

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

RAFAEL PINTO CHERENE VIANA

**Caracterização da Halocinese e Seus Impactos na
Interpretação Sísmica do Topo do Sal em Uma Porção
Distal da Bacia de Santos**

NITERÓI
2018

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

RAFAEL PINTO CHERENE VIANA

**Caracterização da Halocinese e Seus Impactos na
Interpretação Sísmica do Topo do Sal em Uma Porção
Distal da Bacia de Santos**

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

Orientador: **Prof. D. Sc.** Wagner Moreira Lupinacci
Co-Orientador: **Prof. D. Sc.** André Ferrari

Niterói
2018

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

RAFAEL PINTO CHERENE VIANA

**Caracterização da Halocinese e Seus Impactos na
Interpretação Sísmica do Topo do Sal em Uma Porção
Distal da Bacia de Santos**

BANCA EXAMINADORA

Prof. Wagner Moreira Lupinacci, Dr. (Orientador UFF)

Prof. André Luiz Ferrari, Dr. (Coorientador UFF)

Prof. Cleverson Guizan Silva, Dr. (UFF)

Luis Otávio Aguiar Oliveira, Dr. (PANGEA – Consultorias em Geociências)

NITERÓI
2018

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

V614c Viana, Rafael Pinto Cherene
Caracterização da halocinese e seus impactos na
interpretação sísmica do topo do sal em uma porção distal
da Bacia de Santos : / Rafael Pinto Cherene Viana ; Wagner
Moreira Lupinacci, orientador ; André Luiz Ferrari,
coorientador. Niterói, 2018.
88 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2018.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2018.m.10938411764>

1. Evaporitos. 2. Superfície Multi-Z. 3. Halocinese. 4.
Bacia de Santos. 5. Produção intelectual. I. Lupinacci,
Wagner Moreira, orientador. II. Ferrari, André Luiz,
coorientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto
de Geociências. IV. Título.

CDD -

Bibliotecária responsável: Yolle Vacariuc Bittencourt - CRB7/6040

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar a Deus, por sempre ter guiado meus caminhos, me dado saúde e segurança e por me capacitar em tudo o que eu faço.

A minha esposa, Júlia, que sempre esteve ao meu lado me apoiando e me aconselhando, pela cumplicidade e todos os desafios que enfrentamos juntos, e por tudo o que ela representa para mim.

Agradeço a minha família, especialmente meus pais, Leila e Benedito Carlos, minha irmã Rosana e meu irmão Davi, que durante toda a minha vida me apoiaram em tudo, e me aconselharam e direcionaram com palavras e exemplos nessa trajetória.

Agradeço em especial ao meu Orientador, Wagner Lupinacci, que aceitou o desafio de me orientar durante o curso, e além de ter me ajudado e proporcionado a participação no projeto que contribuiu muito para minha vida e para esse trabalho, foi essencial com sua orientação e ajuda, para eu conseguir concluir todo esse processo.

Ao meu co-orientador, André Ferrari por toda a ajuda e conhecimento que passou, além do apoio e instruções durante o projeto.

A empresa Petrogal-Brasil, que possibilitou a participação desse projeto, juntamente com a bolsa e todos os dados disponibilizados para a elaboração desse trabalho.

A Paradigm, pela disponibilização das ferramentas necessárias que delinearam a execução do projeto.

A toda equipe do projeto que sempre agregou muito conhecimento e sempre esteve disposta a ajudar mutuamente. Aos meus companheiros do projeto mais próximos, Igor, João e Danilo, com os quais aprendi muito, e sempre estiveram dispostos a me ajudar durante todo esse processo.

A todos os meus amigos que sempre estiveram dispostos a me ajudar e muitos deles foram meus escapes em momentos de pressão.

RESUMO

Estudos sobre as rochas evaporíticas são de grande importância para indústria de óleo e gás, pois em algumas bacias auxiliam em uma melhor compreensão da formação e acumulação de hidrocarbonetos. As características físicas do sal possibilitam a sua deformação plástica e formação de estruturas complexas associadas a halocinese. A presença do sal e dessas estruturas nas bacias sedimentares apresentam grandes desafios, tanto para exploração quanto para produção de hidrocarbonetos. Um dos maiores desafios é a dificuldade gerada no imageamento sísmico. O presente trabalho descreve o estilo tectônico resultante da halocinese e discute técnicas de mapeamento para a superfície do topo do sal. Os dados sísmico e dos perfis de poços utilizados são de uma área localizada na porção mais distal da Bacia de Santos. A interpretação sísmica confirmou a forte influência que a presença do sal possui nos intervalos do Pós-sal e no imageamento sísmico nas regiões próximas as estas estruturas. Em função das características intrínsecas do sal, foi possível identificar algumas estruturas salinas geradas por conta da sua dinâmica de compressão, confirmadas por essas estruturas como, por exemplo, *overhangs*, *canopies*, geram múltiplos pontos na interpretação sísmica no eixo de profundidade, mais conhecido como Multi-Z, o que ocasiona um desafio para os softwares na geração de uma superfície Multi-Z. Neste trabalho foi proposto um método para geração de uma superfície Multi-Z do topo do sal. Para isto, utilizou-se o modelo de velocidade da migração dos dados sísmicos e a interpretação detalhada do topo do sal, com isto obteve-se uma superfície que levou em consideração as complexas estruturas do sal.

Palavras-chave: evaporitos, superfície Multi-Z, halocinese, Bacia de Santos.

ABSTRACT

Studies about evaporite rocks are of great importance for the oil and gas industry, because in some sedimentary basins they help in a better understanding of the formation and accumulation of hydrocarbons. The fact that the salt has a high floatage and ductility allows its plastic deformation and formation of complex structures associated with halokinese. The presence of salt and these structures in the sedimentary basins presents great challenges for both exploration and production of hydrocarbons. One of the biggest challenges is the difficulty in seismic imaging. The present work, besides presenting a general study on the evaporites and the main structures generated from salt tectonics, also presents the results of the interpretation of the main unconformitys of the post-salt range, including the interpretation and generation of the top surface of salt, the focus of this work. The seismic data and well profiles used are from an area located in the most distal portion of the Santos Basin. The seismic interpretation confirmed the strong influence that the presence of the salt possesses in the intervals of the Post-salt and the seismic imaging in the regions near these structures. Due to the intrinsic characteristics of the salt, it was possible to identify some salt structures generated due to their compression dynamics. These structures, such as overhangs, generate multiple points in the seismic interpretation in the depth axis, Multi-Z points, which causes a challenge for the software in the generation of a Multit-Z surface. In this work, a method was proposed to generate a Multi-Z surface from the top of the salt. For this, the velocity model of the migration of the seismic data and the detailed interpretation of the top of the salt was used, with this, a surface was obtained considering the complex structures of the salt.

Keywords: Evaporites, Multi-Z surface, halokinesis, Santos Basin.

Sumário

AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
ÍNDICE DE TABELAS	ix
ÍNDICE DE FIGURAS	x
1. INTRODUÇÃO	13
2. CONTEXTO GEOLÓGICO E ELEMENTOS DO SISTEMA PETROLÍFERO. 14	
2.1 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR.....	16
2.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	19
2.3 ESTRATIGRAFIA	21
2.4 TRAPAS E SELOS	26
2.5 MIGRAÇÃO E ACUMULAÇÃO.....	28
2.6 SINCRONISMO	29
3. EVAPORITOS.....	31
3.1 FORMAÇÃO DE EVAPORITOS.....	32
3.2 TECTÔNICA DO SAL	34
3.3 EVAPORITOS E HIDROCARBONETOS	40
3.4 CONDUTIVIDADE TÉRMICA DO SAL.....	42
3.5 O PRÉ SAL E OS SEUS DESAFIOS CAUSADOS DEVIDO AS ESPESSAS CAMADAS SALÍFERAS	44
4. METODOLOGIA	49
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	52
5.1 MAPEAMENTO DAS PRINCIPAIS DISCORDÂNCIAS E ANÁLISE DE SISMOFÁCIES	52
5.2 IDENTIFICAÇÃO E ANÁLISE DAS PRINCIPAIS ESTRUTURAS SALÍFERAS NA ÁREA DE ESTUDO	63
5.3 GERAÇÃO DA SUPERFÍCIE DO TOPO DO SAL: DIFICULDADES E SOLUÇÕES	72
6. CONCLUSÕES.....	83
7. REFERÊNCIAS	84

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Sequência mineral depositada a partir da evaporação de uma solução de água ao mar a 25°C (Freitas 2006).	34
Tabela 2: Parâmetros físicos e químicos dos principais minerais evaporíticos. (Adaptado de Jones e Davison 2014).	34
Tabela 3: Valores de K_0 e b. Fonte: Mello et al. (1995).	43
Tabela 4: : Proporção em porcentagem dos sais encontrados na camada de evaporitos separadas pelos poços e por uma média global.	60

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da Bacia de Santos mostrando seus limites. Os polígonos coloridos representam os blocos e campos em concessão, a linha pontilhada delimita os limites geológicos da bacia (fonte: ANP/BDEP, fev. 2010).	15
Figura 2: Modelo geodinâmico da margem continental divergente. (CAINELLI e MOHRIAK, 1999).	17
Figura 3: Seção esquemática, ilustrando as espessas muralhas de sal do domínio compressional da bacia. Modificada de Mohriak et al (1995).	20
Figura 4: Carta estratigráfica da Bacia de Santos (Moreira et al., 2007):	25
Figura 5: Interpretação sísmica regional através do alto externo da bacia de Santos, mostrando a estruturação dos campos de Lula (Tupi) e Pão de Açúcar, com os poços projetados. Fonte: (Modica & Brush, 2004).	26
Figura 6: Seção sísmica mostrando a estruturação dos campos de Lula (Tupi) e Júpiter, indicando um forte controle estrutural e o espesso pacote de evaporitos subjacente as acumulações do play Pré-sal. (Papaterra, 2010).	27
Figura 7: Cartas de eventos dos principais sistemas petrolíferos da Bacia de Santos. (a) Carta de elementos essenciais e processos do Sistema Petrolífero Guaratiba - Guarujá. (b) Carta de elementos essenciais e processos do Sistema Petrolífero Itajaí-Açu - Ilhabela. (Chang et al., 2008).	30
Figura 8: Coluna de evaporação da água do mar e precipitação dos principais sais e os seus volumes. Fonte: Harraz (2015).	33
Figura 9: Modelo esquemático da tectônica do sal durante uma compressão regional. (a) sem diápiros pré-existentes. (b) Diápiros pré-existentes formados durante uma distensão anterior a compressão. Fonte: Hudec e Jackson (2007).	37
Figura 10: principais estruturas formadas em ambientes evaporíticos. Fonte: Fossen (2010).	40
Figura 11: Formação de mini-bacias entre os corpos de sal. Fonte: Peel (2014).	40
Figura 12: Exemplo de trapa formado pela presença de domos salinos. Fonte: Warren (2016).	41
Figura 13: Efeito chaminé ao redor de um domo de sal hipotético. (Bengaly, 2003).	44
Figura 14: Modelagem tridimensional de raios com aquisição regular densa (Jones and Davison, 2014).	46
Figura 15: Modelo demonstrando a complexidade do campo de onda sísmica na presença de uma estrutura discorante tabular. (Jones and Davison, 2014).	47
Figura 16: : Metodologia utilizada.	51
Figura 17: (A) Seção sísmica que passa por um dos poços da área, com as principais formações da seção Pós-sal mapeadas. (B) Seção sísmica com interpretação a partir da amarração poço-sísmica. Em azul (topo da Fm.	

Marambaia), em marrom (topo da Fm. Itajaí-Açu), em amarelo (topo da Fm. Itanhaém) em rosa (topo da Fm. Ariri).	53
Figura 18: Seção sísmica utilizada para mostrar os padrões sísmicos observados na Formação Marambaia.	54
Figura 19: Superfície da discordância do fundo do mar, que corresponde ao topo da Formação Marambaia. As curvas isobatimétricas mostram um aumento de noroeste para sudeste.....	54
Figura 20: Seção sísmica mostrando os padrões sísmicos observados na Formação Itajaí-Açú	55
Figura 21: Mapa da discordância próxima ao topo do Cretáceo que representa o topo da Formação Itajaí-Açú.	56
Figura 22: Seção sísmica mostrando os padrões sísmicos observados na Formação Itanhaém.	57
Figura 23: Mapa da discordância próxima ao Cenomaniano que representa o topo da Formação Itanhaém.	57
Figura 24: Seção sísmica mostrando um corpo salino de grandes dimensões (muralha de sal) e com uma sismofácies homogênea característica da presença somente do sal de halita: (A) sem a interpretação do topo do sal; e (B) com a interpretação do topo do sal.....	59
Figura 25: Seção sísmica apresentando a não continuidade do refletor sísmico do topo do sal.	60
Figura 26: Seção sísmica mostrando a sismofácies com característica de sal estratificado: (A) sem a interpretação do topo do sal; e (B) com a interpretação do sal.	61
Figura 27: Perfil composto de um dos poços da área de estudo mostrando a intercalação dos sais na Formação Ariri. No perfil litológico, a halita é representada pela cor azul e a anidrita pela cor roxa.	62
Figura 28: Seção sísmica mostrando um exemplo de um diápiro de sal: (A) topo do sal não interpretado; e (B) topo do sal interpretado.	64
Figura 29: Seção sísmica com exemplo do topo da camada salífera bem próxima ao fundo do mar: (A) topo do sal não interpretado; e (B) topo do sal interpretado.	65
Figura 30: Seção sísmica mostrando uma gigantesca muralha de sal: (A) topo do sal não interpretado; e (B) topo do sal interpretado.	66
Figura 31: Seção sísmica mostrando um exemplo de mini-bacias em uma seção sísmica: (A) topo do sal não interpretado; e (B) topo do sal interpretado.	67
Figura 32: Seção sísmica mostrando um exemplo de uma língua de sal: (A) topo do sal não interpretado; e (B) topo do sal interpretado.	68
Figura 33: (A) Seção sísmica mostrando um exemplo de <i>overhang</i> : (A) topo do sal não interpretado; e (B) topo do sal interpretado.....	69

Figura 34: Seção sísmica mostrando uma região muito falhada no Pós-sal causada halocinese: (A) topo do sal e falhas não interpretadas; e (B) topo do sal e falhas interpretadas.	70
Figura 35: Seção sísmica mostrando estruturas anticlinais e sinclinais e também muitas falhas no Pós-sal causadas pela halocinese: (A) topo do sal e falhas não interpretadas; e (B) topo do sal e falhas interpretadas.	71
Figura 36: Sismofácies caótica acima do topo do sal.	72
Figura 37: O modelo de velocidade usado na migração do dado sísmico com a interpretação do topo do sal (linha magenta).	74
Figura 38: Seção sísmica com as interpretações conservadora (linha azul) e não conservadora (linha magenta) do topo do sal.	75
Figura 39: Mapa mostrando as linhas interpretadas do topo do sal.	76
Figura 40: Desenho esquemático que mostra a interpretação de múltiplos pontos no eixo z (Multi-Z) do topo do sal.	77
Figura 41: (A) Seção sísmica com a interpretação do topo do sal (linha magenta) e a superfície gerada (linha vermelha-amarela); (B) Superfície gerada e um zoom que mostra uma área a não coerência desta superfície.	78
Figura 42: Superfície gerada a partir do modelo de velocidade.	79
Figura 43: Geração de T-surface a partir do SKUA-GOCAD. Em áreas mais complexas é necessária uma maior quantidade de triangulação (seta amarela), enquanto em áreas menos complexas não há necessidade de grande quantidade de triangulação (seta azul).	80
Figura 44: Superfície gerada anteriormente pela interpretação (linha rosa) e superfície gerada a partir do modelo de velocidade pelo SKUA-GOCAD (linha colorida).	81
Figura 45: Integração do horizonte, pontos interpretados e a superfície gerada. .	82

1. INTRODUÇÃO

A Bacia de Santos é uma vasta porção da margem leste, ocupando cerca de 350.000 km² até a cota batimétrica de 3.000 m. Abrange os estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Atualmente, é considerada uma das bacias mais prolíficas em termos de exploração e produção de óleo e gás, devido, principalmente, às descobertas realizadas em sua seção Pré-sal.

A coluna sedimentar da bacia pode atingir até 10 km de espessura nos depocentros e, sua origem, preenchimento e evolução estão intimamente relacionados ao evento de rifteamento que se iniciou no Eocretáceo e culminou na abertura do Atlântico Sul. A espessa camada de evaporitos representa importante fator para o seu sucesso exploratório, sendo importante personagem na condução térmica local da bacia, como também funcionando como selante para os reservatórios Pré-sal, controlando a distribuição de trapas estruturais e estratigráficas na seção Pós-sal, e condicionando o desenvolvimento de falhas, que funcionam como rotas de migração para o óleo ou gás gerado.

A Bacia de Santos possui um importante registro geológico e é possível identificar diversas estruturas geradas a partir da tectônica do sal. Nesse complexo ambiente geológico, principalmente em função dessas estruturas, uma das maiores dificuldades da indústria do petróleo, além, claro, das relacionadas a perfuração e exploração dessas áreas, é o imageamento sísmico e, conseqüentemente, a sua correta interpretação.

O presente trabalho faz parte de um projeto de pesquisa e desenvolvimento do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense, financiado pela empresa PETROGRALBRASIL S.A., que tem como objetivo principal melhorar a visualização e posterior caracterização dos reservatórios carbonáticos encontrados na seção estratigráfica abaixo dos evaporitos da Bacia de Santos através da utilização de novos atributos e de estudos de inversão sísmica. Essa foi a parte que desenvolvi nesse projeto e que posteriormente gerou os resultados que irão ser descritos a seguir: a interpretação e estudo das principais formações no intervalo do sal e do pós-sal

e mais especificamente do topo da camada evaporítica e, posteriormente a geração dessas superfícies para inclusão no modelo geológico que seria realizado. A área de estudo do trabalho, fica localizada na porção mais distal, hoje em exploração na Bacia de Santos.

Sendo assim, o presente trabalho se desenvolveu a partir dos dados de poços e sísmica carregados, a partir dos quais foram interpretadas as principais sequências estratigráficas do pós-sal e principalmente o topo da camada salífera, foco desse trabalho. Além disso, foram identificadas as principais estruturas geradas pela halocinese e a sua influência em relação às rochas encaixantes e no imageamento sísmico. Por fim, é apresentada uma proposta para solucionar os problemas gerados durante a demarcação da superfície de sal, que possui múltiplos pontos no eixo z.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO E ELEMENTOS DO SISTEMA PETROLÍFERO

A Bacia de Santos compreende uma vasta porção da margem leste, com orientação geral NE-SW, ocupando cerca de 275.000km² até a cota batimétrica de 2.000m. Abrange os estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina e é limitada ao norte, com a Bacia de Campos, pelo Alto de Cabo Frio e, ao sul, com a Bacia de Pelotas, pela plataforma de Florianópolis (Figura 1) (Moreira et al., 2007). Na direção leste, estende-se até o limite oriental do Platô de São Paulo, marcado pela terminação abrupta dos evaporitos, a oeste, restringe-se à porção submersa da margem continental, adelgaça-se na direção de uma linha de charneira côncava (Gamboa et al., 2008).

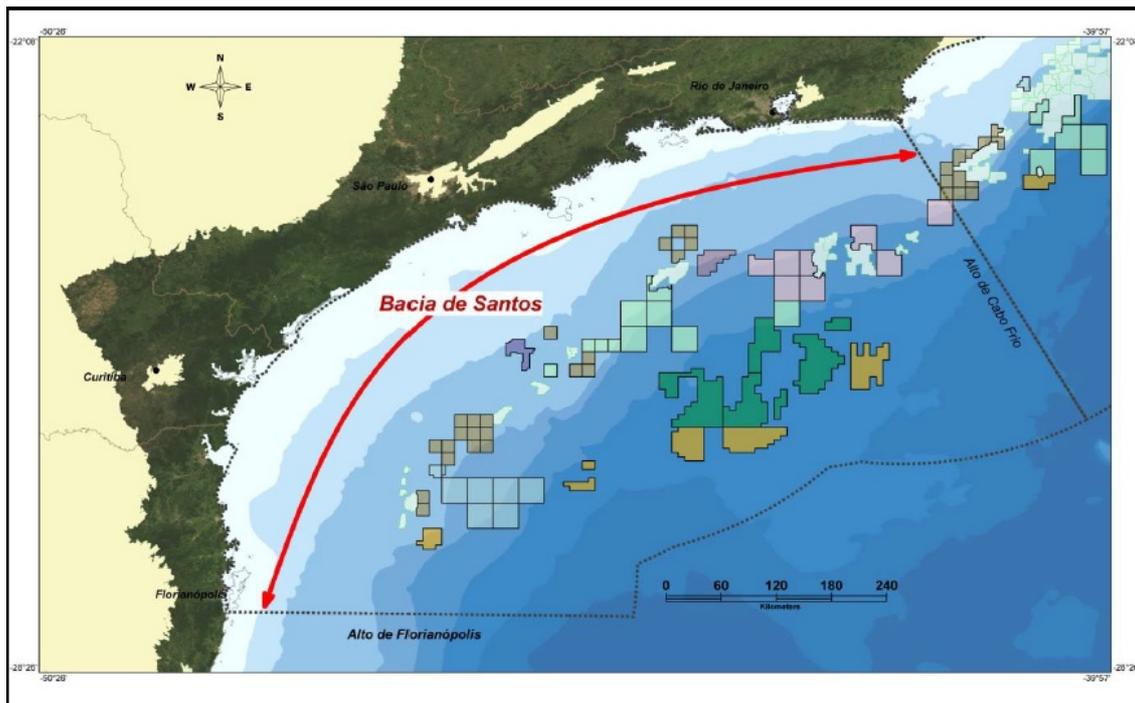


Figura 1: Mapa de localização da Bacia de Santos mostrando seus limites. Os polígonos coloridos representam os blocos e campos em concessão, a linha pontilhada delimita os limites geológicos da bacia (fonte: ANP/BDEP, fev. 2010).

A origem da Bacia de Santos está relacionada ao evento de rifteamento que se iniciou no Eocretáceo e culminou na abertura do Atlântico Sul, sendo responsável pela configuração das principais feições estruturais presentes na bacia, entre elas, o Platô de São Paulo e o Alto de Florianópolis. Seus espessos evaporitos representam o extremo Sul da bacia evaporítica aptiana, e em conjunto com os depósitos da fase drifte constituem elemento importante para a evolução dessa porção da margem passiva leste do Brasil (Mohriak, 2001).

Moreira *et al.* (2007) subdividiram o arcabouço cronolitoestratigráfico em quatro unidades principais, o Grupo Guaratiba, Camburi, Frade e Itamambuca, com preenchimento sedimentar intimamente relacionado às fases rifte, pós-rifte e drifte de desenvolvimento da Margem Leste.

2.1 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

A origem da Bacia de Santos está relacionada ao início do rifteamento entre as placas sul-americana e africana, por volta de 135 Ma (Pereira e Feijó, 1994; Moreira et al., 2008), quando se iniciou o processo de formação da bacia rifte. Após a fase de ruptura do paleo-continente, se deu à deriva continental, dando origem ao atual Oceano Atlântico. A evolução geodinâmica da margem atlântica, na qual a bacia está inserida, é discriminada em cinco estágios por Cainelli e Mohriak (1999) (Figura 2):

- Fase (a) – Início do processo distensivo. Nesta fase, ocorre afinamento da crosta e do manto litosférico e pequeno soerguimento da astenosfera, levando a geração de falhas na crosta superior atreladas a depocentros com uma sedimentação rifte pouco espessa.
- Fase (b) – Este estágio é caracterizado pelo aumento do estiramento litosférico, gerando extensos falhamentos. Também ocorre aumento da taxa de soerguimento da astenosfera, ocasionando intrusões e derrames basálticos. A maior incidência de falhas leva a formação de hemi-grabens preenchidos por sedimentos continentais de origem lacustre.
- Fase (c) – Ao final da fase rifte há uma diminuição da taxa de estiramento litosférico, marcado por grandes falhas que rotacionam os blocos crustais juntamente com os sedimentos depositados.
- Fase (d)– Caracterizando o final da fase rifte, inicia-se a intrusão de crosta oceânica. Em algumas bacias essas primeiras manifestações estão atreladas ao vulcanismo subaéreo, responsável pela origem de grandes volumes de rocha com refletores mergulhantes em direção ao mar (Seaward Dipping Reflectors - SDR). Concomitante a este fenômeno, ocorrem episódios de magmatismo continental e oceânico, reativação de falhas e erosão do pacote rifte por uma discordância regional que arrasa a topografia anterior, separando ambientes de deposição tipicamente

continental (lacustrino e fluvial) de ambientes transicionais e marinhos (Mohriak, 2003).

- Fase (e) – Representada por uma contração termal da litosfera e aprofundamento da batimetria no final do albiano, com a deposição de carbonatos plataformais, progressivamente substituídos por sequências terrígenas. Este estágio foi subdividido com base nas diferenças existentes entre os registros do Cretáceo e do Cenozóico (Stanton, 2009).

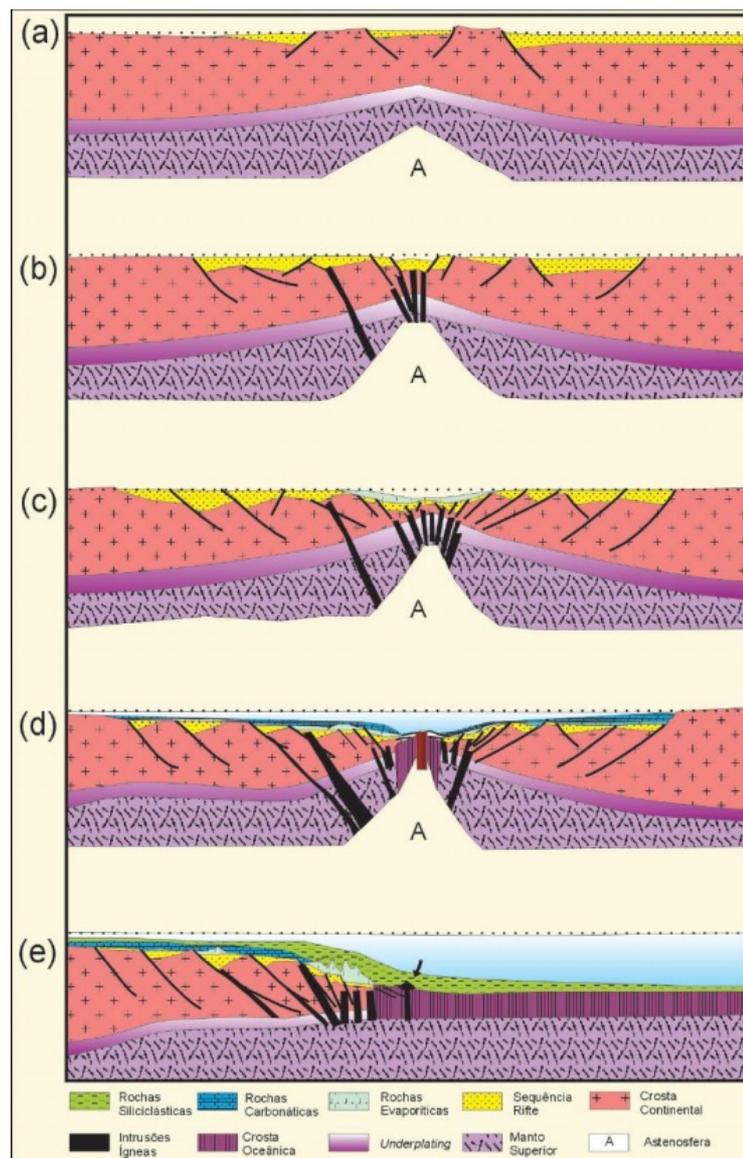


Figura 2: Modelo geodinâmico da margem continental divergente (Cainelli e Moriak, 1999).

As fases de evolução geodinâmica da margem atlântica podem ser correlacionadas às três fases da história geológica da Bacia de Santos, denominadas rifte, pós-rifte e drifte (Moreira *et al.*, 2007).

A fase rifte compreende sedimentos continentais do Grupo Guaratiba, dispostos em hemi-grabens, limitados por falhas de direção NE-SW, com espessuras que podem ultrapassar 3 km (Gamboa *et al.*, 2008). A fase pós-rifte engloba a porção superior do Grupo Guaratiba, sendo caracterizada por relativa quiescência tectônica, onde domina a flexura termal da litosfera. Os evaporitos da Formação Ariri estão inseridos neste contexto. Estes teriam se depositado durante a separação definitiva do bloco de crosta continental, que continha a América do Sul e a África. Neste momento, as altas taxas de subsidência termal, associadas a um gradual e contínuo influxo de água marinha para dentro de um golfo isolado do mar aberto pelo Alto de Florianópolis, propiciou o preenchimento de uma estreita faixa de 1800 km de comprimento, mais larga ao sul, devido ao intenso estiramento da crosta continental que formou o Platô de São Paulo nesta região (Gamboa *et al.*, 2008).

A fase drifte se inicia com os carbonatos albianos da Formação Guarujá, que registram o estabelecimento definitivo das condições marinhas, evoluindo para o afogamento contínuo até o soerguimento da Serra do Mar, responsável por um grande influxo de sedimentos siliciclásticos representados pelas Formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu. A progradação gerada pela entrada de grande quantidade de sedimentos e a subsidência térmica foram as principais responsáveis pela deformação da sequência evaporítica e deslocamento do sal em direção ao depocentro da bacia, concomitante com o desenvolvimento de uma importante falha de crescimento antitética de direção NE-SW, denominada Falha de Cabo Frio (Gamboa *et al.*, 2008). A sequência predominantemente carbonática, depositada do Albiano ao Cenomaniano, é associada ao Grupo Camburi, enquanto os sedimentos siliciclásticos do Cretáceo Superior estão inseridos no Grupo Frade, e os sedimentos predominantemente siliciclásticos do Cenozoico, correspondem ao Grupo Itamambuca.

2.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Em termos estruturais, a bacia pode ser dividida em duas porções distintas, uma parte mais interna, rasa e próxima à zona litorânea, onde o pacote sedimentar não ultrapassa 2000 m de espessura; e uma mais externa e profunda, onde o embasamento encontra-se a mais de 8000 m de profundidade (Leyden *et al.*, 1971 *apud* Alves, 2002; Ponte e Asmus, 1976). Estas duas porções são separadas por um sistema de falhamentos normais com mergulhos sintéticos, denominado de Charneira de Santos ou Charneira Cretácea (Alves, 2002), uma vez que confina a sedimentação Cretácea à porção leste (Nunes *et al.*, 2004).

A seção rifte é composta predominantemente por falhas normais sintéticas de direção NE-SW, com sistemas secundários antitéticos, formando uma série de hemi-grabens. Falhas de transferência com direção NW-SE acomodaram as diferentes taxas de estiramento entre seus blocos internos (Cainelli e Mohriak, 1999). As falhas mesozoicas, presentes na seção rifte, apresentam tendência similar aquelas impressas nos terrenos pré-cambrianos pertencentes à Faixa Ribeira, que constituem o embasamento da Bacia de Santos, evidenciando a reativação e propagação acima destes lineamentos. Os mesmos controlaram também o desenvolvimento das serras do Mar e da Mantiqueira (Garcia *et al.*, 2012 *apud* Almeida 1976, Zalán & Oliveira 2005).

A importante feição estrutural, designada Platô de São Paulo, teria se formado em consequência do calor excessivo gerado pela Pluma de Tristão da Cunha, que teria atuado no sentido a diminuição de resistência da crosta a esforços, resultando no processo de estiramento anômalo na região da Bacia de Santos. As zonas de transferência de Florianópolis e Rio de Janeiro, de direção E-W, teriam separado áreas de diferentes reologias, definindo a compartimentação regional da bacia (Vidal *et al.*, 2003 *apud* White e Mckenzie 1989, Macedo 1990).

Outras importantes feições estruturais encontradas estão relacionadas à tectônica do sal (halocinese), responsáveis por grandes deformações na bacia.

A halocinese é caracterizada pela geração de almofadas, diápiros, mini-bacias e muralhas de sal (Demercian, 1996; Mohriak, 2004). Em porções mais distais, essas deformações geram também mini-bacias e grabêns de evacuação de sal (Zalán, 2001).

Mohriak *et al.* (1995) subdividiram a bacia na região próxima ao Alto de Cabo Frio em quatro principais províncias tectônicas, segundo os estilos estruturais associados à tectônica salífera. A primeira província é caracterizada por uma zona proximal, com falhas normais sintéticas, *rollovers* e anticlinais de pequeno porte. A segunda província, já em uma zona intermediária, é caracterizada por um bloco relativamente estável, aonde ocorrem poucas falhas. A terceira província, na região mais distal, é composta por falhas sintéticas e antitéticas de grande porte, associadas à *rollovers* e anticlinais cujo comprimento aumenta em direção à porção distal da bacia. E, por último, a quarta província, em águas ultra profundas, é representado por um regime compressional (Figura 3), caracterizado por anticlinais, erodidos em suas cristas, falhas de empurrão e diápiros de sal, que podem se aglomerar em grandes muralhas de sal.

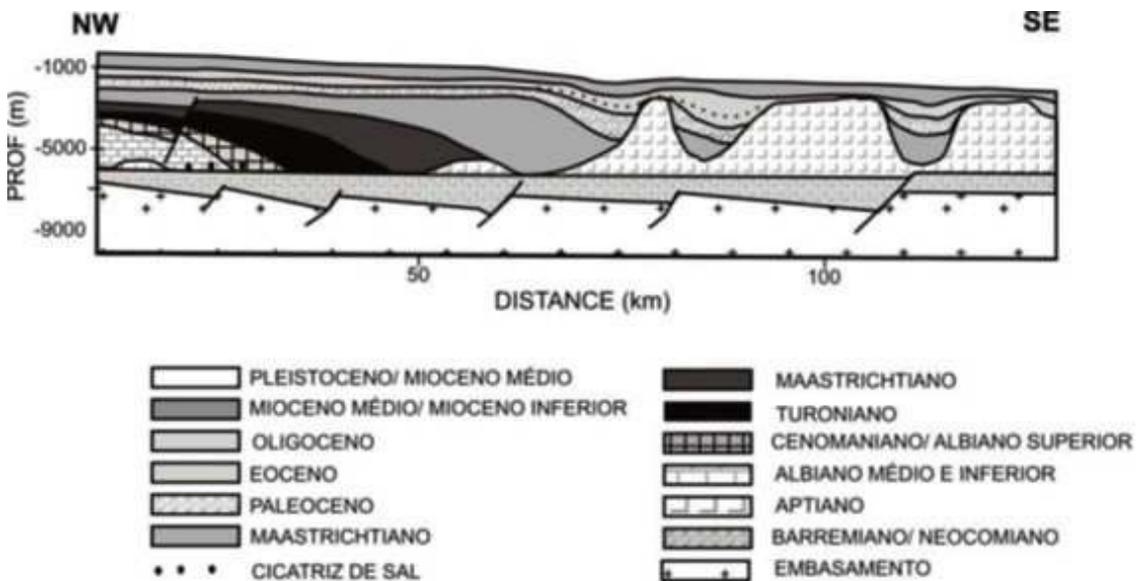


Figura 3: Seção esquemática, ilustrando as espessas muralhas de sal do domínio compressional da bacia. Modificada de Mohriak *et al.* (1995).

2.3 ESTRATIGRAFIA

Moreira *et al.* (2007) realizaram um estudo de atualização do arcabouço cronoestratigráfico da Bacia de Santos e subdividiram seu preenchimento sedimentar em sequências deposicionais, limitadas por discordâncias de caráter regional (Figura 4).

A supersequência rifte é subdivida em três sequências: K20-K34 (Formação Camboriú), K36 (Formação Piçarras) e K38 (Formação Itapema). Sua deposição se iniciou no Hauteriviano (Rio da Serra e Aratu), prolongando-se até o Aptiano (Jiquiá).

A Formação Camboriú, composta por derrames basálticos eocretáceos, que constitui o embasamento econômico da bacia, tem limite inferior discordante com as rochas do embasamento siálico e possui como limite superior a discordância com os sedimentos da Sequência K36 (Moreira *et al.*, 2007).

A Formação Piçarras é composta por conglomerados e arenitos polimíticos constituído de fragmentos de basalto, quartzo e feldspato, depositados em ambiente de leque aluvial, e por arenitos, siltitos e folhelhos de composição talco estevensita, depositados em ambiente lacustre. Tem como limite inferior no topo dos basaltos da Sequência K20-K34 e como limite superior na discordância da base da Sequência K38 (Moreira *et al.*, 2007).

Os sedimentos da Formação Itapema depositaram-se do Neobarremiano ao Eoaptiano (Buracica Superior ao Jiquiá). Tem como limite inferior a discordância intrabarremiano e como limite superior a discordância da base do andar Alagoas. Constitui-se de intercalações de conglomerados, arenitos, calcirruditos e folhelhos escuros, depositados em ambiente de leque aluvial e lacustre.

A supersequência pós-rifte ou transicional foi subdivida em três sequências: K44 (porção inferior da Formação Barra Velha), K46-48 (porção superior da Formação Barra Velha) e K50 (Formação Ariri). A sequência K44 tem seu limite inferior dado pela discordância conhecida como Pré-Alagoas e seu limite superior pela discordância de 117 Ma, que corresponde a um refletor

sísmico de forte amplitude (Moreira *et al.*, 2007). Depositou-se em um ambiente transicional entre continental e marinho raso estressante, representado por calcários microbiais, estromatólitos e lamitos.

A porção superior da Formação Barra Velha, depositada durante o Neoptiano (andar local Alagoas superior), é constituída por calcários microbiais, localmente dolomitizados. O ambiente deposicional desta sequência é semelhante ao anterior (ambiente transicional, entre continental e marinho raso estressante) (Moreira *et al.*, 2007).

A sequência K50 é formada pelos evaporitos, composto principalmente de halita e anidrita, ocorrendo também outros sais mais solúveis como taquidrita, carnalita e silvinita, inseridos na Formação Ariri, depositados durante o Neoptiano (andar local Alagoas superior). Tem seu limite inferior no contato dos carbonatos da Sequência K46-K48, enquanto seu limite superior é representado pela passagem entre os evaporitos e os sedimentos siliciclásticos/carbonatos das Formações Florianópolis e Guarujá.

A partir da idade Albiana instalou-se condições francamente marinhas. A Formação Florianópolis é composta por conglomerados, arenitos e folhelhos associados a sistemas de leques aluviais e deltaicos. A Formação Guarujá é caracterizada pela presença de uma plataforma carbonática representada por fácies de alta energia, como *grainstones* e *packstones* oolíticos/oncolíticos depositados em sistemas de barras progradantes, e fácies de baixa energia, como calcilutitos, margas e folhelhos ricos em matéria orgânica, depositados em ambiente lagunar e marinho profundo (Moreira *et al.*, 2007).

A Formação Itanhaém é constituída por folhelhos radioativos, margas, calcilutitos e os arenitos que constituem os depósitos de fluxos gravitacionais do Membro Tombo (Moreira *et al.*, 2007). Estas formações compõem as sequências K60, K70 e porção inferior da sequência K82-86, e refletem a tendência geral de elevação do nível relativo do mar que marca os períodos do Albiano ao Turoniano. Folhelhos radioativos com potencial para a geração de hidrocarbonatos são associados a eventos anóxicos de caráter global.

Do Cenomaniano até o limite Cretáceo/Paleógeno ocorre a deposição dos sedimentos conglomeráticos avermelhados de leques aluviais da Formação Santos, que interdigitam-se lateralmente aos sedimentos das formações Juréia e Itajaí-Açu. A Formação Juréia é constituída por arenitos e pelitos avermelhados associados a sistemas fluviais e deltaicos, enquanto a Formação Itajaí-Açu é caracterizada por folhelhos, argilitos cinza-escuros e arenitos de fluxos gravitacionais (Membro Ilhabela), depositados em ambiente de plataforma distal, talude e sopé continental. Estas formações compõem a porção superior da sequência K82-86 e também as sequências K88, K90, K100, K110, K120 e K130, que refletem tendência geral regressiva e padrão estratal progradacional. Intercalado a estes depósitos ocorrem rochas intrusivas e extrusivas do evento magmático Santoniano-Campaniano.

Do Paleoceno ao final do Eoceno são depositados os sedimentos das Formações Ponta Aguda e Marambaia. A primeira é caracterizada por arenitos avermelhados de leques aluviais, sistemas fluviais e costeiros. A segunda é composta por folhelhos e margas marinhas, que se interdigitam aos arenitos oriundos de fluxos gravitacionais turbidíticos do Membro Maresias. Neste período são individualizadas as sequências E10, E20, E30-E40, E50 e E60, relacionadas a um importante rebaixamento relativo do nível do mar e desenvolvimento de expressivos cânions. Durante a sequência E30-E40 ocorre significativo evento magmático de caráter intrusivo e extrusivo, que afetou principalmente a área do Alto de Cabo Frio.

Do Oligoceno ao Plioceno perdura a deposição dos sedimentos das Formações Ponta Aguda e Marambaia. Em posições próximas à quebra da plataforma ocorrem calcarenitos e calcirruditos algálicos que constituem a Formação Iguape. Neste período são individualizadas as sequências E70, E80, N10-N30, N40 e N50-N60. Apenas no Pleistoceno, durante a sequência N50-N60, há a deposição na plataforma de arenitos cinza-esbranquiçados e coquinas de moluscos, briozoários e foraminíferos, que compõem a Formação Sepetiba. As sequências mencionadas possuem caráter progradante, após grande

elevação do nível do mar que propiciou um expressivo recuo da borda da plataforma em relação à sequência E60.

2.4 TRAPAS E SELOS

A maior parte da perfuração dos campos do Pré-sal tem sido dentro de uma província estrutural conhecida como o "O alto externo da Bacia de Santos" (Gomes *et al.*, 2002). Considerado um importante arcabouço tectônico, esta região está intimamente relacionada com as descobertas do *play* do Pré-sal nas áreas de Pão de Açúcar e Tupi. O alto externo da Bacia de Santos é um alto de embasamento, alongado na direção NE-SW, com área de aproximadamente 12.000 km², de fechamento no nível da base do sal do Aptiano, considerado como formado durante o rifteamento, período Barremiano ao Aptiano (Figura 5).

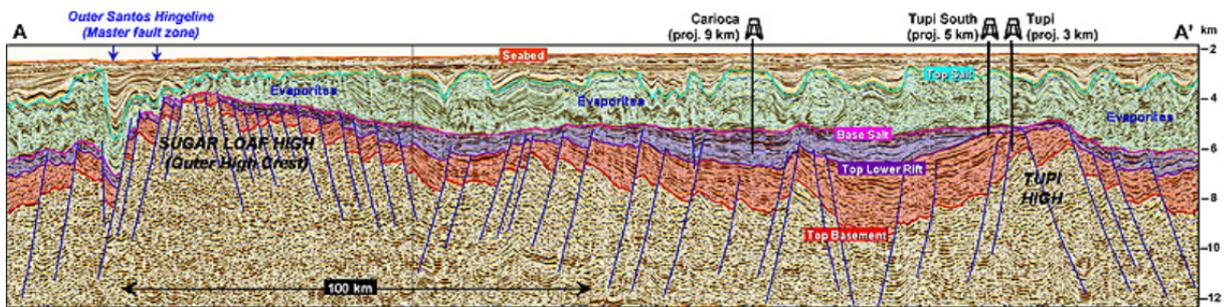


Figura 5: Interpretação sísmica regional através do alto externo da bacia de Santos, mostrando a estruturação dos campos de Lula (Tupi) e Pão de Açúcar, com os poços projetados (Modica & Brush, 2004).

O alto externo possibilitou o desenvolvimento de uma plataforma carbonática em posição distal, sem o insumo clástico durante a fase térmica aptiana inicial, e antecedeu os evaporitos aptianos tardios. O alto externo desenvolveu-se em bacia tipo sag, caracterizada pela presença de calcários microbiais, os quais são igualmente observados em poços distais da Bacia de Campos que recobrem as coquinas do Membro Coqueiros.

Existem duas feições tectônicas aparentes no alto externo, um plano de falha NE-SW e um plano de falha ortogonal NW-SE. O plano de falha NE-SW se aproxima da dimensão crustal e do desenvolvimento da ombreira do rifte, enquanto o plano de falha NW-SE reflete falha de transferência, incluindo cisalhamento e transpressão e/ou transtensão. A presença de reservatório de óleo em águas ultraprofundas, no qual era de se esperar gás, pode ser uma consequência de rochas geradoras sotopostas e próximas às muralhas de sal (Figura 6). Como estes evaporitos possuem

altas condutividades térmicas, geram gradientes praticamente nulos, fazendo com que as temperaturas no topo e na base de uma determinada muralha sejam praticamente as mesmas. Desta forma, uma vez que a transmissão de calor acontece de forma rápida e eficiente da base para o topo, seria como “esfriar” a base, ou seja, colocar por efeito térmico na janela do óleo uma zona que deveria pertencer à janela do gás (Mello, 1995).

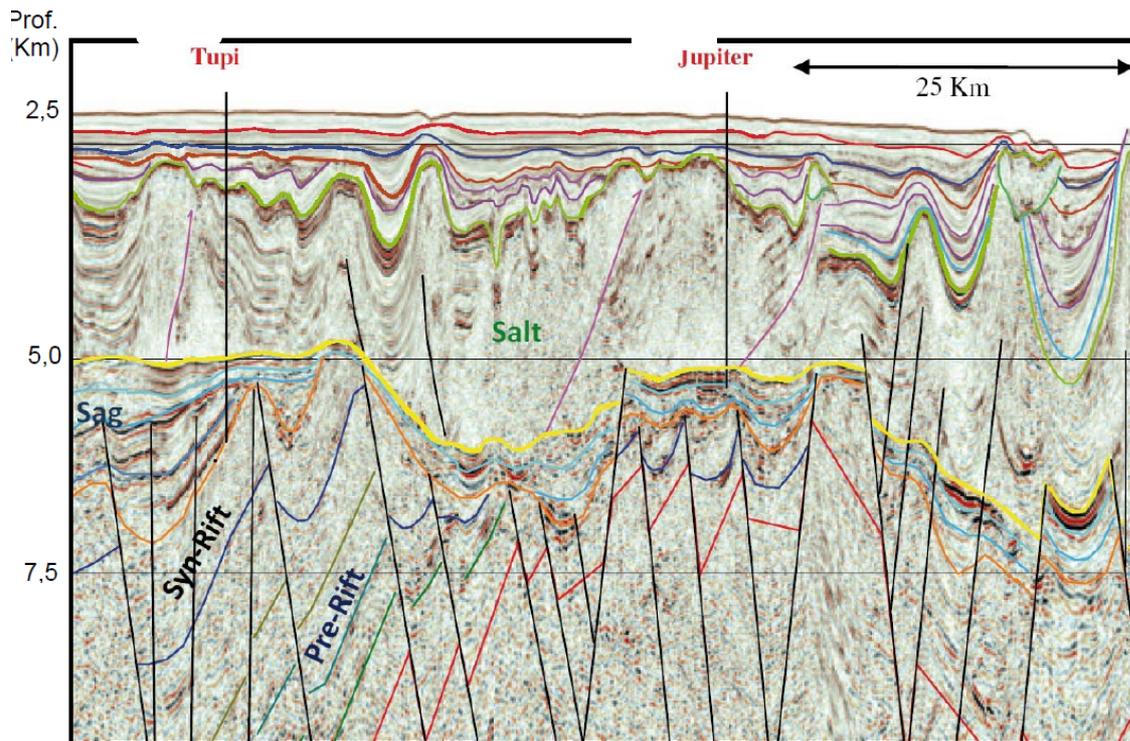


Figura 6: Seção sísmica mostrando a estruturação dos campos de Lula (Tupi) e Júpiter, indicando um forte controle estrutural e o espesso pacote de evaporitos sobrejacente as acumulações do play Pré-sal (Papaterra, 2010 *apud* Henry, 2009).

Para o *play* do Pré-sal, o pacote evaporítico é identificado como o principal selo e é constituído por espessas camadas que se estendem ao longo da área. No caso das acumulações Pós-sal, as rochas selantes são tanto os calcilutitos intercalados aos calcarenitos da Formação Guarujá, quanto os calcilutitos e pelitos intercalados da Formação Itanhaém, na porção mais superior. Nos reservatórios siliciclásticos, as rochas selantes são os pelitos intercalados aos arenitos das Formações Itajaí-Açu, Santos/Juréia e Marambaia.

A maioria das armadilhas estruturais do *play* do Pós-sal estão associadas aos domos ou diápiros salinos. Muitas das formações dessas trapas estão associados à halocinese e estendem-se desde o período Neo-Albiano, em águas rasas, até o Oligoceno, na região de águas profundas.

2.5 MIGRAÇÃO E ACUMULAÇÃO

Os processos de migração e acumulação de óleo e gás na Bacia de Santos encontram-se intimamente ligados à dinâmica da sequência evaporítica, que atuou e atua como importante condicionante ao fluxo de óleo e gás gerados na seção sin-rifte. Os hidrocarbonetos migraram até o topo da sequência sedimentar pré-aptiana, utilizando esta como camada carreadora (*carrier-bed*). Outro fator importante no direcionamento do fluxo dos hidrocarbonetos gerados na seção rifte foi a atuação das falhas, que tanto compartimentaram a sedimentação desta idade, como também focalizaram a migração para os altos estruturais.

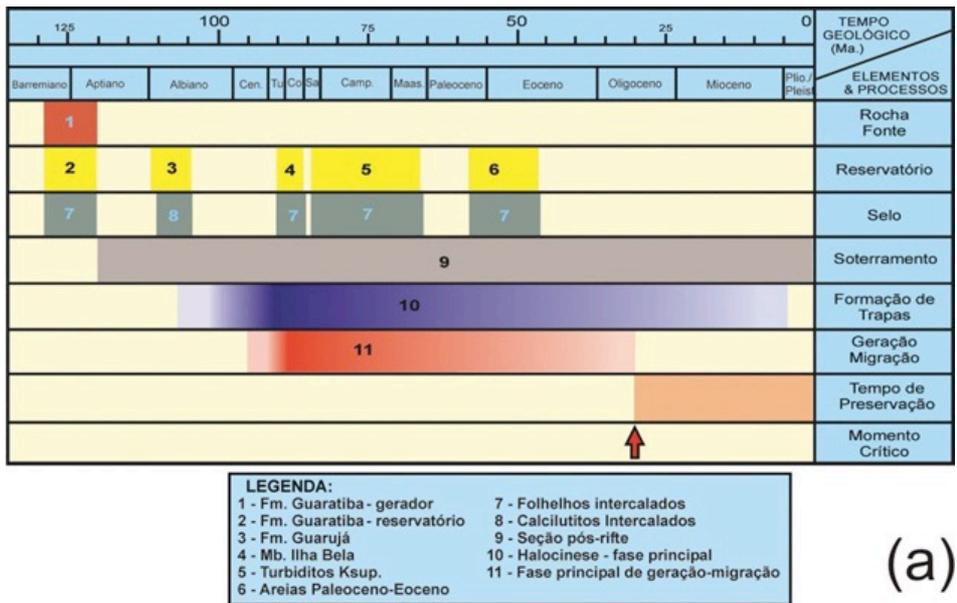
Janelas na sequência evaporítica ou nos locais que a camada evaporítica possui uma espessura muito pequena permitiu que os hidrocarbonetos migrassem os depósitos para acima da sequência evaporítica. Uma vez vencidas as barreiras impostas pelos evaporitos, o fluxo se concentrou nas falhas distensionais lítricas associadas aos domos e diápiros de sal ou em falhas de transferência, até as armadilhas.

No caso dos hidrocarbonetos gerados na Formação Itajaí-Açu, estes migraram preferencialmente pelas falhas lítricas ou de transferência originadas pela halocinese. Outro fator importante no direcionamento do fluxo dos hidrocarbonetos gerados na seção rifte é a atuação das falhas da própria fase rifte, que tanto compartimentaram a sedimentação desta idade, como também acabaram por focalizar a migração para os altos estruturais.

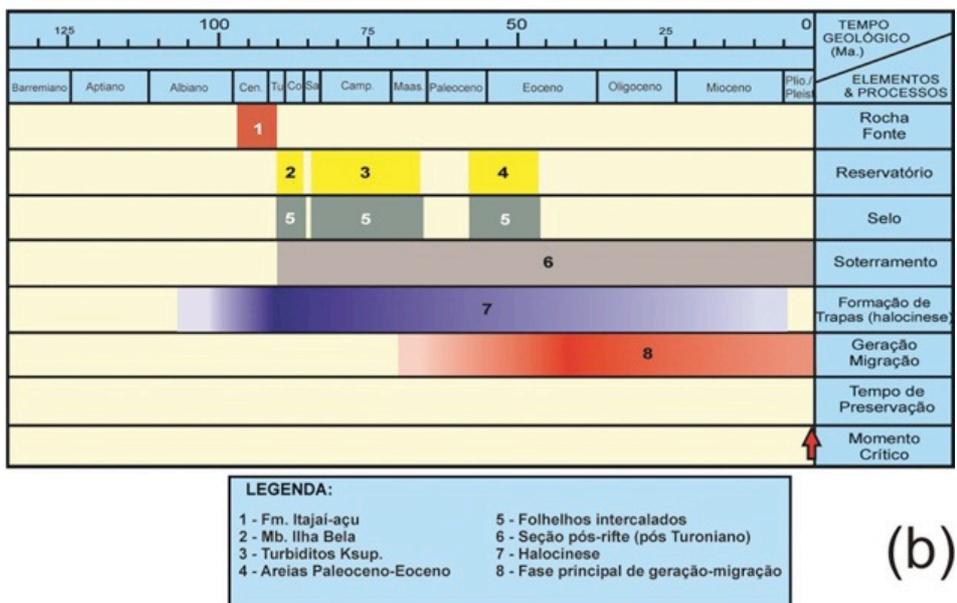
2.6 SINCRONISMO

Segundo estudos realizados pela Agência Nacional do Petróleo e Gás Natural e Biocombustíveis (ANP, 2003), concluiu-se que durante a fase rifte o pico de geração e expulsão ocorreu no intervalo de 70 Ma a 90 Ma. Porém, pela grande extensão geográfica, as rochas da Formação Guaratiba não entraram na janela de geração de óleo de maneira uniforme, podendo a geração estender-se até o Paleoceno.

A partir da análise dos mapas de maturação para a seção rifte, concluiu-se que a geração teve início no Neo-Albiano/Eo-Cenomaniano, em calha alongada de mesma direção NE que foi se estendendo tanto no sentido às águas rasas quanto às águas profundas. Já ao final do Cretáceo, a área com potencial de geração de hidrocarbonetos ocupava uma parte significativa da bacia, sendo coincidente com as maiores espessuras da sequência de margem passiva. Por outro lado, considerando a porção basal da Formação Itajaí-Açu, observou-se que a geração permaneceu no início da janela de maturação térmica, durante boa parte da história evolutiva da bacia. Porém, a partir da Oligoceno, algumas áreas mais extensas mostram maiores valores de maturação. Em termos de expulsão, a modelagem realizada constatou que esta ocorreu somente em baixos localizados nas porções central e sul (Figura 7).



(a)



(b)

Figura 7: Cartas de eventos dos principais sistemas petrolíferos da Bacia de Santos. (a) Carta de elementos essenciais e processos do Sistema Petrolífero Guaratiba - Guarujá. (b) Carta de elementos essenciais e processos do Sistema Petrolífero Itajaí-Açu - Ilhabela (Chang *et al.*, 2008).

3. EVAPORITOS

Ao longo da história do homem, o sal tem sido tratado como um “quinto elemento”. Tendo em vista a sua grande importância podemos associar a sua relevância como aos quatro elementos: fogo, terra, ar e água. Desde a pré-história, o sal tem se mostrado de grande importância para a vida. As civilizações celebravam seu valor em cerimônias religiosas, rituais mágicos e encantamentos. Homero chamava o sal de substância divina. Era comumente utilizado na mumificação egípcia, muitas vezes o sal foi encontrado em cofres ao lado dos bens preciosos de faraós e dignitários (Mohriak *et al.* 2008).

O sal é necessário para vida do homem, para o equilíbrio do seu organismo. Todas as formas vivas contêm o líquido fisiológico com uma porcentagem de 0,9% de sal. Esta era a porcentagem da água do mar quando a vida na Terra começou, atualmente essa razão é de aproximadamente 3,5%. Alguns lagos e mares salgados possuem uma porcentagem muito maior, como é o exemplo do Mar Morto que chega a ter 30 a 35% (Wisniak, 2002) (Raed, *et al.* 2008) de concentração do sal. Nesses locais de alta salinidade ocorre uma deposição salina tão alta como aquelas que deram origem as grandes bacias evaporíticas. (Mohriak *et al.*, 2008).

O sal é uma substância tão rica que é de interesse multidisciplinar, sendo estudada por diversas áreas: religiosa (Dias, 2005) química (Wisniak, 2002), biologia (Yeo, 1998), física (Lopez, 2013), engenharia (Souza, 2013), geofísica (Jones and Davison, 2014) e geologia (Peel, 2014). Na geologia, o sal vem sendo estudado para compreender a sua origem, formação e dinâmica ao longo do tempo (Mohriak *et al.*, 2008; Fossen, 2010). Estudos mais específicos sobre a halocinese ou tectônica do sal, que trata da cinemática desses corpos dentro de uma bacia sedimentar, também vêm sendo realizados (Jackson *et al.*, 2014; Peel, 2014). Existem alguns fatores que tornam o sal muito importante para a Geologia e conseqüentemente a exploração de hidrocarbonetos, entre eles, a forte influência que a movimentação do sal exerce sobre os sedimentos encaixantes, gerando trapas, por exemplo, a ausência de porosidade e permeabilidade, que o torna uma perfeita rocha selante, além do ambiente em que é depositado, que geralmente está associado a altas atividades biológicas. Vale

destacar ainda, a sua característica de condutividade térmica, que é de essencial para a maturação das rochas geradoras e conseqüentemente geração de hidrocarbonetos.

3.1 FORMAÇÃO DE EVAPORITOS

Os evaporitos são rochas formadas geralmente em ambientes com baixo aporte sedimentar terrígeno, submetidos à climas secos e com altas taxas de evaporação de água, comumente maior do que a taxa de precipitação. Os evaporitos são materiais diferentes das rochas comuns, pois possuem tanto características de sólidos quando de líquidos. Pode-se dizer, que os evaporitos são rochas temporárias ou móveis, movimentam-se com muita facilidade, tanto quimicamente em solução aquosa, como fisicamente em fluxo sólido (Mohriak *et al.*, 2008).

Os ambientes de formação dos evaporitos podem ocorrer tanto em ambientes marinhos como em ambientes continentais. O ambiente marginal marinho característico é representado pelas planícies do tipo sabkha e salinas. Os evaporitos também podem ser formados tanto em ambientes marinhos rasos e profundos. Também outro ambiente importante para formação de evaporitos são os lagos salinos em áreas continentais, que podem formar espessas camadas de sais em sequências lacustres (Silva *et al.*, 2000).

Quando ocorre a evaporação da água do mar em um ambiente restrito, uma gama de minerais é precipitada em uma sequência bem definida. Para que isso ocorra é necessário que a taxa de evaporação seja maior que a taxa de precipitação mais o influxo de água doce e salgada. (Mohriak *et al.*, 2008). Em um primeiro momento ocorre a precipitação de carbonatos, mais especificamente, aragonita ou calcita. Posteriormente, ocorre a precipitação de sulfato em forma de gipsita que posteriormente se transforma anidrita à medida que se perde água cristalina. Em seguida então precipita-se a halita, o mineral evaporítico mais abundante. Ainda nessa sequência ocorre a precipitação de sais mais complexos de potássio e magnésio como a silvinita (Silva *et al.*, 2000).

Uma experiência de um modelo simplificado, apresentada por Harraz (2015), é possível observar na Figura 8, que em termos de ordem de precipitação teríamos que no primeiros 50% de evaporação a presença de carbonatos, em seguida com 80 a

85% de evaporação a gipsita, em seguida halita com 90% e por fim sais de K e Mg. Em relação ao volume de sais precipitado, uma coluna de água do mar de mil metros é evaporada por completo, o depósito de sal precipitado teria cerca de 17 metros de espessura. Sendo 0,6m de gipsita, 13,3m de halita e o restante de 2,7m seria principalmente de sais de potássio e magnésio.

Os principais fatores que controlam a formação dos minerais evaporíticos e seu acúmulo são a baixa umidade relativa do ar, a temperatura, o conteúdo iônico inicial e as suas relações. A Tabela 1 mostra o fator de concentração, a porcentagem de água liberada com a evaporação e a densidade da salmoura, é possível observar que com a medida que a água vai sendo evaporada e liberada, existe uma ordem de precipitação previsível e, conseqüentemente, por conta saída de água e o aumento do fator de concentração a densidade da salmoura também aumentam.

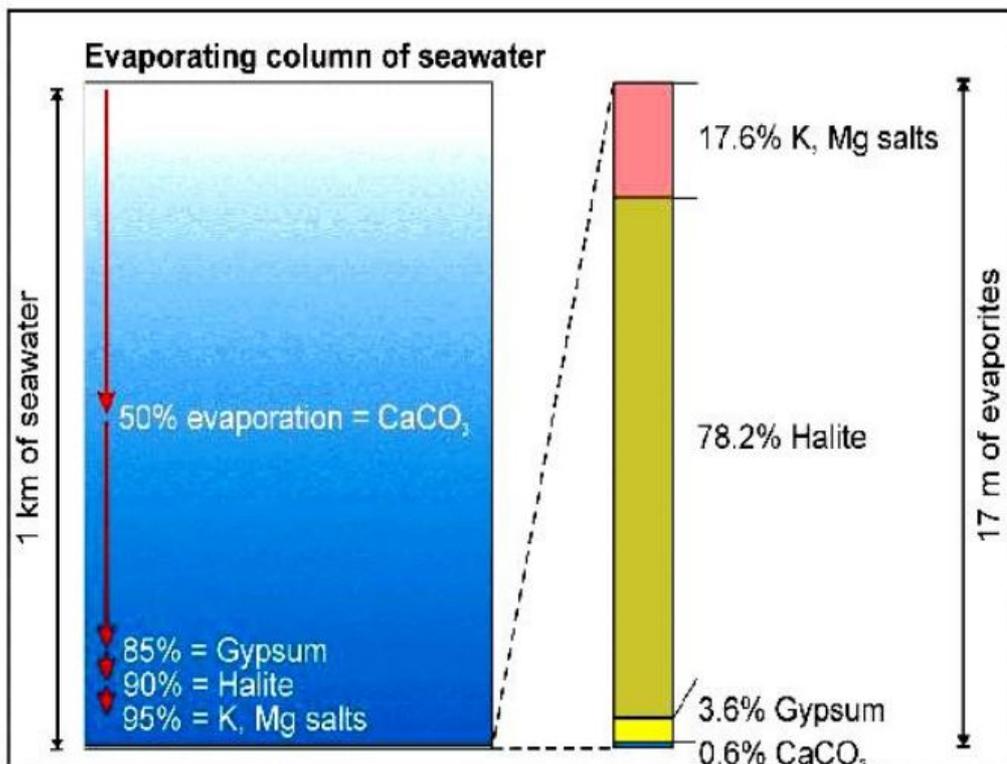


Figura 8: Coluna de evaporação da água do mar e precipitação dos principais sais e os seus volumes. Fonte: Harraz (2015).

Tabela 1: Sequência mineral depositada a partir da evaporação de uma solução de água ao mar a 25°C (Freitas 2006).

Mineral	Fator de Concentração	% de água liberada	Densidade da Salmoura
Sais de K-Mg	63	98,70%	1,29
Halita	11	90%	1,214
Gispsita / Anidrita	5	80%	1,126
CaCO ₃	2 a 3	50%	1,1
Água do Mar	1	0%	1,04

3.2 TECTÔNICA DO SAL

A tectônica consiste na parte da geologia que destina os estudos a qualquer processo em que se tem movimentação ou deslocamento de massas rochosas, construindo ou reorganizando a estrutura terrestre devido a tensões crustais. A tectônica é de extrema importância para o melhor entendimento da dinâmica terrestre e para a investigação da história geológica de uma determinada região.

Quando ocorre a movimentação e ascensão das rochas evaporíticas por conta da ação da gravidade e compactação diferencial, temos a denominação de halocinese ou tectônica do sal. As propriedades físicas dos evaporitos tem grande influência sobre a halocinese, principalmente na capacidade de fluir de zonas de alta pressão para zonas de menor pressão (Fossen, 2010).

A Tabela 2 apresenta as fórmulas químicas e as características físicas dos seguintes minerais evaporíticos: gispsita, anidrita, halita, taquidrita, carnalita e silvita. A anidrita e a gispsita são consideradas sais de alta velocidade, enquanto a halita, a carnalita, a taquidrita e a silvita são consideradas sais de baixa velocidade, no qual pois uma maior facilidade de fluidez.

Tabela 2: Parâmetros físicos e químicos dos principais minerais evaporíticos. (Adaptado de Jones e Davison 2014).

Mineral	Fórmula Química	Densidade (kg/m ³)	Velocidade Sísmica (m/s)
Gispsita	CaSO ₄ .2H ₂ O	2300	5700
Anidrita	CaSO ₄	2900	6500
Halita	NaCl	2200	4500
Taquidrita	CaMg ₂ Cl ₆ .12H ₂ O	1660	3500
Carnalita	KMgCl ₃ .6H ₂ O	1600	3900
Silvita	KCl	1990	4110

O sal se deforma plasticamente quando submetido a uma carga, essa singularidade e a não compressibilidade são as principais causas da sua instabilidade. Em função disso, historicamente é possível observar que as bacias sedimentares que possuem grande acúmulo de sal tem a tendência de se deformarem muito mais do que as bacias que não tem a presença de sal (Fossen, 2010).

O sal é mecanicamente estável se comprimido igualmente por todos os lados. Entretanto, sua baixa viscosidade permite o seu escoamento sob forças em desequilíbrio, que ocorrem na natureza, principalmente, em duas formas de forças/cargas: gravitacional e deslocamento (Perez *et al.*, 2008).

A força gravitacional pode gerar fluxo se o peso da camada de sobrecarga estiver distribuído de forma irregular. Sedimentos que se sobrepõem variam lateralmente em espessura ou densidade, fazendo com que o sal subjacente flua lateralmente em direção a uma sobrecarga mais fina ou menos densa. No entanto, mesmo que a sobrecarga esteja distribuída de forma irregular, pode não ocorrer a deformação do corpo de sal, pois existe outra característica importante que resiste ao fluxo de sal. Esta característica é a força das camadas de sedimentação sobrepostas. Para que o sal deforme verticalmente, ele deve penetrar ou levantar os sedimentos acima dele. Se os sedimentos sobrepostos são suficientemente densos, eles serão muito pesados para serem erguidos e muito fortes para serem perfurados pelo sal, apesar da alta fluidez do sal.

O carregamento é a segunda forma de instabilidade. Ele é conduzido por forças tectônicas e, tipicamente, age horizontalmente. Se os sedimentos que flanqueiam um corpo de sal afastarem-se lateralmente, o sal pode esticar-se e cair no vazio resultante. Por outro lado, se os sedimentos flanqueados pressionarem juntos, qualquer corpo de sal intermediário será espremido, tendendo a subir e penetrar as camadas sobrejacentes (Perez *et al.*, 2008).

O sal tem por sua origem a deposição em camadas planas. As forças citadas anteriormente transformam essas camadas em grandes montanhas de sal, que tendem a formação dos diápiros salinos. A formação desses diápiros podem ser basicamente de três formas: reativa, ativa e passiva (Hudec e Jackson, 2006). O diapirismo reativo é quando um diápiro se forma em resposta a um processo de

ruptura da camada sobreposta, formando-se, preferencialmente, entre falhas tectônicas (Souza, 2013).

Quando a estrutura sofre extensão, o diapirismo ativo é guiado pelas forças de empuxo devendo ser a camada de sobrecarga mais densa que a camada de sal para isto ocorrer. Por outro lado, quando a estrutura sofre contração, o diapirismo ativo é guiado pela força de deslocamento (Hudec e Jackson, 2006).

Uma vez que um diápiro ativo permanecer passivamente, ele cresce em altura à medida que os sedimentos vão sendo depositados ao seu redor. Os sedimentos que se depositam sobre a camada de sal fazem peso sobre a mesma e comprimem o sal. Então, o diapirismo passivo pode ser guiado somente pela sedimentação ou em conjunto com o processo de contração (Souza, 2013).

A tectônica do sal pode ser relacionada tanto a distensão ou encurtamento regional das rochas de cobertura ou teto do sal. O sal é tipicamente a ligação mais frágil em qualquer sistema rochoso, logo tende acumular a maior parte da deformação total. Sendo assim, estruturas salinas pré-existentes se deformam primeiro, antes que as rochas sedimentares encaixantes de comportamento menos dúctil possam ser deformar (Talles, 2010).

A Figura 9 apresenta um modelo esquemático da tectônica do sal durante uma compressão regional: sem diápiros pré-existentes e diápiros pré-existentes formados durante uma distensão anterior a compressão (Hudec e Jackson, 2007).

Como pode-se perceber, as formações salinas constituem um grupo de rochas não usuais que contribuem para a formação de estruturas com características bem peculiares. As camadas salíferas podem intrudir e deformar as camadas adjacentes e sobrepostas, gerando diferentes tipos de estruturas. A Figura 10, extraída do trabalho de Fossen (2010), mostra alguns exemplos das principais estruturas formadas em ambientes evaporíticos.

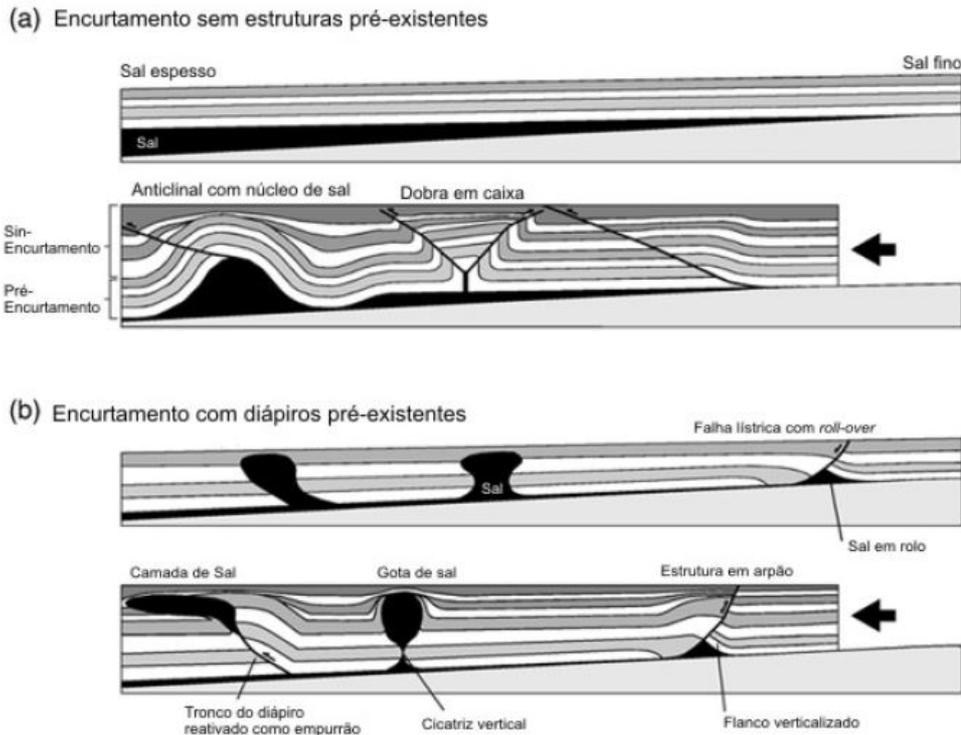


Figura 9: Modelo esquemático da tectônica do sal durante uma compressão regional. (a) sem diápiros pré-existentes. (b) Diápiros pré-existentes formados durante uma distensão anterior a compressão. Fonte: Hudec e Jackson (2007).

A seguir é apresentado uma breve descrição das estruturas mostradas na Figura 10, tendo como base o trabalho de Garcia (1999):

- **Domo de sal (salt dome):** individualização de um núcleo de sal e um envelope de sobrecarga deformada pela domaçaõ, onde o sal pode ou não estar concordante com a sobrecarga;
- **Diápiro de sal (diapirs):** os diápiros são estruturas onde o sal flui como intrusão nas rochas sedimentares suprajacentes, podendo se espessar muito além do dobro da camada original de evaporitos. A intrusão diapírica pode tomar qualquer forma, tanto lateral quanto verticalmente, perfurando a sobrecarga junto as falhas ou ascendendo passivamente (a sobrecarga pré-cinemática se movimenta e rompe abrindo espaço para a passagem do sal)
- **Muralha de sal (salt wall):** são diápiros de sal alongados, normalmente bastante contínuos e formando linhas sinuosas quase perpendiculares à extensão da bacia;

- **Sal autóctone (autochthonous salt):** são estruturas de sal que se localizam sobre o estrato original, isto é, sobre a superfície onde se acumulou por evaporação;
- **Sal alóctone (allochthonous salt):** estruturas salinas que se assemelham a lençóis, situados em posição estratigráfica secundária, isto é, diferente de sua posição deposicional de origem. Normalmente se sobrepõe as camadas mais jovens, mas pode cobrir estratos mais velhos;
- **Anticlinal de sal (salt anticline):** pequeno domo alongado sob efeito de sobrecarga sedimentar, onde a espessura não atinge o dobro da camada original do evaporito;
- **Almofada de sal (pillows salt):** domação de forma subcircular cuja espessura pode atingir o dobro da camada original do evaporito;
- **Rollover de sal (salt roller):** trata-se de uma estrutura alongada, com baixa amplitude, assimétrica, em dois flancos, onde um mergulha suavemente em contato relativamente concordante com a sobrecarga e o outro mergulha abruptamente em contato com por falhamento normal com esta sobrecarga. Acomodam-se na base do bloco alto de falhas normais;
- **Diápiro cogumelo:** os diápiros cogumelos possuem um bulbo orlado por um ou mais lobos periféricos. Podem ser encontrados através de dobras em forma de luas crescentes em seções horizontais e de dobras faceadas para baixo em seções verticais;
- **Plugue de sal (salt plug):** é um diápiro que assume a forma de um plugue com seção horizontal subcircular. Pode ter uma crista entumecida como um bulbo e uma base esguia como um caule, que também é chamado de raiz do diápiro;
- **Lençol de sal (salt sheet):** também conhecido como língua de sal, é uma estrutura alóctone cuja largura é muitas vezes superior à sua espessura máxima. Em geral, as línguas de sal individuais chegam a atingir cerca de 80 km de extensão por 7 km de largura e possuem uma forma de cunha;

- **Geleira de sal (salt glacier):** extrusão de sal que parte de um diápiro exposto se espalha ao ar livre ou sob o mar, e recebe este nome por lembrar o movimento do gelo glacial (Lees, 1927);
- **Cicatrizes de sal (salt weld):** são feições que marcam os locais onde existia a camada de sal original ou passagens de sal alóctone. Normalmente, são marcadas pela ocorrência de um refletor fino, de alta amplitude e de fácil identificação, tanto na horizontal quanto na vertical, em seções sísmicas. No primeiro caso, são formadas pela completa evacuação da camada fonte de sal, proporcionando rotação dos estratos pré-cinemáticos depositados sobre a camada salina que toca a superfície relativa à sua antiga base.

Outras importantes estruturas formadas também pela movimentação do sal e que não estão presentes na Figura 10 são:

- **Sal coalescente (salt coalescent):** estrutura diapírica composta, resultante da aglutinação total ou parcial de bulbos diapíricos ou lençóis de sal vizinhos e distintos. Aglutinam-se ao longo de suturas, podem ou não estar conectados à camada fonte por caules alimentadores.
- **Sutura de sal ou zona de colisão (salt suture):** ocorre quando há a junção entre duas estruturas de sal individuais entram lateralmente em contato, formando uma única estrutura aglutinada.

As mini-bacias (mini-basins) também constituem uma importante estrutura formada pela ação da tectônica do sal, são caracterizadas como bacias circulares formadas entre as estruturas salinas, tais como domos e diápiros. O desenvolvimento desses deposcentros, podem ocorrer juntamente com o preenchimento sedimentar que pode acabar gerando espessas sequências isoladas pelas estruturas salinas. (Figura 11).

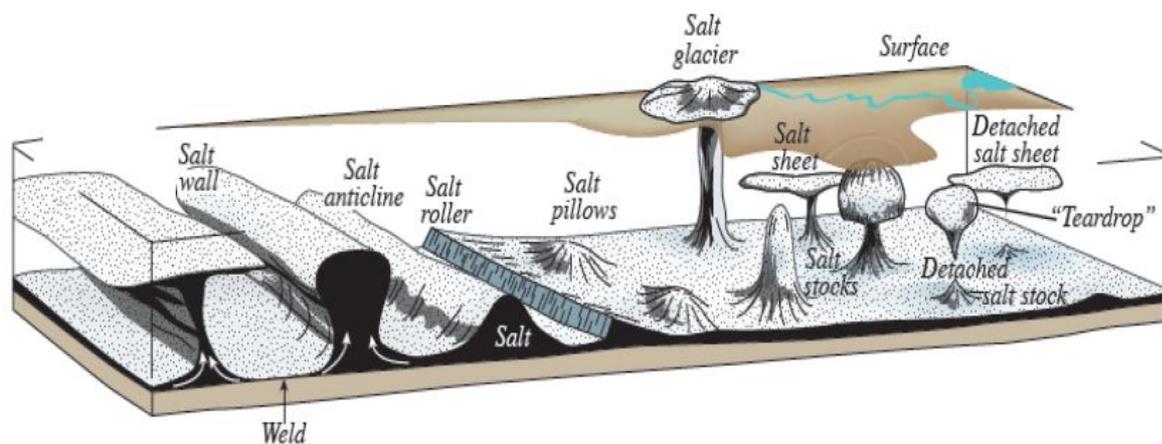


Figura 10: principais estruturas formadas em ambientes evaporíticos. Fonte: Fossen (2010).

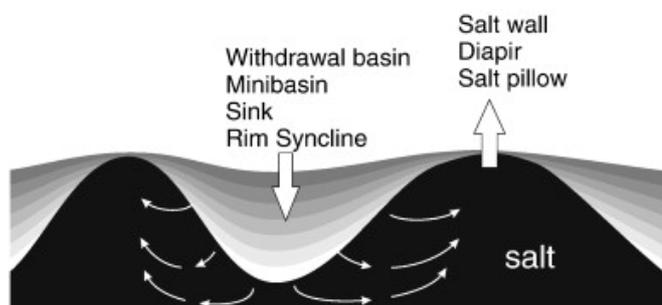


Figura 11: Formação de mini-bacias entre os corpos de sal. Fonte: Peel (2014).

3.3 EVAPORITOS E HIDROCARBONETOS

As bacias sedimentares contendo essas estruturas salinas sempre tiveram destaque na indústria do petróleo, geralmente por estarem associadas as reservas mundiais de hidrocarbonetos. Estas estruturas têm sido de grande importância para a indústria do petróleo, tornando seus estudos cada vez mais de grande interesse (Gobatto *et al.*, 2016; Maul *et al.*, 2016; Teixeira *et al.*, 2017). Além do fato além de constituírem excelentes trapas para o acúmulo deste em reservatórios em decorrência das diferentes geometrias assumidas, como também ser uma das mais significativas rochas selantes, ainda temos o seu alto valor de condutividade térmica, provocando profundas alterações no gradiente térmico de uma bacia sedimentar. (Bengaly *et al.*, 2013).

Os evaporites podem atuar como selos, impedindo a migração dos fluidos. Eles são considerados um dos mais eficazes selos, independente do tipo de hidrocarboneto e configuração estrutural. Os selos formados por evaporitos, normalmente, têm características de elevadas pressões, alta ductilidade, baixas porosidade e permeabilidade, podendo possuir grandes extensões laterais e alta capacidade de manter a vedação e integridade dos hidrocarbonetos em grandes áreas, mesmo quando expostas a uma ampla gama de temperatura e condições de pressão (Warren, 2016).

O sal também pode contribuir para a formação de trapas estratigráficas (armadilhas), por conta da sua movimentação e deformação. As armadilhas formadas pelos domos salinos são bastante conhecidas e são alvos da exploração de hidrocarbonetos, desde as primeiras descobertas em 1901 no Texas (Jackson *et al.*, 1995).

As armadilhas podem ocorrer nas arestas ricas em areia, juntamente com os *pinchouts* e associados à crista do diápiro. Um exemplo desse tipo de reservatório é o West Saratoga Field, Hardin County, Texas e a Figura 12 mostra a representação esquemática deste tipo de armadilha (Warren, 2016).

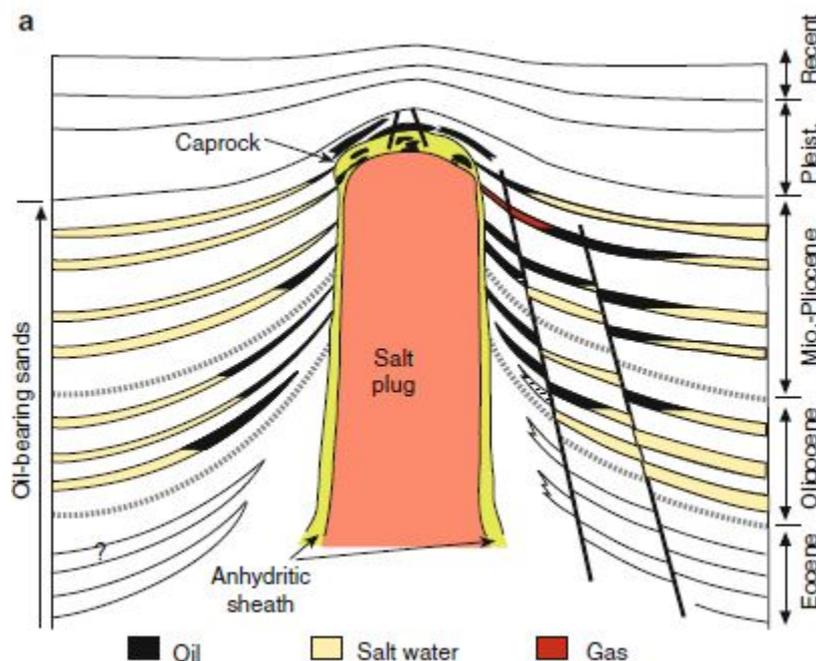


Figura 12: Exemplo de trapa formado pela presença de domos salinos. Fonte: Warren (2016).

Existem diversos trabalhos que relacionam os evaporitos às acumulações de hidrocarbonetos. A princípio, essas associações eram somente ligadas como consequência dos sais serem excelentes barreiras impermeáveis se tornando importantes selos. Entretanto, Szatmari (1980), Kirkland e Evans (1981) e Evans e Kirkland (1988) observaram altos níveis de atividade biológica associados com a deposição de evaporitos modernos e propuseram que tais níveis de produtividade são responsáveis, pelo menos em parte, pelos hidrocarbonetos encontrados em depósitos antigos análogos desses evaporitos.

Também como consequência da halocinese, e bem relevante para uma área exploratória, tem-se a formação de um relevo pós-halocinese, que permite a criação de zonas rasas na bacia, ocorrendo a instalação de bancos carbonáticos (Vendeville e Jackson, 1992).

Ambientes contendo elevadas salinidades são sítios de produtividade biológica muito alta e podem ser usados como modelos para a sedimentação relacionada aos evaporitos (Rosell *et al.*, 1998). Nos ambientes evaporíticos modernos, os depósitos orgânicos são soterrados rapidamente, formando sedimentos argilosos ou calcários ricos em matéria orgânica interestratificados com minerais evaporíticos, tais como: gipsita (anidrita), glauberita, trona e halita. Essa associação e estratificação é semelhante aos depósitos encontrados em muitas sequências evaporíticas. Dependendo das condições locais, essa estratificação representa períodos de influxo de água tanto marinha como não marinha e que carrega argila, silte e areia.

Outro importante papel da camada evaporítica em um sistema petrolífero, que está diretamente relacionado ao sucesso na exploração das bacias sedimentares, inclusive a Bacia de Santos, é a propriedade de condutividade térmica que o sal possui. (Mello *et al.*, 1995) Este assunto é apresentado de forma mais detalhada na próxima seção.

3.4 CONDUTIVIDADE TÉRMICA DO SAL

A condutividade térmica das rochas depende de vários fatores e os que mais influencia-a são: composição química, porosidade, tipo de fluido presente no espaço

poroso, densidade, pressão de confinamento, temperatura, textura, estruturas sedimentares, grau de consolidação e grau de diagênese (Dantas, 2013).

Uma rocha é constituída por um conjunto de minerais. Cada mineral possui valores característicos de condutividade térmica. Então, ao variar as proporções dos minerais, a condutividade térmica também apresenta modificações, demonstrando uma complexa interação dessa propriedade em uma rocha (Figueiredo, 2006).

Mello *et al.* (1995), através de ensaios em laboratório, obtiveram a seguinte função hiperbólica para representar a condutividade térmica, K_{ct} , em função da temperatura, T :

$$K_{ct} = \frac{K_0}{(1 + bT)} \quad (1)$$

no qual K_0 é a condutividade térmica de referência e b é o coeficiente de temperatura. Os valores de K_0 e b encontrados por Mello *et al.* (1995) para arenito, folhelho, calcário e halita são mostrados na Tabela 3.

Tabela 3: Valores de K_0 e b . Fonte: Mello *et al.* (1995).

Litologia	K_0 (W/m°C)	b
Arenito	5,573	0,002600927
Folhelho	1,935	0,000671296
Calcário	2,986	0,001785714
Sal (Halita)	6,430	0,00483

Como mostra a Tabela 3, a halita apresenta um coeficiente de condutividade térmica maior do que outras rochas sedimentares. Estas rochas em contato apresentam diferentes valores de condutividade térmica do fluxo de calor existente da base até a superfície (Mello, 1994). A condução de calor em estruturas mais complexas, como diápiros de sal que atravessam outras camadas, pode formar um fenômeno denominado de “Efeito Chaminé” (Figura 13). Neste fenômeno é caracterizado pelo aquecimento da região próxima ao topo da estrutura e o resfriamento da região próxima à sua base, formando assim um dipolo térmico.

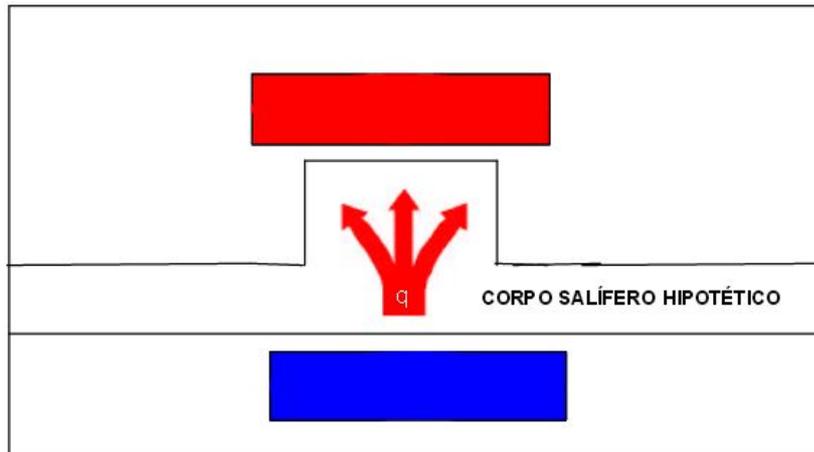


Figura 13: Efeito chaminé ao redor de um domo de sal hipotético (Bengaly, 2003).

O “Efeito Chaminé” é provocado devido o contraste de condutividade térmica da rocha evaporítica em relação as rochas sedimentares que a envolve, e está relacionado com a geometria e os processos de deformação. Os evaporitos ao atravessarem outras rochas criam um caminho de menor resistência ao fluxo térmico na região (Mello, 1994; Bengaly; Landau e Bedregal, 1995).

A condução térmica, o aumento da pressão de soterramento e o tipo de matéria orgânica em uma bacia são de extrema importância para geração e maturação de hidrocarbonetos. Observa-se que as camadas evaporíticas funcionam como excelentes condutores térmicos e, em alguns casos, contribuiu para que as rochas geradoras estivessem em uma janela de temperatura ideal, o que possibilitou a formação de hidrocarbonetos.

3.5 O PRÉ SAL E OS SEUS DESAFIOS CAUSADOS DEVIDO AS ESPESSAS CAMADAS SALÍFERAS

As descobertas de acumulações gigantes de hidrocarbonetos em águas ultra profundas na costa sudeste do Brasil, principalmente nas Bacias de Santos e Campos a partir dos anos 2000, abriram uma nova fronteira para exploração e produção. O *play* do Pré-sal, comprovado pela descoberta do campo de Tupi, no ano de 2006, trouxe novos desafios à indústria de exploração e produção, relacionados à

perfuração de poços em águas ultra profundas, imageamento sísmico abaixo da espessa camada de sal, aos valores dos poços perfurados, etc. (Carminatti *et al.*, 2008).

Carminatti *et al.* (2008) tinham definido o 'Pré-sal' como uma unidade de rocha reservatório de composição calcária ligada a ações microbianas, que se localizam nas porções distais das Bacias de Campos, Santos e Espírito Santo, e, muitas vezes, acima desta unidade existem camadas de sal. Segundo estes autores, os reservatórios do Pré-sal estão relacionados com a ruptura das Placas Africana e Sul-Americana e se formaram entre 123 e 113 milhões de anos, depositados em um ambiente de golfo, com imensas lagunas e uma relativa estabilidade tectônica. Tais condições de baixa energia e hiper-salinidade favoreceram a presença e o crescimento de cianobactérias, que compõem as rochas carbonáticas constituintes dos reservatórios do Pré-sal.

Paralelamente, Carminatti *et al.* (2008) e Gomes *et al.* (2008) definiram como *play* do Pré-sal o modelo conceitual de acumulação de hidrocarbonetos em reservatórios carbonáticos de origem microbial, abaixo de camadas do sal do Aptiano. No modelo de acumulação da seção rifte, proposto por Chang *et al.* (2008), o definem como acumulações de hidrocarbonetos em altos estruturais da seção rifte, tendo como reservatórios rochas siliciclásticas e carbonáticas do andar local Alagoas. Papaterra (2010) qualificou o termo Pré-sal como de caráter geológico temporal, ou seja, rochas que foram depositadas antes da camada de sal, incluindo os reservatórios que ocorrem nesta área.

Um dos grandes desafios do Pré-sal é o seu imageamento sísmico e resolução sísmica. Melhorar as resoluções dos dados sísmicos podem proporcionar uma melhor caracterização dos reservatórios carbonáticos. Cada vez mais se investe na aquisição sísmica para melhorar a qualidade dos dados adquiridos.

O avanço computacional tem possibilitado a implementação de melhores algoritmos a serem utilizados no processamento e inversão de dados sísmicos. Isto possibilita uma melhora no imageamento e, conseqüentemente, na interpretação das camadas mais distantes da superfície. A construção de um bom modelo de velocidade durante o processamento sísmico para ser usado na migração dos dados também é um grande desafio.

Jones e Davison (2014) realizaram um estudo de iluminação de uma série de fontes uniformemente distribuídas na superfície, distribuídos em uma grade de 200 x 200 m (isso não é considerado uma grade padrão de aquisição para uma pesquisa grande). Na figura 14 é possível observar a dificuldade da iluminação principalmente nos flancos dos domos de sal. A geometria do corpo de sal (Figura 14a) dá origem a uma região mal iluminada na localização do alvo. Mesmo com o espaçamento bastante denso do tiro e do receptor, o estudo de modelagem indica que será difícil obter uma boa iluminação subterrânea neste caso. O mapa do hit-count (Figura 14b) dá uma indicação de iluminação provável, que é pobre em alguns lugares. O círculo pontilhado amarelo indica a localização aproximada do corpo salgado sobreposto. É possível observar a dificuldade de iluminação principalmente nos flancos (Figura 14c).

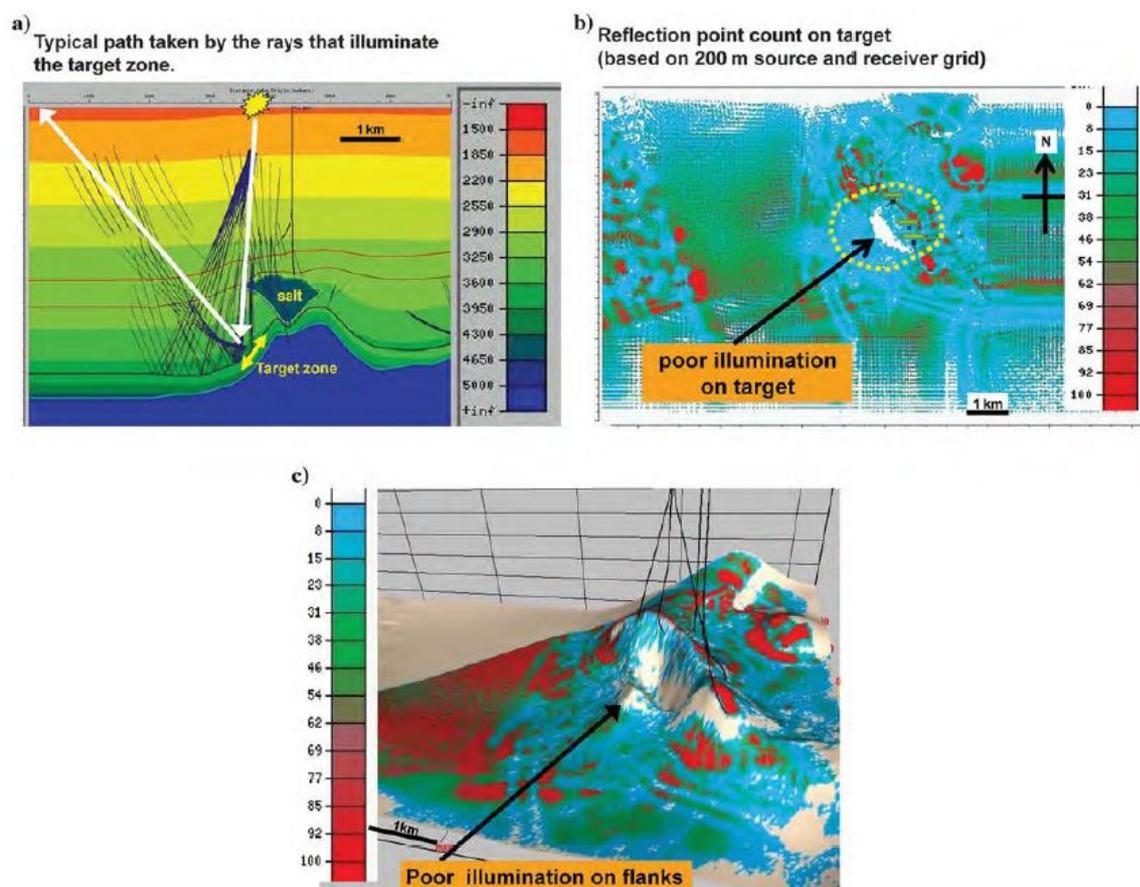


Figura 14: Modelagem tridimensional de raios com aquisição regular densa (Jones e Davison, 2014).

Ainda nesse trabalho Jones e Davison, (2014), demonstramquão complexo o campo de onda sísmico pode ser nas áreas com a presença das estruturas de sal. Mesmo para uma parede de sal tabular "simples" (Figura 15).

Nesse modelo, foi considerada uma parede de sal, a 4,4 km do local do tiro, a uma profundidade de 3 km. Na Figuras 8 , é mostrado um esboço dos vários caminhos dos raios, no refletor plano, várias reflexões, chegadas dispersas das bordas de sal, algumas das quais são posteriormente refletidas e também sofrem refracções. Esta multiplicidade de eventos dá origem a um registro de tiro muito complexo com as várias chegadas.

Para dados reais, esta situação seria muito mais complexa porque, como vimos, as geometrias das estruturas salinas não são regulares, pelo contrário, devida a sua dinâmica são bastante singulares e complexas. Daí como já dito anteriormente, os inúmeros desáfios no imagamento sísmico correto e coerente dessas áreas com a presença das espessas camadas de sal.

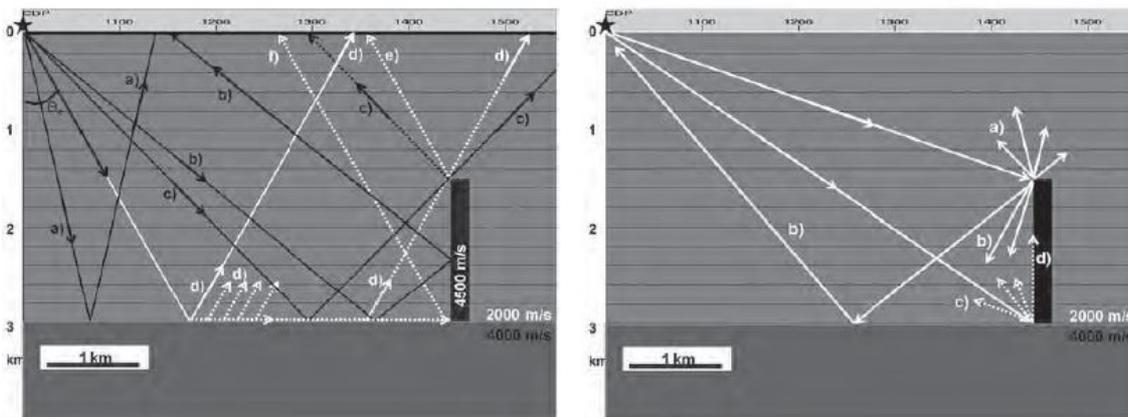


Figura 15: Modelo demosntrando a complexidade do campo de onda sísmica na presença de uma estrutura discorante tabular. (Jones e Davison, 2014).

Já na perfuração dos campos do Pré-sal, a maior parte das dificuldades encontradas durante, são associadas as características únicas do sal. Mesmo após o profundo soterramento, as camadas evaporíticas tendem a manter uma densidade relativamente baixa. Outras formações têm a sua densidade aumentada à medida que o soterramento aumenta, com o sal isso não ocorre, com isso as camadas salinas tendem a ficar menos densas que as formações que se encontram no seu mesmo nível de profundidade. Quando essas camadas mais densas se sobrepõem a uma

camada de sal, cria-se então uma condição de instabilidade. A questão é que quando chegamos a uma profundidade em que a densidade da camada compactada se iguala a da camada salina, um ponto crítico é atingido. A partir deste momento, o sal pode começar a se espalhar lateralmente, produzindo novas camadas salinas. (Clyde *et al.*, 2008).

As propriedades únicas pertinentes ao sal tornam a exploração de formações salinas um tanto quanto diferentes da exploração de outras formações geológicas, a instalação e perfuração de um poço é um grande desafio. O sal tem a capacidade de se deformar constantemente e significativamente, por exemplo, essa deformação salina permite o sal fluir para dentro do poço e substituir o volume removido pela broca, especialmente em altas temperaturas essa invasão pode ocorrer rapidamente colocando em risco toda a operação. (Clyde *et al.*, 2008). Como também em muitos casos até mesmo uma pequena deformação da camada de sal pode causar uma diminuição no diâmetro do poço ou uma aferição de poço equivocada, o que leva ao emperramento do tubo e ao colapso de revestimento do poço (Barker *et al.*, 1994).

4. METODOLOGIA

O presente trabalho foi desenvolvido a partir das seguintes etapas: revisão bibliográfica, que se estendeu até o final do trabalho, controle de qualidade e carregamento dos dados sísmicos e de poços), identificação das principais sequências estratigráficas do Pós-sal, amarração poço-sísmica, mapeamento dos refletores do topo da Formação Ariri (topo do sal), topo da Formação Itanhaém (próximo ao topo do Cenomaniano), topo da Formação Itajaí-Açu (próximo ao topo do Cretáceo) e topo da Formação Marambaia (fundo do mar), identificação dos sais presentes na coluna estratigráfica nos poços que foram perfilados na camada evaporítica, identificação e análise das estruturas geradas pela halocinese a dinâmica estrutural da camada evaporítica e sua influência nas camadas sobrepostas e, por fim, a geração da complexa superfície do topo do sal. O fluxograma da Figura 16 exemplifica os passos utilizados para a realização deste trabalho.

A interpretação sismoestratigráfica regional foi realizada usando um volume sísmico pós-empilhamento migrado em profundidade com uma área de 4.983 Km², tendo como auxílio os 4 poços presentes na área, os relatórios fornecidos pela empresa Petrogal-Brasil e com a utilização de informações de outros campos da Bacia de Santos. Com o avanço do mapeamento, a área de interesse foi limitada em 2.745 Km². Os softwares utilizados para interpretação e geração das superfícies foram o SeisEarth e Skua-GOCAD, ambos da empresa Paradigm.

A análise regional incluiu a identificação dos topos das formações litoestratigráficas do intervalo do Pós-sal nos poços e suas correlações com as principais discordâncias regionais da bacia. O critério de escolha desses refletores a serem mapeados foi feito com base nas principais discordâncias conhecidas na Bacia de Santos e na amarração poço-sísmica.

Neste trabalho, o principal refletor mapeado e estudado foi o refletor relacionado ao topo da camada de evaporitos, ou seja, o horizonte do topo da Formação Ariri. Devido a sua complexidade, este refletor foi interpretado de forma mais detalhada, em uma malha de 8 *crosslines* por 8 *inlines*, representando uma malha de distância de 100m em 100m de interpretação, e em algumas regiões

contendo estruturas do tipo overhangs e línguas de sal, a malha utilizada foi ainda mais densa.

Em seguida, foram observadas e discutidas algumas estruturas e os padrões sísmicos encontrados nas camadas salífera e Pós-sal, tais como: a alta estratificação em regiões formadas pelos diferentes sais presentes, as muralhas de sal que chegam próxima a aflorar na superfície do fundo oceânico, as “línguas de sal” e os overhangs com o sal sobreposto, além dos impactos tectono-sedimentares em alguns locais no Pós-sal provocados pela complexa halocinese. Também é discutido a influência dessas estruturas no imageamento sísmico.

Por último, foi gerada a superfície do topo da camada salífera. Por conta da alta complexidade dessa camada e das limitações dos softwares atuais em gerar superfícies com múltiplos pontos no eixo Z, foi utilizada uma alternativa que levou em consideração o modelo de velocidade usado para a migração dos dados sísmicos. Dessa forma, a superfície foi extraída utilizando a velocidade da interface do topo de sal deste modelo de velocidade. Em seguida, realizou-se uma reinterpretação do topo do sal, tendo a interpretação inicial como controle de qualidade, trazendo assim mais coerência e confiabilidade para o resultado e um novo horizonte do topo do sal foi gerado.

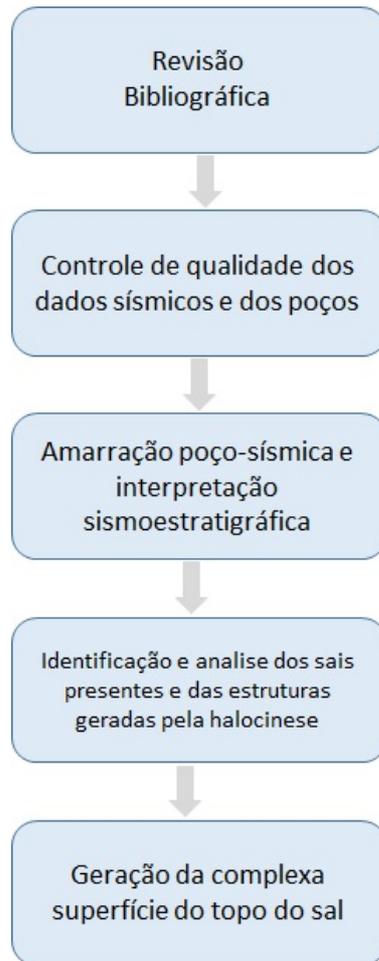


Figura 16: Metodologia utilizada.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

A apresentação dos resultados e discussões foi dividida em: mapeamento das principais discordância e análise de sismofácies, identificação e análise das principais estruturas salíferas na área de estudo e geração da superfície do sal: suas dificuldades e soluções.

5.1 MAPEAMENTO DAS PRINCIPAIS DISCORDÂNCIAS E ANÁLISE DE SISMOFÁCIES

O critério de escolha das principais discordâncias mapeadas do Pós-sal foi realizado baseado nos estudos de campos análogos da Bacia de Santos, na análise do dado sísmico e na amarração-poço-sísmica. As discordâncias mapeadas também representam os topos das Formações Marambaia, Itajaí-Açu, Itanhaém e Ariri (Figura 17). Em todos os casos, estes refletores na proximidade dos poços possuem amplitude positiva, o que significa a passagem de uma região de baixa impedância para uma região com maior impedância acústica. O mapeamento desses horizontes seguiu um conjunto de fatores como, configurações internas dos refletores, sua geometria e padrões de terminações. Na maior parte da área de estudo, o dado sísmico possui uma boa resolução, pois o foco principal da aquisição foi o Pré-sal e os refletores mapeados estão acima da camada evaporítica. O imageamento sísmico do Pós-sal só está mais comprometido próximos aos flancos ou nos topos dos diápiros.

A primeira discordância mapeada é o fundo do mar, que representa o topo da Formação Marambaia. Esta formação é predominantemente composta por folhelhos e aflora no fundo marinho. Nos perfis compostos dos poços da área em estudo mostra que a base da Formação Marambaia corresponde ao topo da Formação Itajaí-Açu. A sismofácies da Formação Marambaia possui característica plano paralela (Figura 18). O mapeamento do refletor do topo desta formação foi muito simples, pois representa o fundo do oceano. Para mapeá-lo, utilizou-se uma malha de 128 *inlines* por 128 *crosslines* (1.600mx1.600m) e depois o propagador, obtendo assim a superfície mostrada na Figura 19. Pode-se notar que a batimetria aumenta de noroeste para suldeste, chegando a ter uma variação de aproximadamente 300m.

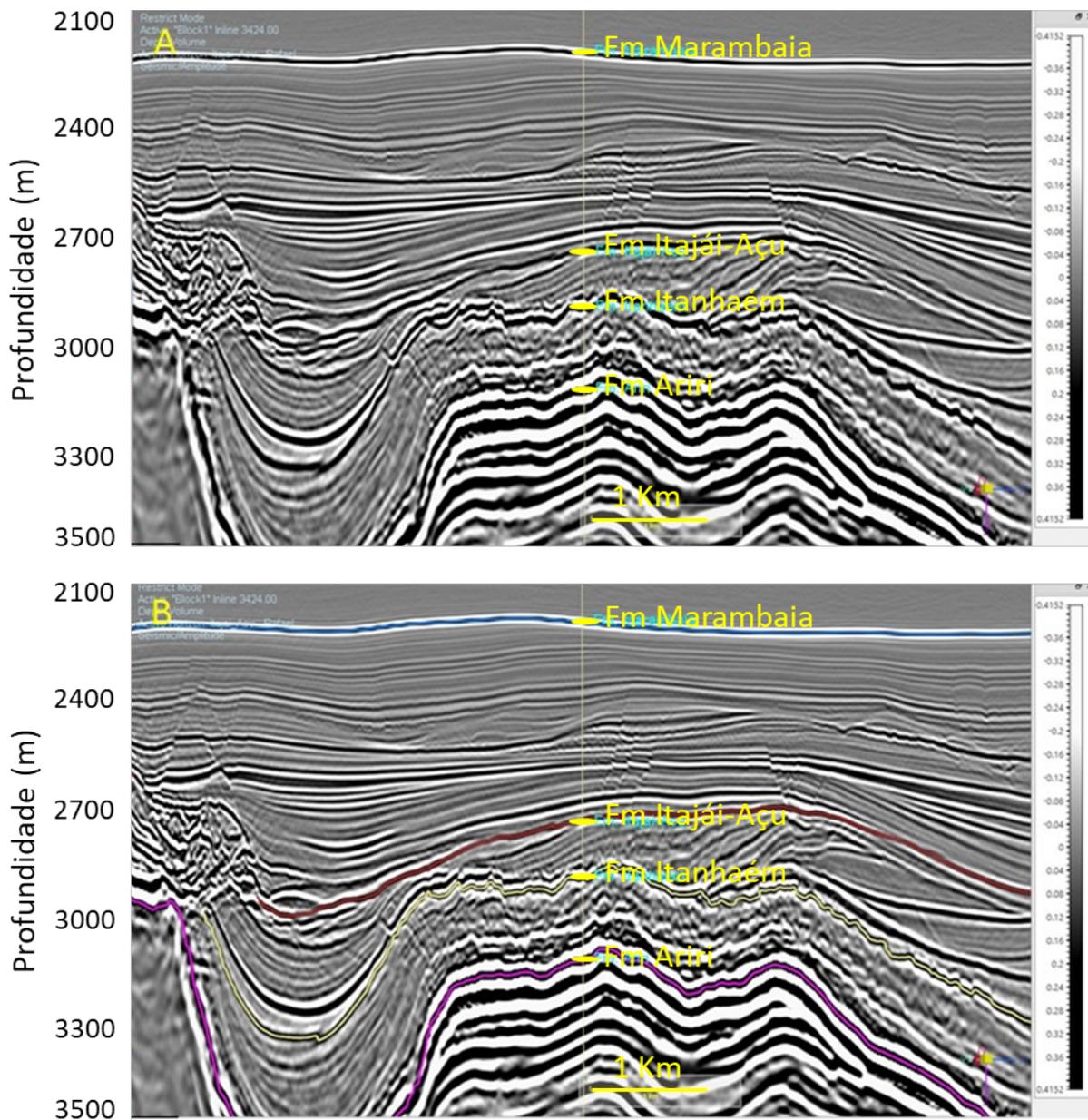


Figura 17: (A) Seção sísmica que passa por um dos poços da área, com as principais formações da seção Pós-sal mapeadas. (B) Seção sísmica com interpretação a partir da amarração poço-sísmica. Em azul (topo da Fm. Marambaia), em marrom (topo da Fm. Itajaí-Açu), em amarelo (topo da Fm. Itanhaém) em rosa (topo da Fm. Ariri).

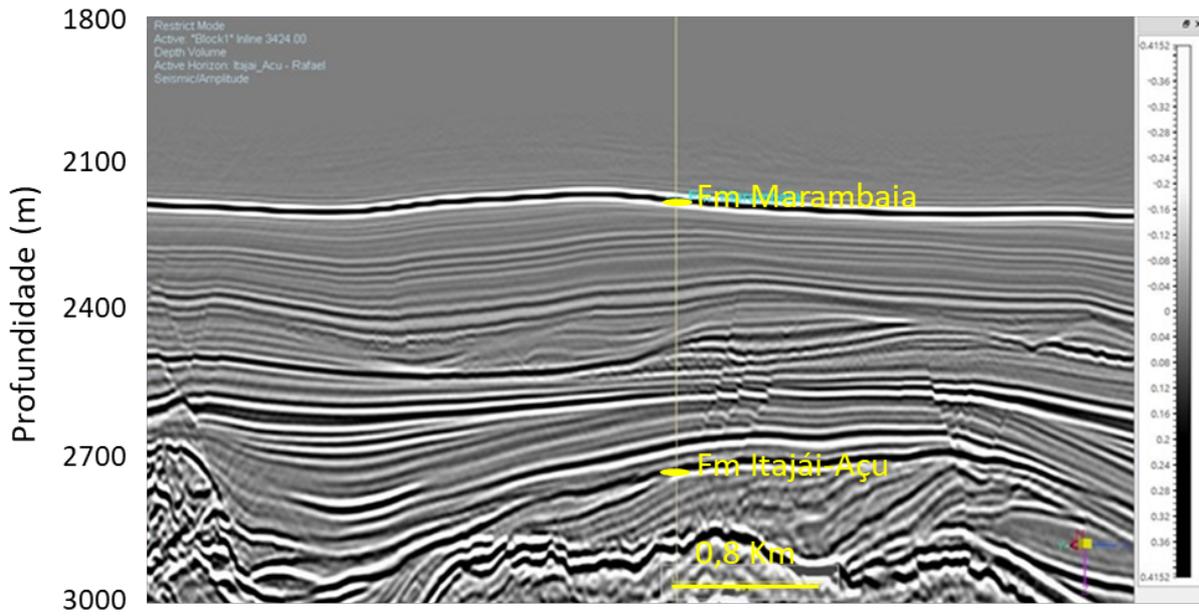


Figura 18: Seção sísmica utilizada para mostrar os padrões sísmicos observados na Formação Marambaia.

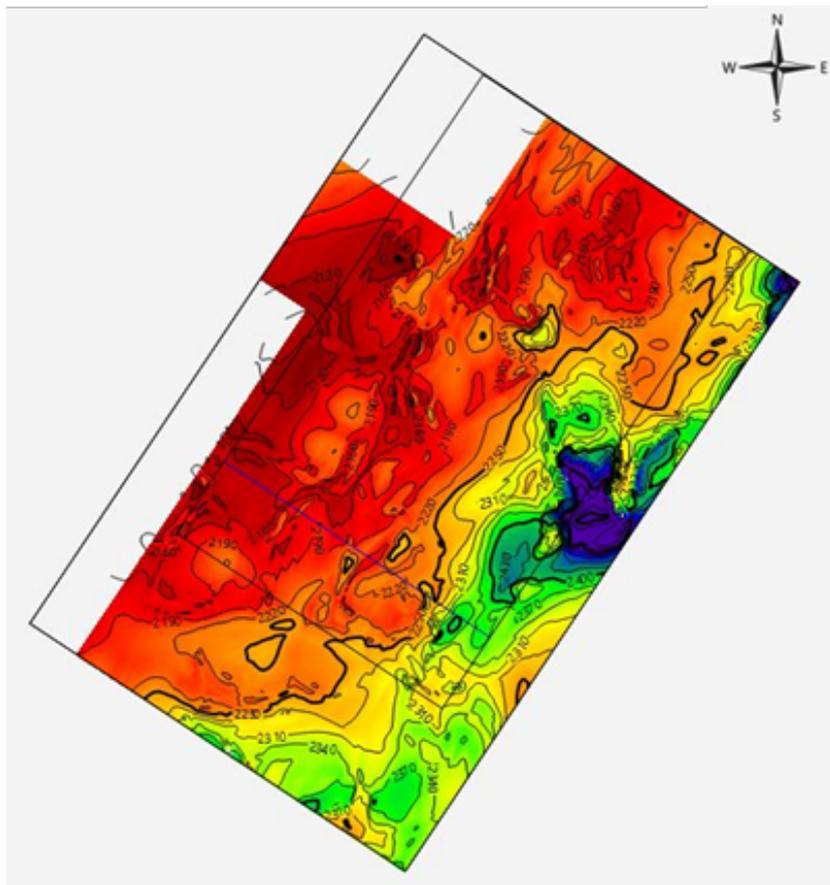


Figura 19: Superfície da discordância do fundo do mar, que corresponde ao topo da Formação Marambaia. As curvas isobatimétricas mostram um aumento de noroeste para sudeste.

A segunda discordância mapeada foi próxima ao topo do Cretáceo e representa o topo da Formação Itajaí-Açu. Esta formação é caracterizada pela predominância de folhelhos intercalados com arenitos. Seu topo coincide com a passagem do Cretáceo Superior para o Paleogeno. A base desta formação é marcada pelo contato com as margas da Formação Itanhaém. Na sismofácies da Formação Itajaí-Açu são observados truncamentos, o que caracteriza a ocorrência de um limite de sequência erosivo no topo desta formação (Figura 20). Esta foi a principal dificuldade de mapeá-lo. O mapeamento do mesmo foi de 56 *inlines* e 56 *crosslines* (700m por 700m) e a Figura 21 mostra o mapa de contorno estrutural resultante. Pelas curvas de níveis, nota-se que o topo da Formação Itajaí-Açu possui uma profundidade que varia de aproximadamente 2.600m a 3.400m, tendo um valor médio de aproximadamente 2.800m.

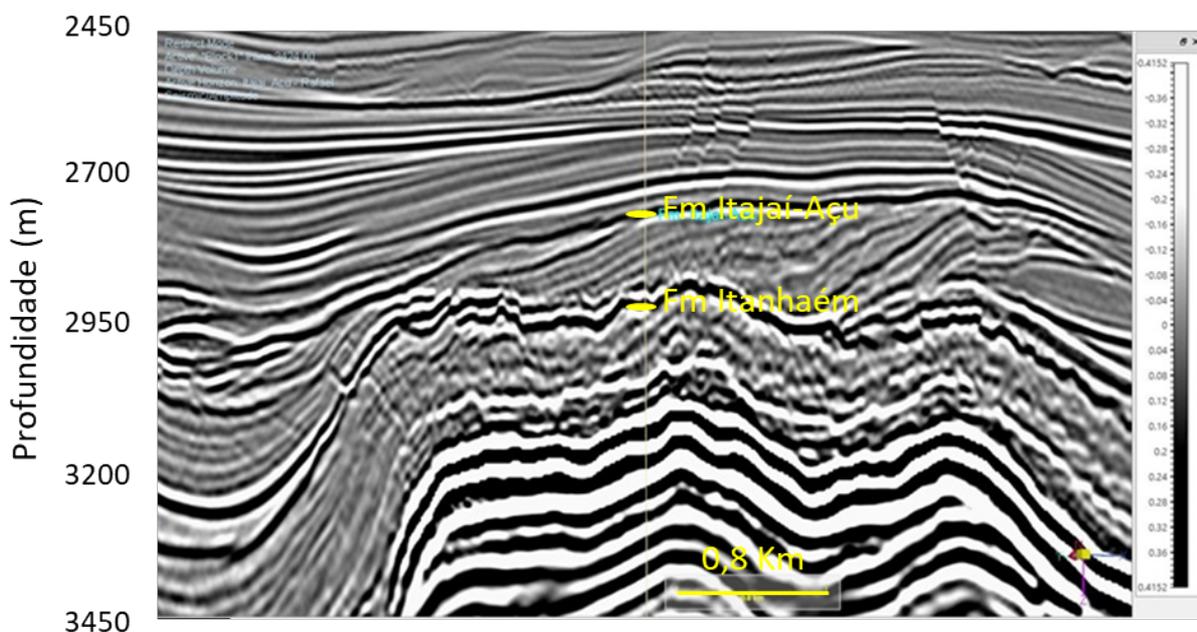


Figura 20: Seção sísmica mostrando os padrões sísmicos observados na Formação Itajaí-Açu

A terceira discordância mapeada foi próximo ao topo do Cenomaniano, que foi relacionado ao topo da Formação Itanhaém. Esta formação é predominantemente composta por margas e sua base é marcada pelo contato com a Formação Guarujá, quando ocorre, ou pela Formação Iriri (topo do sal). Sua sismofácies possui característica plano paralela e em algumas áreas exibe caráter caótico (Figura 22).

Na Figura 23 é possível observar o mapa de contorno estrutural da Formação

Itanhaém. Neste mapa, observa-se que a profundidade varia de aproximadamente 2.800m a 4.000m, com grande variação de espessuras e em algumas áreas esta formação encontra-se totalmente erodida.

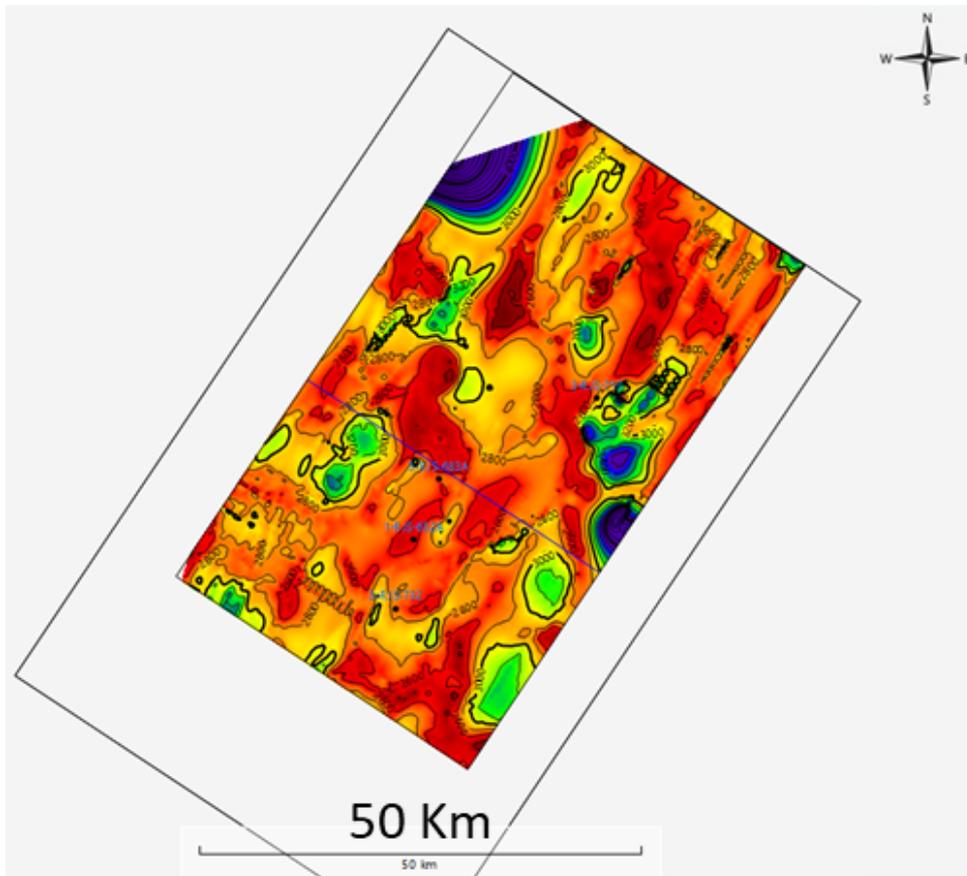


Figura 21: Mapa da discordância próxima ao topo do Cretáceo que representa o topo da Formação Itajaí-Açú.

A discordância relativa ao topo do sal é o topo da Formação Ariri. Esse topo foi interpretado como um forte pico positivo, pois este evento, geralmente, representa a passagem de uma região de menor impedância para uma região com maior impedância acústica, reforçado ainda mais pelo fato do topo do sal na área ser marcado muitas vezes pela presença da anidrita, um sal de altíssima impedância acústica, fato observado em todos os perfis de poços disponíveis na área. Na Figura 24 também é possível ver a interpretação deste topo em uma seção sísmica.

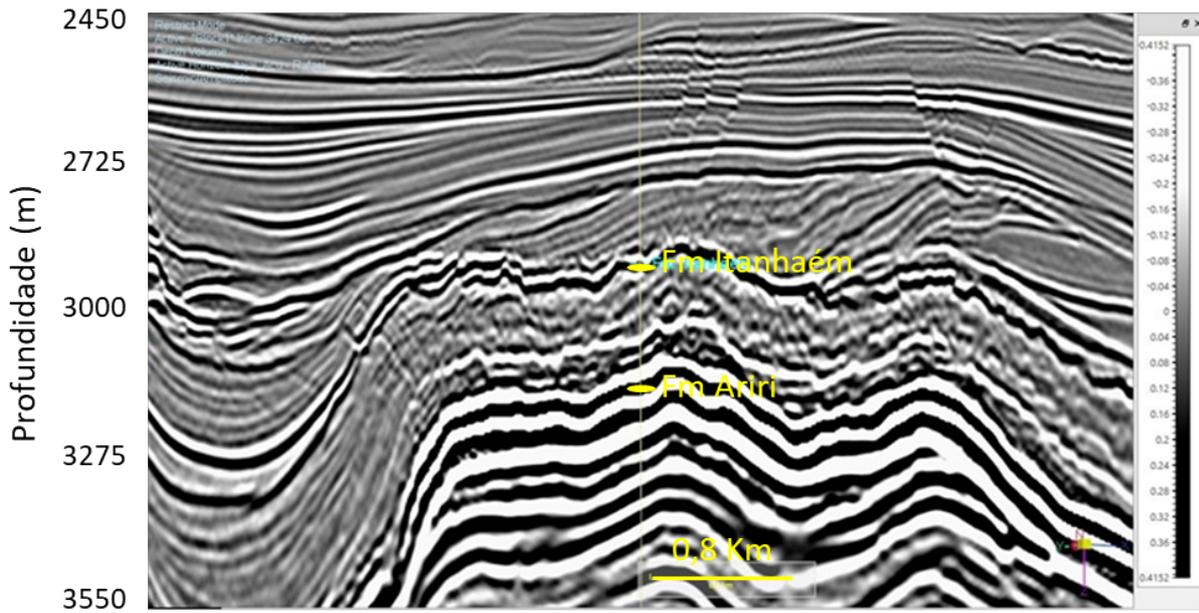


Figura 22: Seção sísmica mostrando os padrões sísmicos observados na Formação Itanhaém.

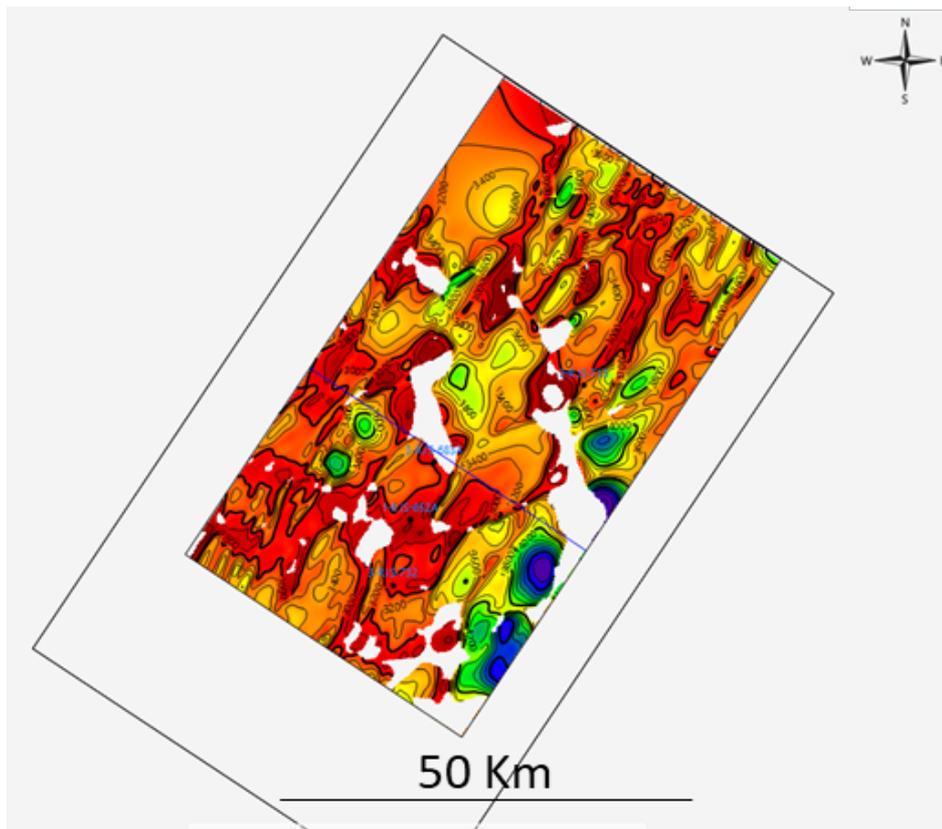


Figura 23: Mapa da discordância próxima ao Cenomaniano que representa o topo da Formação Itanhaém.

A sequência evaporítica na área de estudo apresenta um comportamento bem singular, com além de feições características da halocinese, também possui complexas estruturas dos corpos salinos com grandes espessuras, descritas mais à frente. Em algumas áreas, não é possível se observar a continuidade do refletor do topo do sal, sendo o imageamento sísmico bem prejudicado, como é pode-se observar na Figura 25. O que tornou o mapeamento deste refletor um grande desafio. As sismofácies da camada evaporítica na área de estudo são bem características, sendo representadas, predominantemente, por 2 formas. A primeira sismofácies encontrada presente na maior parte da camada evaporítica é homogênea, ou seja, é ausente de refletores e representa uma camada maciça formada pelo sal de halita. Esta sismofácies ocorre principalmente no núcleo dos diápiros e em regiões mais afastadas dos topos das grandes muralhas (Figura 24).

A outra sismofácies é representada por refletores de altas amplitudes intercalados e em sua grande maioria subparalelos, caracterizando uma região bem estratificada, formada por intercalações de sais com diferentes impedâncias acústicas. Esta sismofácies ocorre principalmente nas áreas aonde estão localizadas as minibacias, com o topo do sal concordante com as camadas sobrejacentes. Na Figura 26 é possível observar essa sismofácies ocorrendo próxima ao topo da camada evaporítica confinada em mini-bacias e afinando na direção dos altos estruturais.

Como é possível observar no perfil composto de um dos poços (Figura 27), os sais presentes são halita, anidrita e carnalita. Além disso, observou-se que a anidrita está presente em todos os poços no topo da Formação Ariri. A intercalação desses sais de alta impedância acústica (anidrita) e de baixa impedância acústica (halita e carnalita) são responsáveis pela estratificação visualizada no dado sísmico em algumas regiões. A partir dos dados de perfis compostos dos poços foram calculadas as porcentagens de cada tipo de sal em cada poço e em todos os poços (Tabela 1). Na média de todos os poços foi encontrado aproximadamente 83% de halita, 14% de anidrita e 3% de carnalita.

Além disso pode-se observar nessas zonas estratificadas duas estruturas internas no sal. Discordâncias angulares no topo do sal, como também falhas de empurrão no próprio sal estratificado, formado em função da zona localmente compressiva, característica de uma porção mais distal da bacia.

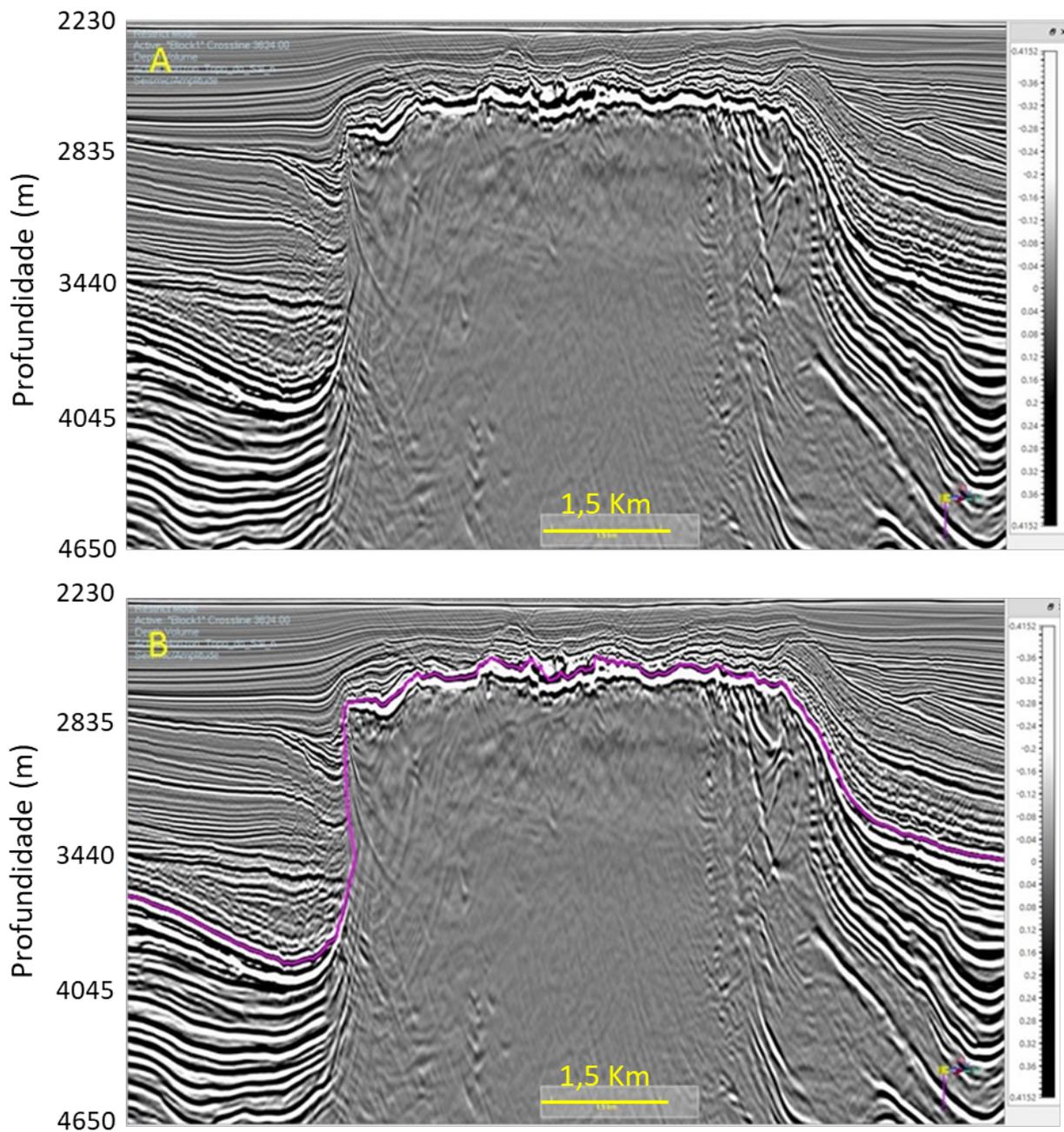


Figura 24: Seção sísmica mostrando um corpo salino de grandes dimensões (muralha de sal) e com uma sismofácies homogênea característica da presença somente do sal de halita: (A) sem a interpretação do topo do sal; e (B) com a interpretação do topo do sal.

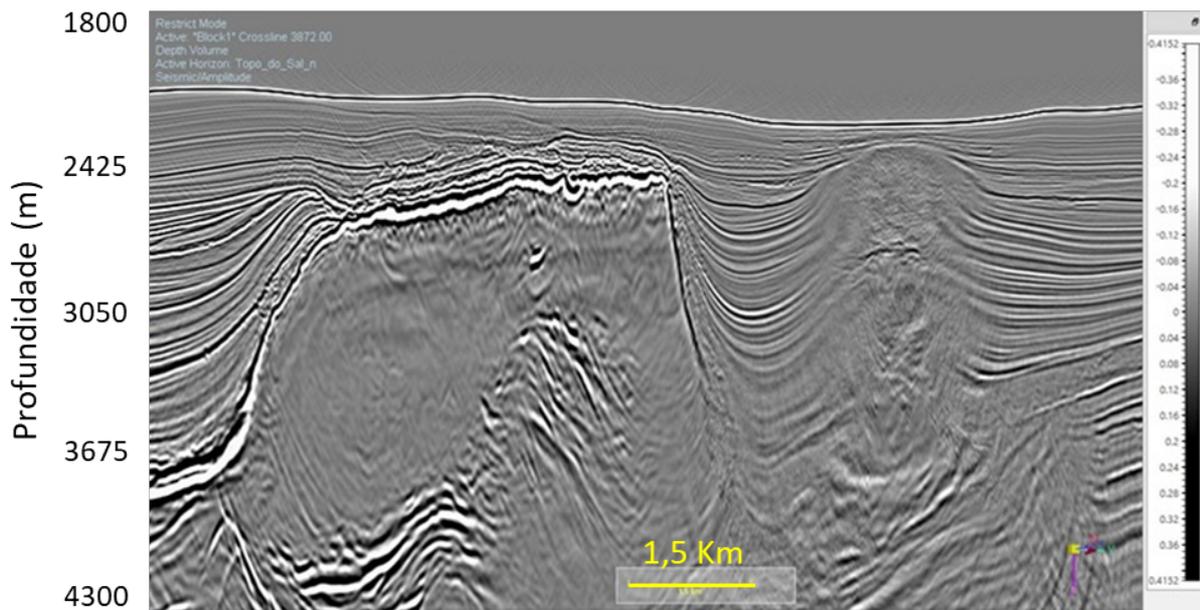


Figura 25: Seção sísmica apresentando a não continuidade do refletor sísmico do topo do sal.

Tabela 4: Proporção em porcentagem dos sais encontrados na camada de evaporitos separadas pelos poços e por uma média global.

Poços	Anidrita (%)	Carnalita (%)	Halita (%)
Poço 1	32,53	0,00	68,07
Poço 2	12,18	3,44	84,38
Poço 3	19,17	4,50	76,33
Poço 4	11,77	2,19	86,03
Média Global	14,07	3,26	82,67

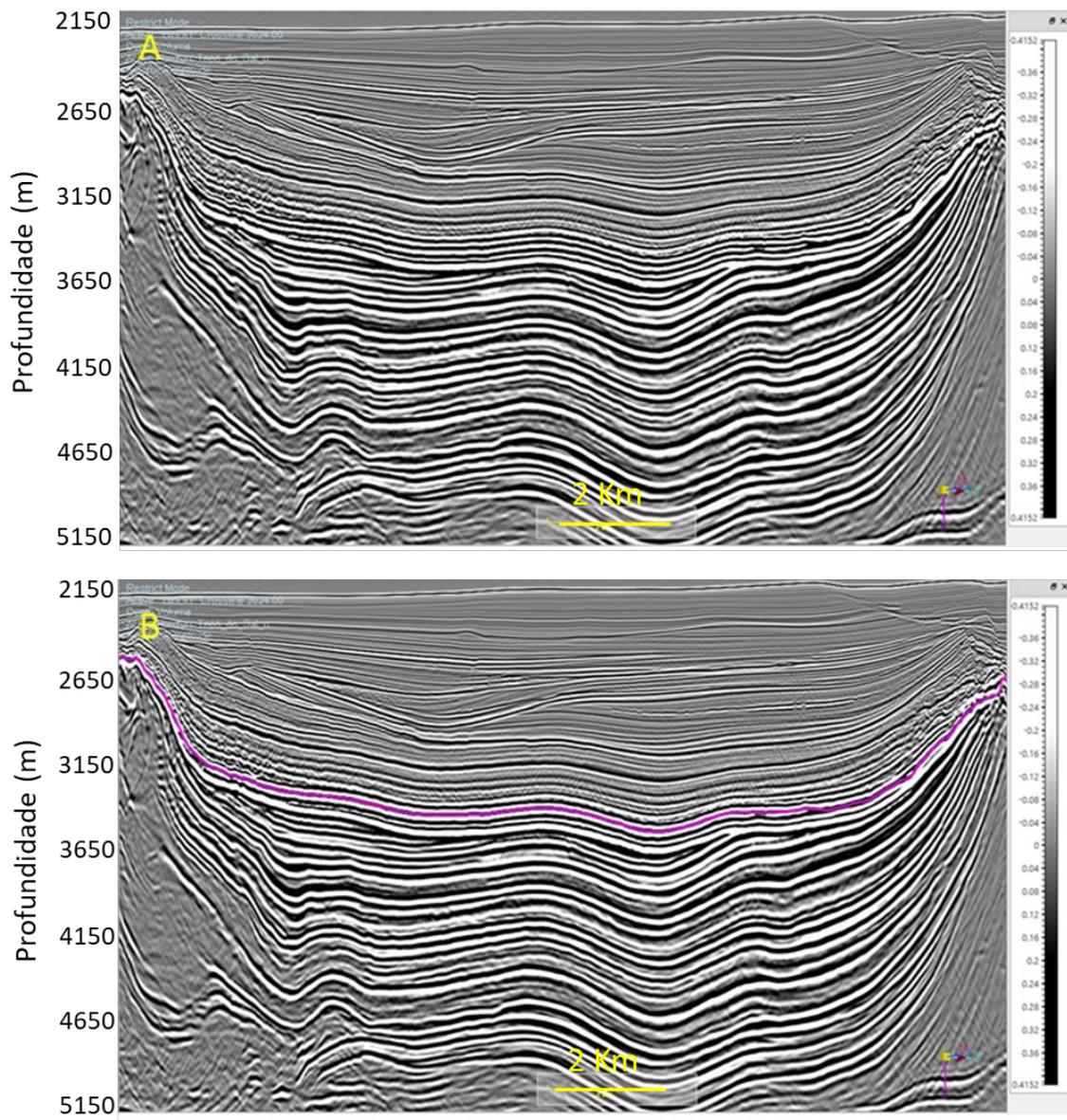


Figura 26: Seção sísmica mostrando a sismofácies com característica de sal estratificado: (A) sem a interpretação do topo do sal; e (B) com a interpretação do sal.

5.2 IDENTIFICAÇÃO E ANÁLISE DAS PRINCIPAIS ESTRUTURAS SALÍFERAS NA ÁREA DE ESTUDO

Diversas feições e estruturas características da tectônica de sal puderam ser observadas e identificadas na área de estudo. Na Figura 28, observa-se um grande diápiro com aproximadamente 4km de espessura, que devida a sua movimentação em direção as camadas superiores, se encontram em contato discordante com as camadas mais próximas ao fundo do mar. Em alguns locais, ocorreu um soerguimento tão significativo, que os diápiros estão praticamente em contato com o a superfície do fundo do mar (Figura 29).

Também foi possível encontrar feições características de muralhas de sal. Uma dessas muralhas é mostrada na Figura 30. Esta muralha e a muralha à direita da Figura 29 chegam a ter aproximadamente 30km de extensão e, em alguns locais, a terem 4km de espessura. Muralhas com essas dimensões são difíceis de ser encontrada e, talvez, possa ser umas das maiores muralhas de sal já encontrada na Bacia de Santos. Em função do espalhamento, absorção e dispersão do sinal, o imageamento sísmico abaixo dessas muralhas é prejudicado e, por isto, em muitos locais não é possível visualizar o refletor referente a base do sal.

Outra estrutura interpretada nos dados sísmicos em diversas regiões da área de estudo foi do tipo mini-bacias, que são características por um espaço confinado entre os topos de diápiros, formada pela deposição dos sedimentos de maior densidade que o sal e, conseqüentemente, acarretando na subsidência, gerando assim um espaço de acomodação. Nessas áreas, geralmente, também pode-se observar uma alta estratificação do sal e nenhuma dificuldade no imageamento sísmico (Figura 31).

Na Figura 32 é possível observar um exemplo de uma “língua de sal” com um comprimento de aproximadamente 3km, que foi formada pela movimentação do sal lateralmente em direção a regiões de menor pressão. As línguas de sal são equivalentes as estruturas de canopies. A sismofácies desta língua de sal é representada por uma alta intercalação de refletores de alta amplitude, caracterizado, como já vimos anteriormente, como um sal estratificado. Logo abaixo dessa língua é possível observar os sedimentos do sub-sal. O imageamento do topo do sal nessa

área é prejudicado e em muitos momentos não é possível observar a continuidade do refletor do topo do sal, como também os refletores das camadas inferiores.

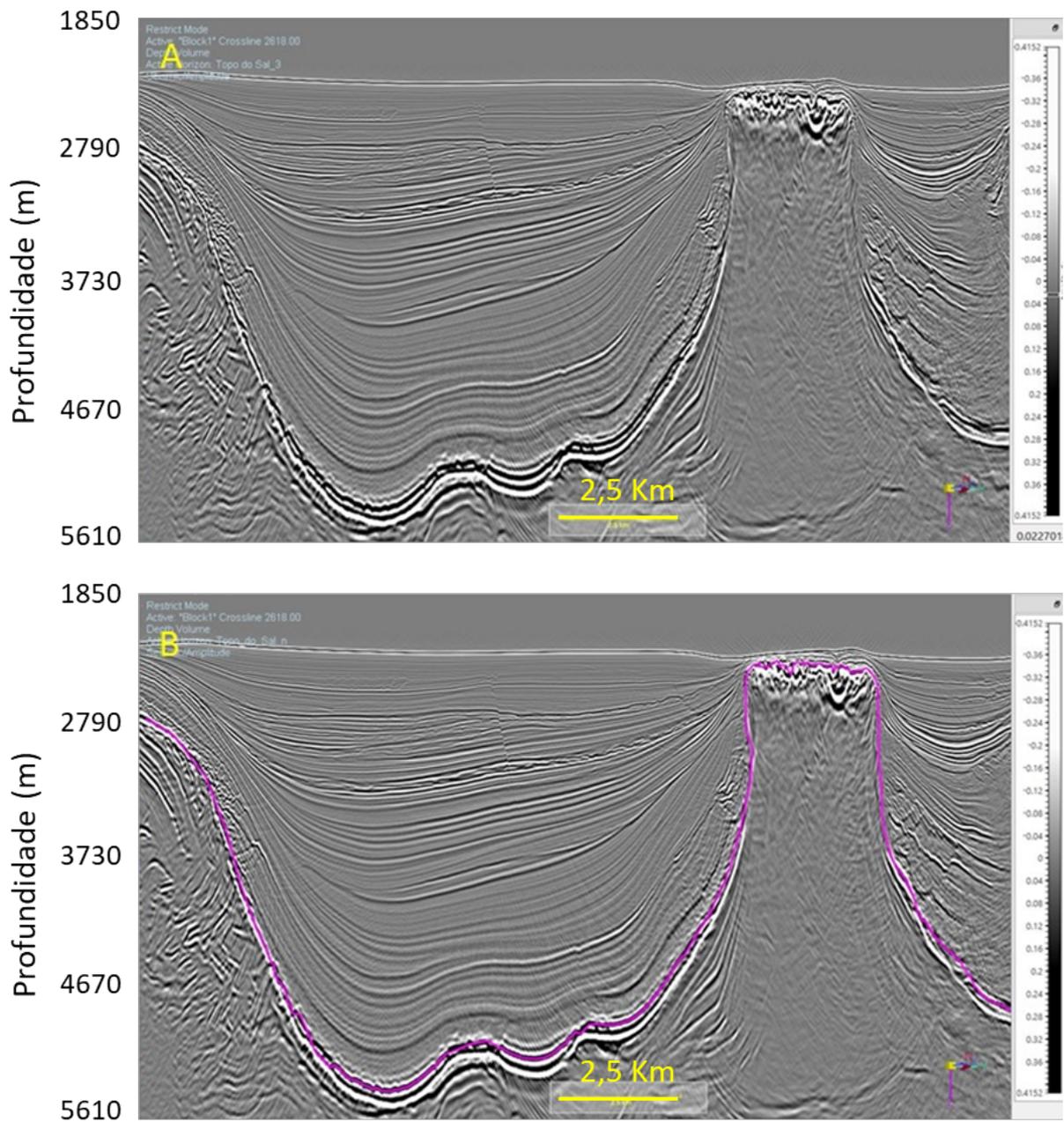


Figura 28: Seção sísmica mostrando um exemplo de um diápiro de sal: (A) topo do sal não interpretado; e (B) topo do sal interpretado.

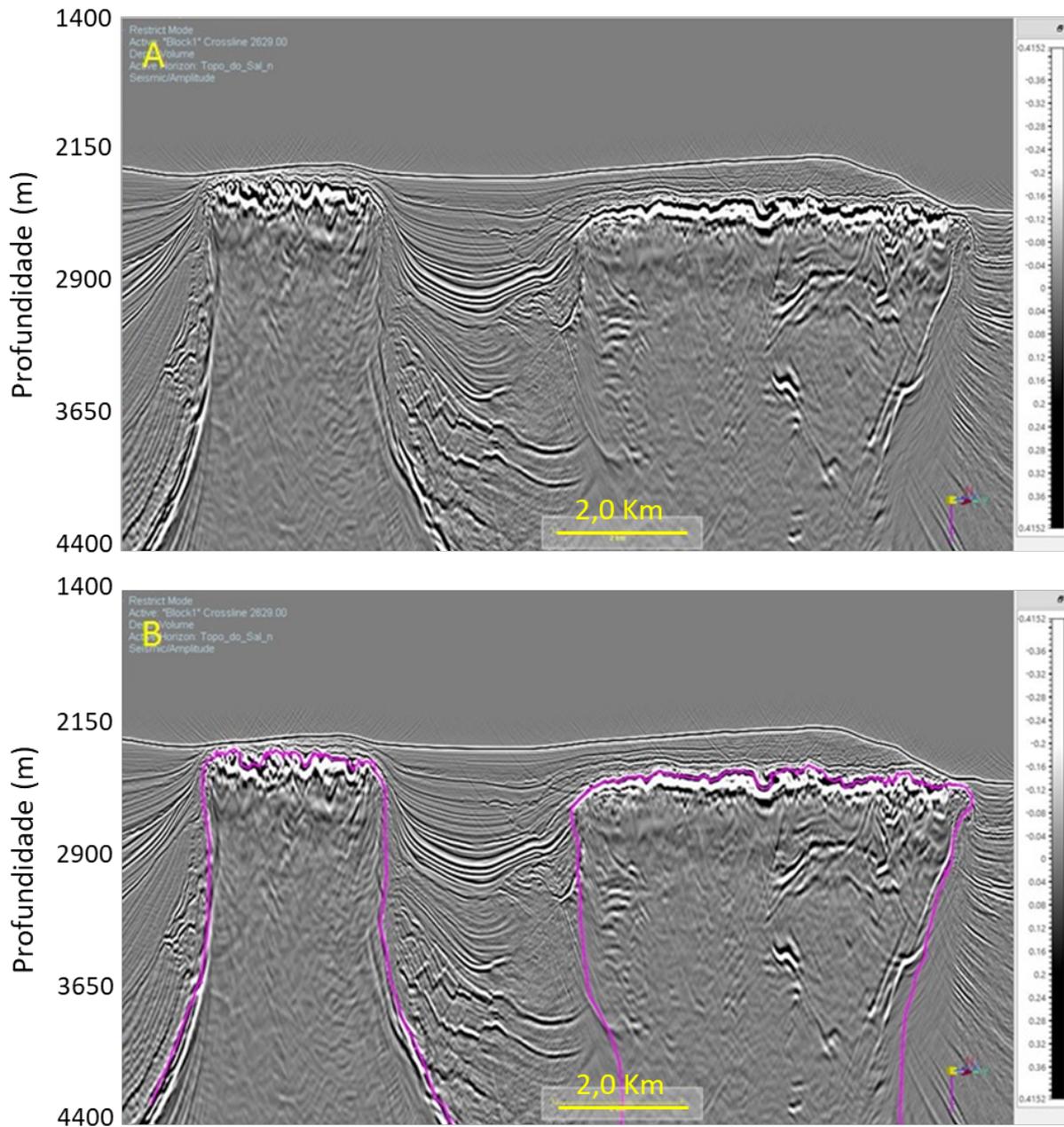


Figura 29: Seção sísmica com exemplo do topo da camada salífera bem próxima ao fundo do mar: (A) topo do sal não interpretado; e (B) topo do sal interpretado.

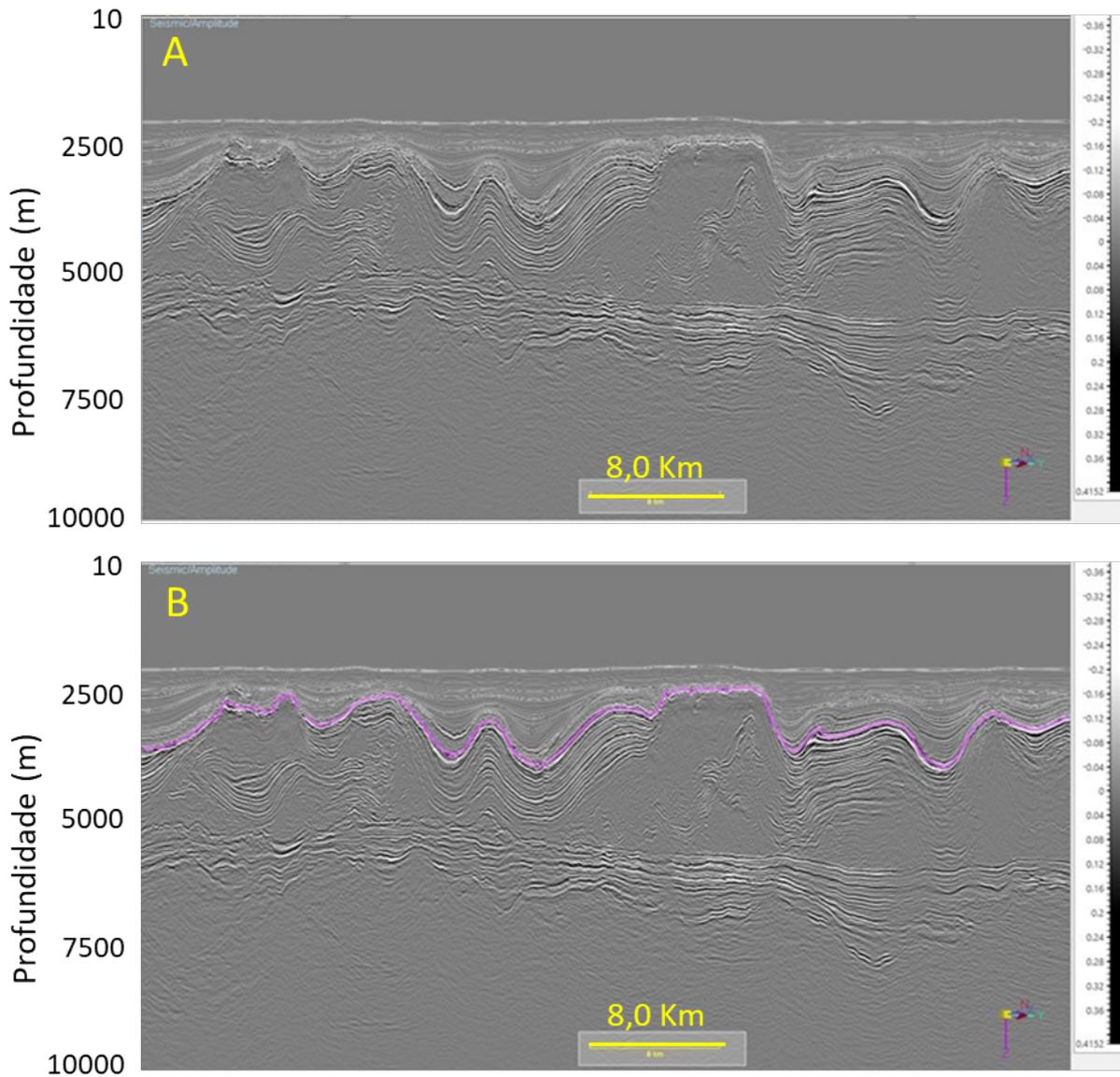


Figura 30: Seção sísmica mostrando uma gigantesca muralha de sal: (A) topo do sal não interpretado; e (B) topo do sal interpretado.

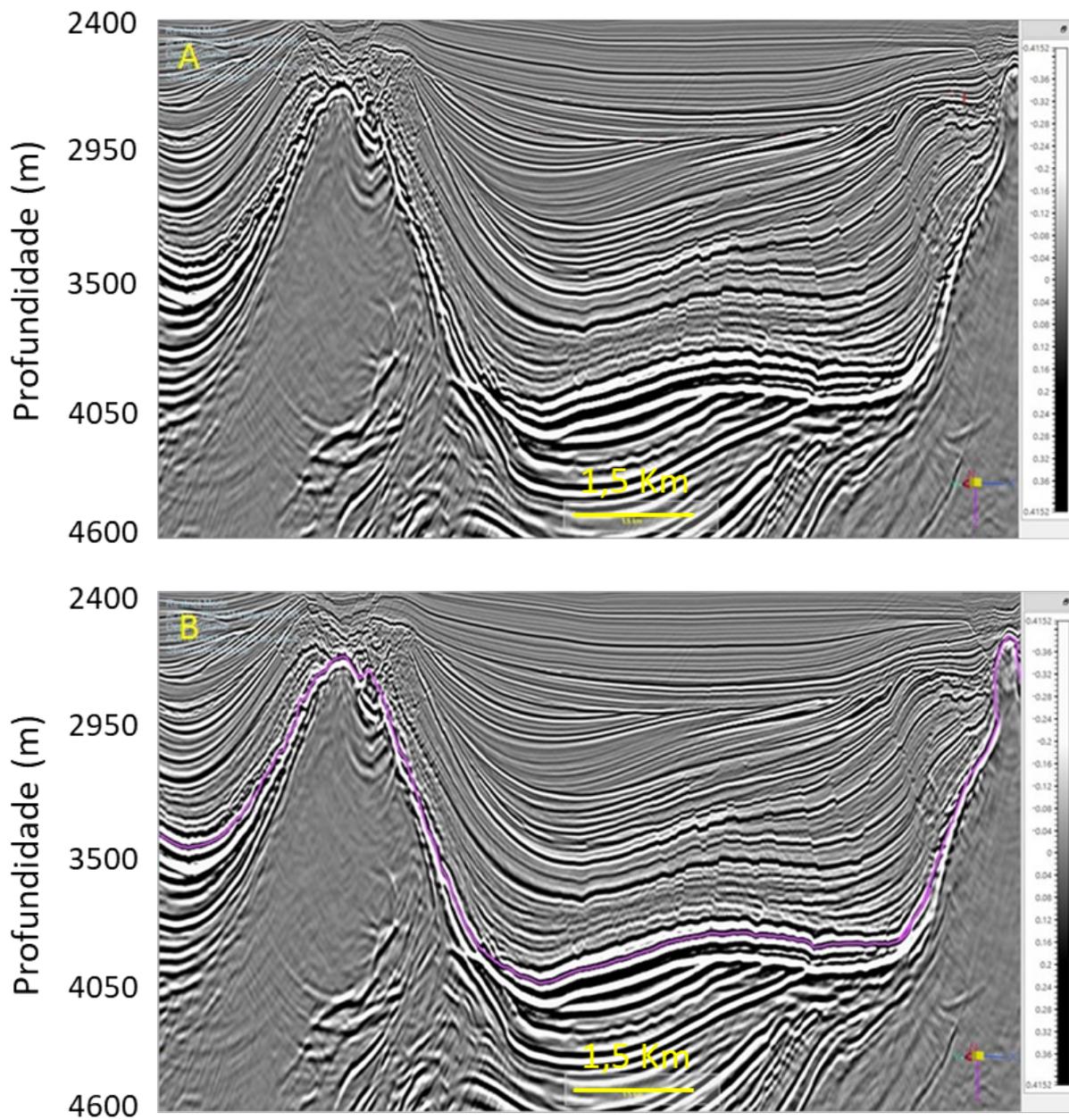


Figura 31: Seção sísmica mostrando um exemplo de mini-bacias em uma seção sísmica: (A) topo do sal não interpretado; e (B) topo do sal interpretado.

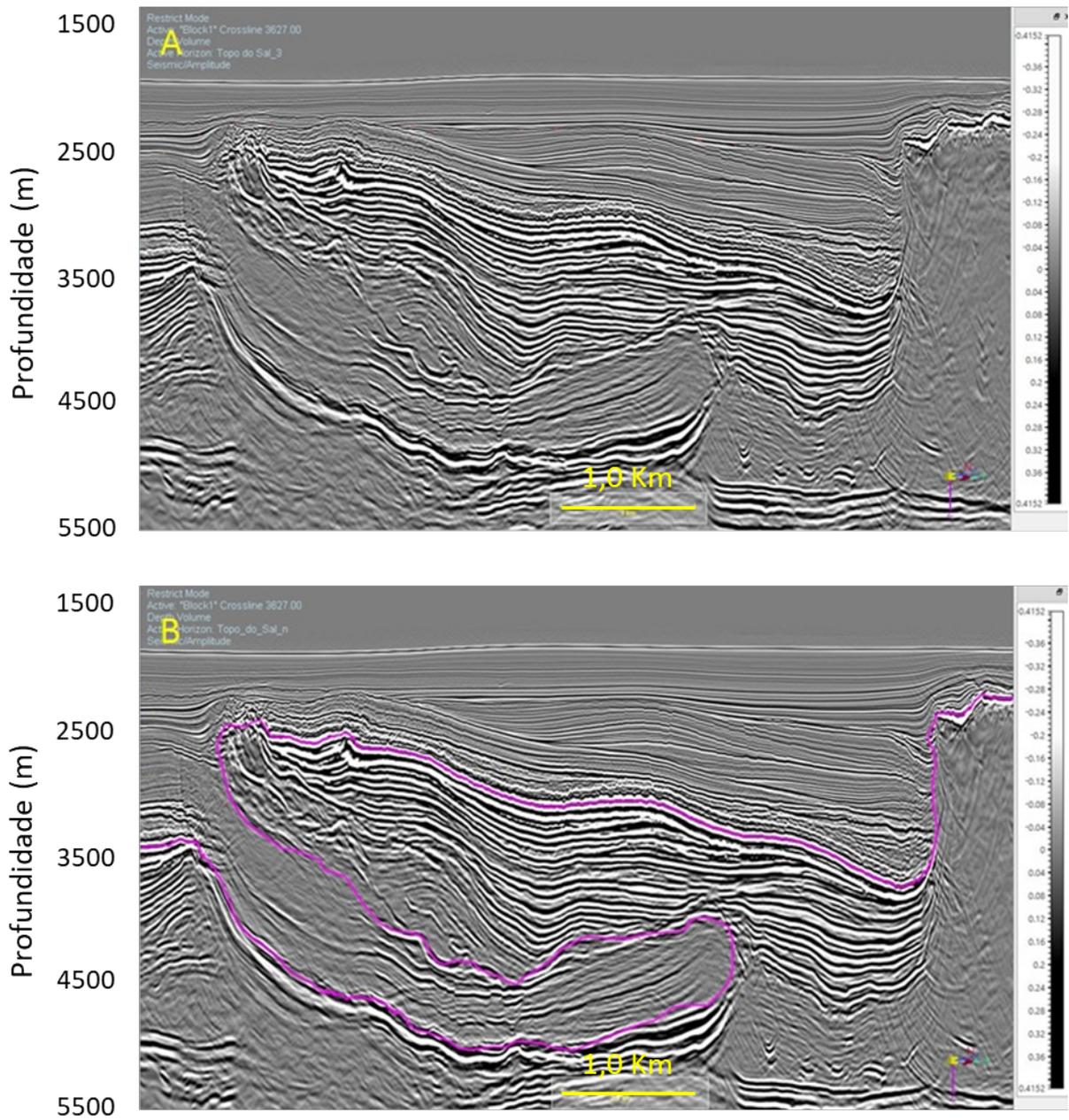


Figura 32: Seção sísmica mostrando um exemplo de uma língua de sal: (A) topo do sal não interpretado; e (B) topo do sal interpretado.

Em função da forte halocinese na área de estudo, é possível observar feições características de zonas mais distais, tais como *overhangs*. Devido à estas movimentações ocorrem grandes línguas de sedimentos entre dois pacotes espessos de sal, gerando inclusive “janelas de sal” nesses locais (Figura 33).

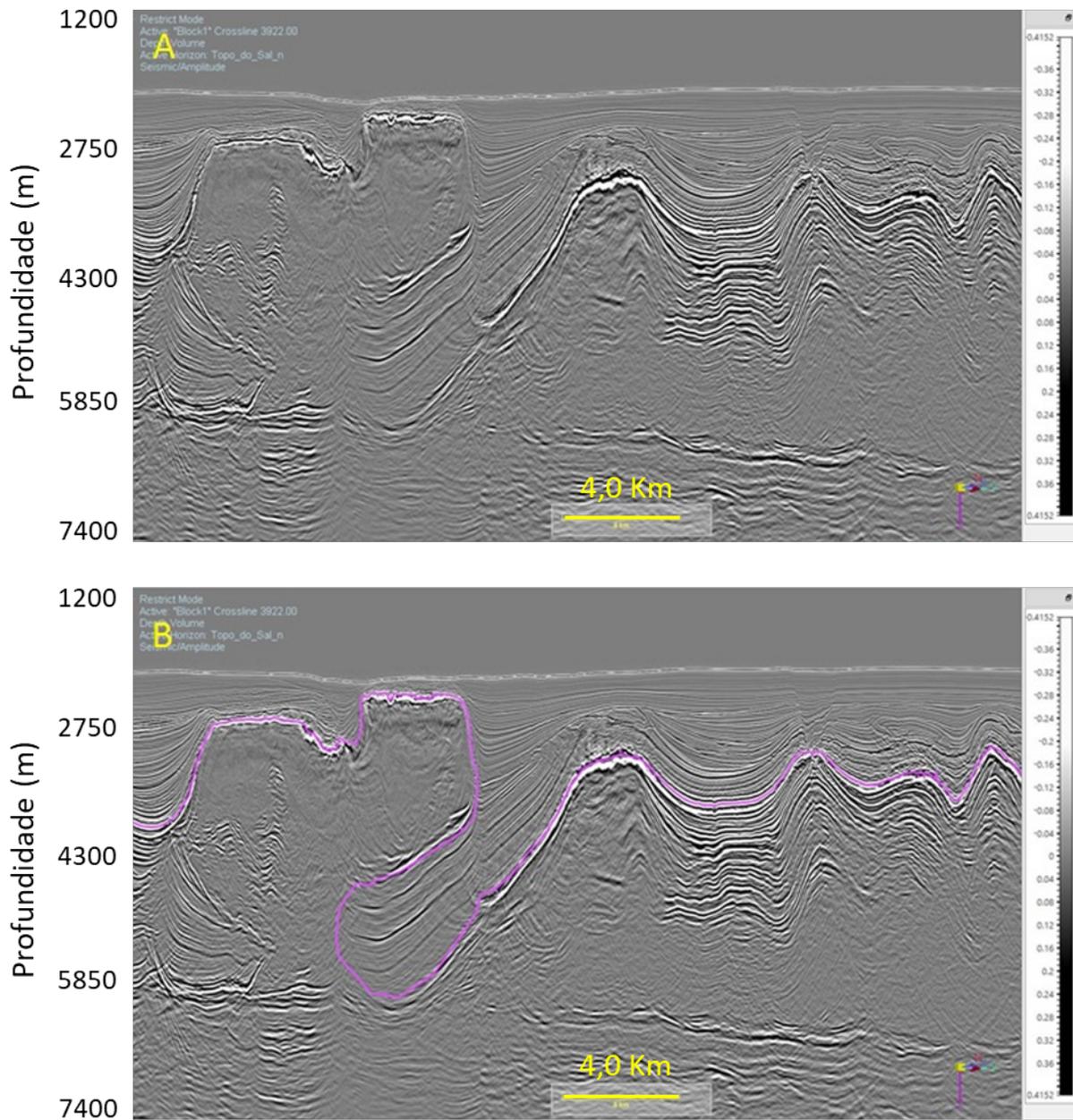


Figura 33: (A) Seção sísmica mostrando um exemplo de *overhang*: (A) topo do sal não interpretado; e (B) topo do sal interpretado.

Por causa da intrusão e movimentação do sal, as camadas encaixantes do Pós-sal podem ser deformadas, fraturadas e/ou falhadas. A partir das tensões geradas pela halocinese formam-se, em algumas regiões, estruturas como: anticlinais, sinclinais e falhamentos. Foi possível observar estes tipos de estruturas em algumas seções, como mostradas nas Figura 34 e 35.

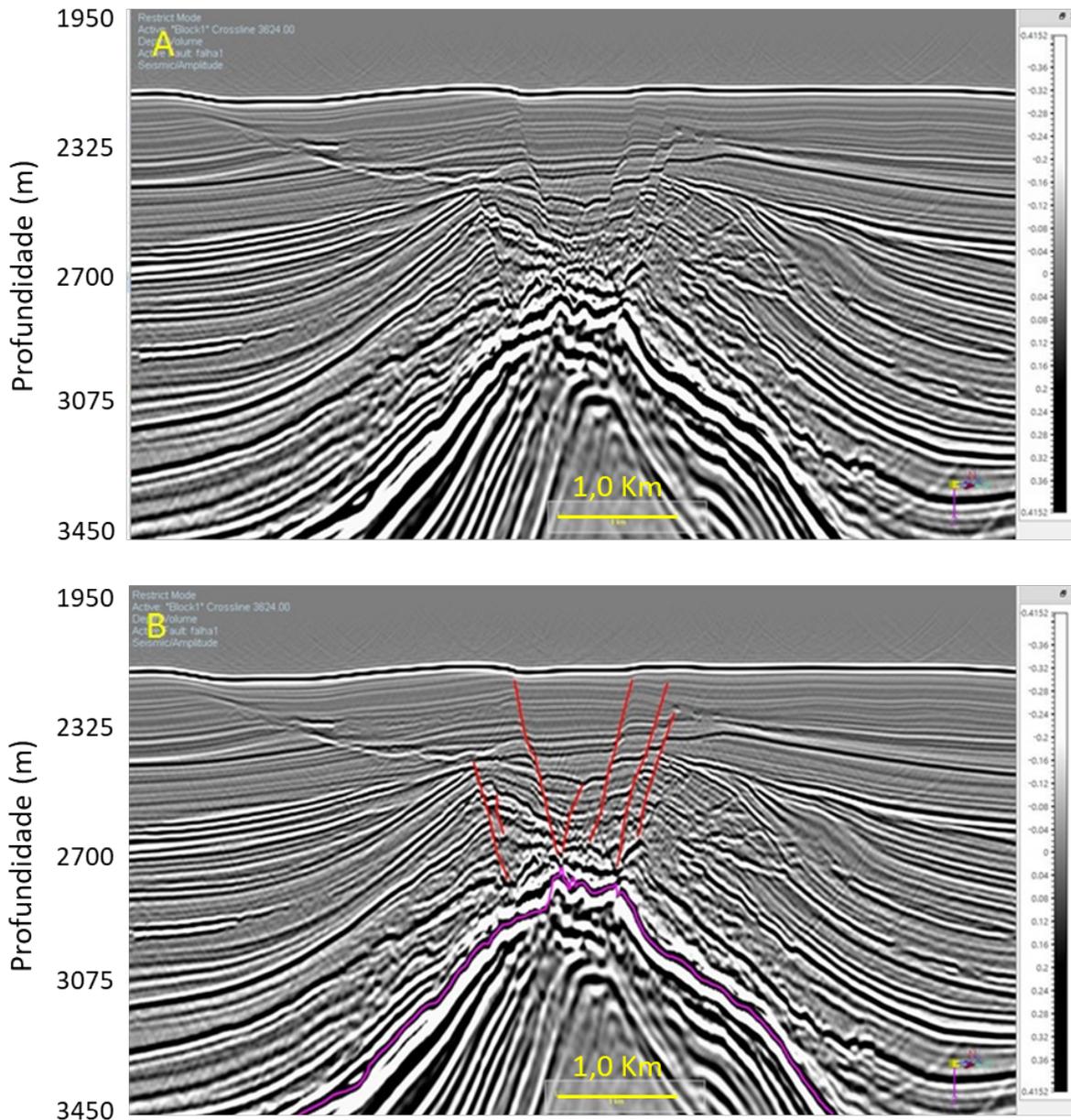


Figura 34: Seção sísmica mostrando uma região muito falhada no Pós-sal causada halocinese: (A) topo do sal e falhas não interpretadas; e (B) topo do sal e falhas interpretadas.

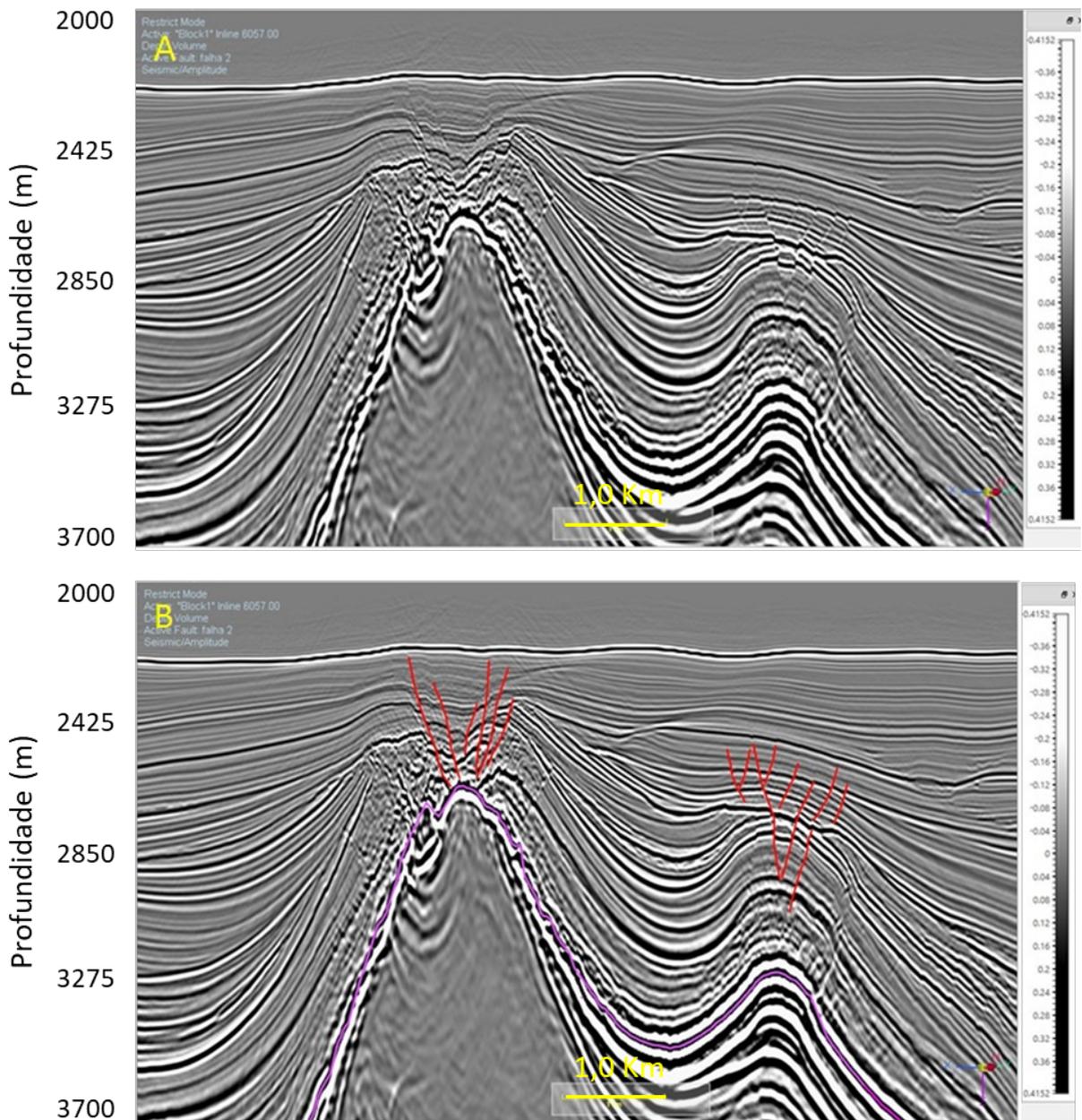


Figura 35: Seção sísmica mostrando estruturas anticlinais e sinclinais e também muitas falhas no Pós-sal causadas pela halocinese: (A) topo do sal e falhas não interpretadas; e (B) topo do sal e falhas interpretadas.

Em algumas áreas próximas ao topo dos domos, outra característica observada no Pós-sal por conta da influência da halocinese é a presença de uma sismofácies caótica, sem correlação com os sedimentos lateralmente associados (Figura 36). Isso pode ser devido ao fato da tensão local ocorrida pela movimentação do sal, bem como pelo aquecimento dessas áreas em função do “efeito chaminé”.

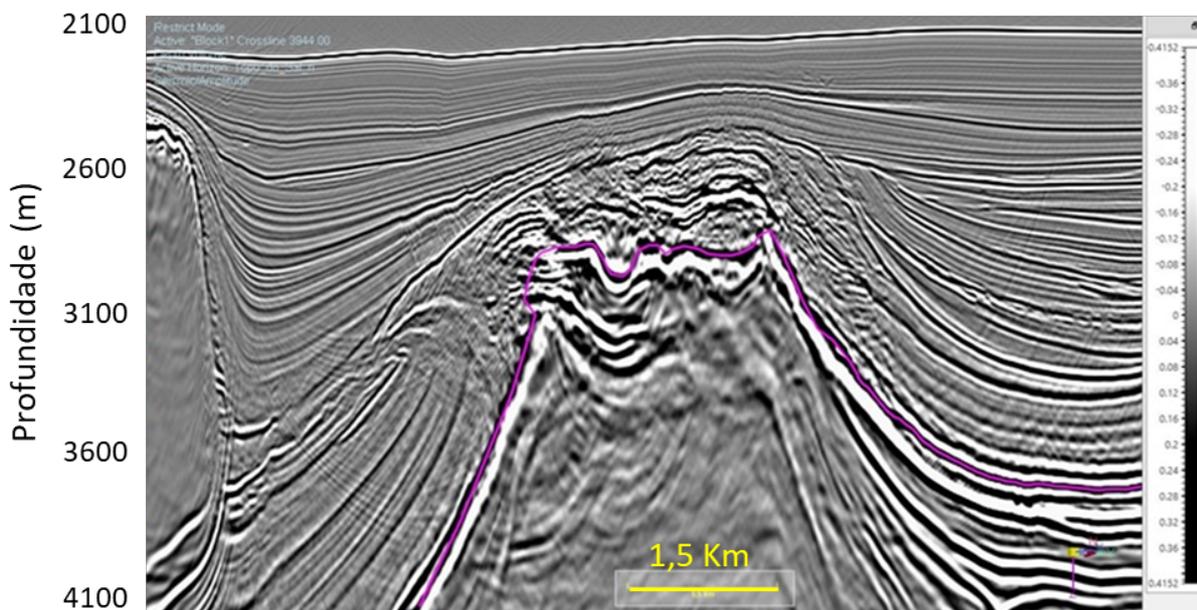


Figura 36: Sismofácies caótica acima do topo do sal.

5.3 GERAÇÃO DA SUPERFÍCIE DO TOPO SAL: DIFICULDADES E SOLUÇÕES

O imageamento sísmico foi muito prejudicado devido à presença de feições como *overhangs* em diversos pontos da área em estudo. Por isto, a interpretação do topo do sal teve início de forma mais conservadora, no qual foram desconsideradas feições de sobreposição de sal e diapirismo mais complexos. Nesta primeira interpretação não ocorreram tantas dificuldades no mapeamento, não tendo a necessidade de a interpretação utilizar uma linha de múltiplos valores na direção z (Multi-Z). Consequentemente, também não foi encontrada nenhuma dificuldade na geração da superfície do topo do sal.

Após uma análise mais detalhada da área considerando as possíveis influências da halocinese e com objetivo de realizar uma interpretação mais coerente

para trazer benefícios tanto para a modelagem geológica, quanto para o estudo de iluminação, uma nova interpretação do topo do sal foi realizada e passou a levar em consideração feições mais complexas.

Na nova interpretação, o modelo de velocidade usado na migração sísmica auxiliou na identificação de estruturas complexas como, por exemplo os diápiros, sendo de extrema importância para corroborar com uma interpretação “menos conservadora” e também ajudou na geração da superfície do topo do sal. A Figura 37 mostra o modelo de velocidade e a interpretação “não conservadora” do topo do sal. Enquanto, a Figura 38 mostra a primeira interpretação e a nova interpretação, após o modelo de velocidade, do topo do sal.

A interpretação do topo do sal foi realizada utilizando o método de diminuição entre os espaçamentos das *inlines* e *crosslines*, chegando a uma malha de espaçamento de 8x8 linhas sísmicas (100mx100m). A Figura 39 mostra um mapa de todas as linhas que foram interpretadas o topo do sal, o que demonstra a alta densidade de linhas interpretadas. Na interpretação de uma superfície sismoestratigráfica, esse espaçamento é considerado mais do que o necessário para a geração de uma superfície obtida com a interpolação dessas linhas interpretadas.

Diante de diversas feições estruturais complexas da camada salífera consideradas na interpretação “não conservadora”, o software teve muita dificuldade para a geração da superfície do topo do sal. Isso ocorreu em função das linhas interpretadas possuírem mais de um ponto no eixo z, ou seja, considerou-se uma interpretação Multi-Z. Isto significa que para uma mesma posição (x,y) na superfície existe mais de uma profundidade para o topo da camada interpretada, como é mostrado no desenho esquemático da Figura 40.

No software utilizado, a criação de uma superfície pode ser feita de duas formas: por um *grid* ou por uma T-Surface. Tendo em vista a presença de pontos Multi-Z, a forma mais coerente é através da geração de uma T-surface (Superfície triangulada) e não de um *grid*. Já que este, armazena um único valor de z para cada par (x,y) no horizonte gerado, dessa forma não é possível gerar uma superfície do topo do sal levando em consideração estruturas como os diápiros.

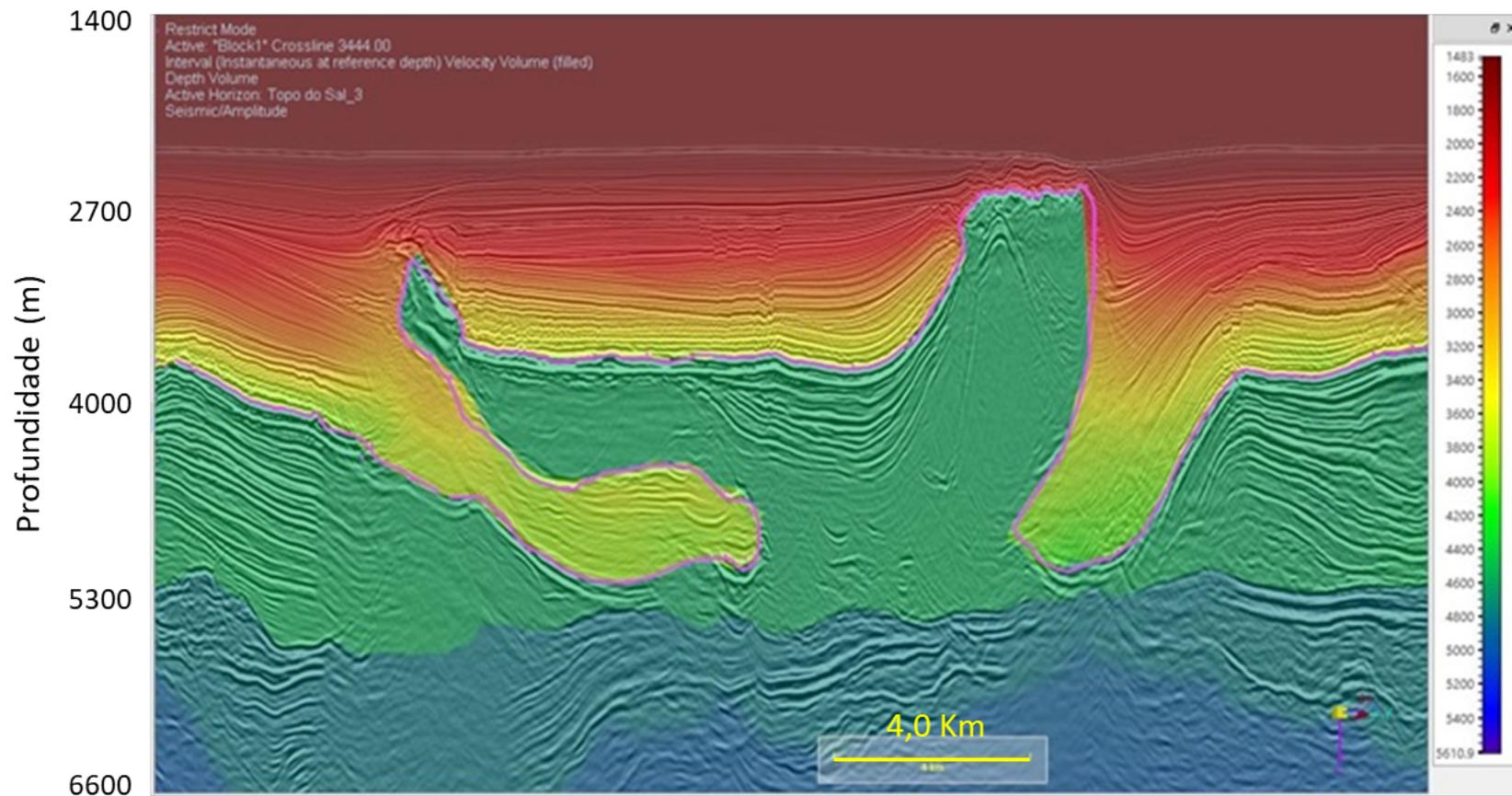


Figura 37: O modelo de velocidade usado na migração do dado sísmico com a interpretação do topo do sal (linha magenta).

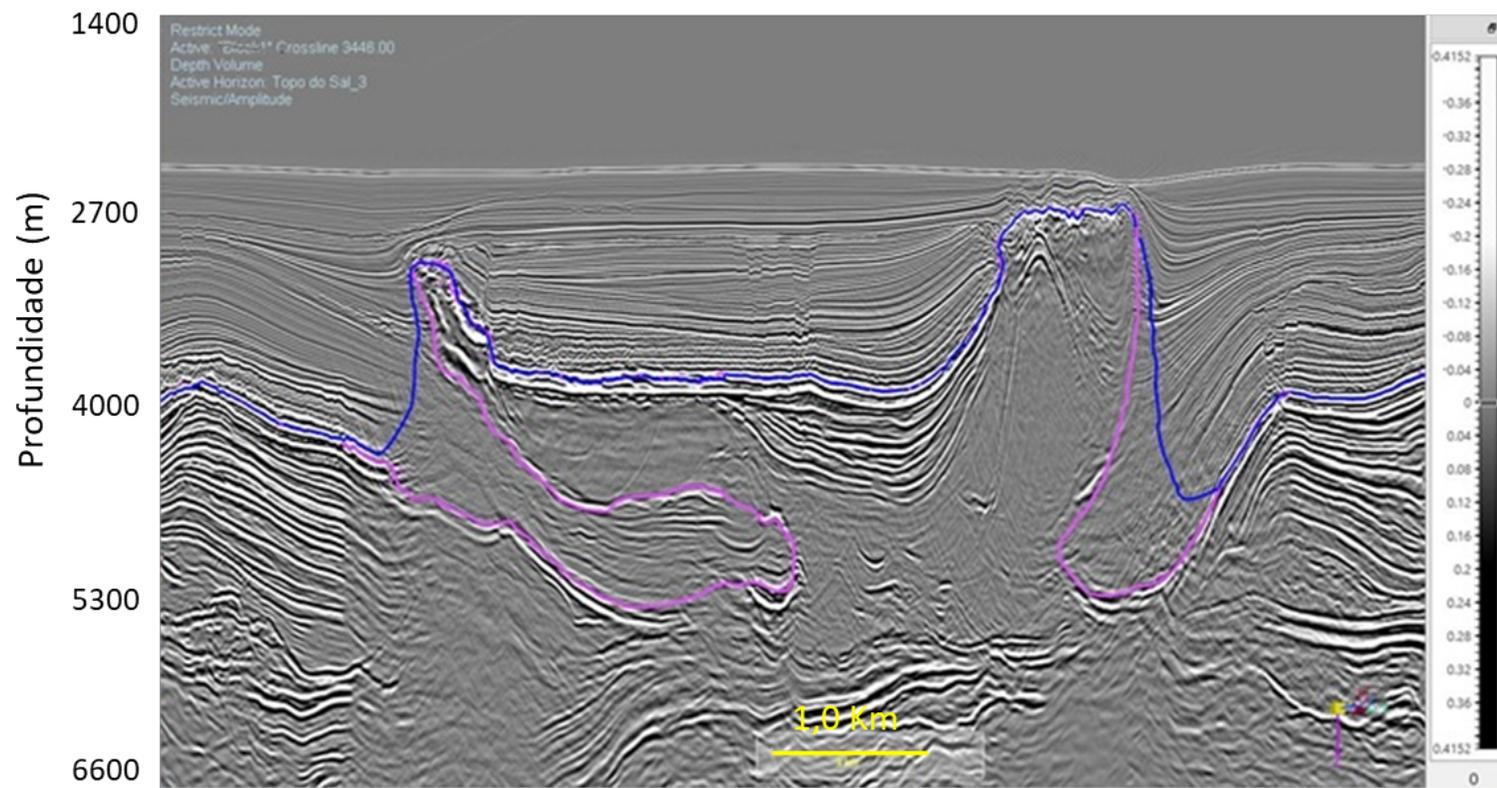


Figura 38: Seção sísmica com as interpretações conservadora (linha azul) e não conservadora (linha magenta) do topo do sal.

Na geração da superfície do topo do sal usando a T-Surface foram realizadas diversas tentativas usando diferentes parâmetros para a interpolação dos *picks*. Em todas essas tentativas, não foi possível conseguir nenhuma superfície do topo do sal coerente com a interpretação das estruturas complexas geradas pela halocinese que foram interpretadas. A Figura 41 mostra uma dessas tentativas numa seção sísmica, no qual observa-se a grande diferença da interpretação (linha magenta) com a superfície gerada (linha vermelha-amarela).

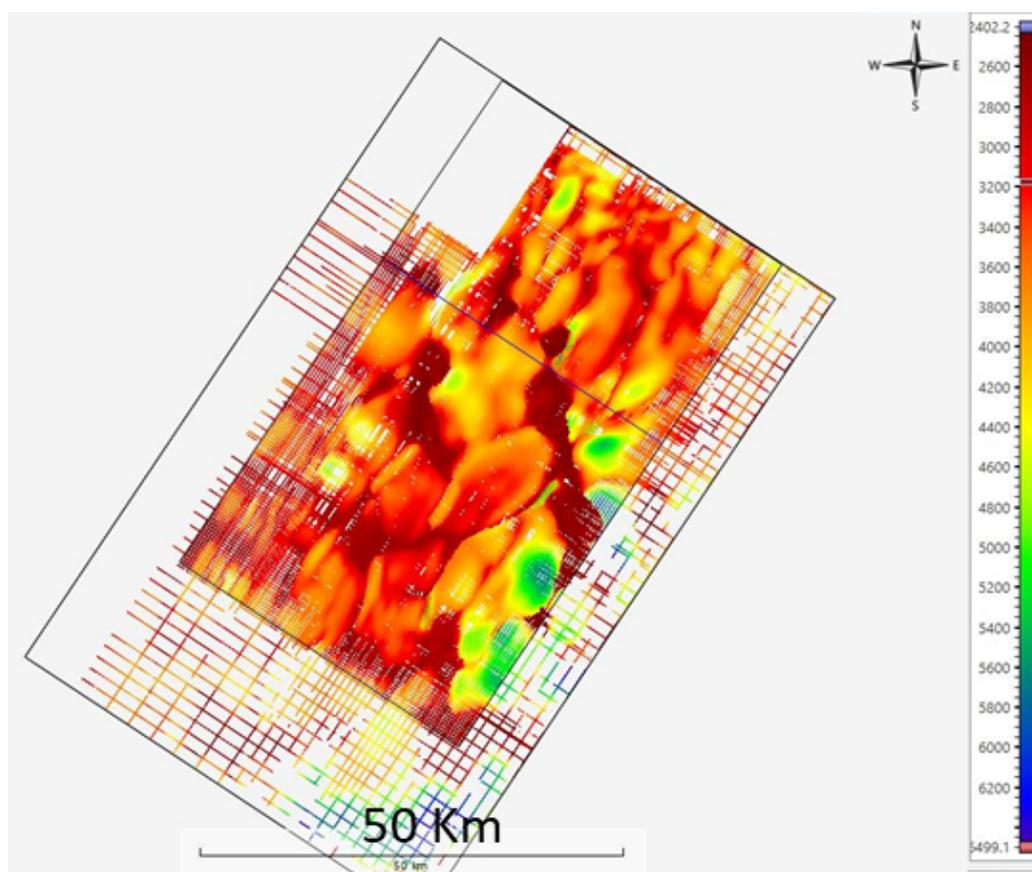


Figura 39: Mapa mostrando as linhas interpretadas do topo do sal.

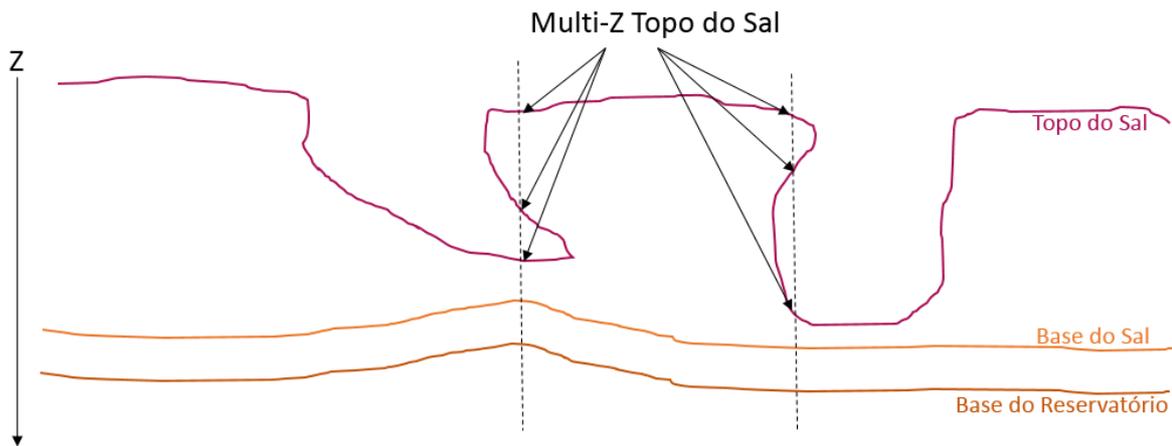


Figura 40: Desenho esquemático que mostra a interpretação de múltiplos pontos no eixo z (Multi-Z) do topo do sal.

Após estas tentativas de geração da superfície do topo do sal, a alternativa encontrada foi extrair uma curva iso-velocidade de 5.400 m/s diretamente do modelo de velocidade usando o SKUA-GOCAD, outro software da Paradigm. Esta superfície extraída do modelo de velocidade foi refinada usando a interpretação sísmica realizada. Este método trouxe uma maior confiabilidade na superfície gerada e também agilidade ao processo, pois sem esta ferramenta seria necessária uma interpretação em uma malha ainda mais densa, o que demandaria um maior tempo de trabalho. A superfície do topo do sal gerada é mostrada na Figura 42.

Por ser uma área grande, a superfície gerada pela T-surface resultou em um arquivo muito grande, ou seja, muito pesado para ser usado na construção do modelo geológico e também no estudo de iluminação. A alternativa usada para reduzir o tamanho do arquivo foi diminuir a quantidade de pontos para a triangulação nas áreas menos complexas, ou seja, utilizou-se um maior número de vértices e pontos apenas nas áreas realmente necessárias (áreas mais complexas), como é mostrado na Figura 43.

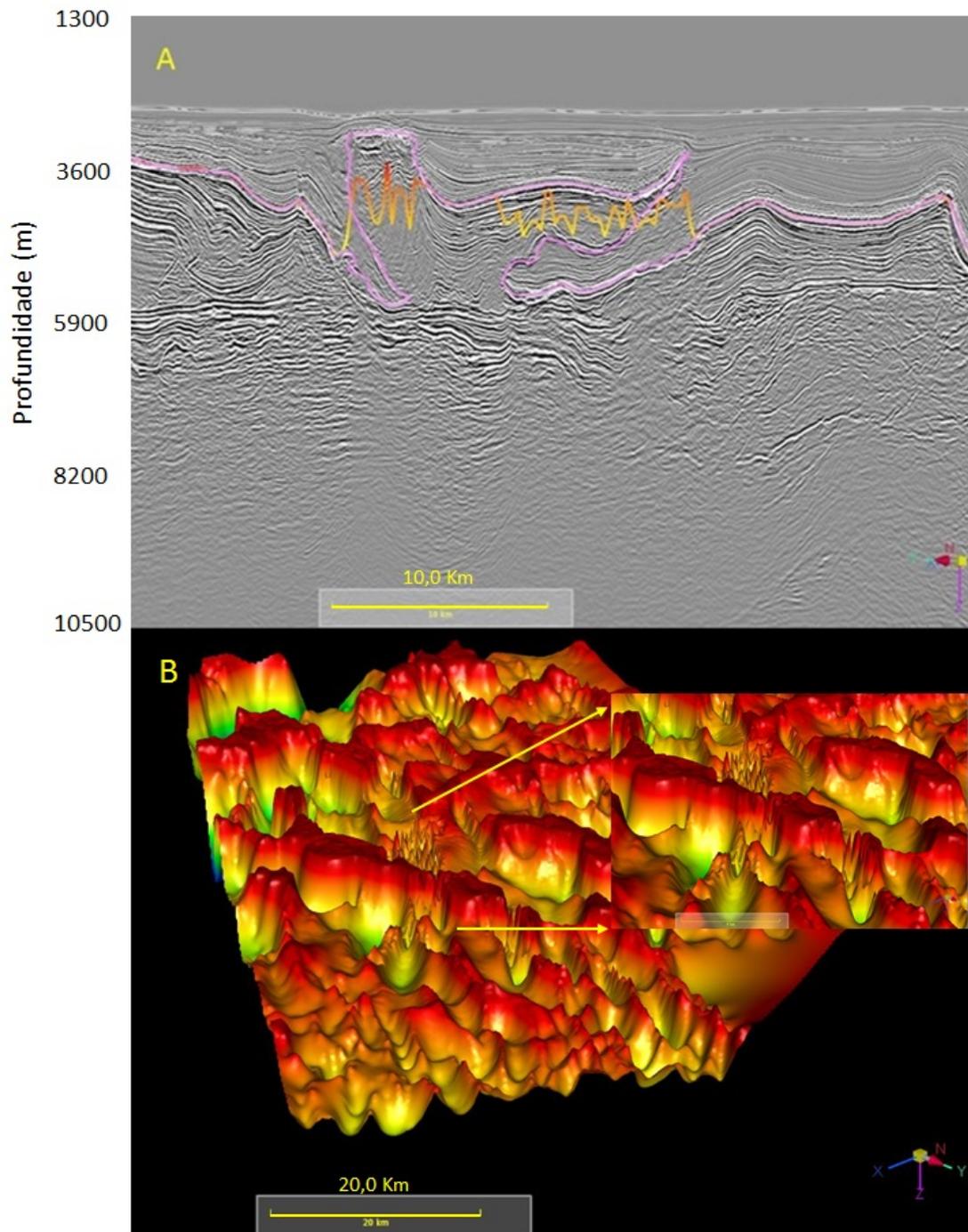


Figura 41: (A) Seção sísmica com a interpretação do topo do sal (linha magenta) e a superfície gerada (linha vermelha-amarela); (B) Superfície gerada e um zoom que mostra uma área a não coerência desta superfície.

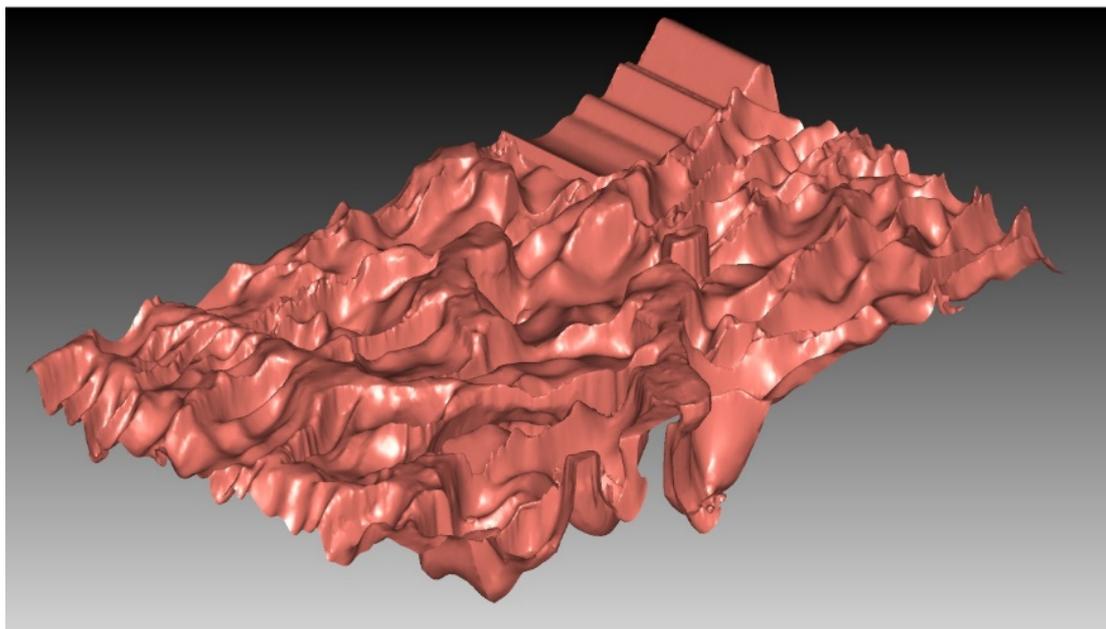


Figura 42: Superfície gerada a partir do modelo de velocidade.

Tendo feito esse refinamento nas áreas menos complexas (um comportamento mais suave), a superfície resultante gerou um arquivo menor (mais leve) e ao mesmo tempo foi capaz de levar em consideração as complexas estruturas geradas pela halocinese. A Figura 44 compara, em uma seção sísmica, a superfície gerada inicialmente através da simples extrapolação dos *picks* e a superfície gerada utilizando o método proposto. É possível notar como a superfície final do topo do sal é muito mais coerente com a interpretação sísmica.

Devida a alta complexidade da camada evaporítica e a irregularidade em algumas regiões do modelo de velocidade foi necessário um trabalho ainda mais detalhado em alguns pontos. Para isto, utilizou-se a interpretação e nas áreas com maior complexidade refinou ainda mais a superfície. Nessas áreas onde a superfície foi gerada de forma incoerente ou deixou de interpolar algum ponto, prejudicando o resultado final, a interpretação detalhada foi capaz de corrigir essas incoerências. A Figura 45 mostra a integração do horizonte, dos pontos interpretados e a superfície gerada. Após a realização final desse passo e

análise da superfície gerada ao longo de toda área foi possível finalmente obter uma superfície muito coerente com a interpretação realizada.

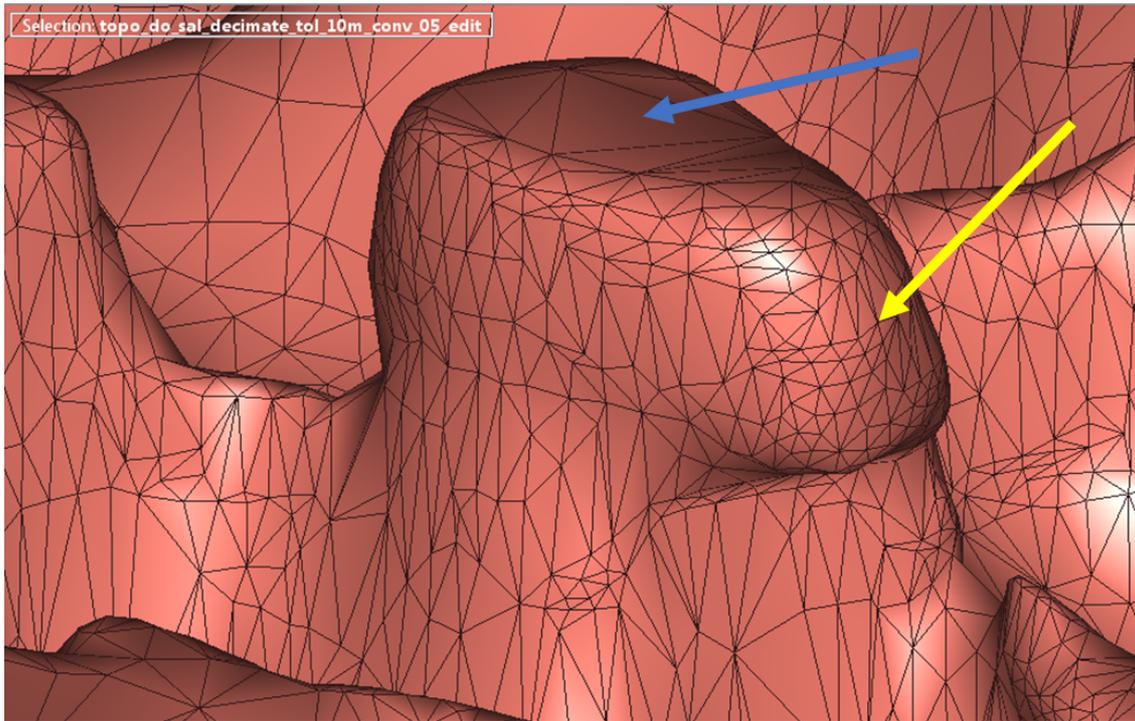


Figura 43: Geração de T-surface a partir do SKUA-GOCAD. Em áreas mais complexas é necessária uma maior quantidade de triangulação (seta amarela), enquanto em áreas menos complexas não há necessidade de grande quantidade de triangulação (seta azul).

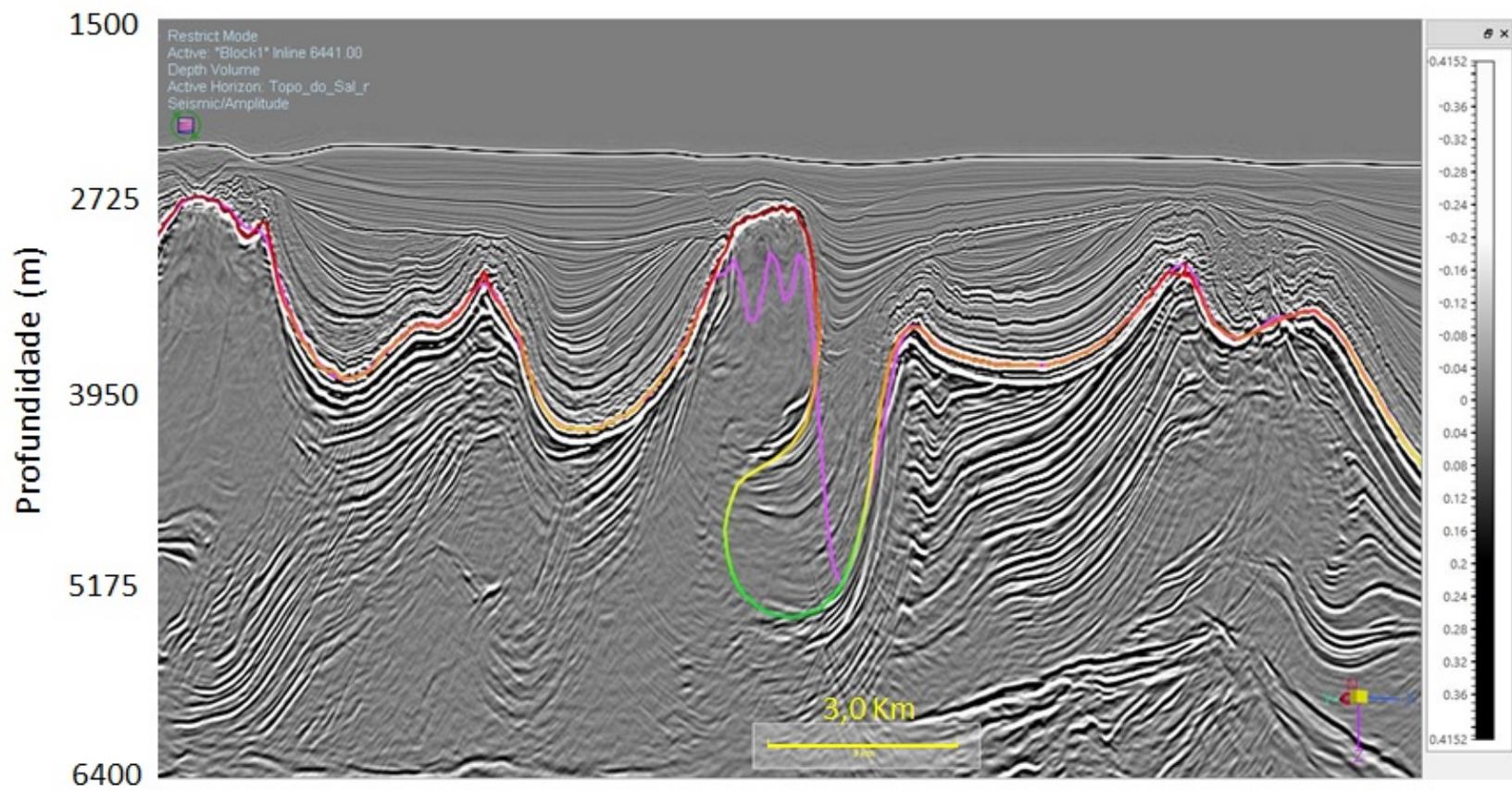


Figura 44: Superfície gerada anteriormente pela interpretação (linha rosa) e superfície gerada a partir do modelo de velocidade pelo SKUA-GOCAD (linha colorida).

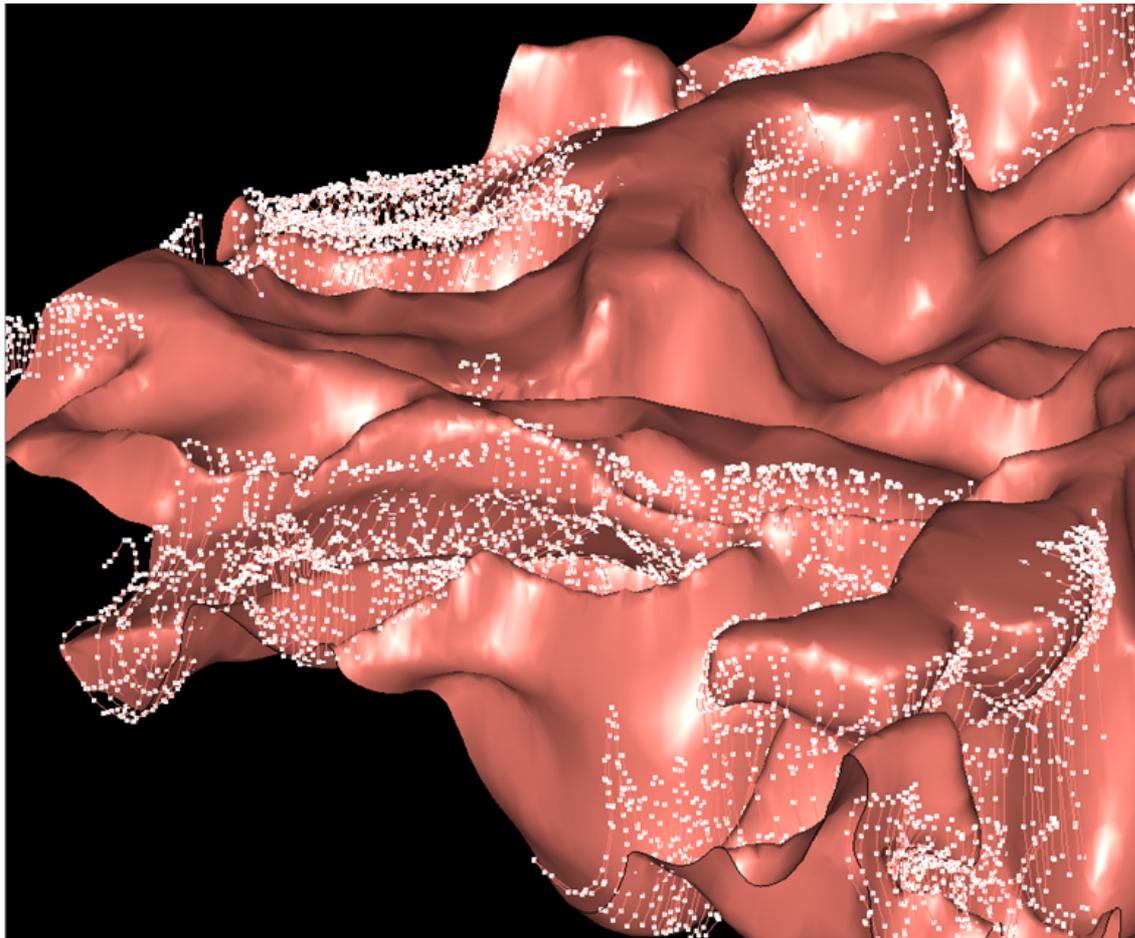


Figura 45: Integração do horizonte, pontos interpretados e a superfície gerada.

6. CONCLUSÕES

A interpretação das principais discordâncias no intervalo do Pós-sal auxiliou em um melhor entendimento da área estudada. A partir da interpretação foi possível identificar as influências da presença da camada evaporítica sobre as formações do Pós-sal, que foram capazes de gerar camadas discordantes as estruturas do corpo salífero, a formação de anticlinais acima dos domos e diversos falhamentos e fraturas resultantes da halocinese.

Diversas estruturas resultantes da tectônica do sal foram identificadas, tais como, diápiros, regiões de sal homogêneo (somente halita), regiões estratificadas (intercalações de halita, anidrita e carnalita), minibacias, sinclinais de topo dos diápiros, grandes muralhas de sal, *overhangs* e línguas de sal.

Constatou-se que quanto mais complexa é a forma de um horizonte a ser mapeado, mais difícil é a geração da superfície do mesmo. Uma alternativa foi encontrada para a geração de superfícies com múltiplos pontos no eixo Z (Multi-Z). Esta alternativa utilizou o modelo de velocidade usado na migração dos dados sísmicos e foi refinado com a interpretação mais detalhada das estruturas salíferas identificadas. Por fim, uma superfície do topo do sal muito mais coerente foi obtida. Esta superfície além de ser utilizada para a construção de um modelo geológico mais realístico, também auxiliou no estudo de iluminação que vem sendo realizado no Pré-sal.

7. REFERÊNCIAS

- ALMEIDA F.F.M. The system of continental rift bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48(Suppl):15-26. 1976
- ALVES, E. C. Zonas de Fraturas Oceânicas e suas Relações com a Compartimentação Tectônica do Sudeste do Brasil. 2002. 247 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Departamento de Geologia, UFRJ, Rio de Janeiro, 2002.
- BARKER, J.W.; FELAND, K.W.; TSAO, Y-H. Drilling Long Salt Sections Along the U.S.Gulf Coast. *SPE Drilling & Completion*, Washington: SPE International, Pp 185-186. 1994.
- CAINELLI, C., MOHRIAK, W.U. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. In: AAPG, International Conference & Exhibition Short Course – Brazilian Geology Part II, 1998. Rio de Janeiro, Brasil.
- CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes*, United Kingdom, v. 22, p. 206–216. Sep. 1999.
- CARMINATTI, M., WOLFF, B., & GAMBOA, L. New exploratory frontiers in Brazil. *Proceedings of the 19th World Petroleum Congress*. Proceedings of the 19th World Petroleum Congress. 2008. Madrid.
- CLYDE, R.; D'AMBROSIO, P.; PEREZ, M.A.; ISRAEL, R.; LEAVIT, T.; NUTT, L.; WILLIAMSON, D.; JOHNSON, C. Meeting the Subsalt Challenge. *Oilfield Review*, Houston, v. 20, n. 3, p. 32-45, 2008.
- DANTAS, R. R. L. - Análise da influência da condução térmica em mini-bacias de sal com base em modelos de elementos finitos. 2013. 87f. Tese (Mestrado em engenharia civil), Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Pernambuco. 2013.
- DEMERCIAN, L. S. A halocinese na evolução do sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo Superior. 1996. 210p. Tese (Mestrado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil. 1996
- DIAS, G.J. A. C. O SAL e sua ambivalente dimensão: Sabor da comida e Símbolo de preservação religiosa. *Seminário Internacional sobre o sal português Instituto de História Moderna da Universidade do Porto*. p. 339-348. 2005.
- EVANS, R. & KIRKLAND, D.W. Evaporitic environments as a source for petroleum. In: Schreiber, B C. (Ed.), *Evaporites and Hydrocarbons*. Columbia University Press, New York, 256-299. 1988

- FIGUEIREDO, E. R. Condutividade Térmica de Rochas: Uma aplicação para Granitos Ornamentais. 2006. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Pernambuco. 2006
- FOSSSEN, H. *Structural Geology*, Cambridge University, 2010.
- FREITAS, J. T. R. Ciclos deposicionais evaporíticos da bacia de Santos: uma análise cicloestratigráfica a partir de dados de 2 poços e de traços de sísmica. 2006. 168f. Tese (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Rio Grande do Sul. 2006
- GAMBOA, L. A. P.; MACHADO, M. A. P.; SILVEIRA, D. P.; FREITAS, J. T. R. E SILVA, S. R. P. Evaporitos estratificados no Atlântico Sul. In: Mohriak, W., Szatmari, P. e Anjos, S. M. C. (eds). *Sal- Geologia e Tectônica: exemplos de bacias brasileiras*. Petrobras, p. 340-359. 2008.
- GARCIA, S.F.M. Estudo Tridimensional de Efeitos da Halocinese em Margens Passivas. 1999. Tese (Mestrado). Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais.
- GOMES, P.O., J. PARRY, AND W. MARTINS. The Outer High of the Santos Basin, Southern São Paulo Plateau, Brazil: Tectonic Setting, Relation to Volcanic Events and Some Comments on Hydrocarbon Potential. In: AAPG, Hedberg Conference "Hydrocarbon Habitat of Volcanic Rifted Passive Margins", Search and Discovery Article #90022. 2002. Stavanger, Norway. Sep. 2002.
- HARRAZ, H. Z. 2015. Presentation, Topic 11: Evaporite Salt Deposits.
- HENRY, S. G. New insights beneath the salt. *Geo Expro*, London, v.5, 2009. Disponível em: <<http://www.geoexpro.com/brazil/beneathsalt>>
- HUDEC, M.R., JACKSON, M.P.A. Advance of allochthonous salt sheets in passive margins and orogens. *AAPG Bull.* 90, 1535e1564. 2006
- HUDEC, M.R.; JACKSON, M.P.A. Terra Infirmis: understanding salt tectonics. *Earth-Science Reviews*, v. 82, 1-28p. 2007
- HUDEC, M.R.; JACKSON, M.P.A.; SCHULTZ-ELA, D. D. The paradox of minibasin subsidence into salt: Clues to the evolution of crustal basins, *Geol. Soc. of Am. Bulletin*, v.121, n. 1/2; p. 201–221. 2009
- JACKSON, C.A.-L., JACKSON, M.P.A., HUDEC, M.R., RODRIGUEZ, C.R., Internal structure, kinematics, and growth of a salt wall: insights from 3D seismic reflection data. *Geology* 42, 307e310. 2014.
- JONES, I. F. DAVISON, I. Seismic imaging in and around salt bodies 2014. *Interpretation*, Vol. 2, No. 4. p. SL1–SL20, 28 FIGS., 1 TABLE. Nov. 2014.

- KIRKLAND, D.W. & EVANS, R. Source-rock potential of evaporitic environment. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 65, 181-190. 1981
- LEES, G.M. Salzgletscher in Persien: Mitteilungen Geologische Gesellschaft Wien, v.20, pp. 29-34. 1927.
- GOBATTO, F., MAUL, A., FALCÃO, L., TEIXEIRA, L., BOECHAT, J.B., GONZÁLEZ, M. & GONZÁLEZ, G., Refining Velocity Model within the Salt Section in Santos Basin: an Innovative Workflow to include the Existing Stratification and its Considerations. (SEG – Society of Exploration Geophysicist – 2016) – Dallas – TX, USA. 2016.
- LEYDEN, R. Salt distribution and crustal models for the Eastern Brazil margin *Acad. Bras. Ciências, Anais*, 48 (1976), pp. 159-168. 1976.
- LOPEZ-SERRANO, R. FRADERA, J., LOPEZ-CUESTA, S. Molten salts database for energy applications. Submitted to chemical engineering & processing: process intensification September 17, 2013.
- MACEDO, J.M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes, *Boletim Geociências da Petrobrás*, 3(3):159-173. 1989.
- MAUL, A., L. FALCÃO, F. GOBATTO, V. NOVELLINO, F. JARDIM, L. OLIVEIRA, T. MENEGUIM, P. J. AMARAL, F. BORGES, L. TEIXEIRA, R. C. MONTEIRO, G. GONZÁLEZ & M. GONZÁLEZ, 2016. Incorporação de estratificações dentro da seção evaporítica utilizando velocidades e atributos sísmicos: IGP-152, Informe Geofísico da Petrobras – Publicação Interna. 2016.
- MELLO, U.T., KARNER, G.D., ANDERSON, R.N. The Role of Salt Rock in Modifying the Maturation History of Sedimentary Basins. *Marine and Petroleum Geology*, 12(7):697-716. 1995.
- MELLO, U. T. Thermal and Mechanical History of Sediments in Extensional Basins, 1994. Tese. (PhD em geologia). Columbia University. Nova York, NY. 1994.
- MODICA, C. J. & BRUSH, E. R. Post rift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 88, n. 7, pp. 923–945.220. 2004.
- MOHRIAK, W. U.; MACEDO, J. M.; CASTELLANI, R. T.; RANGEL, H. D.; BARROS, A. Z. N.; LATGE, M. A. L; MIZUSAKI, A. M. P.; SZATMARI, P.; DEMERCIAN, L. S.; RIZZO, J. G. & AIRES, J. R. Salt Tectonics and Structural Styles in the Deep Water Province of the Cabo Frio Region, Rio de Janeiro, Brazil. *In: Jackson, M.P.A.; SNELSON, S. (eds), Salt Tectonics: A Global Perspective, American Association of Petroleum Geologists, Memoir*. 1995.
- MOHRIAK, W. U.; BASSETTO, M. & VIEIRA, I. S. Deep seismic constraints on the crustal architecture of sedimentary basins in the Brazilian margin: tectonic and

exploratory implications. *Boletim de Resumos Expandidos*, 5th Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Gramado, p. 246-248. 1995b.

MOHRIAK W.U. Salt tectonics, volcanic centers, fracture zones and their relationship with the origin and evolution of the South Atlantic Ocean: geophysical evidence in the Brazilian and West African margins. *In: SBGF, International Congress, 7, Expanded Abstract*. 2001

MOHRIAK, W.U. & SZATMARI, P. Salt tectonics and sedimentation along Atlantic margins: insights from seismic interpretation and physical models. *Geological Society Of America Memoirs*, 193, p. 131-151. 2001.

MOHRIAK, W. U. Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóicocenozóica da América do Sul. *In: Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Mantesso – Neto, A.; Bartorelli, C.D.R; Carneiro & Brito-Neves, B.B. (eds.), cap. XVIII, p. 293 – 318. 2004

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

NUNES, M.V; VIVIERS, M.; LANA, C. C. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia de Santos. Fundação Paleontológica Phoenix , Aracaju-SE, nº66, p 1-6, 2004.

PAPATERRA, G.E.Z. PRÉ-SAL: Conceituação Geologica sobre uma nova fronteira exploratória no brasil. 2010. 94f. Tese (Mestrado em Geologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

PEEL, F. J. - How do salt withdrawal minibasins form? Insights from forward modelling, and implications for hydrocarbon migration. *Tectonophysics* 630 (2014) 222–235. Elsevier. 2014.

PEREIRA, M.J., FEIJÓ, F.J. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*,8(1):219-234. Subsalt Formations. *Oilfield Review*, Houston, v. 20,n.3, p. 1-14, 2008. Disponível em: <<http://www.slb.com/oilfieldreview>>. 1994.

PONTE, F.C. & ASMUS, H.E. The Brazilian Marginal Basins: Current state of knowledge. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48:215-239. 1976.

RAED A.I. BASHITALSHAAER, KENNETH M. PERSSON, MAGNUS LARSON. Mixing Time for the Dead Sea Based on Water and Salt Mass Balances. Conference Euromed 2008, Desalination for Clean Water and Energy Cooperation among Mediterranean Countries of Europe and the MENA Region.

STANTON, N. S. G.; SCHMITT. Caracterização crustal da margem sudeste brasileira através de magnetometria e suas implicações tectônicas. 2009. 129 f. Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

- SILVA, M. A. M. SCHREIBER, B. C. SANTOS, C. L. - Evaporitos como recursos minerais - *Brazilian Journal of Geophysics*, Vol. 18(3), 2000.
- SOUZA, D. O. - Desenvolvimento de campos petrolíferos em reservatórios ligados a formações salinas. 2013. 70 f. Monografia (Especialização em Engenharia do Petróleo). Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2013.
- SZATMARI, P. The Origin Of Oil Deposits: A Model Based On Evaporites. *Anais do XXXI Congresso Brasileiro De Geologia, Camboriú/SC*, Vol. 1, 455-499. 1980
- VENDEVILLE, B.C., AND JACKSON, M.P.A. The rise of diapirs during thin-skinned extension: *Marine and Petroleum Geology*, v.9, p.331–353. 1992.
- VIDAL, C.A., KIANG, H.C., CORREA, S.F., FERNANDES, L.F., CASTRO, C.J., TINEN, S.J., KOIKE, L. Assine, M.L., Rostirolla, P.S., 2003. Interpretação e Mapeamento dos Sistemas Petrolíferos da Bacia de Santos. ANP/UNESP/LEBAC. 180p. 2003.
- WARREN, J. K. – *Evaporites: A Geological Compendium. Second Edition.* Switzerland: Springer, 2016. 1822p.
- WISNIAK, J. The Dead Sea – A live pool of chemicals. *Indian Journal of Chemical Technology*. Vol 9, pp79-87. January 2002.
- WHITE, R. AND MCKENZIE, D. Magmatism at Rift Zones the Generations of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94, 7685-7729. 1989.
- YEO, A. - Molecular biology of salt tolerance in the context of whole-plant physiology *Journal of Experimental Botany*, Volume 49, Issue 323, Pages 915–929. June 1998.
- ZALÁN, P. V. Tectonic styles in Sedimentary Basins: Short Course Notebook. In: *7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*. October 2001 Salvador, Brazil. 28p.
- ZALÁN, P.V. & OLIVEIRA J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *B. Geoci. Petrobras*, v.13, n.2, RJ, p: 269-300. 2005.