nos valores do GR dos argilitos próximos a base do sal, contendo valores médios de 82 gAPI.

O mapa de isópacas da unidade 2b revela uma distribuição de espessuras mais homogênea do que as unidades subjacentes (Figura 18). A unidade apresenta uma espessura média de 200 metros, e uma espessura máxima de 600 metros na porção sudoeste do BM-C-35. Os espessamentos da unidade seguem diferentes

orientações: W-E, na porção noroeste, N-S, no Sul e N-S a NNE–SSW no sudoeste do BM-C-35. Essa variação nas orientações também pode ser verificada nos afinamentos, onde se tem afinamentos de orientação NW-SE na porção sudeste e, NNE-SSW a W-E no norte do BM-C-35.

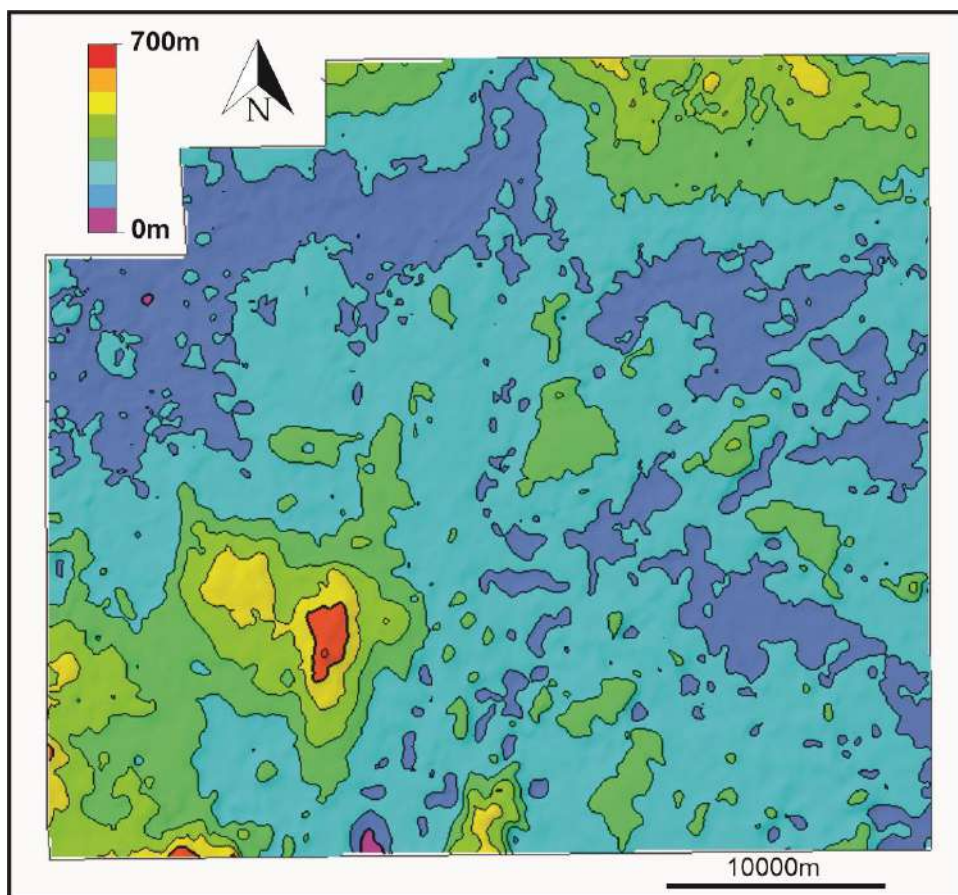


Figura 18 - Mapa de isópacas da unidade 2b.

4.3 Corpos Magmáticos associados a altas amplitudes

Foram identificados 9 níveis com altas amplitudes que correlacionadas com os dados litológicos do poço 1-BRSA-1007-RJS e a análise do padrão de sismofácies podem ser interpretadas como intrusões ígneas (Figura 14). Os dados de amostra lateral do poço 1-BRSA-1007-RJS caracterizam esses corpos ígneos como rochas básicas de coloração cinza escura e granulação média a grossa.

Estas rochas magmáticas seguem uma orientação principal NE-SW e são caracterizadas por refletores de altas amplitudes, que ocorrem de forma

concordante às unidades sedimentares (Figuras 12b e 14b). Além disso, as ígneas apresentam de 3 a 30 km de comprimento e são identificadas predominantemente no domínio estrutural Oeste, alojadas nas unidades 1, 2a e 2b (Figuras 14 e 19).

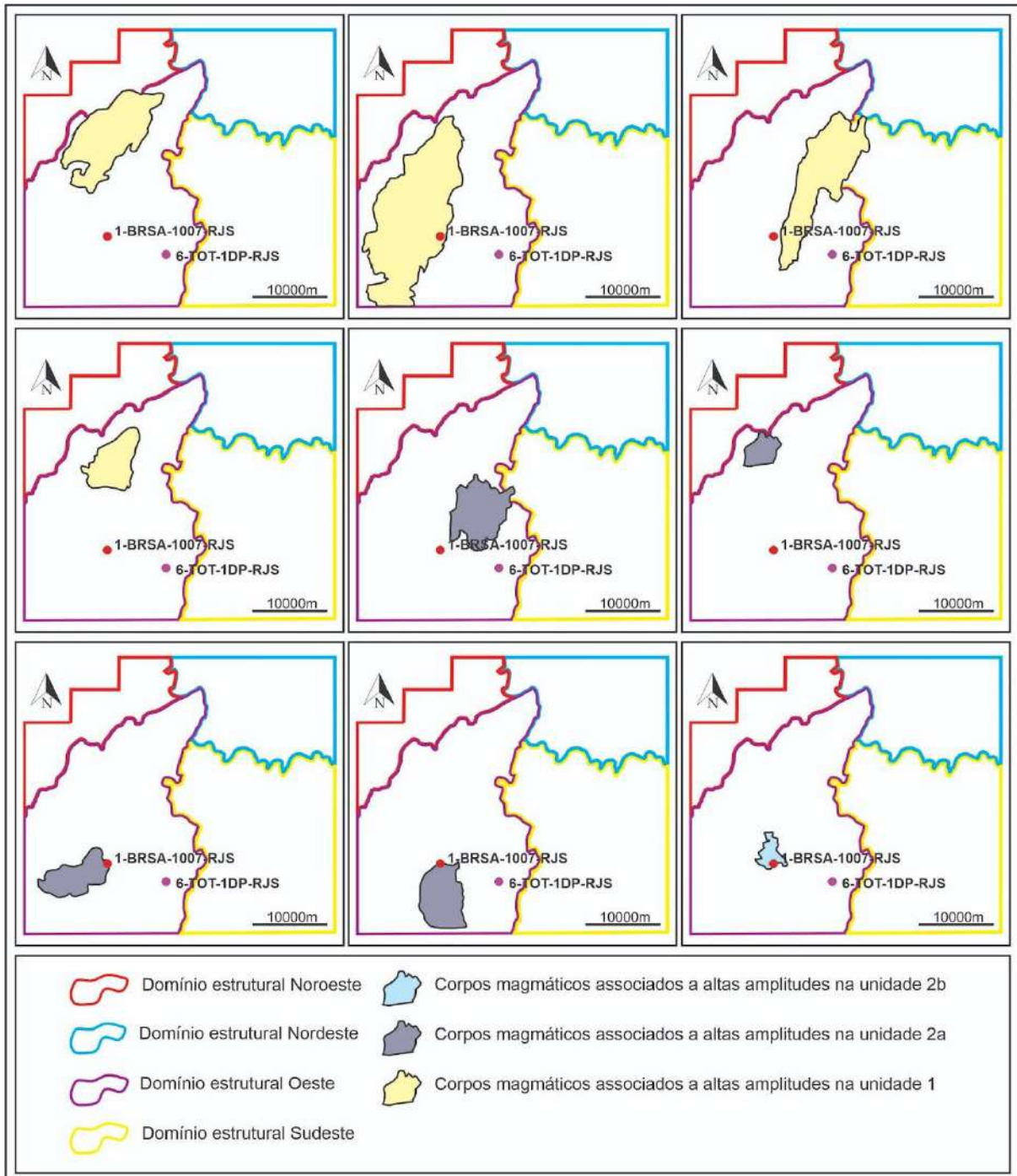


Figura 19 - Mapa do BM-C-35 com os corpos ígneos mapeados, poços perfurados e domínios estruturais. Os corpos ígneos foram classificados de acordo com o seu intervalo de ocorrência.

4.4 Classificação das falhas

A partir da correlação das falhas com unidades mapeadas, foi possível classificar as falhas do BM-C-35 em quatro tipos de acordo com a sua propagação estratigráfica, sendo elas: (1) falhas de atividade restrita a unidade 1, (2) falhas que deslocam a discordância D1 e se propagam na unidade 2a, (3) falhas que deslocam a discordância D2 e se propagam na unidade 2b e, por fim, (4) falhas que atingem a base do sal (Figura 20a e 21a).

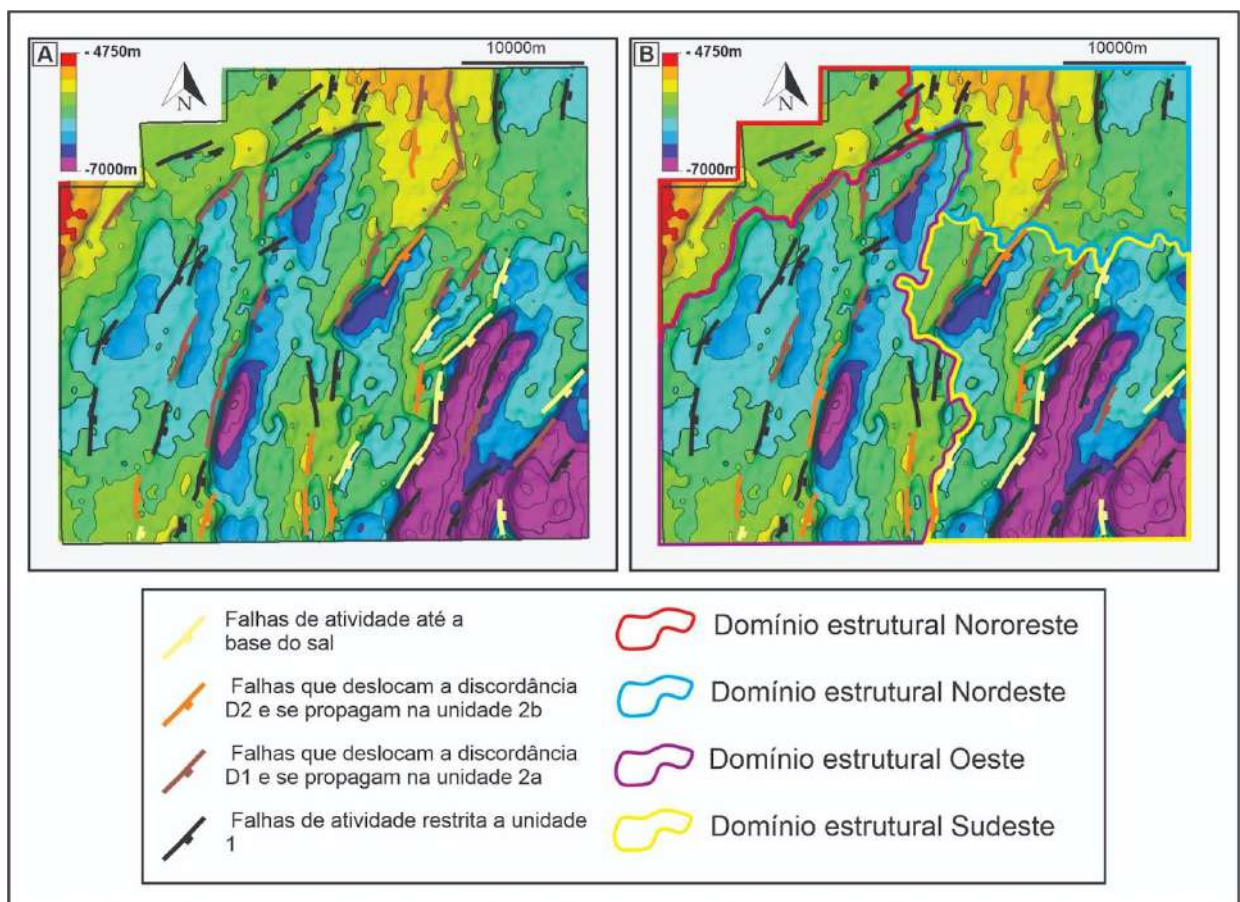


Figura 20 - (a) Mapa de contorno estrutural do topo do embasamento acústico com as principais falhas mapeadas classificadas de acordo com a sua propagação na estratigrafia. (b) Mapa de contorno estrutural do topo do embasamento acústico com as principais falhas mapeadas, classificadas de acordo com a sua propagação na estratigrafia, correlacionadas com os domínios estruturais do BM-C-35.

As falhas de atividade restrita a unidade 1 ocorrem em maior número nos domínios estruturais Oeste, Noroeste e Nordeste (Figura 20b). Estas estruturas controlam altos estruturais internos e pequenos depocentros (Figura 21a). São

identificados padrões divergentes e refletores deformados próximos ao plano de falha.

As estruturas que falham a discordância D1 e se propagam na unidade 2a são observadas principalmente nos domínios estruturais Oeste e Sudeste (Figura 20b) e são responsáveis por controlar os principais depocentros do domínio estrutural Oeste. O refletor da discordância D1 pode apresentar um rejeito máximo de cerca de 500 metros. Associado ao plano de falha, são identificados refletores deformados e com padrões divergentes na unidade 1 e, por outro lado, na unidade 2a não são observadas seções de crescimento e os refletores aparecem apenas arqueados e falhados (Figura 21a e 25a).

As falhas que deslocam a discordância D2 e se propagam na unidade 2b são identificadas principalmente no domínio estrutural Oeste (Figura 20b). Os refletores das discordâncias D1 e D2 exibem respectivamente um rejeito médio de 250 metros e 120 metros. São encontrados associados a essas falhas, refletores deformados e com padrões divergentes ao longo da unidade 1, enquanto isso, na unidade 2a e 2b são encontrados apenas refletores falhados e arqueados pela ação da falha (Figura 21a).

Por fim, as estruturas de atividade até a base do sal ocorrem exclusivamente no domínio estrutural Sudeste e controlam os dois principais baixos estruturais da área de estudo (Figura 20b). As discordâncias D1, D2 e Base do Sal podem exibir, respectivamente, um rejeito máximo de 625 metros, 300 metros e 150 metros. Ao longo da unidade 1 são observados padrões divergentes e refletores deformados próximo ao plano da falha (Figura 21c). Na unidade 2a ocorrem padrões de refletores falhados e arqueados (Figura 21c). A unidade se afina em direção ao plano de falha, e, por outro lado, em direção ao depocentro, assume um padrão de refletores paralelos a subparalelos e tende a se espessar (Figura 21a e 21c). Na unidade 2b os refletores aparecem falhados pela ação da falha.

5. DISCUSSÕES

5.1 Atividade das falhas

Baseando-se na classificação das falhas descritas no BM-C-35, pode-se sugerir o período de atividade e influência dessas estruturas nas unidades de mapeamento.

A observação em pontos da unidade 1 de refletores divergentes e geometrias em forma de cunha associadas às falhas dos quatro tipos classificados, sugere uma atividade sin-deposicional dessas falhas acerca dessas áreas da unidade 1. Isto é, as falhas atuaram ativamente na geração de espaço de acomodação ao longo da deposição, ocasionando em espessamentos de seção em direção ao plano de falha e depósitos em forma de cunha (Figura 21a e 21c).

Por outro lado, a identificação de refletores falhados e arquedados sem padrões divergentes nas unidades 2a, 2b e na porção noroeste da unidade 1 manifesta uma atividade pós-deposicional das falhas sobre essas unidades (Figura 21a, 21c e 25a). Dentro desse contexto, essa constatação sugere que as falhas do embasamento do BM-C-35 podem ter sido reativadas desde o final da atividade sin-deposicional da unidade 1 até a base do sal. Essas reativações apresentam um caráter essencialmente deformacional, e podem ter sido responsáveis por gerar altos estruturais posteriores, expor áreas a erosão, e agir como condutos para os corpos magmáticos mapeados no domínio estrutural oeste (Figura 20a).

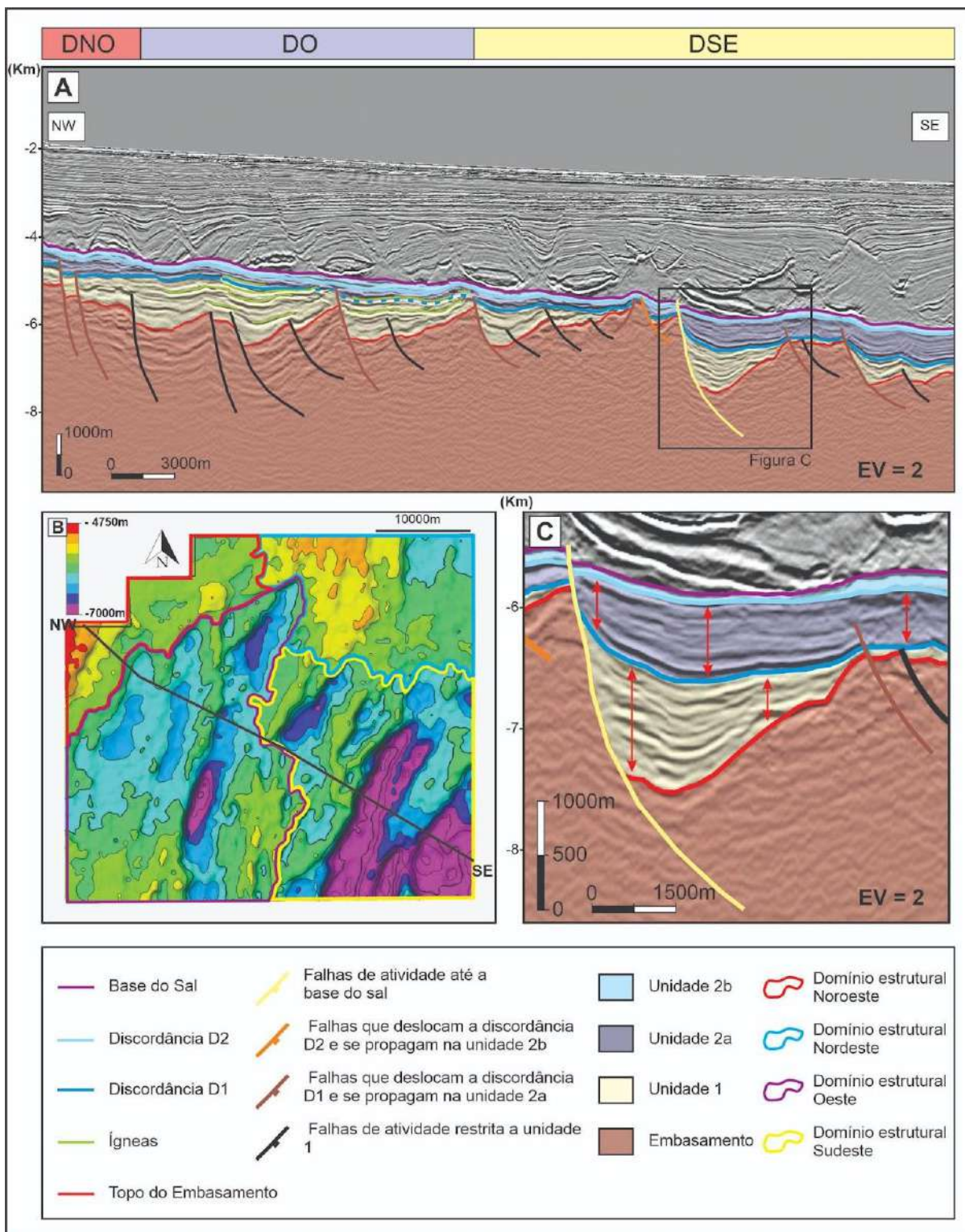


Figura 21 - (a) Seção sísmica arbitrária NW-SE da figura 5 com as falhas, superfícies, unidades, ígneas mapeadas. As falhas estão representadas de acordo com a sua classificação e a divisão dos domínios estruturais está registrada na parte superior da linha. (b) Mapa de localização da linha sísmica NW-SE, com a divisão dos domínios estruturais. (c) Detalhe da seção NW-SE mostrando a diferença de sismofácies das unidades 1, 2a e 2b. As setas vermelhas destacam as variações de espessura das unidades 1 e 2a na região próxima a falha amarela.

A partir da figura 20b, pode-se notar que as falhas do BM-C-35 possuem uma tendência de maior atividade nas unidades no domínio estrutural sudeste, porção mais distal da área de estudo. Em contrapartida, nos domínios localizados nas porções proximais (Domínio estrutural noroeste e oeste), predominam falhas de atividade restrita à unidade 1. Este padrão estrutural sugere que a porção distal do BM-C-35 foi submetida a uma tectônica mais ativa do que a porção proximal, por meio de reativações com uma maior influência sobre as unidades estratigráficas.

5.2 Evolução tectonoestratigráfica

5.2.1 Unidade 1

A unidade 1, marcada por refletores de padrões divergentes e deformados, é interpretada como uma unidade que sofre uma influência da tectônica durante a sua deposição (Mitchum *et al.*, 1977a), que pode estar relacionada aos esforços extensionais de abertura do Oceano Atlântico e ruptura do Gondwana (Beglinger *et al.*, 2012). Estes esforços distensionais foram responsáveis por gerar na área de estudo o sistema de falhas normais sintéticas de orientação principal NE-SW e a série de hemi-grábens de mesma orientação. A identificação de falhas e baixos estruturais segmentados *en echelon* em padrão *right-stepping*, na porção norte do domínio estrutural oeste (Figura 6b e 6c), sugere uma componente oblíqua sinistral nos processos de estiramento litosférico da área (Savastano *et al.*, 2017). Observações semelhantes foram feitas por Corti (2012) em modelos análogos comparados ao Rifte do Leste Africano. Além disso, há a possibilidade da componente oblíqua ter ocasionado a segmentação das falhas e a mudança do seu *trend* de NNE-SSW, do domínio oeste, para ENE-WSW no domínio noroeste (Figura 6).

Neste momento, se estabeleceu uma sedimentação predominantemente lacustre (Winter *et al.*, 2007), de lagos separados geograficamente pelos altos estruturais do embasamento. A intercalação de folhelhos e argilitos com carbonatos constatada pelos poços 1-BRSA-1007-RJS e 6-TOT-1DP-RJS indicam que esses lagos estavam sujeitos a flutuações do nível de base.

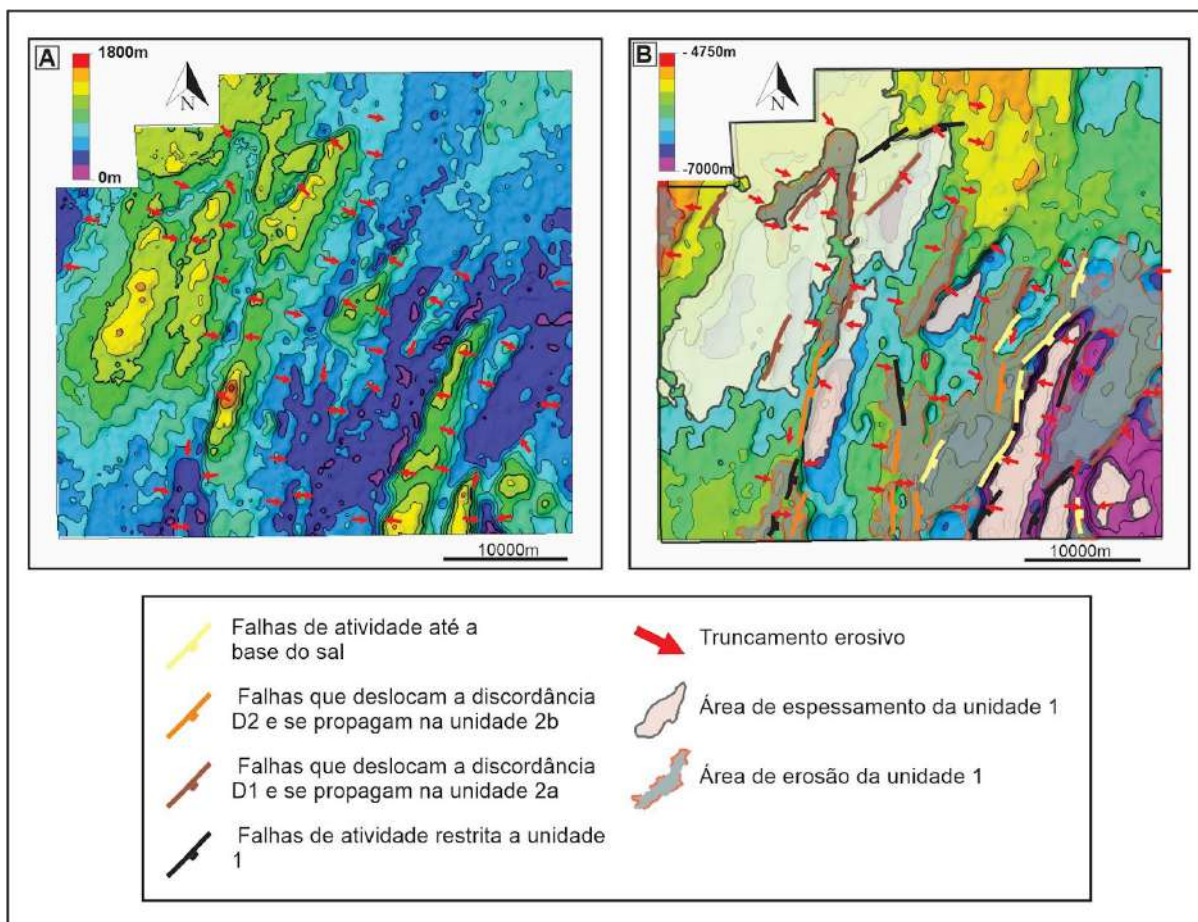


Figura 22 - (a) Mapa de isópacas da unidade 1 com os truncamentos erosivos da unidade com a discordância D1, sinalizados pelas setas vermelhas. (b) Mapa de contorno estrutural do topo do embasamento acústico representado com as falhas que controlaram os afinamentos e espessamentos da unidade 1, truncamentos erosivos da unidade 1 com a discordância D1 e áreas de maior espessamento e adelgaçamento da unidade 1.

A unidade 1 exibe uma distribuição de espessuras desigual ao longo do BM-C-35 (Figura 22a). As falhas do embasamento foram responsáveis por gerar depocentros para a deposição da unidade e soerguer áreas favorecendo a sua erosão. Os seus espessamentos são identificados principalmente em direção aos planos de falha, e seguem a orientação dos principais *hemi-grábens* (Figuras 22a, 22b e 21c), no entanto, na porção noroeste são observados espessamentos em direção a porção central dos baixos estruturais (Figura 22 e 21b). A unidade tende a se adelgaçar em direção aos altos estruturais e blocos rotacionados, onde são observados os principais truncamentos erosivos da unidade, evidenciando maiores taxas de erosão nessas regiões (Figuras 22a, 22b e 21c). De maneira geral, nota-se

uma maior área com truncamentos erosivos na porção SE do BM-C-35 (Figura 22a), indicando que a unidade foi submetida a maiores taxas de erosão nessa porção.

A partir das observações acerca da unidade 1 pode-se classificá-la como uma unidade predominantemente sin-tectônica, no entanto, a ausência de refletores divergentes e as variações nos padrões de espessamentos documentados na porção noroeste, indicam que a unidade também pode apresentar localmente características pós-tectônicas (Chenin *et al.*, 2021). Chenin *et al.* (2021) aplicaram os termos pré-tectônico, sin-tectônico e pós-tectônico para caracterizar a arquitetura de depósitos sedimentares em relação à atividade tectônica local. Tendo em vista que uma unidade rifte pode registrar características pré-, sin e pós-tectônicas ao longo de diferentes áreas (Péron-Pinvidic *et al.*, 2007; Gillard *et al.*, 2016; Chenin *et al.*, 2021), a unidade 1, também pode ser compreendida, em um contexto regional, como uma unidade sin-rifte (Masini *et al.*, 2013). De acordo com Masini *et al.* (2013), a terminologia sin-rifte é aplicada aos depósitos sedimentares temporalmente relacionados ao evento de rifteamento principal, no presente caso a ruptura do supercontinente Gondwana.

5.2.2 Discordância D1

A discordância D1, de caráter erosivo ao longo de todo o BM-C-35, documenta a transição de uma unidade rifte (unidade 1) para uma do tipo sag (unidade 2) (Figura 21c). Portanto, para a área do BM-C-35, a discordância D1 pode ser classificada como uma discordância pré-sag. Além disso, ela pode ser correlacionada com as discordâncias pré-neo-Alagoas, do Winter *et al.* (2007), e à “Mid-pre-salt unconformity” da Amarante *et al.* (2023).

Atualmente, autores argumentam que o processo de rifteamento é distribuído de forma desigual no tempo e no espaço e, portanto, o rompimento crustal não é registrado por uma única discordância isócrona ao longo de toda a bacia (Péron-Pinvidic *et al.*, 2007; Péron-Pinvidic *et al.*, 2013; Gillard *et al.*, 2016; Amarante *et al.*, 2023). A atividade tectônica migra em direção ao oceano e o modo de rifteamento muda ao longo do tempo, de modo que uma mesma unidade possa registrar características pré-, sin e pós-tectônicas em diferentes áreas da bacia (Péron-

Pinvidic *et al.*, 2007; Gillard *et al.*, 2016; Chenin *et al.*, 2021). Tendo isso em vista, existe um grau de incerteza ao se correlacionar a discordância pré-sag à uma “*break-up unconformity*” e afirmar que ela registra o fim do estágio rifte da bacia de Campos. Nesse sentido, a discordância pré-sag pode ser considerada uma superfície de valor tectonoestratigráfico local na porção sul da bacia de Campos, que registra o cessamento da atividade tectônica predominantemente sin-deposicional no BM-C-35 e a sua migração em direção à porção distal da linha de costa.

5.2.3 Unidade 2

A unidade 2 registra a estabilização de uma fase sag no BM-C-35, como consequência da migração da deformação em direção a porção distal da linha de costa (Chang *et al.*, 1992; Cainelli & Mohriak, 1999; Mohriak *et al.*, 2008; Gillard *et al.*, 2016). A sua evolução foi dividida em duas fases principais.

5.2.3.1 Unidade 2a

A unidade 2a, caracterizada por refletores paralelos a subparalelos localmente deformados por reativações pós-deposicionais (Figura 21c), pode ser interpretada como um estágio de menor influência tectônica durante a deposição (Mitchum *et al.* 1977a), onde se estabeleceram mecanismos de subsidência térmica, como consequência do resfriamento litosférico (Chang *et al.*, 1992; Cainelli & Mohriak, 1999; Mohriak *et al.*, 2008). Nesse momento, observa-se uma maior conectividade dos depocentros do BM-C-35, que pode estar relacionada à estabilização de um ambiente marinho epicontinental (Winter *et al.*, 2007).

Na unidade 2a houve a migração dos depocentros da borda de falha para a porção central dos *hemi-grabens* (figura 21c). Nesse sentido, o preenchimento da unidade é marcado por espessamentos em direção à porção central de baixos estruturais e afinamentos em direção aos altos (Figuras 21c e 23a). Nos altos estruturais, foram identificadas maiores áreas com truncamentos erosivos, indicando uma maior taxa de erosão. Além disso, nos altos da porção sudeste foram analisadas falhas reativadas após a deposição da unidade 2a, que podem ter sido

responsáveis por soerguer a pilha sedimentar, sujeitando-as a uma maior taxa de erosão (Figura 23b). Na região dos baixos estruturais, são observados *onlaps* contra a discordância D1 indicando o preenchimento da topografia residual da fase rifte (Figura 21a e 25a) (Mitchum *et al.* 1977a; Chenin *et al.*, 2021). Além disso, são verificadas menores áreas com truncamentos erosivos, e os espessamentos nessas porções podem ser atribuídos a uma menor taxa de erosão e uma maior subsidência térmica desses baixos estruturais. Ao longo da região central e oeste do BM-C-35, são identificadas menores variações de espessura e uma ocorrência de truncamentos erosivos mais dispersa (Figura 23a), apontando que a unidade 2a teve taxas de sedimentação e erosão mais homogêneas.

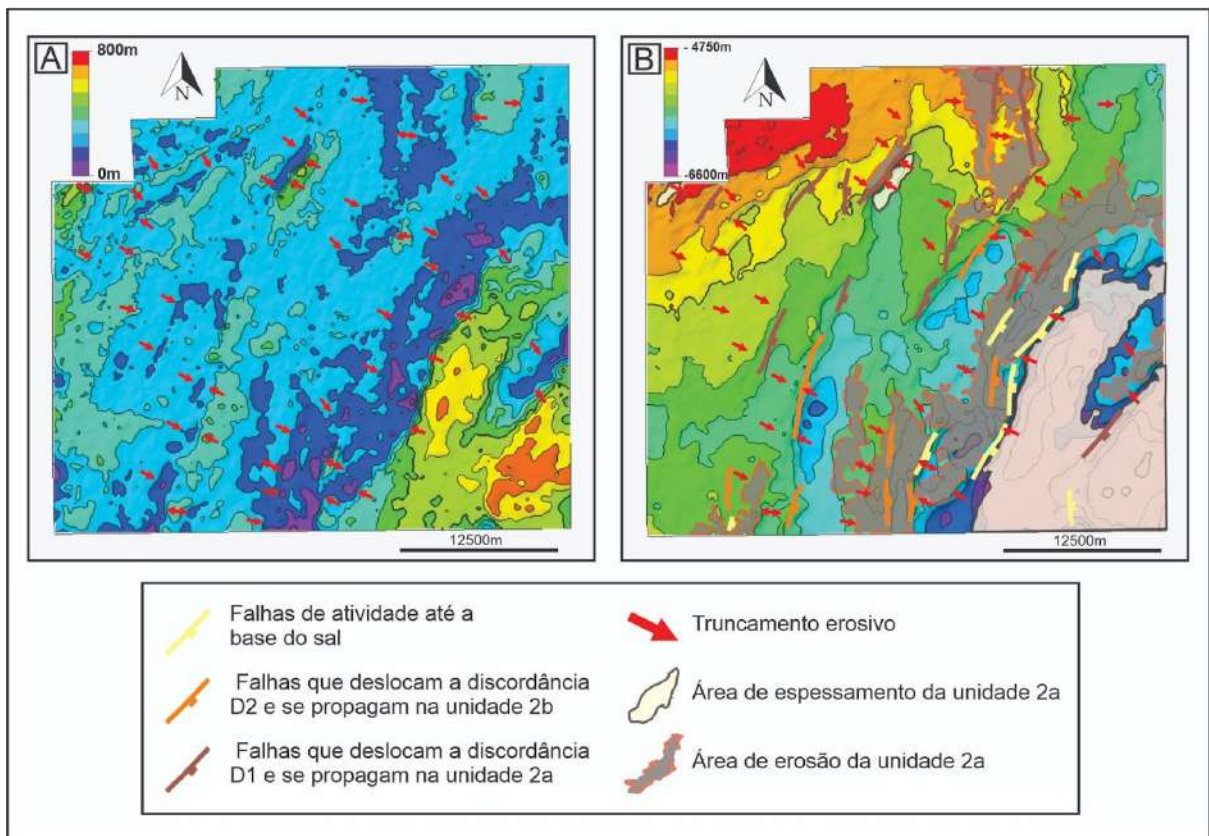


Figura 23 - (a) Mapa de isópacas da unidade 2a com os truncamentos erosivos da unidade com a discordância D2, sinalizados pelas setas vermelhas. (b) Mapa de contorno estrutural da discordância D representado com as falhas que se propagam na unidade 2a, truncamentos erosivos da unidade 2a com a discordância D2 e áreas de maior espessamento e erosão da unidade.

Tendo em vista a arquitetura deposicional da unidade 2a em relação à atividade das falhas, esta pode ser caracterizada como um depósito pós-tectônico, e

indica a estabilização de uma configuração sag no BM-C-35 (Gillard *et al.*, 2016; Chenin *et al.*, 2021). Sendo assim, a unidade 2a pode ser entendida como uma fase sag I da área de estudo. Neste momento, os processos de sedimentação foram submetidos a um menor controle tectônico. Embora a unidade 2a apresente geometrias e padrões de refletores típicos de uma unidade sag, ela exibe um grau de deformação maior do que como o sag é tipicamente descrito pela literatura (Chang *et al.*, 1992; Cainelli & Mohriak, 1999; Mohriak *et al.*, 2008), justificado pela reativação de falhas após a sua deposição que possivelmente controlaram a sua erosão.

5.2.3.2 Discordância D2

A discordância D2, que ocorre como uma paraconformidade nos baixos estruturais do domínio sudeste e assume caráter erosivo no restante do BM-C-35 (Figura 21a), separa as unidades 2a e 2b, ambas caracterizadas por depósitos pós-tectônicos, interpretados como gerados em uma fase sag da área de estudo. Tendo isso em vista, a discordância D2 não marca uma mudança significativa na configuração tectônica do BM-C-35.

No entanto, o seu caráter erosivo indica uma possível queda do nível de base durante a fase sag da área de estudo, expondo os depósitos da unidade 2a à erosão, sobretudo nos altos estruturais do domínio sudeste e nordeste (Figura 23b). Nesse sentido, a discordância D2 pode ser caracterizada como uma discordância intra-sag.

5.2.3.3 Unidade 2b

Os refletores paralelos a subparalelos e contínuos da unidade 2b constatarem a continuidade de uma atividade tectônica mais branda durante a deposição (Mitchum *et al.*, 1977a), controlada, principalmente, por mecanismos de flexura crustal (Mohriak *et al.*, 2008). Os poços 1-BRSA-1007-RJS e 6-TOT-1DP-RJS revelam uma unidade preenchida por espessos intervalos carbonáticos, que, associada a uma sedimentação pouco compartimentalizada (Figura 21a),

possivelmente apontam a estabilização de um contexto deposicional marinho raso (Winter *et al.*, 2007).

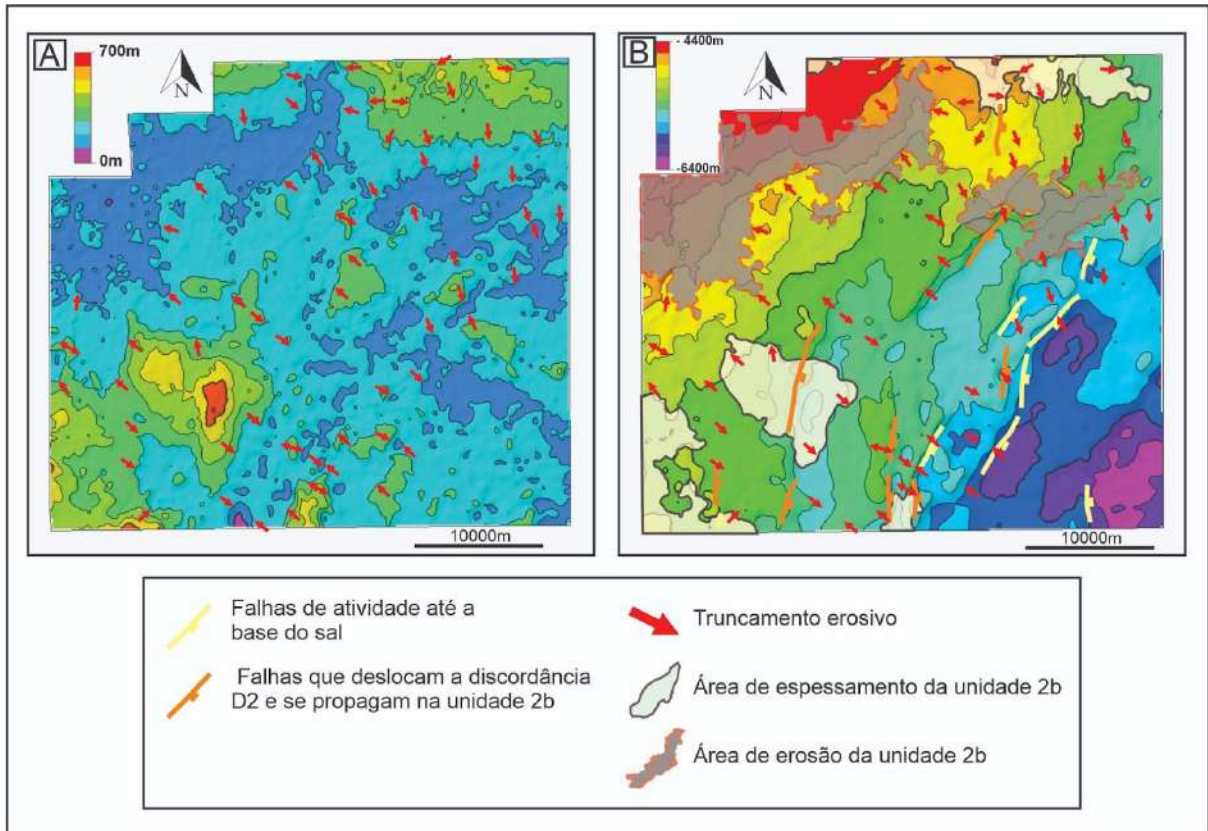


Figura 24 - (a) Mapa de isópacas da unidade 2b com os truncamentos erosivos da unidade com a base do sal, sinalizados pelas setas vermelhas. (b) Mapa de contorno estrutural da discordância D2 representado com as falhas que se propagam na unidade 2b, truncamentos erosivos da unidade 2b com a discordância base do sal e áreas de maior espessamento e erosão da unidade.

O mapa de isópacas revela uma distribuição espacial com pequenas variações de espessura ao longo da área de estudo, indicando taxas de sedimentação, geração de espaço de acomodação e erosão mais homogêneas do que as unidades subjacentes (Figura 24a). Os principais espessamentos da unidade são delimitados por truncamentos erosivos (Figura 24b e 25a), seguem diferentes orientações, não apresentam um controle de falhas e podem estar dispostos tanto em regiões de baixos quanto altos estruturais (Figura 24a e 24b). Essas características apontam para um baixo controle estrutural na distribuição dos espessamentos, e uma maior influência das taxas de erosão e sedimentação. A unidade sofre afinamentos nas regiões do alto estrutural noroeste, onde são

identificadas maiores áreas com truncamentos erosivos, sugerindo uma maior taxa de erosão (Figura 24b). Além disso, a unidade adelgaça na porção dos baixos estruturais do domínio estrutural sudeste, que pode ser atribuída tanto a uma erosão quanto a menores taxas de sedimentação (Figura 21a e 24a).

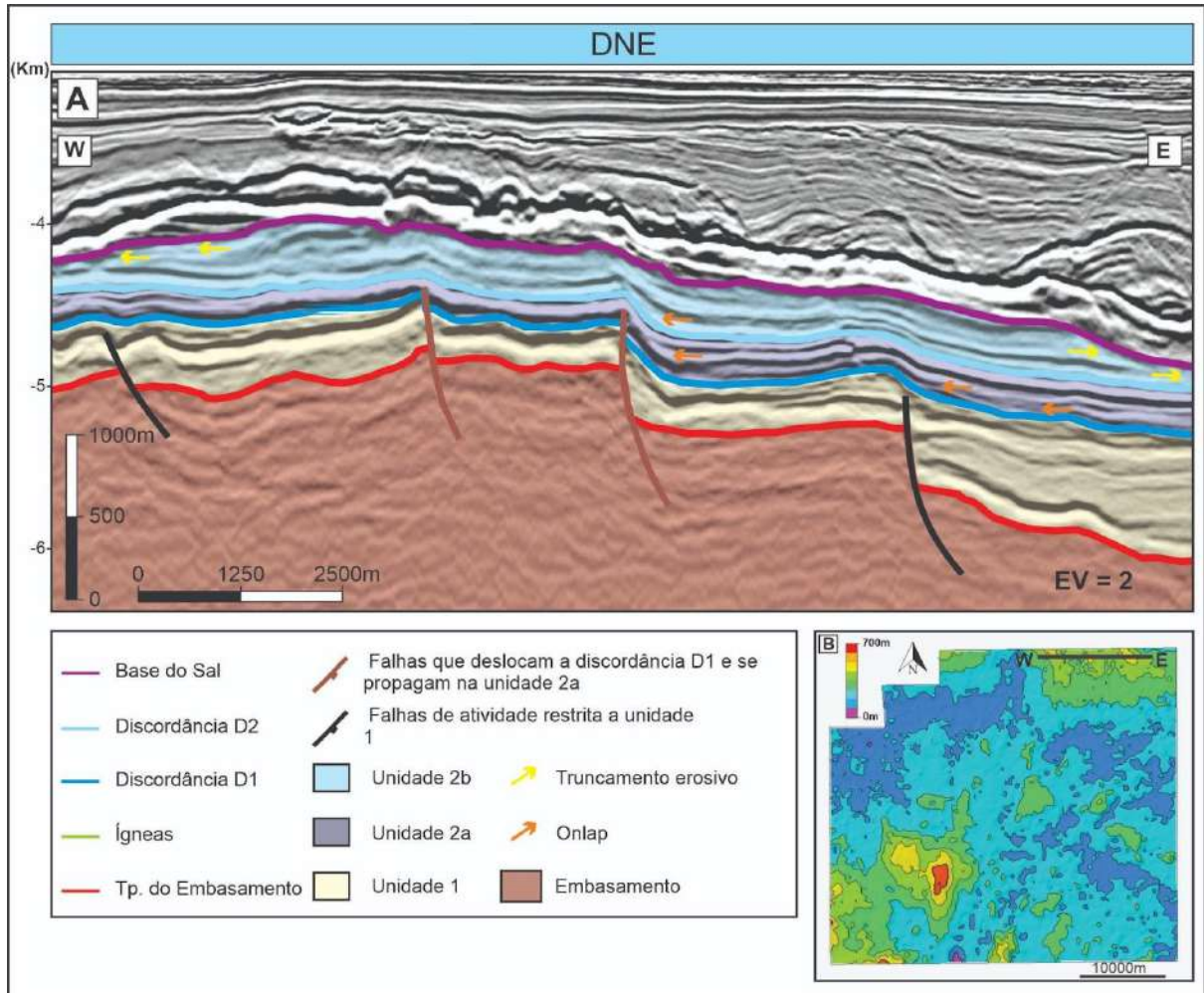


Figura 25 - a) Detalhe da seção sísmica W-E exibida na imagem 11 com foco no espessamento da unidade 2b na porção norte do BM-C-35. Na imagem estão representadas as unidades, sismo-horizontes e falhas mapeadas. Além disso foram destacadas pelas setas amarelas os truncamentos erosivos da unidade 2b contra a base do sal e em laranja os *onlaps* contra as discordâncias D1 e D2. (b) Mapa de isopacas da unidade 2b com a localização do detalhe da seção sísmica W-E.

As configurações deposicionais da unidade 2b apontam depósitos caracteristicamente pós-tectônicos, como reflexo da continuidade de uma configuração tectônica do tipo sag, previamente estabelecida na unidade 2a. Sendo assim, a unidade 2b pode ser entendida como uma fase sag II do BM-C-35. Apesar da continuidade de uma configuração tectônica do tipo sag, a fase sag II revela

variações nos padrões deposicionais quando comparada com a fase sag I, como por exemplo: menor influência de estruturas reativadas e sedimentação ainda menos compartimentalizada. Nesse sentido, nota-se uma redução da atividade tectônica da unidade 2a até a 2b. As características avaliadas na unidade 2b possuem uma maior similaridade com as unidades sag previamente descritas na literatura (Chang *et al.*, 1992; Cainelli & Mohriak, 1999; Mohriak *et al.*, 2008).

5.2.4 Base do Sal

A discordância da base do sal delimita os depósitos essencialmente carbonáticos da unidade 2b das camadas evaporíticas sobrejacentes (Figura 14a e 25a). Ela pode ser correlacionada com a discordância da base da Sequência Evaporítica, do Winter *et al.* (2007), e à “*Base-salt unconformity*” da Amarante *et al.* (2023).

Esta discordância possivelmente foi formada em resposta à uma nova queda do nível de base de um ambiente marinho restrito, que, juntamente as condições climáticas, favoreceram a deposição dos intervalos evaporíticos (Karner & Gamboa, 2007; Winter *et al.*, 2007; Amarante *et al.* 2023). O raseamento desse sistema deposicional eventualmente ocasionou uma maior exposição do alto estrutural da porção noroeste, onde são identificados os principais truncamentos erosivos das unidades subjacentes contra a base do sal (Figura 24a).

6. CONCLUSÕES

Conforme proposto, foi possível avaliar e discutir a possível evolução tectonoestratigráfica do BM-C-35 a partir da compreensão da distribuição espacial e dos controles deposicionais das unidades de mapeamento, como também pela avaliação da influência da tectônica na geração de espaço de acomodação e deformação dessas unidades. Fundamentado nas atividades realizadas no presente estudo, concluiu-se:

1. A partir do mapeamento estrutural, observou-se que a área de estudo é estruturada em uma série de *hemi*-grábens de orientação preferencial NE-SW a NNE-SSW, controlados por falhas normais sintéticas. A formação dessas estruturas pode estar relacionada aos esforços extensionais de abertura do Oceano Atlântico e ruptura do Gondwana. A componente oblíqua desse processo de rifteamento causou a segmentação das falhas e baixos estruturais *en echelon*. Além disso, como reflexo de variações na morfologia das falhas, orientações predominantes, ângulos de mergulho e estruturação de baixos e altos estruturais, o BM-C-35 foi dividido em quatro domínios estruturais principais: Oeste (DW), Sudeste (DSE), Nordeste (DNE) e Noroeste (DNW).
2. Foram identificados quatro sismo-horizontes principais no intervalo Pré-Sal do BM-C-35: topo do embasamento, discordância D1, discordância D2 e base do sal. Estes horizontes delimitam o embasamento acústico e as unidades 1, 2a e 2b.
3. Ao se correlacionar as falhas com as unidades de mapeamento, foi possível classificar as falhas do BM-C-35 em quatro tipos: falhas de atividade restrita a unidade 1, falhas que deslocam a discordância D1 e se propagam na unidade 2a, estruturas que falham a discordância D2 e se propagam na unidade 2b e, por fim, estruturas que falham a base do sal. A partir dessa classificação foi possível concluir que todas as falhas tiveram uma atividade sin-deposicional a pós-deposicional em relação a unidade 1, desempenhando um papel ativo na geração

de espaço de acomodação, e, em contrapartida, apenas pós-deposicional em relação às unidades 2a e 2b. Essa constatação sugere que as falhas do embasamento do BM-C-35 podem ter passado por episódios de reativação desde o final da deposição da unidade 1 até a base do sal.

4. A unidade 1, que apresenta registros caracteristicamente sin-tectônicos, e, localmente exhibe aspectos pós-tectônicos, pode ser interpretada como uma unidade rifte. Esta fase do BM-C-35 se encerra com a discordância D1, classificada como discordância pré-sag, que registra o cessamento da atividade tectônica sin-deposicional no BM-C-35 e a sua migração em direção a porção distal da linha de costa.
5. A unidade 2a, caracterizada por espessamentos em direção a porção central de baixos estruturais, e refletores paralelos a subparalelos localmente deformados por reativações pós-deposicionais, foi interpretada como uma unidade pós-tectônica. Estes depósitos registram uma fase sag I no BM-C-35. Entretanto, a unidade apresenta um grau de deformação maior do que como o sag é tipicamente descrito pela literatura, como consequência da reativação de falhas pós-deposicionais. A fase sag I se encerra com a discordância D2, nomeada como discordância intra-sag, que representa uma queda do nível de base no BM-C-35, expondo os depósitos a erosão.
6. A unidade 2b, também marcada por refletores paralelos a subparalelos, foi interpretada como a continuidade dos mecanismos de flexura crustal previamente estabelecidas na fase sag I. Nesse sentido, os depósitos pós-tectônicos da unidade 2b foram classificados como uma fase sag II da área de estudo. A fase sag II do BM-C-35 apresenta uma maior similaridade com os depósitos do tipo sag descritos pela literatura, dado o menor grau de deformação da unidade. Esta fase é limitada pela discordância da base do sal, uma discordância erosiva ao longo de toda a área de estudo, que registra uma nova queda do nível de base no BM-C-35.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. O cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.7, n.4, p.349-364, 1977.

ALMEIDA, F. F. M., CARNEIRO, C. D. R., MIZUSAKI, A. M. P. 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. **Revista Brasileira de Geociências**, 26(3): 125–138.

ALVAREZ, P., STANTON, N., PÉRON-PINVIDIC, G., OLIVEIRA, J. P., BORGHI, L. Development of a supradetachment basin in the southern Campos Margin, Brazil, by successive incising detachment faults. **84th EAGE Annual Conference & Exhibition**. 2023.

R.S. Alvarenga, David Iacopini, J. Kuchle, K. Goldberg and B. Kneller. Seismic facies and geobody characterization in the pre-salt rift section: the Lagoa Feia Group, Campos Basin, *offshore* Brazil. **Interpreting Subsurface Seismic Data**. 2022.

AMARANTE, F. B., KUCHLE, J., JACKSON, C. A., SCHERER, C. M. S., PICHEL, L. M. The cryptic stratigraphic record of the syn- to post-rift transition in the offshore Campos Basin, SE Brazil. **Basin Research**. 2023;00:1–24.

ANP, 2023. Relatório Anual de Exploração. <https://www.gov.br/anp/pt-br/assuntos/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/fase-de-exploracao/relatorio-anual-exploracao-2022.pdf>

ARTAGÃO, V.M., 2018. Análise estratigráfica de alta resolução aplicada aos depósitos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos: identificação, correlação e mecanismos de controle de ciclos sedimentares. Tese de Mestrado. **Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Brasil**.

BASKI, A.K., 2018. Paraná flood basalt volcanism primarily limited to ~ 1 Myr beginning at 135 Ma: New 40 Ar/ 39 Ar ages for rocks from Rio Grande do Sul, and critical evaluation of published radiometric data. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 355, 66–77.

BAUMGARTEN, C.S.; DUTRA, A.J.C.; SCUTA, M.S.; FIGUEIREDO, M.V.L.; SEQUEIRA, M.F.P.B., 1988. Coquinas da Formação Lagoa Feia, Bacia de Campos: evolução da geologia e de desenvolvimento. **Boletim de Geociências da Petrobrás. Rio de Janeiro**, v.2, n.1, p. 27-36.

B EGLINGER, S.E.; WEES, J.D.V.; CLOETINGH, S.; DOUST, H. Tectonic subsidence history and source-rock maturation in the Campos Basin, Brazil. **Petroleum Geoscience**, v.18, p. 153-172, 2012.

BOSENCE, D. W. J. (1998). Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In B. H. Purser & D. W. J. Bosence (Eds.), *Sedimentation and tectonics of rift basins: Red Sea, Gulf of Aden* (pp. 9–25). **Chapman and Hall**.

BRUHN, C.H.L., GOMES, J.A.T., LUCCHESI JÚNIOR, C.D.; JOHANN, P.R.S. Campos Basin: reservoir characterization and management – historical overview and future challenges. **Offshore Technology Conference**, Houston, 14p., 2003.

CAINELLI, C., & MOHRIAK, W.U. 1999. General evolution of the eastern Brazilian continental margin. **The Leading Edge**, p. 800-804.

CARVALHO, A.M., HAMON, Y., GOMES, O.S., SILVA, N.G.C., COLLARD, N., 2022. Facies and diagenesis distribution in an Aptian pre-salt carbonate reservoir of the Santos Basin, offshore Brazil: a comprehensive quantitative approach. **Marine and Petroleum Geology**. 141, 105708 <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105708>.

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, pp. 97-138.

CHENIN, P., MANATSCHAL, G., GHIENNE, J., & CHAO, P. (2021). The syn-rift tectono-stratigraphic record of rifted margins (Part II): A new model to break through the proximal/distal interpretation frontier. **Basin Research**, 34(2), 489–532. <https://doi.org/10.1111/bre.12628>

COBBOLD, P.R., P. SZATMARI, L. S. DEMERCIAN, D. COELHO, AND E.A. ROSSELLO., 1995, Seismic Experimental Evidence for Thin-Skinned Horizontal Shortening by Convergent Radial Gliding on Evaporites, Deep-Water Santos Basin, in Jackson M.P.A., R.G. Roberts, and S. Snelson, eds, Salt Tectonics: a Global Perspective: **AAPG Memoir** 65, p. 305-321.

CORTI, G., 2012. Evolution and characteristics of continental rifting: Analog modeling-inspired view and comparison with examples from the East African Rift System. **Tectonophysics**, 1-33.

HART, B. S. 2011. An Introduction to Seismic Interpretation. **Discovery Series**.

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

DRISCOLL, N. W., J. R. Hogg, N. Christie-Blick, and G. Karner (1995), Extensional tectonics in the Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland: Implications for the timing of break-up between Grand Banks and Iberia, in The Tectonics, Sedimentation and Paleoceanography of the North Atlantic Region. **Geol. Soc. Spec. Publ.**, 90, 1–28.

FALVEY, D.A., 1974, The Development of Continental Margins in Plate Tectonic Theory: **The APEA Journal**, v.14, n.1, p.95-106.

FETTER, M. 2009. The role of basement tectonic reactivation on the structural evolution of Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from 3D seismic analysis and section restoration. **Marine and Petroleum Geology**, 26 (2009) 873–886.

FODOR, R.V.; MCKEE, E.H. & ASMUS, H.E. 1984. K–Ar Ages and the Opening of the South Atlantic Ocean: Basaltic Rock from the Brazilian Margin. **Marine Geology**, 54: M1–M8.

FRAGOSO, D.G.C.; MELO A.H.; GONÇALVES L.A.; BUNEVICH, R.B.; ARAUJO, J.S.M.; COSTA, T.C.; PEDROSA, A.; SCHERER, C.M.S. 2023. High-resolution sequence stratigraphy applied to reservoir characterization of the Brazilian Cretaceous pre-salt section, Campos Basin: Guidelines for geological modeling and reservoir management. **Marine and Petroleum Geology**.

GILLARD, M., AUSTIN, J., & MANATSCHALI, G. 2016. Fault systems at hyper-extended rifted margins and embryonic oceanic crust: Structural style, evolution and relation to magma. **Marine and Petroleum Geology**, 76, 51–67.

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 <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104176>.

GUARDADO, L.R.; GAMBOA, L.A.P.; LUCCHESI, C.F. 1989. Petroleum geology of the Campos basin, Brazil: a model for producing Atlantic type basins. In: EDWARDS, J.D., SANTOGROSSI, P.A. Divergent/Passive Margin Basins. Tesla: **AAPG Memoir**, 1989. v.48, p. 3-79.

HERRON, D.A. 2011. First Steps in Seismic Interpretation. **Society of Exploration Geophysicists**.

KARNER, G. D., & GAMBOA, L. A. P. (2007). Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporates. In B. C. Schreiber, S. Lugli, & M. Babel (Eds.), *Evaporites through space and time* (Vol. 285, pp. 15–35). **Geological Society, London, Special Publications**.

KUMAR, N. & GAMBOA, L.A.P. 1979. Evolution of the São Paulo Plateau (Southeastern Brazilian Margin) and Implications for the Early History of the South Atlantic. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, Colorado, 90: 281-293. part.1.

MASINI, E., MANATSCHAL, G., & MOHN, G. (2013). The Alpine Tethys rifted margins: Reconciling old and new ideas to understand the stratigraphic architecture of magma-poor rifted margins. **Sedimentology**, 60, 174–196. <https://doi.org/10.1111/sed.12017>

MCKENZIE, R.P. 1978. Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins. **Earth and Planetary Science Letters**, 40: 25-32.

MIZUSAKI, A.M. 1986. Rochas ígneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos – caracterização e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Tese de Mestrado, **Universidade Federal do Rio de Janeiro**.

MOHRIAK, W.U., 2003. Bacias sedimentares da margem continental brasileira. In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H. (eds.) **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003 Cap.III, p. 87-165.

MOHRIAK, W.U., SZATMARI, P., ANJOS, S.M.C., 2008. Sal: Geologia e Tectônica. Exemplos nas Bacias Brasileiras. **Editora Beca**, São Paulo.

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

MUNIZ, M. C. Tectono-Stratigraphic evolution of the Barremian-Aptian Continental Rift Carbonates in Southern Campos Basin, Brazil. PhD degree. **Royal Holloway University of London**.

MUNIZ, M. C. & BOSENCE, D. W. J., 2015. In press. **Presalt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil)**: image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. In: Bosence, D. W. J.

OREIRO, S. G.; CUPERTINO, J. A.; SZATMARI, P.; FILHO, A. T, 2008. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism. **Journal of South American Earth Sciences**, 25 (2008) 116–131.

PÉRON-PINVIDIC, G., MANATCHAL, G., MINSHULL, T. A., & SAWYER, D. S. (2007). Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history. **Tectonics**, 26(2), TC2011.

PÉRON-PINVIDIC, G., MANATCHAL, G., & OSMUNDSEN, P. T. (2013). Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. **Marine and Petroleum Geology**, 43, 21–47.

RANGEL, H.D.; MARTINS, F.A.L.; ESTEVES, F.R.; FEIJÓ, F.J., 1994. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, v.8, n.1, p.203-217.

SARTORATO, A.C.L., 2018. Caracterização faciológica, estratigráfica e diagenética dos reservatórios carbonáticos da Formação Barra Velha. Bacia de Santos. Tese de Mestrado. **Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Brasil**.

SAVASTANO, V.L.M., SCHMITT, R.S., ARAÚJO, M.N.C., INOCÊNCIO, L.C., 2017. Rift brittle deformation of SE-Brazilian continental margin: kinematic analysis of

onshore structures relative to the transfer and accommodation zones of southern Campos Basin. **J. Struct. Geol.** 94, 136–153.

SHERIFF, R. E., 2002, Encyclopedic dictionary of applied geophysics. **Society of Exploration Geophysics, Geophysical References Series**, 13, 429 p.

VAIL, P.R.; TODD, R.G.; SANGREE, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 5: Chronostratigraphic significance of seismic reflections. In: Payton, C.E. (Ed.), In: *Seismic Stratigraphy—Application to Hydrocarbon Exploration*, vol. 26. **American Association of Petroleum Geologists Memoir**, pp. 99–116.

WINTER, W.R. JAHNERT, R.J.; FRANÇA, A.B., 2007. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, v.15, n.2, p. 511-529.