



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia e Recursos Naturais

**MAPEAMENTO ESTRUTURAL EM ESCALA SÍSMICA E
ANÁLISE DO DESLOCAMENTO DE FALHA NO
RESERVATÓRIO PRÉ-SAL DO CAMPO DE TUPI, BACIA
DE SANTOS**

ELOISE CRISTINA SANTOS

Orientadores:

Prof. Dr. Emilson Pereira Leite

Dra. Nathalia Helena Seicol Mattos

**Campinas-SP
Dezembro, 2022**



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia e Recursos Naturais

**MAPEAMENTO ESTRUTURAL EM ESCALA SÍSMICA E
ANÁLISE DO DESLOCAMENTO DE FALHA NO RESERVATÓRIO
PRÉ-SAL DO CAMPO DE TUPI, BACIA DE SANTOS**

ELOISE CRISTINA SANTOS

*Trabalho de Conclusão de
Curso para a obtenção do
título de bacharel em
Geologia pelo Instituto de
Geociências, UNICAMP.*

Banca examinadora:

Prof. Dr. Alessandro Batezelli (IG/ UNICAMP)

Prof. Dr. Gelvam André Hartmann (IG/ UNICAMP)

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Marta dos Santos - CRB 8/5892

Santos, Eloise Cristina, 1996-
Sa59m Mapeamento estrutural em escala sísmica e análise do deslocamento de falha no reservatório pré-sal do Campo de Tupi, Bacia de Santos / Eloise Cristina Santos. – Campinas, SP : [s.n.], 2022.

Orientador: Emilson Pereira Leite.
Coorientador: Nathalia Helena Secol Mattos.
Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Pré-sal. 2. Prospecção sísmica. 3. Falhas estruturais. 4. Santos, Bacia de. I. Leite, Emilson Pereira, 1975-. II. Mattos, Nathalia Helena Secol, 1988-. III. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. IV. Título.

Informações adicionais, complementares

Título em outro idioma: Structural mapping at seismic scale and fault displacement analysis in the pre-salt reservoir of Tupi Field, Santos Basin

Palavras-chave em inglês:

Pre-salt
Seismic prospecting
Structural failures
Santos, Basin

Titulação: Bacharel

Banca examinadora:

Emilson Pereira Leite [Orientador]
Alessandro Batezelli
Gelvam André Hartmann

Data de entrega do trabalho definitivo: 14-12-2022

AGRADECIMENTOS

Agradeço imensamente aos meus pais Kelly e Israel cujo amor e ensinamentos me fizeram quem sou hoje. Amo vocês e a Isabela.

Agradeço aos meus avós, que infelizmente não puderam me ver finalizar essa etapa, mas sei que estão me assistindo lá do céu. Especialmente a avó Nair, que nunca deixou de estar presente em todas as minhas atividades escolares e comemorações.

Agradeço a todos os docentes do IG, em especial os professores que tive a oportunidade de trabalhar em projetos e extensões. Obrigada professores Ana Elisa de Abreu, Maria José Mesquita e Alessandro Batezelli.

Agradeço também a equipe que permitiu a realização deste trabalho, meu orientador Emilson Leite, a minha coorientadora Nathalia Mattos e o Daniel Roja, que foi um anjo em todos os momentos.

Estendo meus agradecimentos as pessoas cuja a parceria foi muito importante ao longo desses anos de graduação, meu amigo e colega de curso Cauê Chaves e meu namorado Oton Barros.

Agradeço o apoio da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) que propiciou todos os recursos necessários para o andamento deste trabalho, através do Programa de Recursos Humanos em Exploração Petrolífera e Geologia Exploratória (PRH 19.1).

RESUMO

O estudo do crescimento e deslocamento de falhas em reservatórios petrolíferos permite o entendimento da configuração tectonoestratigráfica e do potencial de armazenamento de hidrocarbonetos da bacia sedimentar. O presente trabalho consiste no mapeamento estrutural do intervalo pré-sal no Campo de Tupi, Bacia de Santos, e análise do deslocamento de falhas. Foi utilizado o volume sísmico 3D OBN em combinação com atributos sísmicos estruturais para a extração das principais estruturas. A interpretação dos horizontes foi baseada na identificação das continuidades e terminações dos refletores sísmicos ao longo dos *inlines* e *crosslines* do volume em estudo. As falhas foram determinadas manualmente, por meio do reconhecimento das descontinuidades destacadas pelos atributos estruturais, *Gradient Magnitude*, *Directional Blending*, *3D Edge Enhancement* e *Structural Smoothing*. A análise do deslocamento da falha (F1) foi baseada em diagramas de Deslocamento-Comprimento (D-x) e Rejeito-Profundidade (T-z). Como resultado, foram obtidos cinco horizontes correspondentes às formações geológicas: Camboriú, Itapema e intervalos de produção da Formação Barra Velha (BVE-300, BVE-200 e BVE-100). Além disso, 18 falhas de alto ângulo e com direção NW-SE foram interpretadas. Logo, essas estruturas foram utilizadas para construir um modelo estrutural 2D e 3D, do qual foi possível avaliar a configuração entre os horizontes e as falhas no pré-sal. Os mapas de contorno estrutural demonstraram que as terminações das unidades Formação Itapema, BVE-300 e BVE-200 possuem contato *onlap* delimitado por um alto estrutural localizado a SE. Destacaram-se também a presença de *horst* e *graben* na porção central da área de estudo, que influenciam a geometria da Formação Itapema, BVE-300 e BVE-200. Os mapas de isópacas mostraram que a unidade de maior espessura é a Formação Itapema, com média de 402 metros, e a menos espessa é a BVE-100, com média de 81 metros. Na análise da falha (F1), os resultados exibiram que o deslocamento máximo ($D_{\text{máx}}$) foi de 868,05 metros em relação ao horizonte da Formação Camboriú, e o menor $D_{\text{máx}}$ foi observado no horizonte BVE-100. O rejeito máximo foi de 730,0 metros, observado no horizonte da Formação Camboriú. Os segmentos nas curvas dos diagramas D-x e T-z são indicativos de reativação da falha. O único horizonte que não apresentou segmentação foi o da Formação Camboriú, sugerindo que a nucleação da falha ocorreu durante o Cretáceo Inferior. Com isso, o alto estrutural e a falha F1 foram importantes para o condicionamento da geometria e da espessura das unidades do reservatório BVE-300 e BVE-200 e pouco influente no BVE-100.

Palavras Chave: Pré-sal, Prospecção sísmica, Bacia de Santos, Falhas estruturais.

ABSTRACT

The study of growth and displacement of faults in oil reservoirs allows for the understanding of the tectonostratigraphic configuration and hydrocarbon storage potential of sedimentary basins. This work consists of structural mapping of the pre-salt interval in Tupi Field, Santos Basin, and analysis of fault displacement. The 3D OBN seismic volume was used in combination with structural seismic attributes for the extraction of the main structures. The interpretation of horizons was based on the identification of seismic reflector continuities and terminations along the inlines and crosslines of the study volume. The faults were manually determined through recognition of discontinuities highlighted by structural attributes, including Gradient Magnitude, Directional Blending, 3D Edge Enhancement and Structural Smoothing. Analysis of fault (F1) displacement was based on Displacement-Length (D-x) and Throw-Depth (T-z) diagrams. As a result, five horizons corresponding to the geological formations were obtained: Camboriú, Itapema, and production intervals of the Barra Velha Formation (BVE-300, BVE-200 and BVE-100). Additionally, 18 high-angle faults with NW-SE direction were interpreted. These structures were used to construct a 2D and 3D structural model, which allowed for evaluation of the configuration between horizons and faults in the pre-salt. Structural contour maps showed that the terminations of the Itapema, BVE-300 and BVE-200 units have onlap contacts delimited by a structural high located in the SE. The presence of horsts and grabens in the central portion of the study area was also accentuated, influencing the geometry of the Itapema Formation, BVE-300, BVE-200 intervals. The isopach maps showed that the thickest unit was the Itapema Formation, with an average of 402 meters, and the thinnest was the BVE-100, with an average of 81 meters. The fault (F1) analysis exhibited maximum displacement (D_{max}) of 868.05 meters relative to the Camboriú Formation horizon, and the smallest D_{max} was observed in the BVE-100 horizon. The maximum throw was 730.0 meters, observed in the Camboriú Formation horizon. Segments in the D-x and T-z diagrams are indicative of fault reactivation. The only horizon that did not show segmentation was the Camboriú Formation, suggesting that the fault nucleation occurred during the Lower Cretaceous. Therefore, the structural high and F1 fault were important for conditioning the geometry and thickness of the BVE-300 and BVE-200 reservoir units and had little influence on the BVE-100.

Key words: Pre-salt, Seismic exploration, Santos Basin, Structural faults.

Sumário

1. INTRODUÇÃO	10
1.2. Objetivo	11
2. GEOLOGIA REGIONAL BACIA DE SANTOS.....	12
2.1. Área de Estudo.....	12
2.2. Evolução Tectônica	13
2.2.2. <i>Tectônica da Bacia de Santos</i>	14
2.3. Estratigrafia da Bacia de Santos	15
2.4. Arcabouço estrutural da Bacia de Santos	18
3. MATERIAIS E MÉTODOS	20
3.1. Volume Sísmico <i>Ocean Bottom Nodes</i> (OBN)	21
3.2. Amarração sísmica-poço	22
3.3. Interpretação dos horizontes	23
3.4. Interpretação das Falhas	28
3.4.1. <i>Atributos sísmicos</i>	28
3.5. Criação do modelo estrutural.....	31
3.6. Cálculo de Espessura Vertical Verdadeira (TVT).....	32
3.7. Caracterização das falhas	33
3.7.1. <i>Cálculo de deslocamento de falha</i>	35
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	39
4.1. Horizontes sísmicos	39
4.2. Caracterização das falhas interpretadas	49
4.3. Análise do deslocamento da falha	51
4.4. Modelo Estrutural	60
5. CONCLUSÕES	64
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	66

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo no Campo de Tupi.....	13
Figura 2: Carta Estratigráfica da seção pré-sal da Bacia de Santos (Moreira et al., 2007).....	16
Figura 3: Feições do arcabouço estrutural da Bacia de Santos (Fernandez, 2017 editado de Garcia et al., 2012).....	18
Figura 4: Mapa estrutural do Alto Externo da Bacia de Santos e suas culminações Alto de Tupi e Alto do Pão de Açúcar (Gomes et. al., 2009).....	19
Figura 5: Fluxograma da metodologia aplicada.....	20
Figura 6: (a) Localização do Campo de Tupi na Bacia de Santos. (b) Os polígonos representativos da linha de base e monitor das aquisições da OBN. (c) Destaque para os poços do Campo de Tupi (Cruz et al., 2021).	21
Figura 7: Amarração sísmica-poço integrada para o poço 3-BRSA-496-RJS. A primeira coluna mostra as curvas de densidade (RHOB) e sônica (DTC). A segunda coluna mostra a curva de Impedância Acústica (AI) e sua reamostragem, enquanto a terceira coluna mostra o coeficiente de reflexão (RC). A wavelet gerada é observada na terceira coluna. As colunas cinco e seis mostram os sismogramas original e sintético, respectivamente. As últimas duas colunas mostram a velocidade do intervalo e o drift. Os topos das Formações Barra Velha e Itapema foram adicionados para auxiliar no alinhamento das reflexões sísmicas.	23
Figura 8: Tipos de terminações dos refletores sísmicos (Catuneanu, 2002).....	24
Figura 9: Representação das configurações internas de refletores das sismofácies (Barboza, 2005 adaptado de Mitchum et al., 1977).	25
Figura 10: Representação das geometrias externas das sismofácies (Barboza, 2005 adaptado de Mitchum et al., 1977).....	26
Figura 11: Exemplo de interpretação das linhas correspondentes aos horizontes sísmicos no horizonte BVE-100.	27
Figura 12: Classificação dos atributos sísmicos conforme Barnes (2016)	30
Figura 13: Especificações dos atributos sísmicos estruturais usados na extração dos horizontes e falhas (Petrel, 2021).	31
Figura 14: Fluxo para criação do modelo estrutural da área de estudo.	32
Figura 15: Ilustração dos elementos constituintes da falha (Fossen, 2020).	34
Figura 16: Modelos esquemáticos de crescimento de falhas em configurações isotrópicas (A), verticalmente restritas (B), horizontalmente restritas (C) e interativas de sobreposição de falhas (D) (Adaptado de Fossen, 2020).	37
Figura 17: Perfil NW-SE usado para a coleta das profundidades do teto (hangingwall) e muro (footwall),	38
Figura 18: Seção sísmica interpretada com o Horizonte 01 (vermelho).	39
Figura 19: Contorno estrutural do topo do Horizonte 01 - Formação Camboriú.	40
Figura 20: Seção sísmica interpretada com os horizontes mapeados - o Horizonte 01 (vermelho) e Horizonte 02 (amarelo).	41
Figura 21: Contorno estrutural do topo do Horizonte 02 - Formação Itapema	41
Figura 22: Mapa de Isópacas da unidade Formação Itapema.....	42
Figura 23: Seção sísmica interpretada com os horizontes mapeados - Horizonte 01 (vermelho), Horizonte 02 (amarelo) e Horizonte 03 (azul escuro).	43
Figura 24: Contorno estrutural do topo do Horizonte 03 (BVE-300)	43
Figura 25: Mapa de isópacas da unidade BVE-300	44

Figura 26: Seção sísmica interpretada com os horizontes mapeados - Horizonte 01 (vermelho), Horizonte 02 (amarelo), Horizonte 03 (azul escuro) e Horizonte 04 (azul claro).	45
Figura 27: Contorno estrutural do topo do Horizonte 04 (BVE-200)	46
Figura 28: Mapa de isópacas da unidade BVE-200	46
Figura 29: Seção sísmica interpretada com os horizontes mapeados - Horizonte 01 (vermelho), Horizonte 02 (amarelo), Horizonte 03 (azul escuro), Horizonte 04 (azul claro) e Horizonte 05 (ciano).	47
Figura 30: Contorno estrutural do topo do Horizonte 05 (BVE-100)	48
Figura 31: Isópaca da unidade BVE-100	48
Figura 32: Perfil NW-SE com as falhas interpretadas exibindo mergulho de alto ângulo.	50
Figura 33: Intensidade do mergulho das falhas interpretadas.	51
Figura 34: Dimensão vertical e horizontal da falha 1, localizada na parte central da área de estudo.	52
Figura 35: Perfil de deslocamento da falha 01 em relação ao horizonte 01 (Formação Camboriú).	53
Figura 36: Perfil de deslocamento da falha 01 em relação ao horizonte 02 (Formação Itapema).	54
Figura 37: Perfil de deslocamento da falha 01 em relação ao horizonte 03 (BVE-300).	55
Figura 38: Perfil de deslocamento da falha 01 em relação ao horizonte 04 (BVE-200).	56
Figura 39: Perfil de deslocamento da falha 01 em relação ao horizonte 05 (BVE-100).	57
Figura 40: Distribuição vertical de profundidade e rejeito (<i>Throw</i>) na falha 1.	59
Figura 41: Ilustração do modelo estrutural da área sudoeste do Campo de Tupi, com a compartimentação das zonas e falhas interpretadas.	61
Figura 44: Perfil NW-SE demonstrando a configuração estrutural dos horizontes e falhas	62
Figura 45: Modelo estrutural 3D.	63

1. INTRODUÇÃO

A descoberta dos reservatórios de hidrocarbonetos do pré-sal em 2006 foi fundamental para o desenvolvimento técnico e científico do setor petrolífero do Brasil. Esse fato contribuiu para a autossuficiência energética brasileira, e a busca pelo bom desempenho e qualidade dos campos petrolíferos permitiu uma série de pesquisas e aquisições de dados envolvendo geologia e geofísica, devido aos investimentos em prospecção e exploração na Bacia de Santos (Fernandez, 2017).

Segundo o Boletim de Produção de Petróleo e Gás Natural (ANP, 2022), os campos pertencentes ao pré-sal, no contexto da Bacia de Santos, são responsáveis por 76% da produção nacional de hidrocarbonetos. O campo de Tupi, local de estudo deste trabalho, é o maior produtor de óleo e gás do pré-sal e apresenta uma grande quantidade de dados levantados e disponibilizados pela ANP, por meio do Programa de Recursos Humanos em Exploração Petrolífera e Geologia Exploratória (PRH 19.1).

Nas bacias do tipo rifte, a interpretação de estruturas mapeáveis em escala sísmica (falhas, dobras, domos, horizontes e fraturas), a caracterização das falhas e sua configuração ao longo do volume fornecem importantes informações para a construção de um modelo tridimensional representativo da área de estudo. Modelos geologicamente consistentes, além de aumentarem a qualidade de predição de reservatórios, também possibilitam compreender se as estruturas existentes possuem potencial condutor ou selante no meio poroso.

Com isso, a realização deste trabalho consistiu no estudo do volume sísmico situado a sudoeste do Campo de Tupi, com o intuito de mapear e entender a configuração das principais estruturas (falhas e limites de camadas sedimentares) e sua relação com o intervalo do reservatório. Os materiais utilizados foram o volume sísmico de sudoeste do Campo de Tupi e informações de poços. Primeiramente houve o carregamento e processamento do volume sísmico e poços no software Petrel (*Schlumberger*).

Em seguida, foi realizada a interpretação dos horizontes com base nos conceitos da sismoestratigrafia, que compreende a identificação dos padrões de continuidade e terminações dos refletores sísmicos como parte de uma unidade geológica. Também foram interpretadas falhas de maiores dimensões, processo que foi realizado com o auxílio de atributos sísmicos estruturais, como *Gradient Magnitude*, *Directional Blending*, *3D Edge Enhancement* e *Structural Smoothing*.

Após a interpretação dos horizontes e falhas, a terceira etapa foi combinar as estruturas para constituir um modelo 2D e 3D da área de estudo. Este modelo propiciou a geração de mapas de contorno estrutural e isópacas. Para a avaliação do

deslocamento da falha selecionada como mais representativa da área de estudo, foi aplicado diagramas de Deslocamento-Comprimento (D-x) e Rejeito-Profundidade (T-z).

Como resultado, obteve-se cinco horizontes sendo esses: Formação Camboriú, Formação Itapema e Formação Barra Velha (BVE-300, BVE-200 e BVE-100). 18 falhas de alto ângulo foram interpretadas. Por meio do modelo estrutural, foram gerados mapas de contorno estrutural para cada horizonte interpretado. Com isso, verificou-se que existe um alto estrutural a SE, que limita as terminações dos refletores sísmicos das formações Itapema, BVE-300, BVE-200. Também existe a influência de *horst* e *grabens*. As isópacas das unidades da Formação Itapema, BVE-300, BVE-200 e BVE-100 demonstraram a espessuras das camadas são maiores quando adjacentes as estruturas de *horst* e o alto estrutural.

1.2. Objetivo

O objetivo geral deste projeto consiste em compreender a configuração estrutural em escala sísmica entre as formações que compõem os reservatórios do pré-sal e as falhas do Campo de Tupi na Bacia de Santos.

Objetivos específicos:

- Identificar os atributos sísmicos estruturais do software Petrel (2021) mais efetivos na distinção das falhas do reservatório pré-sal;
- Avaliar a reativação e intensidade da falha mais representativa da área de estudo em relação aos horizontes do sistema petrolífero do pré-sal.

2. GEOLOGIA REGIONAL BACIA DE SANTOS

Para o desenvolvimento deste trabalho é necessário considerar as principais características do contexto geológico da Bacia de Santos e do pré-sal. Este capítulo aborda o processo de formação da bacia, durante evolução da margem continental brasileira, e como foi configurado o arcabouço estrutural e estratigráfico que propiciaram a acumulação do prospecto pré-sal.

2.1. Área de Estudo

A Bacia de Santos está situada às margens do litoral dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, em uma área de cerca de 350.000 km². Em seu contexto geológico, tem seu limite norte com a Bacia de Campos, devido ao Arco de Cabo Frio, e a sul é limitada pelo Alto Estrutural de Florianópolis, que marca o limite com a Bacia de Pelotas (Fernandes & Santos, 2017). Ainda, possui o seu limite oeste delimitado pelos cinturões costeiros que compreendem a Serra do Mar, Maciço Carioca e Serra da Mantiqueira. A leste sua extensão vai até o sopé do Platô de São Paulo (Fernandes & Santos, 2017).

O Campo de Tupi está localizado na porção distal da Bacia de Santos, aproximadamente 230 km da costa do Rio de Janeiro. O intervalo de interesse para este estudo está entre 4500 a 6300 metros abaixo do nível do mar. O polígono referente ao volume utilizado neste estudo está ilustrado na **Figura 1**.

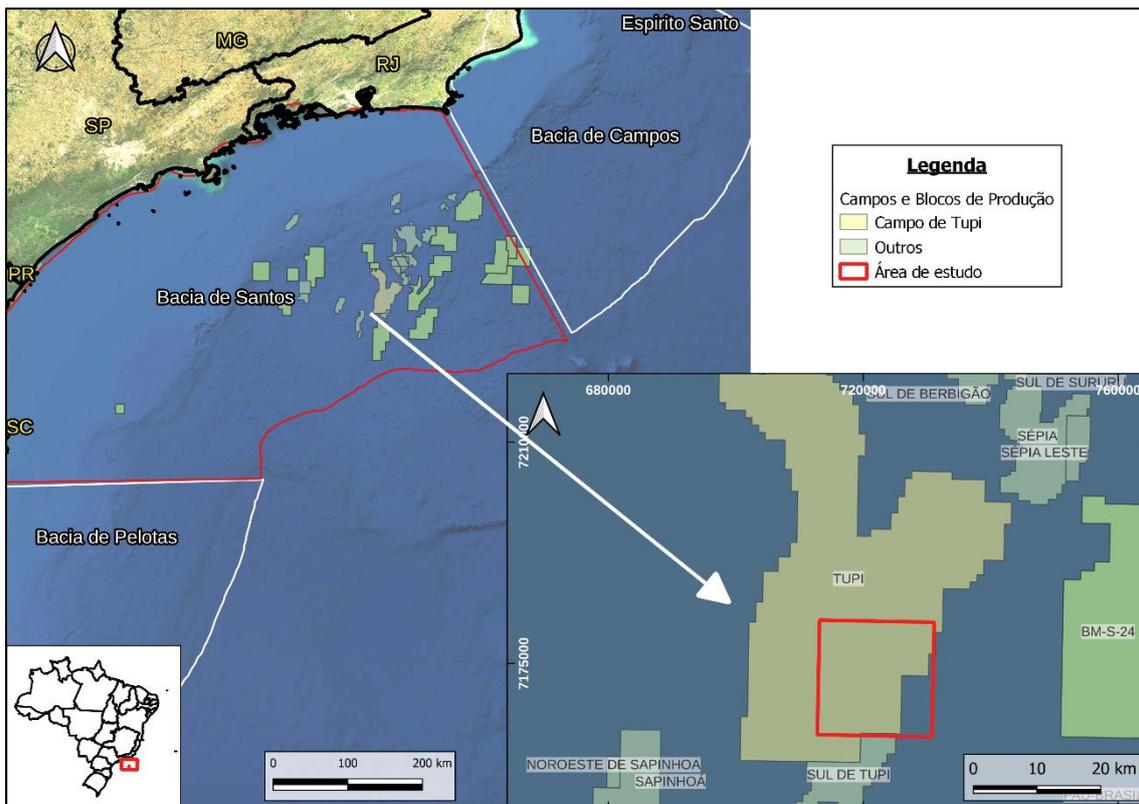


Figura 1: Localização da área de estudo no Campo de Tupi.

2.2. Evolução Tectônica

O estudo da evolução tectônica das bacias sedimentares que ocupam a margem passiva brasileira e sul-americana é fundamental para compreender e caracterizar o potencial dos *plays* de hidrocarbonetos. A busca por novas reservas, que nos últimos anos tem demonstrado uma tendência para águas profundas, permite a obtenção de novos acervos de dados geológicos e geofísicos, incorporando novos conceitos e técnicas (Mohriak, 2003).

Durante o final do Proterozoico, ocorreu a formação do Supercontinente Gondwana, que derivou da acreção dos núcleos cratônicos Amazonas e São Francisco (Mohriak, 2003). A amalgamação do Gondwana é demarcada por dobramentos derivados dos episódios colisionais que deram origem à Orogenia Brasileira/Pan Africana. Esse processo foi importante para a configuração estrutural das principais bacias sedimentares brasileiras, que compõem estruturas no sentido NE-SW na margem leste e sudeste, que compreende o segmento das Bacias de Santos e Espírito Santo (Valeriano et al., 2004).

O Paleozoico foi uma era em que o Gondwana se manteve tectonicamente estável, e os diferentes episódios de mudanças eustáticas no nível do mar propiciaram

a deposição de sedimentos de ambiente marinho, transicional, continental e glacial, no caso da Bacia do Paraná. Entre o período Eocretáceo/Barremiano, a atividade tecno-magmática da Pluma Tristão da Cunha resultou em um hotspot que sucedeu na formação no Paraná-Etendeka *Large Igneous Province* (LIP). Essa anomalia térmica contribuiu para o enfraquecimento da crosta durante os estágios iniciais do rifteamento, propiciou o soerguimento e o afinamento crustal e também foi responsável pela origem dos derrames que constituíram o embasamento das bacias de Santos, Campos e Pelotas (Cainelli & Mohriak, 1998; Chang et al., 2008; Rigotti, 2015).

A ruptura do Gondwana ocorreu no Eocretáceo (Aptiano) e resultou na separação das placas sul-americana e africana. Esse processo foi importante para a evolução das bacias marginais brasileiras e, conseqüentemente, a formação do oceano Atlântico Sul (Rigotti, 2015). A propagação do rifteamento iniciou com tensões regionais que se desenvolveram na porção sul e progressivamente moveram-se para norte (Chang et al., 2008). Uma longa zona de deformação originou-se durante a atenuação litosférica e falhas extensionais listradas com alto ângulo de mergulho que afetaram a crosta continental.

2.2.2. Tectônica da Bacia de Santos

Em relação à evolução tectônica da margem continental do Atlântico Sul, a bibliografia clássica compreende trabalhos de Almeida (1967, 1969, 1972), que discutem o desenvolvimento dos eventos sedimentares, tectônicos e magmáticos da Plataforma Brasileira em quatro etapas.

Autores como Cainelli e Mohriak (1999) e Mohriak (2003) segmentam o processo de formação das bacias de margem leste em cinco fases baseadas em características de tectônica e sedimentação distintas. Milani et al. (2007) descrevem um arcabouço composto por quatro sequências: Pré-Rifte, Rifte, Pós-Rifte e Drifte, enquanto Moreira et al. (2007) relatam três episódios. Trabalhos mais recentes, como Buckley et al. (2015), apresentam as fases em: sin-rifte inferior e superior, fase sag, sequência evaporítica e fase drifte.

A fase Pré-Rifte (Jurássico Superior - Berriasiano) demarca o início da ruptura dos blocos continentais sul-americanos e africanos, na qual ocorre um leve soerguimento astenosférico, enquanto a litosfera era gradativamente estirada (Cainelli e Mohriak, 1999 e Mohriak, 2003). Segundo Almeida et al. (2013), a configuração pré-ruptura em SW do Gondwana, no Jurássico Inferior (Toarciano), é composta pela distribuição dos corpos magmáticos simétricos ao eixo de abertura que deu origem ao Oceano Atlântico. O mesmo episódio magmático era observado nos continentes África,

Antártica e América do Sul, sendo este evento considerado como o precursor da desestabilização litosférica que culminou no decorrer da separação continental, uma vez que ocorreu em uma região próxima ao centro do rompimento.

O início da fase Rifte ocorre na época do Neocomiano–Barremiano, com o aumento do estiramento litosférico associado à extrusão de lavas basálticas (Mohriak, 2003). O arranjo estrutural ao longo do rifteamento corresponde a falhas normais de grande porte, que apresentam direção paralela à costa, além da distribuição local de zonas de transferência. Estruturas como grabens e semi-grabens também foram formadas neste estágio (Milani et al., 2007 e Buckley et al., 2015). Esta fase é caracterizada pela ocorrência de falhas sintéticas e antitéticas em toda a Bacia de Santos e variação nas espessuras dos pacotes sedimentares associados ao Alto Externo, sugerindo que as estruturas no alto do Pão de Açúcar começaram a se formar neste momento (Buckley et al., 2015).

A fase rifte se estende até o Aptiano (Moreira et al., 2007). O centro meso-Atlântico intrude a crosta terrestre, dando origem à crosta oceânica associada ao vulcanismo subaéreo com geometria de cunhas mergulhantes para o mar (Mohriak, 2003 e Buckley et al., 2015).

A fase pós-rifte ou sag, entre o Aptiano e o início do Albiano (Moreira et al., 2007), é marcada pelo fim do estiramento que deu origem às falhas normais. A subsidência térmica tornou-se mais presente e estabeleceu-se uma bacia flexural sag contínua, com características de quiescência tectônica (Chaboureau et al., 2013). Existe discussão sobre a atividade de falhas normais nos depósitos da fase sag, que podem ter sido geradas através da reativação das falhas da fase rifte até o Neo-aptiano (Buckley et al., 2015 e Faria et al., 2017).

O fim da fase sag é marcado pela instalação da crosta oceânica, que ocorreu durante a fase Drifte (Albiano-Holoceno), marcada pela separação definitiva dos continentes sul-americano e africano (Moreira et al., 2007 e Buckley et al., 2015). Este estágio é caracterizado pela redução significativa das falhas normais, o que permitiu a criação de um espaço de acomodação mais uniforme. Logo, a bacia passou a constituir uma margem-passiva (Mohriak, 2003).

2.3. Estratigrafia da Bacia de Santos

Os estudos iniciais acerca da Bacia de Santos foram conduzidos por Ojeda e Cesero (1973), Kumar & Gamboa (1979) e Pereira e Feijó (1994). Posteriormente, Moreira et al. (2007) realizaram uma atualização crono-lito-estratigráfica da bacia, com

ênfase na caracterização de sequências deposicionais individuais. Esse trabalho é considerado uma das principais referências para a descrição estratigráfica da Bacia de Santos e permitiu a definição de três supersequências: rifte, pós-rifte e drifte (**Figura 2**), as quais são delimitadas por discordâncias erosivas.

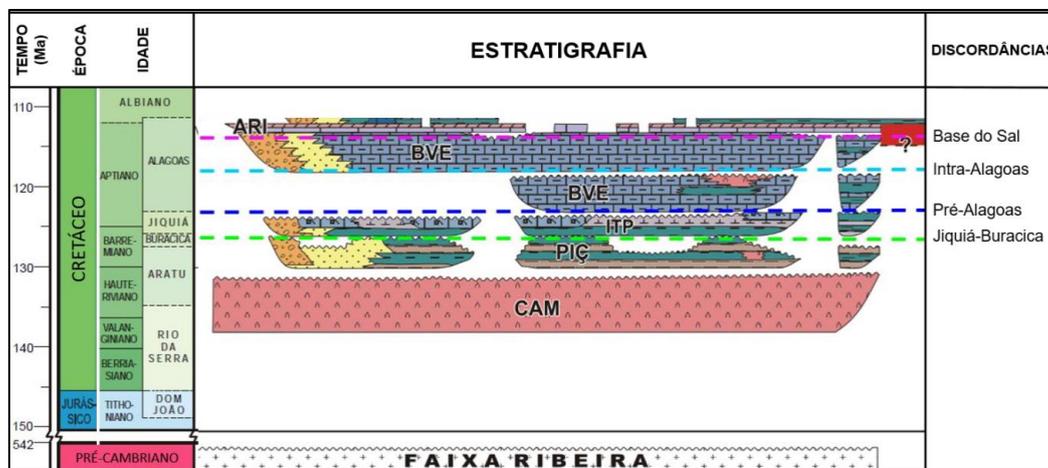


Figura 2: Carta Estratigráfica da seção pré-sal da Bacia de Santos (Moreira et al., 2007).

Embasamento

O embasamento cristalino da Bacia de Santos compreende granitos e gnaisses de idade pré-cambriana pertencentes ao Complexo Costeiro e metassedimentos da Faixa Ribeira. Esta unidade é associada aos processos de rifteamento, em que ocorreu um grande extravasamento de magma basáltico conhecido LIP (*Large Igneous Province*) que deu origem às bacias marginais do Atlântico Sul (Rigotti, 2015). Conforme Milani (2016) os enxames de diques de Florianópolis e da Serra do Mar, foram formados no contexto LIP do Paraná-Etendeka intrudindo o afloramento do embasamento proterozóico, entre as bacias de Santos e do Paraná e formam uma aparente junção tríplice com o enxame de diques de Ponta Grossa.

Formação Camboriú

Sobrepondo de forma discordante às rochas do embasamento pré-cambriano, a Formação Camboriú, consiste no embasamento econômico da Bacia de Santos (Pereira e Feijó, 1994; Moreira et al., 2007). Essa unidade é formada por basaltos toleíticos de idade Valanginiano-Hauteveriano e está associada ao vulcanismo basáltico da província Magmática do Atlântico Sul (SAMP), que aconteceu no início da separação do Supercontinente Gondwana.

Formação Piçarras

A Formação Piçarras apresenta limite discordante com o embasamento e marca o início da deposição sedimentar (Barremiano). O ambiente de deposição é continental, com domínio de sistemas lacustres e fluviais. Sobre o processo de sedimentação, houve influências das deformações decorrentes da fase rifte, desde o início até o estágio final de máxima atividade da formação dos meios-grábens (Moreira et al., 2007).

Os depósitos principais são leques aluviais, em que nas fácies proximais encontram-se arenitos, conglomerados, siltitos. Na porção distal, com sedimentação lacustre, ocorrem os folhelhos talco-estevensíticos, pelitos e argilas ricas em magnésio (Moreira et al., 2007).

Formação Itapema

Os sedimentos da Formação Itapema são limitados em sua base pela discordância Jiquiá/Buracica, que possui um caráter regional e o topo é limitado pela Discordância Pré-Alagoas (topo da seção rifte). A idade do depósito corresponde ao Neobarremiano ao Eoaptiano e ambiente sedimentar consiste em lacustre e salino. Entre os litotipos estão *grainstones* a bivalves (coquinas), *wackestones* e *packstones* bioclásticos, folhelhos carbonáticos e folhelhos escuros, ricos em matéria orgânica (Moreira et al., 2007).

Formação Barra Velha

A Formação Barra Velha é dividida em duas sequências, inferior e superior. A base (Eoaptiano) foi depositada a partir da quebra de plataforma e compreende *shrubs*, *grainstones*, *packstones* e lamitos calcários microbiais, estromatólitos. Já a porção superior (Neoaptiano) se depositou discordantemente a unidade inferior e sua composição é de calcários microbiais intercalados a folhelhos, também associados a leques aluviais de arenitos e conglomerados na porção proximal (Moreira et al., 2007).

Formação Ariri

A deposição dos evaporitos da Formação Ariri ocorreu no Neoaptiano, com uma taxa de acumulação imprecisa devido à mobilidade da halita. O ambiente de deposição foi de um golfo estreito (Riccomini *et al.*, 2012). A Formação é composta principalmente por halita e anidrita, mas também contém sais mais solúveis, como taquidrita, carnalita e silvinita localmente. Seu limite inferior é dado pelo contato com os carbonatos da Formação Barra Velha e seu limite superior é dado pela passagem para os sedimentos siliciclásticos/carbonáticos das formações Florianópolis e Guarujá (Moreira et al., 2007).

2.4. Arcabouço estrutural da Bacia de Santos

Os limites estruturais da Bacia de Santos compreendem o Alto de Cabo Frio ao norte, a Plataforma de Florianópolis ao sul, a zona de Charneira de Santos a oeste e o Platô de São Paulo a leste (Gomes et al., 2009) (**Figura 3**). Essas feições tiveram seu desenvolvimento durante a o processo de ruptura do paleocontinente Gondwana.

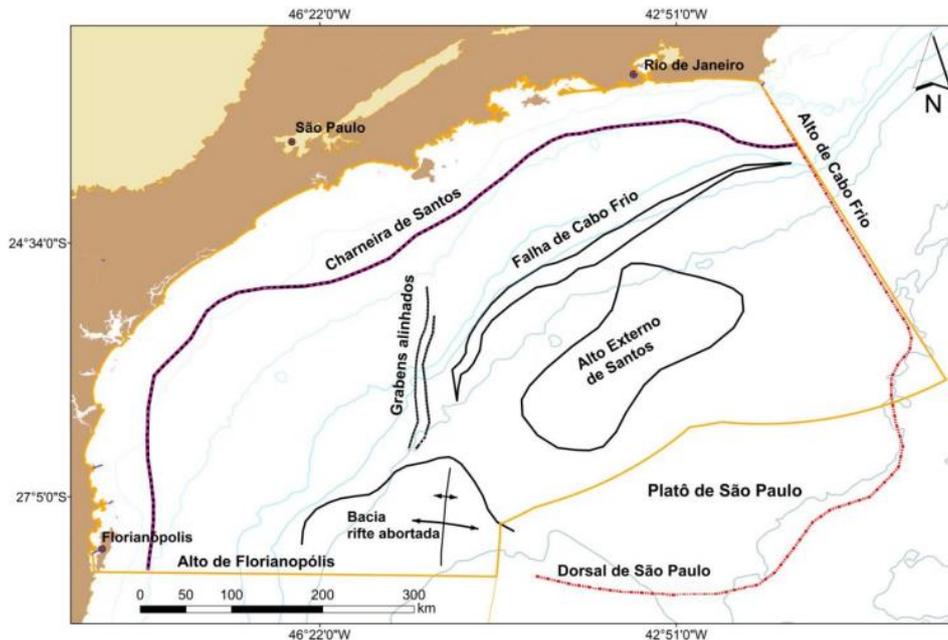


Figura 3: Feições do arcabouço estrutural da Bacia de Santos (Fernandez, 2017 editado de Garcia et al., 2012)

A estrutura conhecida como Charneira de Santos, que possui orientação paralela à linha de costa, está situada na região intermediária da plataforma continental e exerce influência na deposição sedimentar do Cretáceo na parte leste da Bacia de Santos (Nunes et al. 2004, Rigotti, 2015). O Alto de Florianópolis e o Alto do Cabo Frio atuam como limites da Bacia de Santos em relação às bacias de Pelotas e Campos, respectivamente.

O platô de São Paulo é uma feição fisiográfica formada nas profundezas do Atlântico Sul como resultado do estiramento da crosta continental durante o processo de rifteamento. Com dimensões regionais de 120 a 250 km, apresenta uma superfície plana com inclinação de até 2°, mas com uma morfologia acidentada decorrente de processos halocinéticos associados aos evaporitos do Aptiano e afloramentos de rochas do embasamento (Almeida & Kowsmann, 2015).

A área de estudo está localizada no contexto do Alto Externo, uma estrutura situada na porção distal da Bacia de Santos. Este alto estrutural é extenso e proeminente, composto por blocos falhados na direção NE-SW (Carminatti et al., 2008).

Sua formação está associada à ruptura continental e evolução do Atlântico Sul, onde a presença de um centro de propagação falhado no fundo do mar da Bacia de Santos foi responsável por colocar uma crosta proto-oceânica no platô sul de São Paulo (Gomes et al., 2009).

A estrutura do Alto Externo contém duas culminações individuais do pré-sal: o Alto do Tupi, com fechamento que cobre uma área de cerca de 1.100 km² no nível da base do sal, e o Alto do Pão de açúcar, com fechamento que cobre uma área de 6.000 km² (**Figura 4**). A estrutura de Tupi é segmentada por uma série de falhas sintéticas, sin-rifte, enquanto o Alto do Pão de Açúcar é principalmente segmentado por falhas antitéticas. Além disso, um importante sistema de transferência NW-SE separa as estruturas (Gomes et al., 2009).

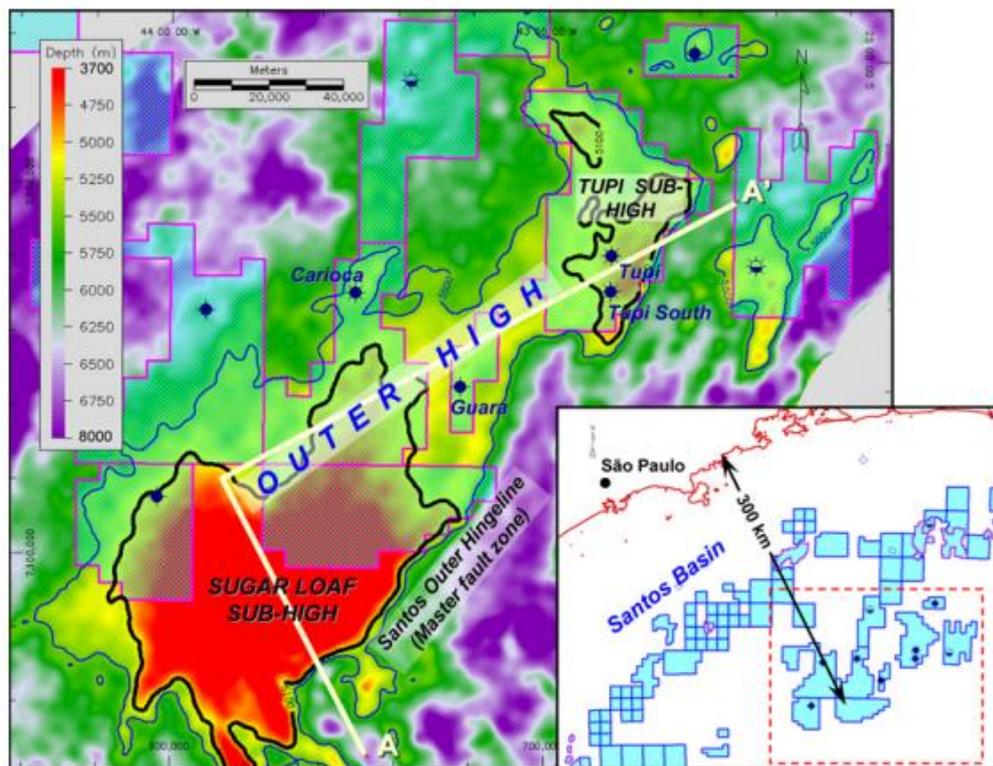


Figura 4: Mapa estrutural do Alto Externo da Bacia de Santos e suas culminações Alto de Tupi e Alto do Pão de Açúcar (Gomes et. al., 2009)

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais utilizados neste estudo consistem no volume sísmico que correspondem a área localizada na porção sudoeste do Campo de Tupi na Bacia de Santos e poços. Estes recursos foram cedidos pela Agência Nacional de Petróleo (ANP), por meio do programa PRH 19.1.

O fluxo de trabalho compreendeu o carregamento do volume sísmico no software Petrel 2021 (*Schlumberger*), do qual foi extraído o intervalo que compreende o sistema petrolífero do pré-sal delimitado nas profundidades de -4.500 metros a -6.300 metros. Em seguida foi carregado as informações dos poços para amarração sísmica. Como próximo passo, os atributos sísmicos estruturais foram aplicados para auxiliar a interpretação das principais estruturas do volume sísmico.

Com os horizontes e falhas interpretadas foi elaborado o modelo estrutural da área de estudo. Os modelos das falhas e das superfícies representativas do topo das formações geológicas do sistema petrolífero da Bacia de Santos, possibilitou os cálculos de espessuras da camada e do deslocamento da falha mais representativa identificada.

Os passos realizados para a obtenção dos resultados são representados pela **Figura 5** e os procedimentos metodológicos são descritos nos tópicos a seguir.

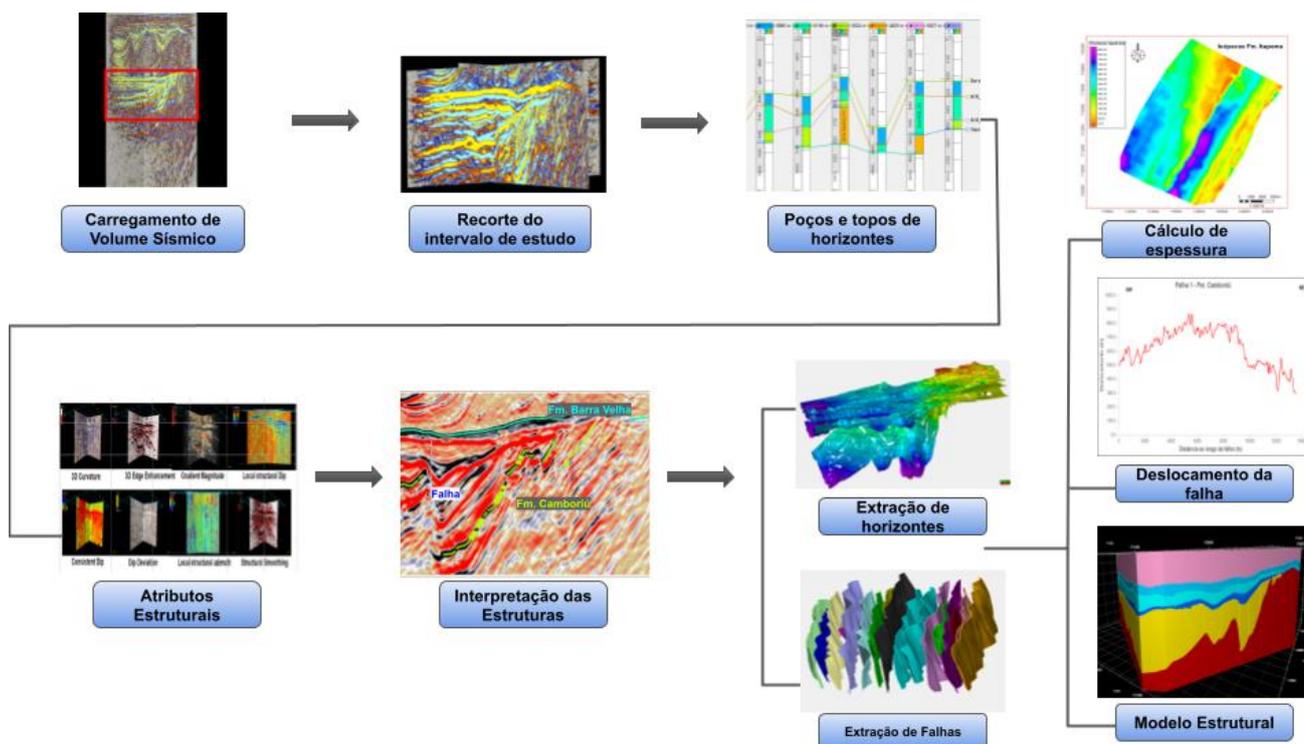


Figura 5: Fluxograma da metodologia aplicada.

3.1. Volume Sísmico *Ocean Bottom Nodes* (OBN)

O volume sísmico utilizado neste estudo foi obtido a partir da soma das amplitudes de um conjunto de dados de sísmica de reflexão, parcialmente empilhados em cinco faixas de ângulos de incidência (**Figura 6**). Os dados brutos foram adquiridos em 2015 pelo método de *Ocean Bottom Nodes* (OBN), compreendendo 956 nós em 36 linhas de receptores e um grid de tiro de 50 x 50 m, cobrindo uma área de aproximadamente 344 km² (Cypriano et al., 2019; Cruz et al., 2021).

O processamento sísmico incluiu eliminação de múltipla da camada de água, eliminação de reflexões fantasmas, conversão para fase zero e migração *pré-stack* de Kirchhoff em profundidade, além do empilhamento dos dados nas faixas Near (0-17°), NearMid (15-27°), Mid (20-30°), Far (25-37°) e UFar (33-40°). Além disso, o volume sísmico utilizado neste trabalho é composto por 536 *inlines* e 616 *crosslines*, ambas com espaçamento de 25 m.

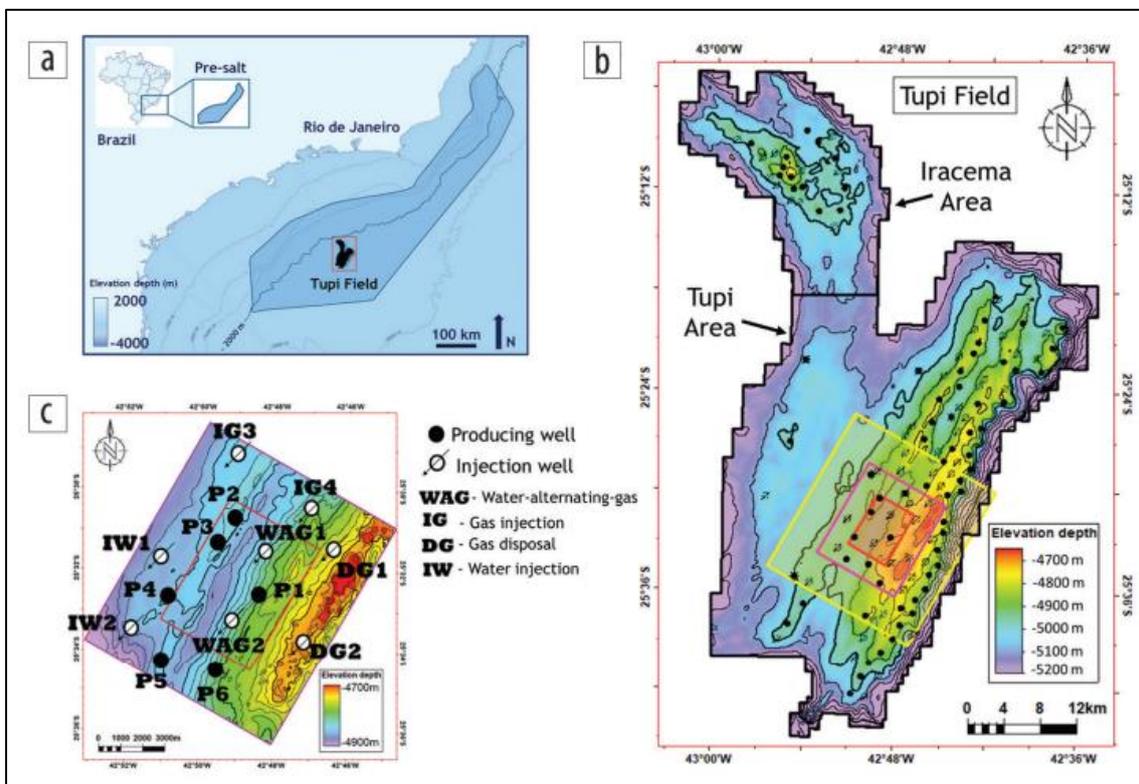


Figura 6: (a) Localização do Campo de Tupi na Bacia de Santos. (b) Os polígonos representativos da linha de base e monitor das aquisições da OBN. (c) Destaque para os poços do Campo de Tupi (Cruz et al., 2021).

3.2. Amarração sísmica-poço

Os dados sísmicos e perfis de poços medem diferentes parâmetros e propriedades em escalas distintas que, quando integrados, complementam-se. A integração desses elementos permite que os dados sísmicos, que estão em escala de tempo, e as informações dos poços, em escala de profundidade, sejam convertidos em uma mesma escala vertical. Logo, a amarração sísmica-poço é realizada pela extração wavelet, na qual os dados profundidade-tempo são calibrados entre si e ajustados com traços sísmicos sintéticos e reais (Moti, 2015).

O processo consiste na geração de um sismograma sintético com base nas curvas sônicas (DTC) e de densidade (RHOB), comparando-o com o traço sísmico original. A calibração das curvas de sondagem, usando dados de checkshot e perfis sísmicos verticais (VSP), fornece dados de tempo para o sismograma sintético.

Neste estudo, a calibração sísmica-poço foi realizada com referência ao poço 3-BRSA-496-RJS (**Figura 7**). Inicialmente, foi criado um estudo de calibração sônica utilizando a curva DTC e os checkshots fornecidos pela ANP como a relação tempo-profundidade (*time-depth relationship*, TDR). As curvas de impedância acústica (AI) e de coeficiente de reflexão (RC) foram determinadas a partir das curvas DTC e RHOB. A wavelet foi criada utilizando o método estatístico e o algoritmo de extração. O sismograma sintético foi gerado na localização do poço (considerando o desvio do poço) a partir da convolução do RC com a *wavelet* (**Figura 7**).

A grande maioria dos poços da Agência Nacional do Petróleo (ANP) possui informações sobre a profundidade do topo das principais formações da Bacia de Santos, como Formação Ariri, Formação Barra Velha, Formação Itapema e Formação Camboriú. Esses dados foram integrados ao projeto e a correspondência entre os topos das formações e as curvas de poço foi avaliada. Nos perfis sísmicos, é possível identificar as reflexões positivas de alta amplitude que marcam o topo da Formação Barra Velha, informação útil durante a comparação dos sismogramas real e sintético. Para alinhar o sismograma sintético com o real, foi aplicado um deslocamento de -200 ms, e a reflexão correspondente ao topo da Formação Barra Velha foi destacada. Além disso, o topo da Formação Itapema também foi corretamente alinhado, resultando em uma boa correlação entre as informações sísmicas e de poço (**Figura 7**).

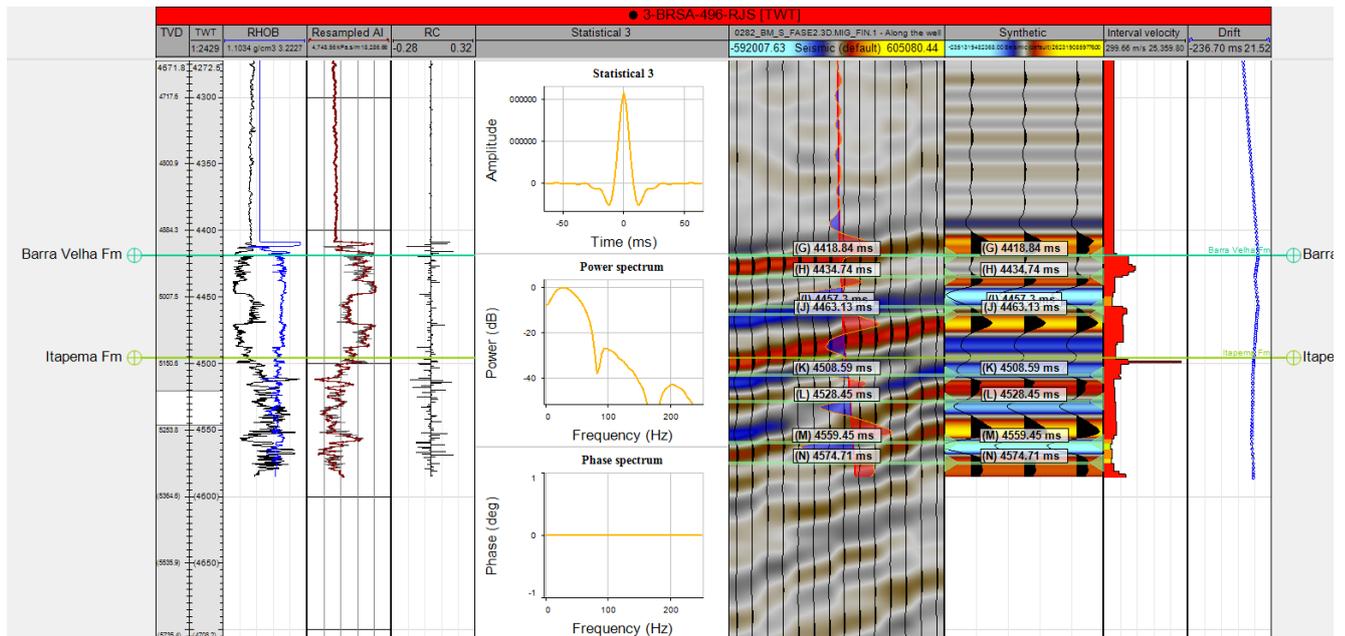


Figura 7: Amarração sísmica-poço integrada para o poço 3-BRSA-496-RJS. A primeira coluna mostra as curvas de densidade (RHOB) e sônica (DTC). A segunda coluna mostra a curva de Impedância Acústica (AI) e sua reamostragem, enquanto a terceira coluna mostra o coeficiente de reflexão (RC). A wavelet gerada é observada na terceira coluna. As colunas cinco e seis mostram os sismogramas original e sintético, respectivamente. As últimas duas colunas mostram a velocidade do intervalo e o drift. Os topos das Formações Barra Velha e Itapema foram adicionados para auxiliar no alinhamento das reflexões sísmicas.

3.3. Interpretação dos horizontes

A sismoestratigrafia envolve a interpretação de dados sísmicos para estudar a estratigrafia e fácies deposicionais. As características dos refletores, tais como configuração, continuidade, amplitude, fase, frequência e intervalo de velocidade, permitem identificar sequências sísmicas que se assemelham a sequências deposicionais. As sequências deposicionais são camadas de rochas que possuem uma correlação genética e são delimitadas no topo e na base por superfícies e discontinuidades (Mitchum et al., 1977).

Durante a interpretação de dados sísmicos, a continuidade e a terminação dos refletores são essenciais para a determinação das unidades sismoestratigráficas (Ramirez, 2014). Essas terminações são definidas pela relação geométrica entre os estratos e a superfície estratigráfica onde seus contatos terminam (Catuneanu, 2002).

Com o desenvolvimento da estratigrafia sísmica, usada para definir a arquitetura dos refletores sísmicos, Mitchum et al. (1977) e Christie-Blick (1991) descreveram os principais tipos de terminações das superfícies dos estratos, como: (i) truncamento erosivo, (ii) *toplap*, (iii) *onlap* e (iv) *downlap* (Figura 8).

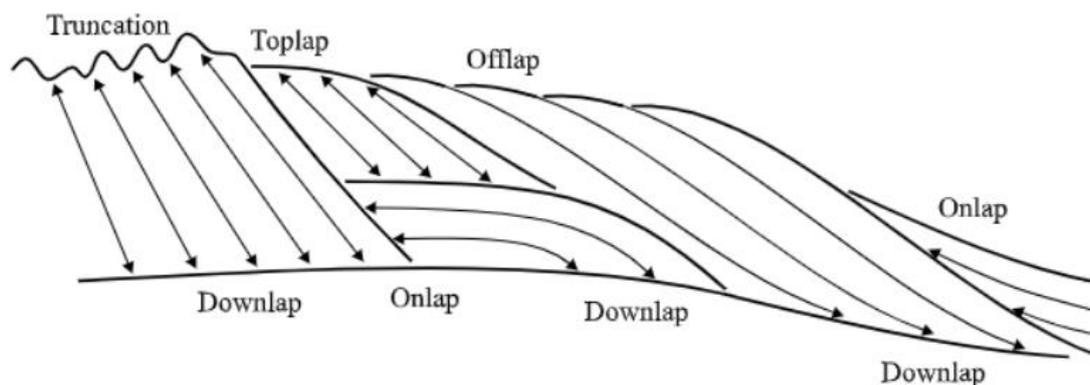


Figura 8: Tipos de terminações dos refletores sísmicos (Catuneanu, 2002).

Conforme descrito por Mitchum et al. (1977) e Emery & Myers (1996), essas terminações são classificadas da seguinte forma:

- (i) *Truncamento erosivo*: corresponde à terminação abrupta de um estrato contra uma superfície discordante erosiva em escala regional;
- (ii) *Toplap*: é a terminação de um estrato inclinado contra uma superfície superior de menor ângulo, que pode ter sido gerada como resultado de uma não deposição (bypass deposicional) ou menor erosão;
- (iii) *Onlap*: é a relação na qual os estratos inicialmente horizontais e de baixo ângulo terminam contra uma superfície inclinada de maior inclinação;
- (iv) *Downlap*: é a terminação de um estrato inclinado em contato com uma superfície horizontal ou de menor ângulo.

Com a identificação das unidades sismoestratigráficas, é possível avançar para a descrição das configurações internas e formas externas que compõem o grupo de refletores, denominados sismo fácies. A sismo fácies consiste em uma unidade tridimensional mapeável, cujos refletores sísmicos representam propriedades como litologia, estratificação e configuração deposicional. Essas características possibilitam a individualização das fácies adjacentes e, durante a interpretação, utiliza-se parâmetros sísmicos que retornam um significado geológico (Barboza, 2005; Ramirez, 2015).

Mitchum et al. (1977) descreveu os parâmetros das reflexões sísmicas usados na sismoestratigrafia e sua implicação geológica da seguinte forma:

- As configurações dos refletores possibilitam a interpretação dos padrões de camada, processo deposicional, erosão, paleotopografia e contatos de fluidos;
- As continuidades dos refletores retratam a continuidade dos estratos e processos deposicionais;

- A amplitude dos refletores é o resultado do contraste entre velocidade e densidade, entre o espaçamento dos estratos e o conteúdo fluido;
- O intervalo de velocidade compreende a estimativa de litologia, porosidade e conteúdo de fluido;
- A forma externa é a associação areal das fácies sísmicas, interpretada pelo ambiente deposicional, pela fonte sedimentar e pelo sítio geológico.

As sismofácies são descritas com base em sua configuração interna e geometrias externas. Em relação ao primeiro fator, os refletores podem exibir padrões do tipo: (A) paralelas, (B) divergentes e (C) progradantes (**Figura 9**). Sobre o segundo grupo, destacam-se as que ocorrem em ambiente de plataforma: lençol (sheet), cunhas (wedge) e bancos (bank) (**Figura 10**) (Barboza, 2005).

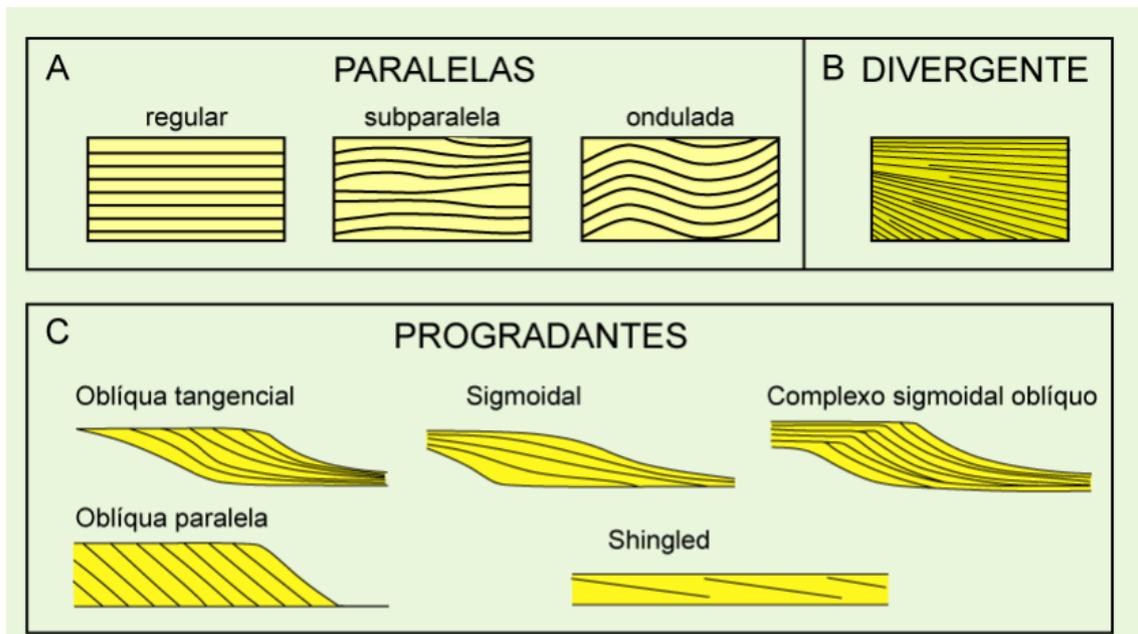


Figura 9: Representação das configurações internas de refletores das sismofácies (Barboza, 2005 adaptado de Mitchum et al., 1977).

A configuração (A) paralela, reflete uma deposição e subsidência uniforme, ou superfície estável. Tais características ocorrem mais comumente em unidades com forma de lençóis e de preenchimento. Já a feição (B) divergente, indica variações laterais na taxa de deposição, inclinação progressiva do substrato (*tilting*), ou ambos os processos conjuntos. Esse padrão é encontrado em unidades que apresentam geometria em cunha. Sobre a composição (C) progradacional, estas são formadas pela deposição lateral progradante de superfícies denominadas clinofomas (Mitchum et al., 1977).

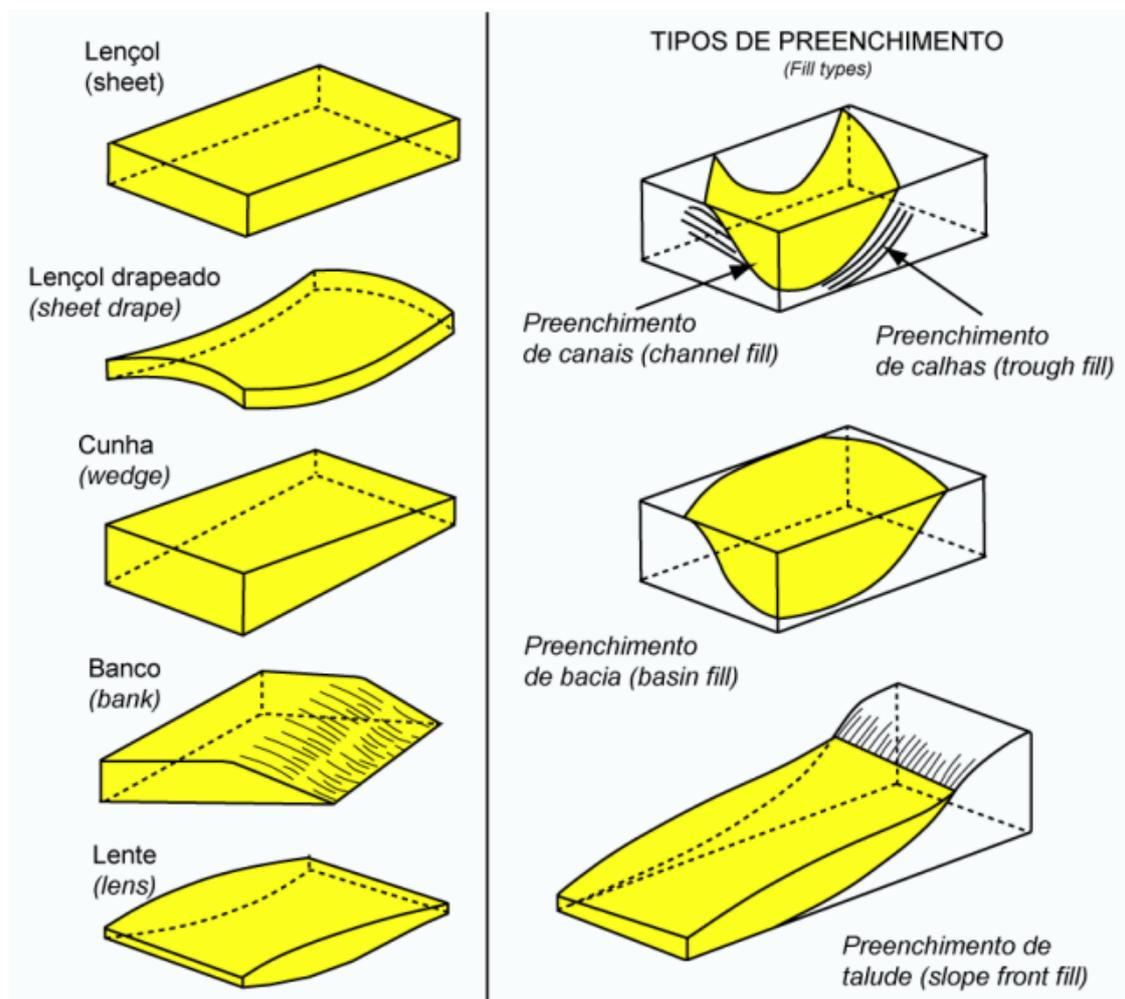


Figura 10: Representação das geometrias externas das sismofácies (Barboza, 2005 adaptado de Mitchum et al., 1977).

No processo de interpretação de horizontes em um volume sísmico, a sismoestratigrafia é uma ferramenta fundamental. Ela se baseia no reconhecimento e correlação de camadas sísmicas, identificadas por meio da análise de variações nos parâmetros sísmicos, como amplitude, frequência e fase, além da interpretação de refletores contínuos e descontínuos. Assim, para realizar a extração dos horizontes sísmicos, a interpretação manual é realizada através do reconhecimento dos horizontes em *inlines*, *cross-lines* e *time slice*. Com isso, é identificado manualmente algum grau de continuidade na linha sísmica, buscando semelhanças ao longo da linha a ser traçada.

Sobre um fundo ruidoso, os olhos humanos têm uma forte capacidade de reconhecer eventos sísmicos. Porém, por demandar uma grande quantidade de tempo e esforço do intérprete, esta técnica é considerada menos eficiente (Gengxiang Li, 2012). Uma das alternativas para agilização do processo de extração de horizontes é a

interpolação semi-automatizada, que consiste em selecionar *inlines* e *cross-lines* com espaçamentos em intervalos determinados. Este procedimento é relativamente mais eficiente do que o processo totalmente manual. Contudo, ainda é considerada uma técnica suscetível a erro, uma vez que a amostragem, obliquidade, interseções, retransmissões e estruturas curvas podem apresentar incertezas durante a interpretação dos horizontes (Gengxiang Li, 2012).

Como forma alternativa, na década de 1980, o *auto-tracking* passou a ser o método mais difundido entre os intérpretes da sísmica. Esse recurso baseia-se no reconhecimento de traços vizinhos com propriedades semelhantes, se encontrados em restrições especificadas. Logo, a aplicação deste método em um volume 3D consiste na definição de um traço base (*seed point*) para que o rastreamento seja expandido nas quatro direções até encontrar o limite determinado (Gengxiang Li, 2012).

Neste trabalho, a aplicação direta do método *auto-tracking* não produziu resultados consistentes, devido a interferências entre os horizontes interpretados automaticamente. Desta forma, para garantir a qualidade e representatividade dos horizontes, optou-se por combinar a técnica de interpolação com o *auto-tracking*. Assim, as linhas dos horizontes foram traçadas nas seções *inlines* e *crosslines* em intervalos de espaçamento de dez em dez e, quando necessário, ajustes foram interpretados em intervalos de cinco em cinco. Após esse processo, aplicou-se o *auto-tracking* (Figura 11).

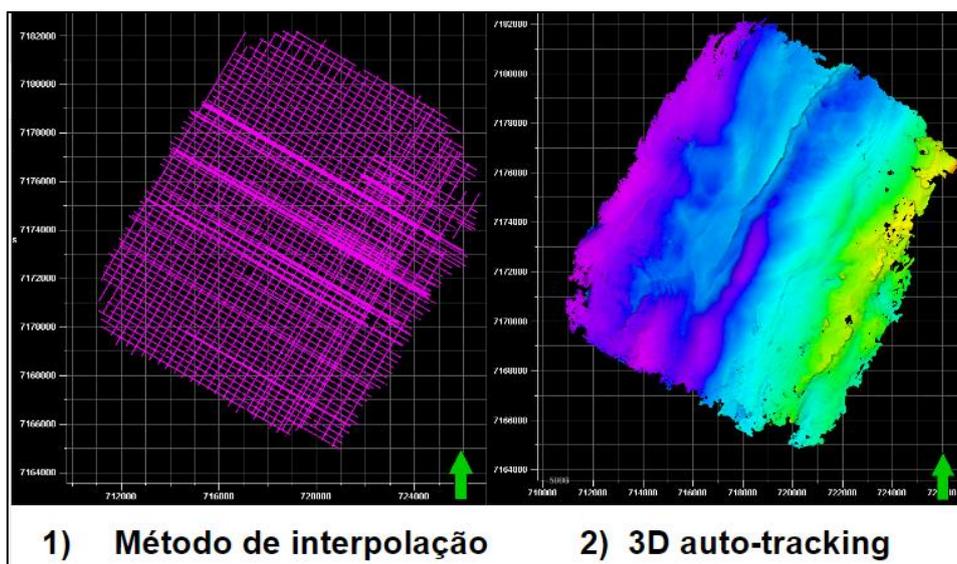


Figura 11: Exemplo de interpretação das linhas correspondentes aos horizontes sísmicos no horizonte BVE-100.

3.4. Interpretação das Falhas

Apesar do progresso significativo no desenvolvimento do *autotracker* horizontal, a interpretação auxiliada por computador das superfícies de falha é significativamente menos avançada. A interpretação de falhas é mais difícil, pois envolve especialmente a detecção de descontinuidades e sua correlação com os horizontes.

As abordagens atuais para a detecção de falhas são em grande parte manuais e envolvem uma laboriosa seleção de descontinuidades com base no traço de linhas em diversos *inlines* e *crosslines*. Embora existam rastreadores automáticos disponíveis no mercado, podem ocorrer certas limitações que dificultam o processo, como a quebra frequente nos limites das falhas e possíveis grandes saltos no tempo, nos quais o rastreador automático pode escolher um evento errôneo (Gengxiang Li., 2012).

O processo de extração das falhas é bem mais complexo, devido à dificuldade de visualização na sísmica. Isso porque, nas seções sísmicas, essas estruturas são pronunciadas pelas descontinuidades ao longo das linhas dos refletores. Durante a aquisição sísmica, as falhas de alto ângulo não refletem a onda sonora de volta para os receptores de forma a gerar um sinal representativo e, portanto, não podem ser vistas diretamente nas seções sísmicas. Isso ocorre devido ao efeito de borda, que é observado adjacentes às falhas. Esse efeito gera o deslocamento das terminações dos refletores que definem as descontinuidades (Bjørlykke, 2015). Assim, para agilizar o processo de interpretação das falhas, aplicou-se todos os atributos sísmicos de caráter estrutural disponíveis no Petrel.

3.4.1. Atributos sísmicos

Um atributo sísmico é uma medida quantitativa da geometria, cinemática e estatística das propriedades dos dados sísmicos. Basicamente, os atributos sísmicos permitem a extração de informações fundamentais contidas em um registro de um traço sísmico: tempo, amplitude, frequência e atenuação, o que permite a identificação petrofísica e estrutural de um volume de rocha soterrado (Gengxiang, 2012).

Devido a sua sensibilidade às características geológicas e propriedades dos reservatórios, permitem a extração de informações dos dados de sísmica de reflexão, que podem ser usadas na interpretação quantitativa e qualitativa dos reservatórios de hidrocarbonetos na escala de bacias sedimentares (Chopra & Marfurt, 2008). Logo, uma de suas aplicações na indústria de óleo e gás é a determinação de regiões de alta porosidade ou permeabilidade, mudanças laterais, mergulho de um horizonte, pinch-outs e continuidade de refletores, o que compõe a definição do ambiente estrutural e

deposicional, ou obtenção de informações litológicas e petrofísicas do reservatório (Gengxiang, 2012).

Desde a era dos registros sísmicos digitais, que iniciou na década de 1960, os atributos sísmicos são uma ferramenta analítica essencial no estudo e previsão de caracterização de reservatórios (Taner, 2001; Chopra & Marfurt, 2005). O desenvolvimento de atributos sísmicos pela indústria de Óleo e Gás, em parceria com as universidades, propiciou uma grande explosão de diferentes atributos disponíveis aos intérpretes (Chopra & Marfurt, 2008). Desta forma, autores como Chen & Sidney (1997), Taner (2001), Brow (2001 e 2011) e Barnes (2016) promoveram categorizações para os diversos tipos de atributos disponíveis.

De acordo com Taner (2001), os atributos podem ser classificados em oito categorias: pré-stack, post-stack, instantaneous, wavelet, physical, geometrical, reflective e transmissivo. Essa classificação considera etapas de um fluxo de processamento, que vai desde estágios mais iniciais, aquisição do dado sísmico, até a final, filtros que ressaltam padrões de interesse. No entanto, Brown (2011) divide as etapas de pré-stack e post-stack em quatro grupos: tempo, amplitude, frequência e atenuação. Para fins de realização deste trabalho foi utilizada a classificação realizada por Barnes (2016), por ser mais atual e também mais simplificada (**Figura 12**).

Assim, a classificação de Barnes (2016) categoriza os atributos sísmicos em geofísicos, matemáticos e geológicos. Os atributos geofísicos registram as propriedades das ondas sísmicas e ondulações (*waves* e *wavelets*), relacionados com informações como: amplitude, fase, frequência e largura de banda. Os matemáticos registram médias, variações, contagens, razões e outras estatísticas de dados sísmicos (Barnes, 2016). Ambas as categorias são relativamente simples de medir e calcular, porém, apresentam dificuldade para obtenção de informações e interpretação geológica.

Os atributos geológicos integram um registro das propriedades estruturais, estratigráficas e litológicas dos dados sísmicos. Para a qualificação estrutural, os atributos destacam o mergulho, azimute, curvatura e descontinuidades contidas no volume estudado (Chopra, 2008; Barnes, 2016). No caso estratigráfico, os padrões de reflexão 3D permitem a descrição do espaçamento de reflexão, paralelismo e espessura de camadas. Os atributos litológicos medem a porosidade, densidade, conteúdo de fluido e porcentagem de areia (Barnes, 2016).

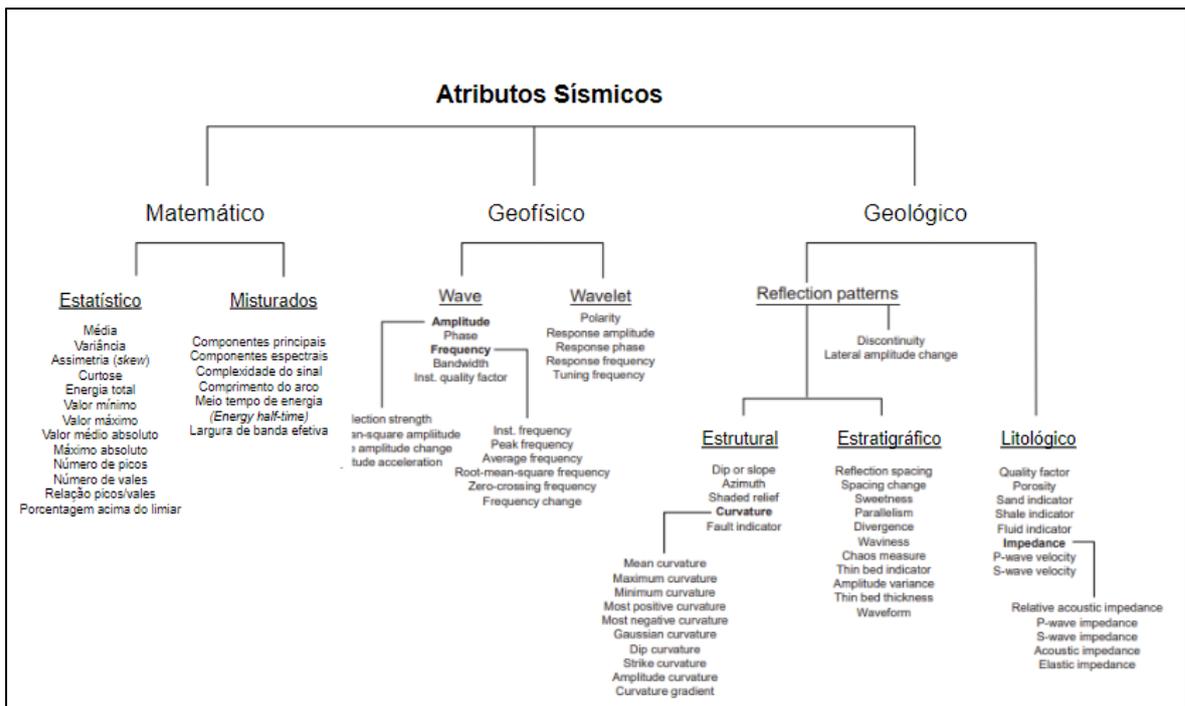


Figura 12: Classificação dos atributos sísmicos conforme Barnes (2016)

Após a aplicação dos atributos sísmicos estruturais, sendo estes: Com uma avaliação dos produtos resultantes, foram selecionados aqueles que obtiveram melhor desempenho no destaque das feições desejadas, sendo estes: *Gradient Magnitude*, *Directional Blending*, *3D Edge Enhancement* e *Structural Smoothing* (Figura 13).

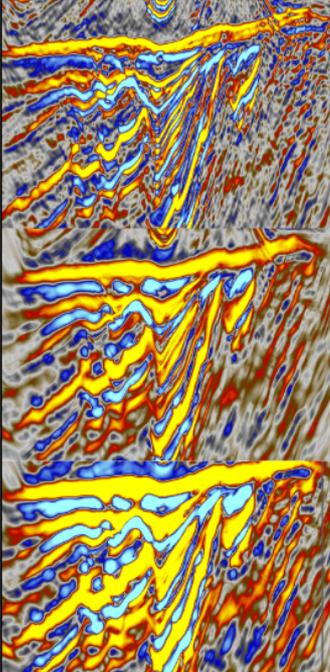
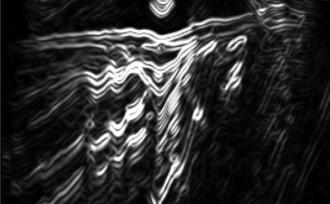
Atributo Sísmico	Descrição
	<p>Directional blending: é utilizado para a identificação de lineamentos ou características geológicas, por meio da iluminação das direções azimutais específicas. Um mergulho direcional ou curvatura dirigida nas direções azimutais desejadas pode fornecer uma imagem melhorada de deformação ou <i>sweet spots</i> que poderiam ajudar na correlação com perfuração, microsísmica e outras medidas de produção.</p>
	<p>3D Edge Enhance: é um filtro de atributo de volume, no qual é gerado um melhoramento de borda dos dados sísmicos, permitindo a identificação de falhas e descontinuidades. O método é através da comparação e soma dos valores dos pixels vizinhos ao longo de um plano no cubo detectado na borda. Em seguida, a média dos valores é exibida em um cubo de saída. Este processo é repetido para cada pixel, em todas as direções e ângulos no planos. O cubo resultante aumentaria as características maiores, enquanto as características menores, como o ruído, são suavizadas.</p>
	<p>Structural smoothing: consiste na suavização do sinal de entrada orientado pela estrutura local para aumentar a continuidade dos refletores sísmicos. Os componentes principais de mergulho e cálculo de azimute são usados para determinar a estrutura local. Então, a suavização gaussiana é então aplicada paralelamente à orientação desta estrutura. Também pode ser usado para iluminar pontos planos dentro do volume sísmico.</p>
	<p>Gradient magnitude: compreende a magnitude do gradiente instantâneo computado em três dimensões da amostra vizinha. Não há parâmetros de ajustes a serem realizados pelo usuário, mas a limitação das faixas de cores pode ajudar a iluminar diferentes aspectos dos resultados.</p>

Figura 13: Especificações dos atributos sísmicos estruturais usados na extração dos horizontes e falhas (Petrel, 2021).

3.5. Criação do modelo estrutural

Após realizar as interpretações dos horizontes e das falhas contidas no volume em estudo, foi possível compreender melhor a distribuição tridimensional das estruturas no intervalo pré-sal. Logo, para elaboração do modelo estrutural 3D, utilizou-se o fluxo de trabalho do *software* Petrel Schlumberger®. O processo consiste basicamente em (Figura 14):

(i) Modelo de falhas;

A modelagem de falhas utiliza as falhas interpretadas a partir do volume sísmicos, que atuam como objetos de entrada no processo de modelagem. Cada falha interpretada corresponde a um objeto único, carregado individualmente.

O modelo de falhas foi caracterizado com resolução definida em 200 metros, suavidade em 2, falha do tipo convexo e extrapolação das linhas interpretadas em até 50 metros a partir dos limites externos.

(ii) Definição dos limites da área de estudo:

O modelo de fronteira corresponde a delimitação dos limites do volume sísmico, do qual será considerado para a modelagem estrutural. Desta forma, é criado um polígono 2D, que representa os limites horizontal e vertical da fronteira, sendo que esta área compreende as falhas e os horizontes interpretados. O topo foi definido em -4.600 metros e a base em 6.300 metros.

(iii) Colocação dos horizontes interpretados

Os horizontes interpretados foram inseridos para modelar as superfícies correspondentes a cada todo da formação do sistema petrolífero do pré-sal. As configurações gerais foram suavização de 35 e interpolação do tipo convergente. Ademais, para os ajustes de cada unidade, a Formação Camboriú foi definida como horizonte base, a Formação Itapema e o BVE-300 como horizonte tipo erosional, pois tem sua continuação condicionada pelo alto estrutural a SE. O BVE-200 e BVE-100 foram inseridos como horizontes conformes. Além disso, os topos dos poços foram adicionados para refinar a interpolação com as linhas *inlines* e *crosslines* interpretadas para cada horizonte.

(iv) Processamento para obtenção do modelo 3D

Com o processamento dos dados de entrada (falhas, horizontes e limites) foi possível gerar o volume 3D contendo a configuração das estruturas e representação das espessuras das unidades.

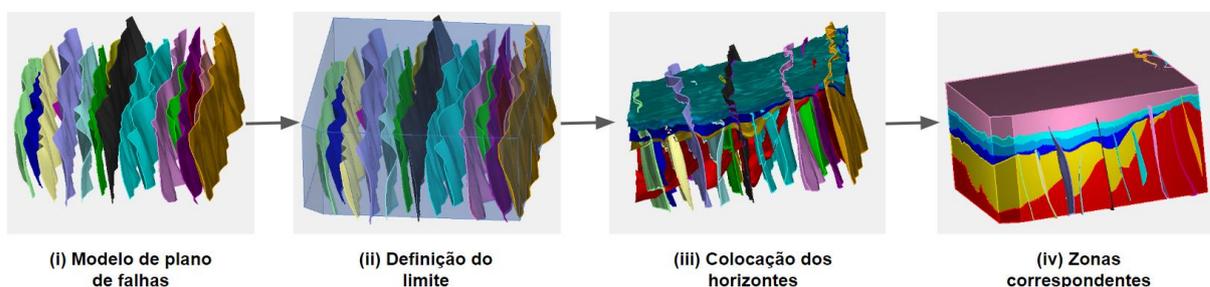


Figura 14: Fluxo para criação do modelo estrutural da área de estudo.

3.6. Cálculo de Espessura Vertical Verdadeira (TVT)

A espessura de uma camada varia de acordo com a geologia local e pode ser influenciada por fatores como tectônica, erosão, sedimentação e deposição. Na

indústria de petróleo e gás, a espessura da camada é um fator crucial na avaliação do reservatório petrolífero, uma vez que pode indicar a quantidade de petróleo e gás disponível e a viabilidade do poço de petróleo. Quanto mais espessa a camada, maior a quantidade de petróleo e gás que pode ser extraída, além de ser um indicador de uma rocha mais estável e menos suscetível a rachaduras ou desmoronamentos, o que é importante para a segurança do poço.

A espessura total de uma camada é uma medida que abrange sua extensão completa, incluindo as medidas mínima e máxima, e pode ser obtida por meio de métodos de medição, como perfurações de poços, sondagem geológica ou estudos de sísmica. Esse parâmetro pode fornecer informações críticas sobre a distribuição espacial e a continuidade da camada para a caracterização do reservatório de petróleo. Além disso, a espessura total pode ser usada como uma medida da quantidade de petróleo potencialmente recuperável, levando em consideração a densidade do petróleo e o volume total da camada (Chopra & Rastogi, 2010)

De acordo com Mittal et al. (2016), a avaliação da continuidade do reservatório é uma medida da distribuição espacial e temporal da reserva de hidrocarbonetos. Uma camada com alta continuidade e espessura tende a apresentar uma distribuição uniforme e contínua de petróleo e gás, enquanto uma camada com baixa continuidade tem uma distribuição fragmentada e interrompida.

Neste estudo, a espessura das camadas foi calculada usando o método da espessura vertical verdadeira (*True Vertical Thickness* - TVT). Esse é um parâmetro importante na indústria de petróleo e gás, pois permite a visualização e análise da espessura de estruturas geológicas em três dimensões. O processo consistiu em utilizar dois horizontes derivados do modelo estrutural (*Structural Framework Model*) em escala de profundidade como dados de entrada. Esses horizontes delimitam o topo e a base da camada da qual será calculada a espessura.

Em seguida, foi aplicada a operação de isócoras, que gerou um conjunto de pontos com um incremento XY especificado ao longo dos horizontes de entrada. A partir dos pontos de isócoras, foram geradas duas superfícies regulares correspondentes ao topo e à base da camada avaliada. Assim, por meio da operação que relaciona a diferença entre a elevação da superfície superior e a superfície inferior, obteve-se o mapa de espessura representativo para a formação geológica desejada.

3.7. Caracterização das falhas

A previsão da localização e das propriedades das falhas, tais como geometria, comprimento horizontal e vertical, conectividade e deslocamento, é uma ferramenta

importante para as indústrias de exploração mineral, de petróleo e gás, uma vez que os arranjos das falhas são fundamentais para a acumulação de depósitos minerais ou de hidrocarbonetos (Fossen, 2020).

Conceitualmente, uma falha reproduz uma descontinuidade física na rocha e deslocamento que ocorre durante o processo de deformação. Uma falha totalmente desenvolvida é uma estrutura composta por feições em menor escala e não pode ser descrita apenas como um plano de deslocamento, mas sim como um volume que compreende uma zona de falha (Caine et al., 1996; Braathen et al., 2009; Fossen, 2020).

A zona de falha possui heterogeneidade litológica e estruturas anisotrópicas que ocorrem na crosta superior. Ela pode agir como conduto, barreira ou sistema combinado que melhora ou impede o fluxo do fluido (Caine et al., 1996). Essa zona é composta por elementos típicos, como falhas subsidiárias, fraturas, veios, brechas, faixas e volumes de deformação ou lentes de rochas hospedeiras menos deformadas ou não deformadas.

A anatomia de uma zona de falha é composta por: (i) núcleo, (ii) zona de dano e (iii) protólito (Caine et al., 1996). A deformação e a intensidade das estruturas são mais intensas no centro e diminuem progressivamente conforme se afastam do centro da falha (**Figura 15**)

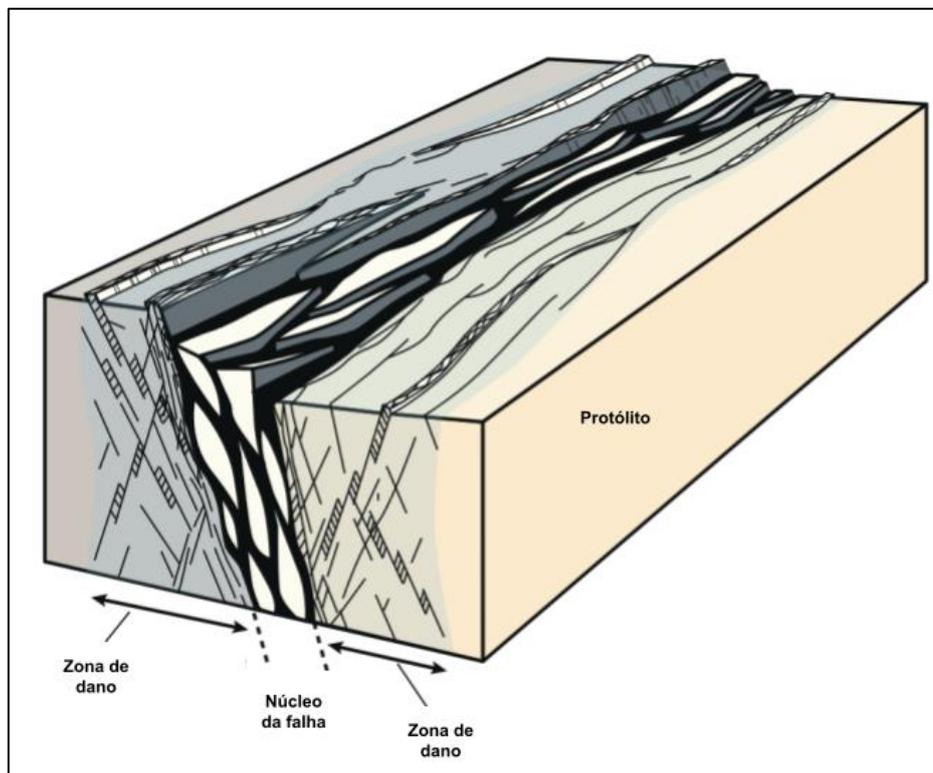


Figura 15: Ilustração dos elementos constituintes da falha (Fossen, 2020).

- (i) O núcleo é a porção da falha em que a maior parte do deslocamento é acomodado e consiste em rochas altamente cisalhadas, na qual a

estrutura original da rocha foi completamente mascarada ou destruída. Como componente, possui gouge, brecha cataclasito, milonitos, lentes e bandas de deformação e fraturas. Sua natureza depende do tipo de rocha envolvida (Caine et al., 1996; Braathen et al., 2009).

- (ii) A zona de dano corresponde à porção em torno do núcleo da falha que comporta uma rede de estruturas subsidiárias, sendo estas pequenas falhas, fraturas, veios, juntas, dobras, bandas de deformação e estilólitos (Caine et al., 1996). A definição de uma zona de dano depende da escala, uma vez que falhas de grande porte podem apresentar suas próprias zonas de danos associados ao corpo maior (Fossen, 2020).
- (iii) O protólito é a parte em que tem a rocha hospedeira e estruturas preservadas.

Por se tratar de um volume de deformação, o processo de caracterização de falhas consiste em determinar o início, meio e fim da descontinuidade, comprimento, espessura, rejeito e comportamento nos diferentes estratos afetados. Tais descrições são limitadas dependendo da escala e resolução que está sendo utilizada. Em escala sísmica, os refletores são usados para estudar as falhas em dimensões quilométricas, enquanto em afloramento é possível observar feições de ordem métrica a centimétricas.

3.7.1. Cálculo de deslocamento de falha

A compreensão do processo pelo qual vários segmentos de falha se combinam para formar uma única falha de primeira ordem pode ser aprimorada por meio da análise da relação entre o deslocamento máximo da falha ($D_{m\acute{a}x}$) e seu comprimento superficial (L) (Cartwright et al., 1995). O estudo das curvas de crescimento de falha geradas pela razão $D_{m\acute{a}x}/L$ é crucial para entender a evolução tectono-estrutural de feições geológicas formadas predominantemente por falhamentos, como as bacias do tipo rifte.

Ao analisar as falhas individualmente, verifica-se que o deslocamento na superfície da falha é igual a zero nas extremidades e aumenta progressivamente até um ponto máximo ($D_{m\acute{a}x}$) próximo ao centro da falha (**Figura 16**). Estudos sobre perfis de deslocamento das falhas fornecem informações sobre a propagação, histórico de escorregamentos, crescimento e evolução das mesmas (Walsh & Watterson, 1988).

Para representar a forma da falha em estudos 2D, são utilizadas medidas de comprimento da falha. Kim & Sanderson (2005) definem que o comprimento da falha (L) é a dimensão horizontal ou sub-horizontal mais extensa ao longo do plano da falha, e o comprimento do traço da falha (L') é o comprimento da falha exposta em um plano

arbitrário (sub)horizontal. A altura da falha (H) é a maior dimensão do plano de falha, medida em corte transversal à direção deste plano, e a altura do traço de falha (H') é o comprimento exposto em corte transversal.

Os perfis que reproduzem o deslocamento das falhas são construídos por meio de medições do deslocamento (D) pela distância (L) medidos no teto (*hangingwall*) a partir de um ponto de referência da falha. Essas medidas podem ser obtidas por meio das superfícies de falhas, seções sísmicas, afloramentos geológicos e superfícies topográficas (Kim & Sanderson, 2005).

Esses perfis demonstram como o deslocamento varia vertical e horizontalmente e como o deslocamento máximo ($D_{máx}$) geralmente aumenta proporcionalmente ao comprimento (L). Além disso, é possível analisar os diferentes padrões das curvas geradas, que normalmente são elípticas devido à anisotropia mecânica, mas podem apresentar variações conforme as propriedades dos pacotes rochosos nos quais estão inseridas (Muraoka & Kamata, 1983; Fossen, 2020).

Em falhas que ocorrem em camadas horizontais, a morfologia tende a ser mais retangular devido à restrição de crescimento vertical imposta pela estratificação (Fossen, 2020). Muraoka & Kamata (1983) definem esse tipo de falha como tipo-M, que se apresenta com uma forma de trapézio (mesa). Essas falhas cruzam unidades competentes, o que faz com que o topo do perfil seja plano e alongado. No entanto, os flancos inclinados nas extremidades indicam que essas falhas acabam em um absorvedor de tensão.

Os autores também descrevem um padrão do tipo-C, que é caracterizado por uma forma triangular (cone) devido à sua simetria com uma suave mudança de deslocamento. Esse comportamento sugere que a falha corta camadas homogêneas e incompetentes (Muraoka & Kamata, 1983).

Uma curva tipicamente circular pode indicar que a falha está inserida em um contexto de isotropia mecânica ou que ela começa em uma camada resistente e sua elipticidade pode mudar drasticamente quando a falha de propagação radial atinge a parte superior e inferior da camada restritiva (Walsh & Watterson, 1987; Fossen, 2020).

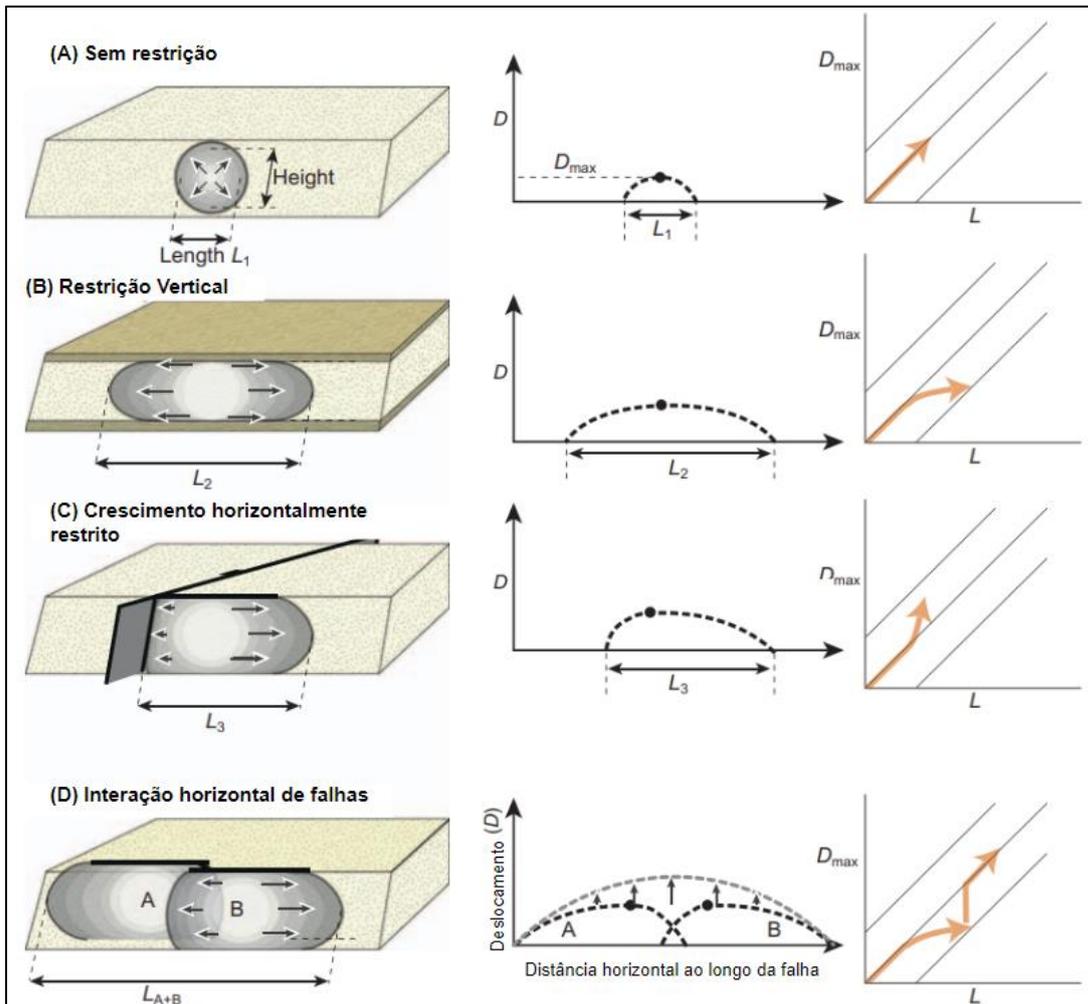


Figura 16: Modelos esquemáticos de crescimento de falhas em configurações isotrópicas (A), verticalmente restritas (B), horizontalmente restritas (C) e interativas de sobreposição de falhas (D) (Adaptado de Fossen, 2020).

As análises de deslocamento permitem definir os mecanismos de iniciação, crescimento e propagação da falha. Neste trabalho, o deslocamento foi medido em uma falha representativa da área de estudo, que se estende verticalmente em cinco horizontes interpretados. Os valores de rejeito (*throw*) foram estimados por meio de perfis sísmicos ortogonais ao plano da falha, no sentido NW-SE. A coleta dos valores de teto (*hangingwall*) e muro (*footwall*) foi realizada manualmente em intervalos de três unidades de *crosslines*, e esses valores foram computados em tabelas do *Microsoft Excel* para gerar curvas dos gráficos de deslocamento por comprimento.

Para obter a relação entre a profundidade e o rejeito, utilizou-se uma falha representativa (Falha 1). O processo de medição consistiu na seleção de uma seção *crossline* na porção central da área de estudo (1307). Com o perfil 2D contendo a sísmica e os horizontes interpretados, coletou-se a profundidade dos refletores interceptados pela falha, demarcando o teto e muro para o cálculo do rejeito (**Figura 17**).

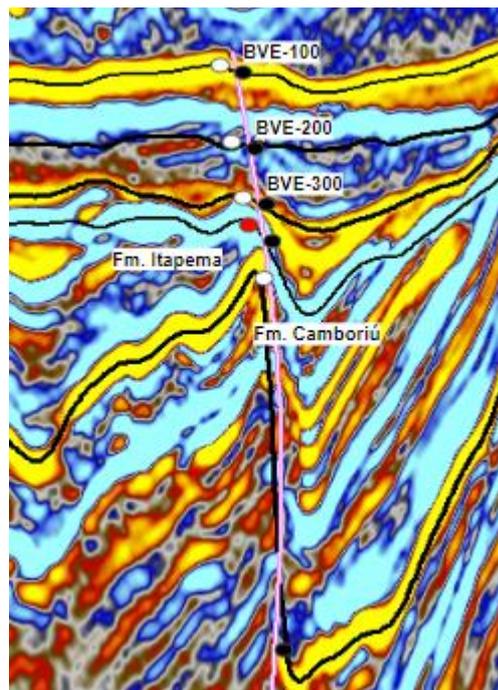


Figura 17: Perfil NW-SE usado para a coleta das profundidades do teto (*hangingwall*) e muro (*footwall*),

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são apresentados e analisados os resultados obtidos a partir das diferentes metodologias utilizadas na pesquisa. Aqui é apresentada a interpretação de horizontes e falhas, a construção do modelo estrutural em 3D e o cálculo de deslocamento de falha. Os principais resultados para cada etapa desenvolvida foram comparados com outros estudos já realizados na área, discutido limitações e possíveis direções futuras para a pesquisa.

4.1. Horizontes sísmicos

O mapeamento dos horizontes sísmicos foi realizado por meio da avaliação das amplitudes e continuidade dos refletores sísmicos em combinação com os atributos e os topos dos horizontes contidos nos poços. Cinco horizontes foram interpretados.

Horizonte 01 – Topo da Formação Camboriú

O Horizonte 01 aparece na sísmica com um pico positivo de alta amplitude em refletores que não apresentam continuidade horizontal, devido a discordâncias geradas pelas falhas regionais. A geometria do sinal sísmico é em forma de cunha. Observa-se que as linhas traçadas a NW apresentam base côncava em ângulos mais suaves do que as linhas interpretadas à SE (**Figura 18**).

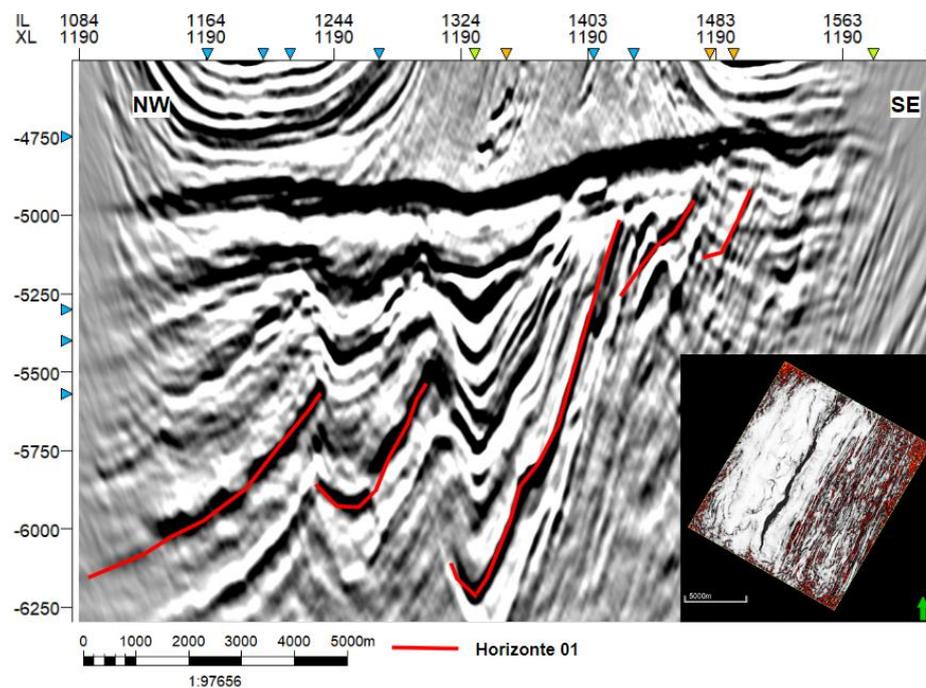


Figura 18: Seção sísmica interpretada com o Horizonte 01 (vermelho).

Em análise ao mapa de contorno estrutural que representa o topo de H1, em escala de profundidade, verifica-se a variação de elevação demarcada por cores frias em maiores profundidades e as cores quentes representam as profundidades mais rasas. Para o Horizonte 01, a elevação está entre -4.860 a -6.340 metros, com média de -5.520 metros (**Figura 19**). A SE, está a região de maior elevação, entre -5.200 a -5.040 metros. Seguindo de SE para NW, observa-se que os valores de elevação diminuem progressivamente até o centro da área de estudo, onde há uma discordância, que demarca a mudança de elevações em maiores profundidades (-6.100 metros) em contato direto com valores mais elevados (-5.300 metros). Após, a feição central, os valores de elevações voltam a seguir o padrão decrescente para NW.

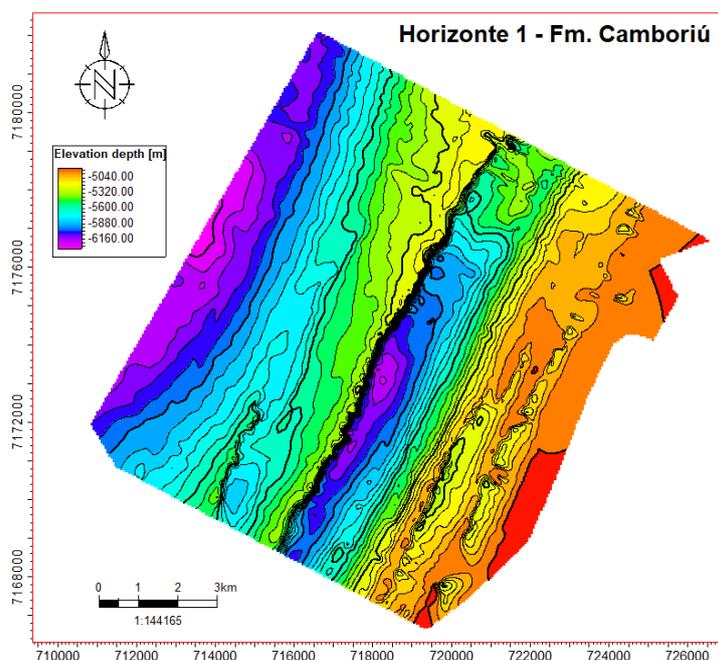


Figura 19: Contorno estrutural do topo do Horizonte 01 - Formação Camboriú.

Horizonte 02 – Topo da Formação Itapema

Os refletores sísmicos, que correspondem ao Horizonte 02, são negativos de média amplitude. Ao longo da linha interpretada verifica-se uma feição ondulada, com vales demarcados em NW e ao centro da seção. O horizonte tem continuidade comprometida a SE, onde faz contato *onlap* com o Horizonte 01 (**Figura 20**).

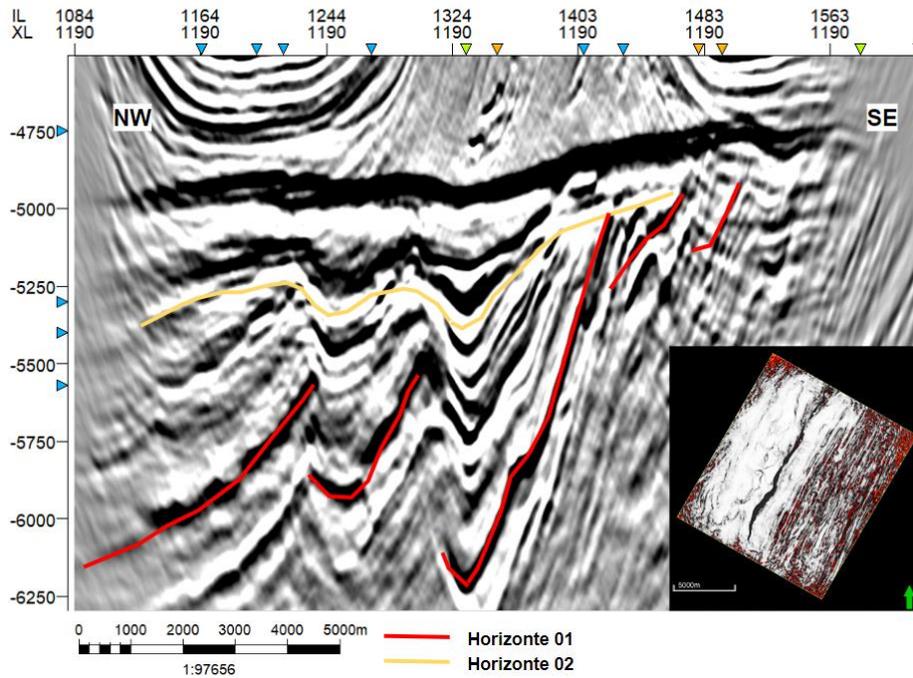


Figura 20: Seção sísmica interpretada com os horizontes mapeados - o Horizonte 01 (vermelho) e Horizonte 02 (amarelo).

De maneira similar ao horizonte anterior, à SE está localizada o alto estrutural local, a elevação diminui progressivamente para o centro da área de estudo e volta a apresentar valores intermediários nas porções a NW. O contorno estrutural do topo deste horizonte varia entre -4.825 a -5.430 metros (**Figura 21**).

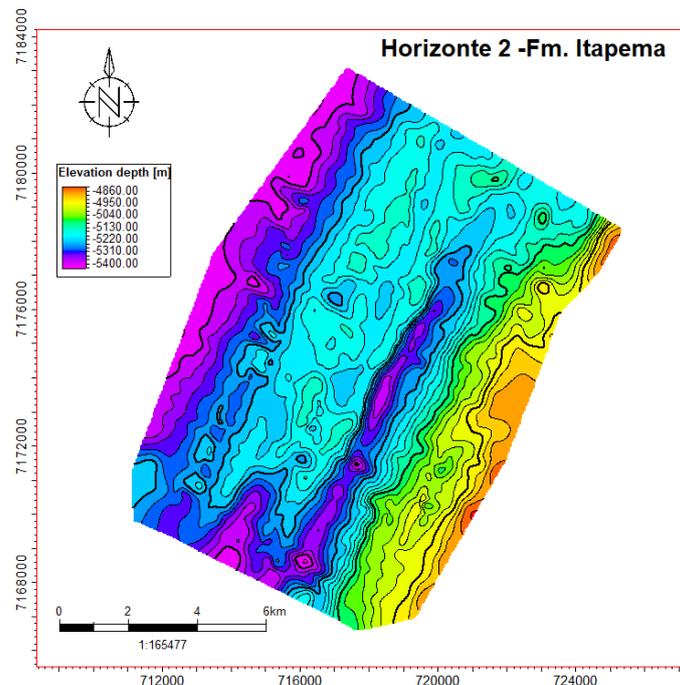


Figura 21: Contorno estrutural do topo do Horizonte 02 - Formação Itapema

O cálculo de espessura da unidade é possível por meio da sobreposição da superfície que representa a base, Horizonte 01, com a superfície do Horizonte 02, que equivale ao topo. A interpolação da diferença vertical entre as profundidades das respectivas superfícies possibilita obter uma zona correspondente a espessura total da camada.

A espessura desta unidade varia de 935 a 5 metros, com média de 402 metros. O mapa de isópacas demonstra a intercalação paralela de seguimentos pouco espessos, com segmento de maior espessura. De SE para NW, observa-se uma porção de menor dimensão, com cerca de 60 metros, sucedido de uma mudança abrupta de espessura, de até 900 metros, no centro da área de estudo. Em seguida, o quadrante NW apresenta dimensões de 60 a 300 metros, enquanto o quadrante SW é mais espesso com valores de 700 a 840 metros (**Figura 22**).

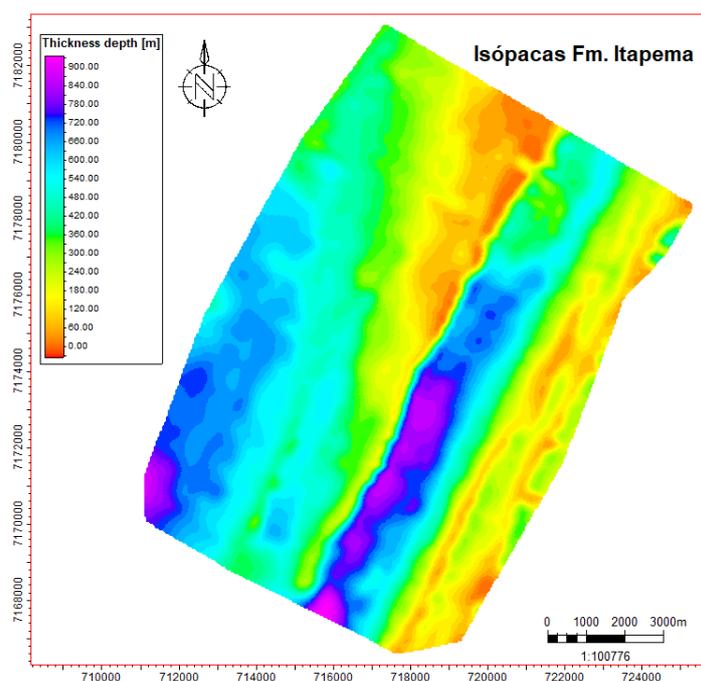


Figura 22: Mapa de Isópacas da unidade Formação Itapema

Horizonte 03 (topo do BVE-300)

O Horizonte 03 é representado por refletores de média a alta amplitude e possui padrão contínuo. A morfologia é concordante com o padrão ondulante do Horizonte 02, sendo ressaltado os vales e cristas. O sinal sísmico torna-se mais plano a NW e termina em baixo ângulo contra a linha interpretada do Horizonte 02. (**Figura 23**).

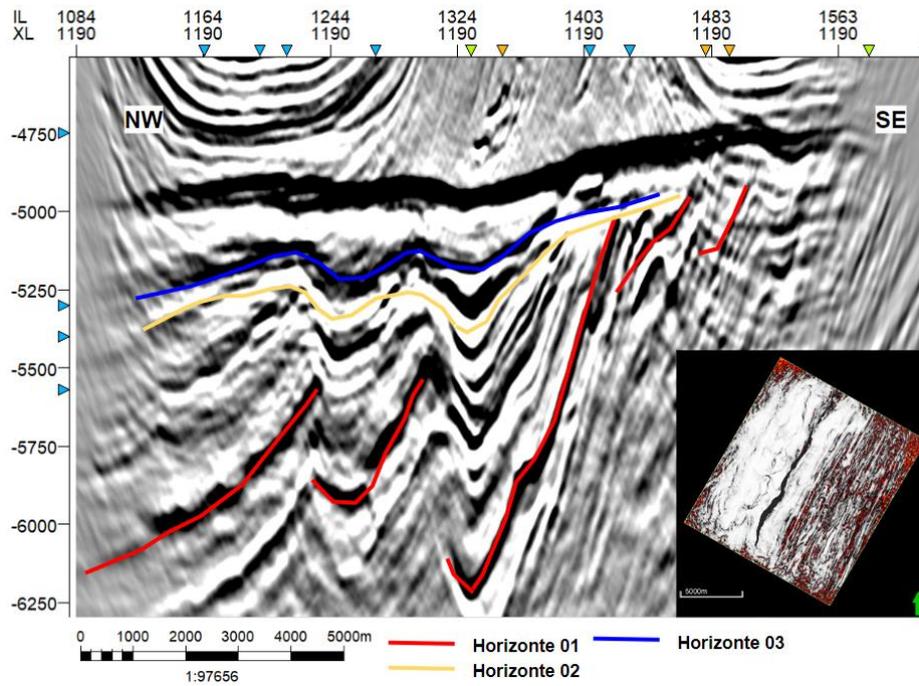


Figura 23: Seção sísmica interpretada com os horizontes mapeados - Horizonte 01 (vermelho), Horizonte 02 (amarelo) e Horizonte 03 (azul escuro).

Os valores do contorno estrutural do topo estão entre o maior valor de -4.895 e o menor valor de -5.320 metros, sendo que o valor médio corresponde a -5.129 m. Verifica-se que, a elevação diminui progressivamente de SE para NW (**Figura 24**).

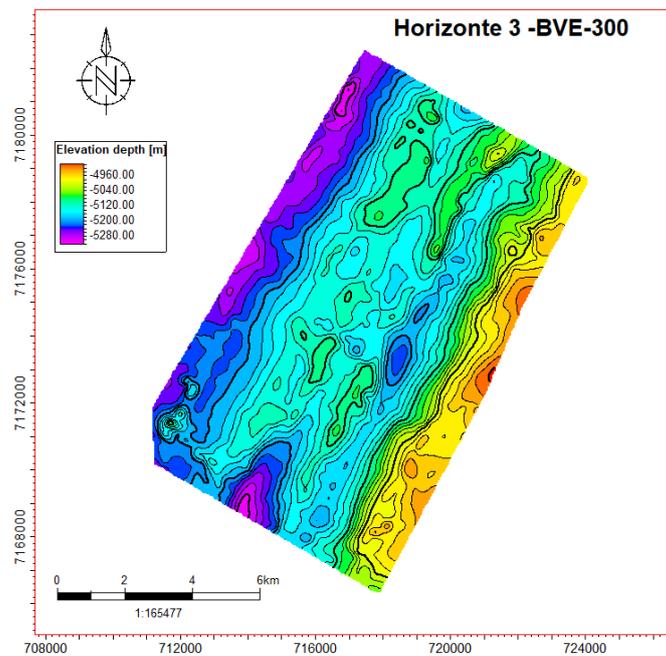


Figura 24: Contorno estrutural do topo do Horizonte 03 (BVE-300)

A espessura média é de 86 metros, o valor máximo é de 248 metros e o mínimo é 5 metros. O mapa de isópacas demonstra uma certa homogeneidade de espessura entre 60 a 80 metros, representado pelas cores amarelo-esverdeadas. As maiores espessuras se encontram distribuídas em um corredor NE-SW estreito situado na parte central do mapa (**Figura 25**).

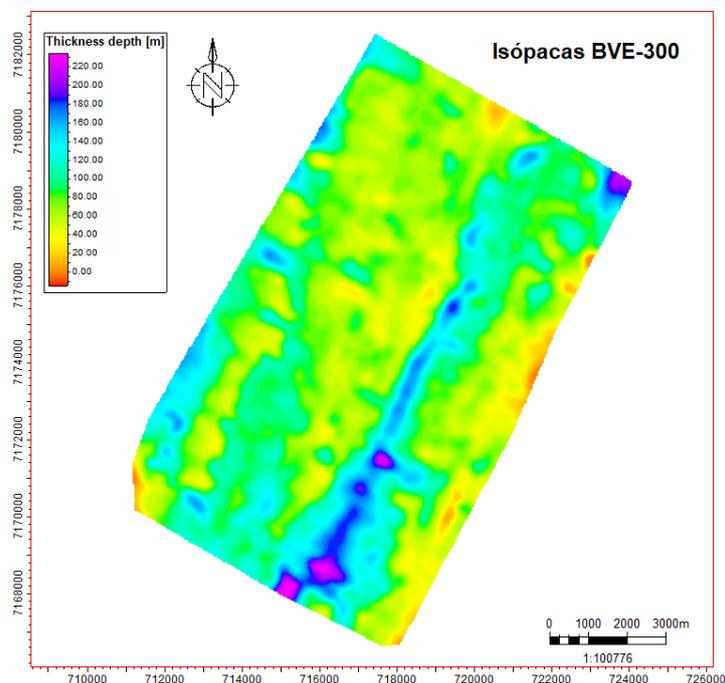


Figura 25: Mapa de isópacas da unidade BVE-300

Horizonte 04 (topo BVE-200)

O Horizonte 04 é representado por um refletor sísmico de baixa a média amplitude, com padrão contínuo. O tendo sua terminação junto ao alto estrutural local em contato *onlap* (**Figura 26**). A geometria do traço sísmico é relativamente plana. A sobreposição com o Horizonte 03 forma uma cunha, em que as duas linhas inclinadas se juntam em um ângulo agudo no contato com o alto estrutural em SE.

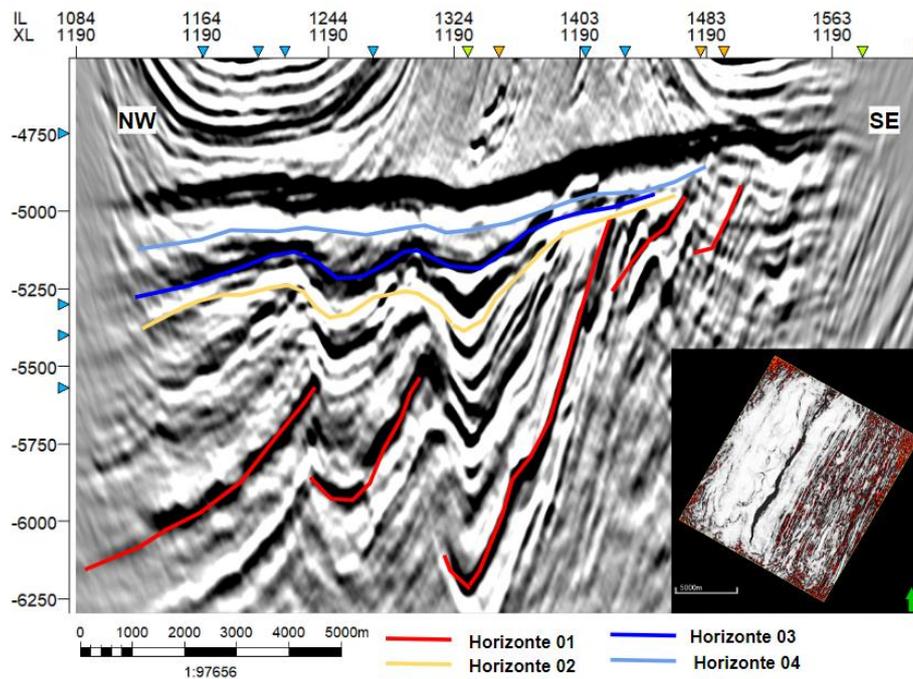


Figura 26: Seção sísmica interpretada com os horizontes mapeados - Horizonte 01 (vermelho), Horizonte 02 (amarelo), Horizonte 03 (azul escuro) e Horizonte 04 (azul claro).

O mapa de contorno estrutural demonstra que os valores de elevação têm média de -4.961 metros, os valores limites são de mínima de -5.170 metros e máxima de -4.641 metros (**Figura 27**). No extremo NE-SE existe a concentração dos valores mais altos de elevação em torno de -4700 metros, que decai abruptamente até o centro da área para cerca de -4900 metros. Do centro para NW-SW o gradiente de elevação é muito menor, constituindo um platô relativamente extenso.

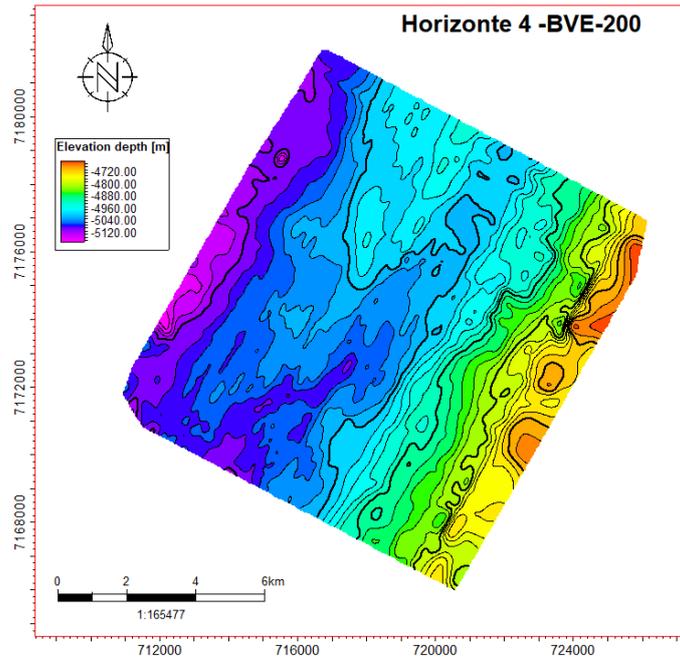


Figura 27: Contorno estrutural do topo do Horizonte 04 (BVE-200)

Em relação ao mapa de isópacas, a espessura média é 96 metros. A porção mais espessa se encontra a NW da área, em valores de até 261 metros, enquanto SE tem espessura menor em valor mínimo de 1 metros (**Figura 28**). As menores espessuras estariam associadas com a deposição próximas ao limite do alto estrutural do embasamento.

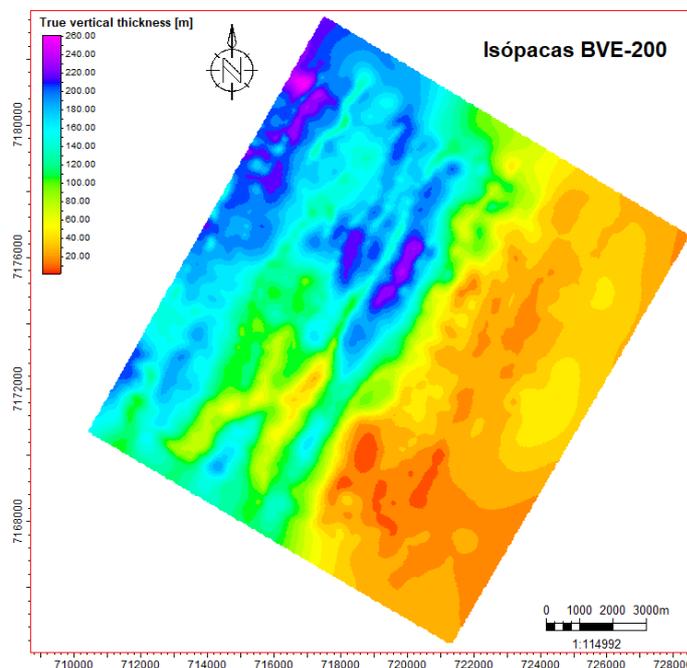


Figura 28: Mapa de isópacas da unidade BVE-200

Horizonte 05 (topo BVE-100)

O refletor que correspondente ao Horizonte 05 possui alta amplitude, é contínuo e sobrepõe o alto estrutural local. A geometria do refletor é levemente inclina a SE e plana entre a parte central e NW (**Figura 29**).

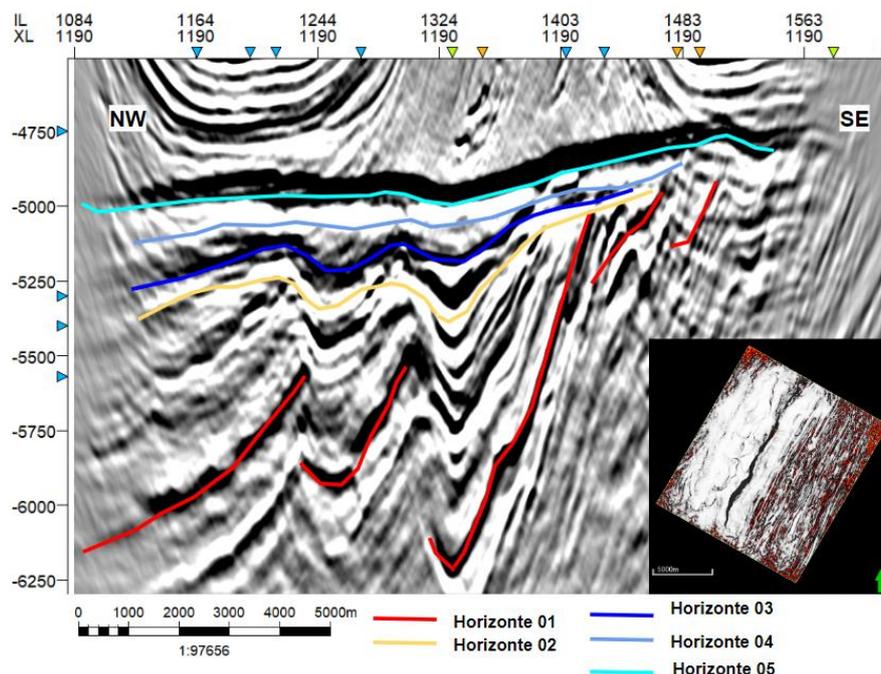


Figura 29: Seção sísmica interpretada com os horizontes mapeados - Horizonte 01 (vermelho), Horizonte 02 (amarelo), Horizonte 03 (azul escuro), Horizonte 04 (azul claro) e Horizonte 05 (ciano).

O contorno estrutural compreende valores entre o limite mínimo de -4.990 metros e máximo de -4.641 metros, o valor médio é -4.843 metros (**Figura 30**). No extremo NE se concentra a maior elevação, que decresce gradativamente para o centro do mapa. A SW se concentra uma região relativamente extensa e plana, com elevação em torno de - 4800 metros.

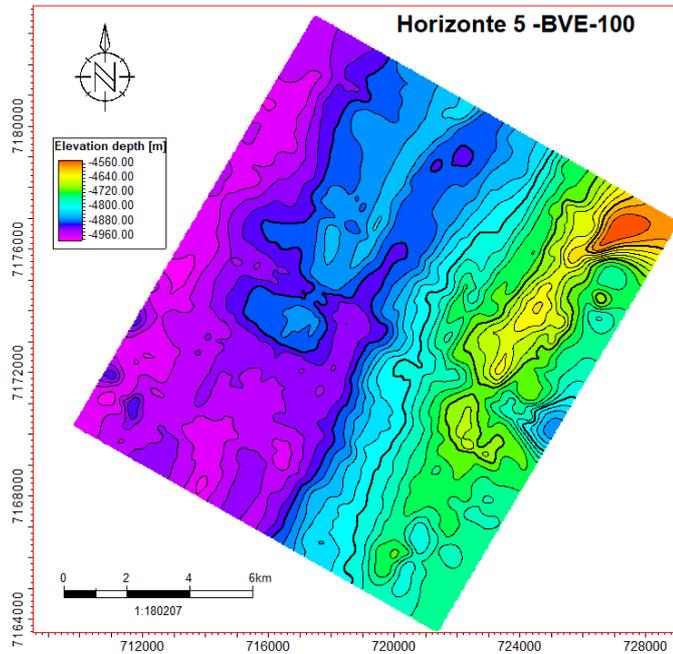


Figura 30: Contorno estrutural do topo do Horizonte 05 (BVE-100)

Nesta unidade a distribuição da espessura varia entre o mínimo de 11 metros ao máximo de 162 metros, sendo que o valor médio é 81 metros (**Figura 31**). A região de menor espessura está localizada a sudeste da área de estudo demarcada por cores quentes. De maneira geral, os tons predominantes são esverdeados, o que corresponde aos valores intermediários de espessura. Comparativamente, a variação de espessura é bem inferior em relação às outras unidades.

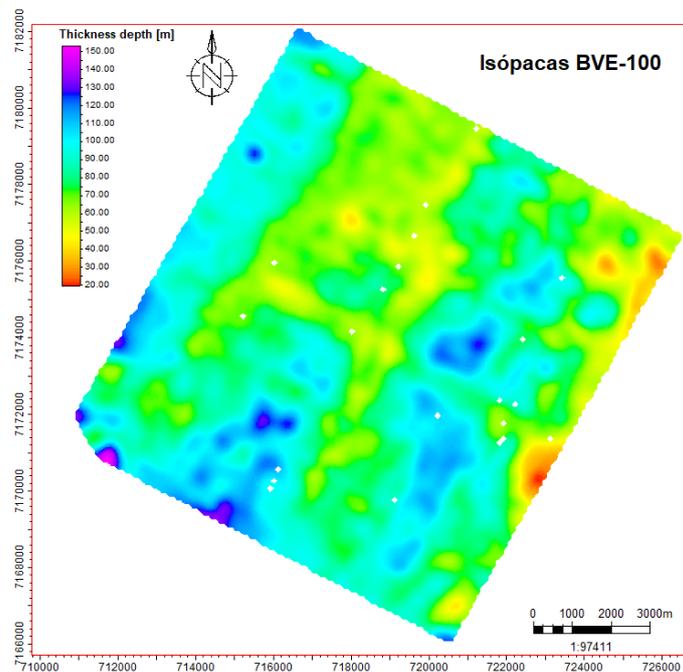


Figura 31: Isópaca da unidade BVE-100

O mapeamento das variações de espessuras de uma unidade estratigráfica específica permite obter informações sobre a geometria da bacia, identificação de áreas de elevação e depressão estruturais, sua localização em relação à linha de costa e compreensão das variações de elevação e erosão a que a área de estudo foi submetida (Bishop, 1960). Bischke & Tearpock (1993) complementam que as isopacas ajudam a determinar as relações estruturais e deposicionais da bacia, que podem ser usadas para caracterizar paleomorfologias.

Ao avaliar as isopacas obtidas na área de estudo, verificou-se que a Formação Itapema é fortemente afetada pela geometria em cunha do embasamento. O intervalo de produção BVE-300 ainda apresenta essas características, com uma forma alongada no sentido NE-SW, mais espessa na parte central e adjacente a uma descontinuidade localmente importante. A partir da unidade BVE-200, ocorre uma redução na influência da morfologia do embasamento.

O alto estrutural localizado a sudeste é importante para o contexto sedimentar de todos os estratos interpretados, pois as espessuras mais finas se concentram próximas a essa estrutura. Além disso, as espessuras apresentam um padrão decrescente no sentido sudeste para noroeste para todas as unidades, embora seja menos evidente para o BVE-100. Em relação à intensidade das isopacas, a unidade da Formação Itapema é a mais espessa e também apresenta grandes variações entre as espessuras mínimas e máximas. Já unidades como o BVE-200 e BVE-100 possuem espessuras similares e menor gradiente em seus valores.

4.2. Caracterização das falhas interpretadas

Durante o mapeamento das falhas, buscou-se identificar aquelas que apresentavam continuidade vertical e horizontal ao longo dos estratos do volume em estudo. Desta forma, foram interpretadas 18 falhas, com dimensões grandes e médias. As falhas na área de estudo mostraram compensações normais nas seções sísmicas (**Figura 32**).

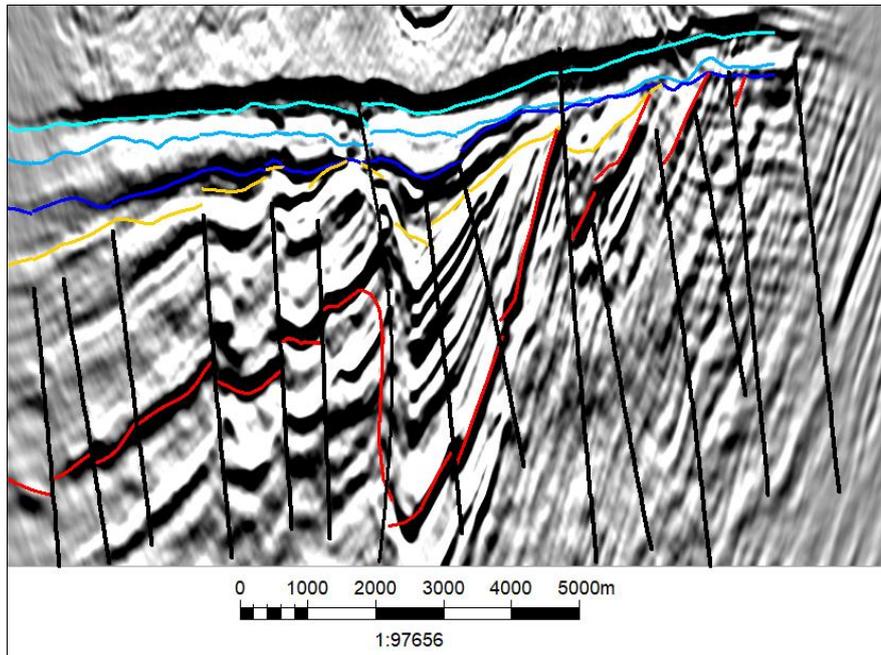


Figura 32: Perfil NW-SE com as falhas interpretadas exibindo mergulho de alto ângulo.

A direção do mergulho das falhas é SE e em relação intensidade, observa-se que apresentam um padrão subvertical de alto angulo com atitude média de 64° , sendo que o valor de mínimo é 26° e máximo de 90° (**Figura 33**). Esse resultado está de acordo com as atitudes identificadas na literatura, uma vez que desde o processo de acreção do Gondwana, com a Orogenia Brasileira e o rifteamento da Bacia de Santos, a direção principal das estruturas são NE-SW (Valeriano et al., 2004).

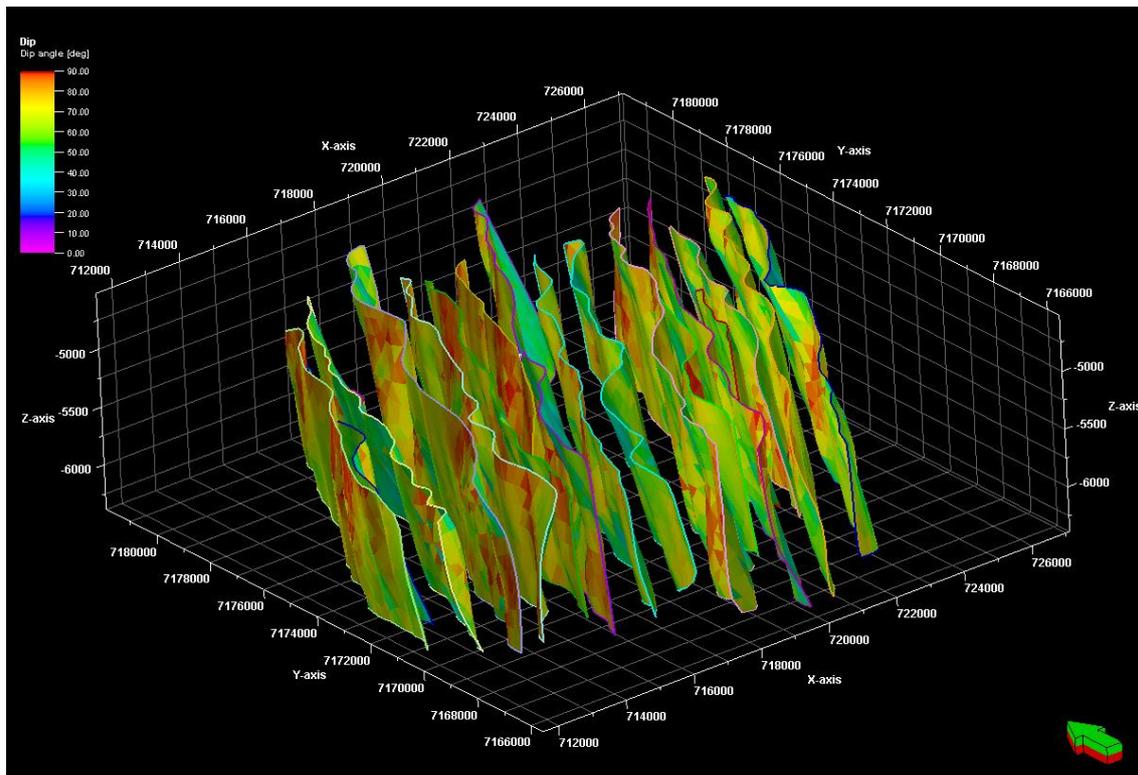


Figura 33: Intensidade do mergulho das falhas interpretadas.

4.3. Análise do deslocamento da falha

A relação deslocamento (D) por comprimento (L) foi compilada para a falha de maior importância estrutural da área em estudo (Falha 1). Esta falha está localizada na porção central e possui dimensões que cobre praticamente todo volume em estudo, verticalmente e horizontalmente (Figura 34). Foram usados os cinco horizontes, que compõem o topo da superfície de cada unidade interpretada, como base de coleta das profundidades do teto (*hangingwall*) e muro (*footwall*).

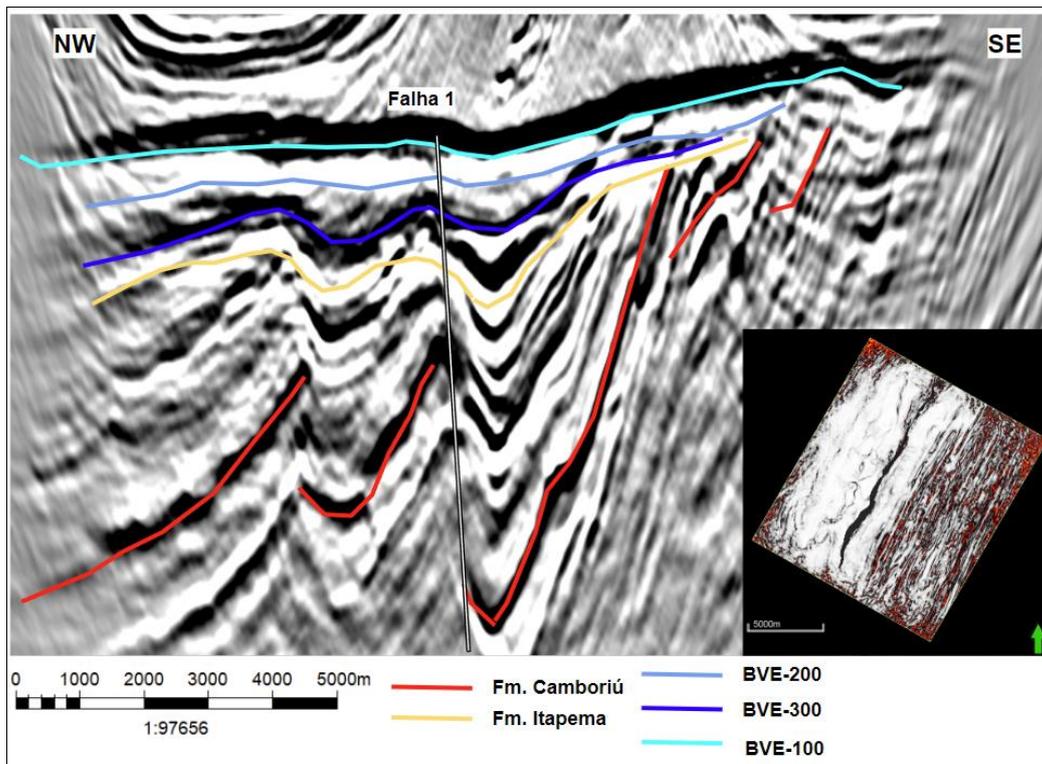


Figura 34: Dimensão vertical e horizontal da falha 1, localizada na parte central da área de estudo.

Formação Camboriú

A curva de deslocamento para a Falha 1 no horizonte correspondente a Formação Camboriú, apresenta um comportamento simétrico com geometria elíptica/circular. O deslocamento máximo é de 868,05 metros e o mínimo de 294,50 metros, com média de 627,44 metros. Ao longo da interpretação obteve-se um comprimento de 13.500 metros (**Figura 35**).

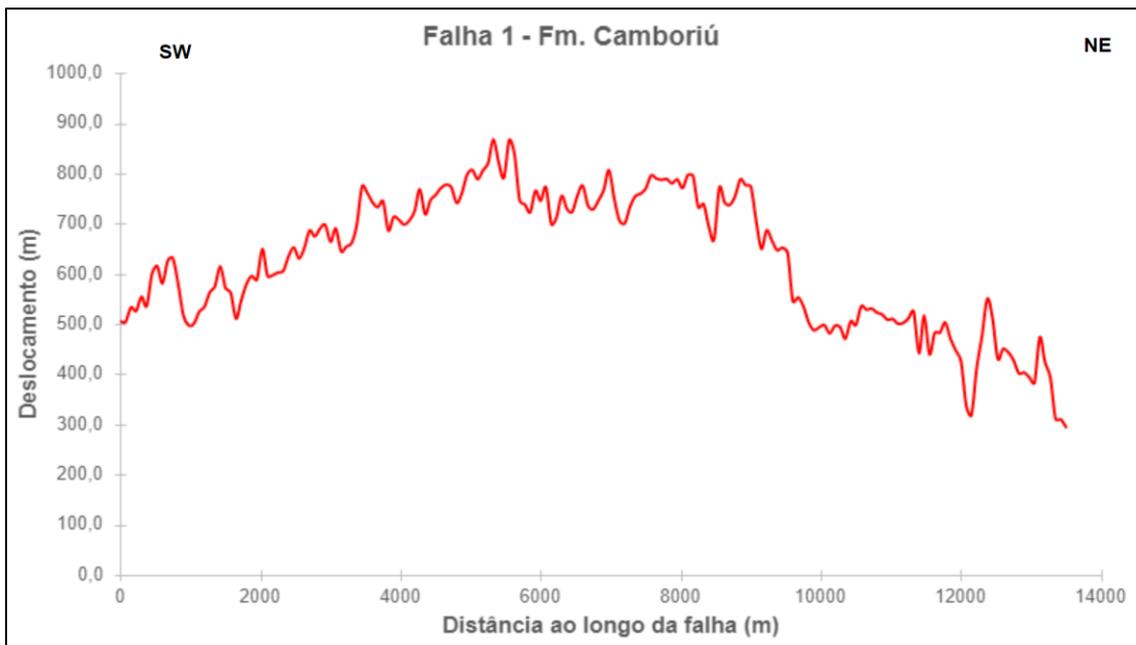


Figura 35: Perfil de deslocamento da falha 01 em relação ao horizonte 01 (Formação Camboriú).

Formação Itapema

O perfil obtido para o Horizonte 02 é assimétrico, possui deslocamento máximo de 22,80 metros, mínimo de 1,01 metros e média de 10,38 metros. O comprimento é de cerca de 13,125 metros (**Figura 36**). Ao longo do perfil, verificam-se sete segmentações laterais, que são demarcadas pelas linhas verticais tracejadas. O padrão tipo-C (Muraoka & Kamata, 1983) pode ser observado no segmento 01 e segmento 06, enquanto o segmento 07 apresenta o padrão tipo-M. Os segmentos 04 e 05 são de maiores dimensões, apresentam simetria entre eles e situam-se na porção central, na qual se concentram os maiores valores de deslocamento.

De maneira geral, a combinação dos segmentos 03, 04, 05 e 06, entre a distância de 3.000 metros a 11.800 metros, demonstra uma tendência retangular com geometria do tipo-M. Isso porque, nesta porção estão concentrados os maiores valores de deslocamento, acima de 15,0 metros, e nas bordas há uma mudança abrupta de valores, que são inferiores a 5,0 metros.

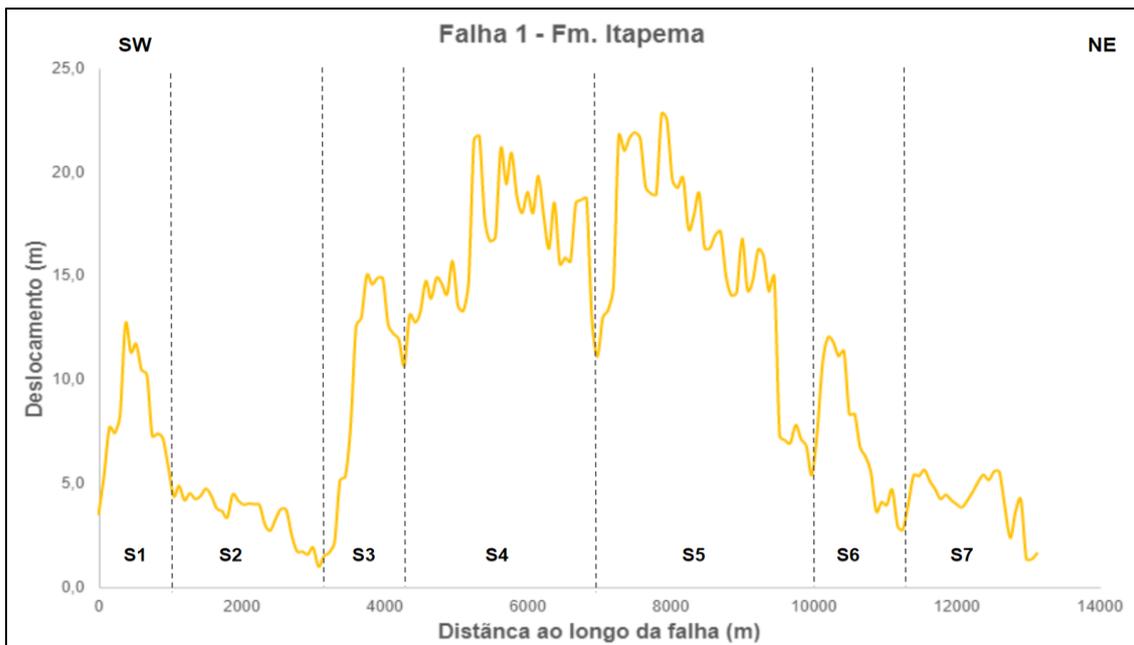


Figura 36: Perfil de deslocamento da falha 01 em relação ao horizonte 02 (Formação Itapema).

BVE-300

De maneira geral, o perfil da Falha 1 no horizonte BVE-300 exibe um comportamento do tipo-M. O deslocamento máximo obtido foi de 10,47 metros, o mínimo em 0,12 metros e média de 5,66 metros, a largura foi de 13.000 metros. São compartimentados cinco segmentos, que demonstram uma certa assimetria entre si, pois exibem a distribuição do deslocamento em valores em torno de 9,0 metros (**Figura 37**).

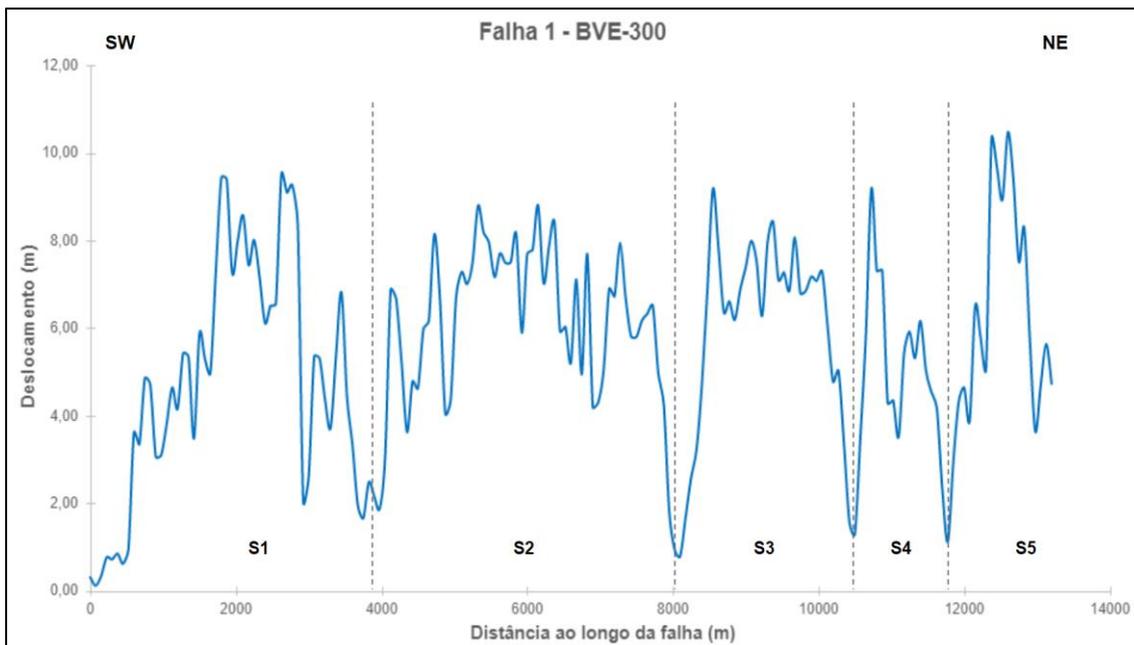


Figura 37: Perfil de deslocamento da falha 01 em relação ao horizonte 03 (BVE-300).

BVE-200

Avaliando a falha no contexto do horizonte BVE-200, observa-se a forma retangular do perfil característicos do tipo-M, isso porque os maiores valores de deslocamento estão concentrados entre as distâncias de 3.000 a 13.000 metros. Os valores do deslocamento variam de 7,84 a 0,09 metros, com média de 3,97 metros e a largura de 13.275 metros. Este perfil, também apresenta segmentações que, avaliadas individualmente possuem formato tipo-C, como é o caso dos segmentos 02, 04 e 05 (Figura 38).

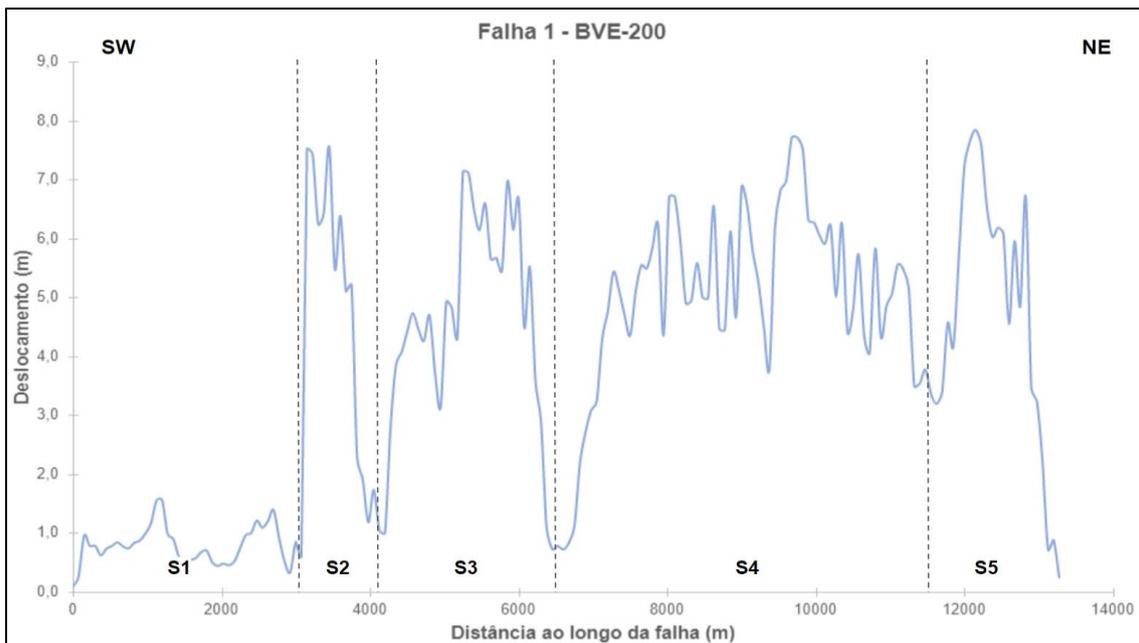


Figura 38: Perfil de deslocamento da falha 01 em relação ao horizonte 04 (BVE-200).

BVE-100

O resultado do gráfico deslocamento (D) por comprimento (L) também é assimétrico. Observa-se que os valores de deslocamento aumentam progressivamente de SW para NE. O deslocamento máximo é de 3,42 metros e o mínimo de 0,03 metros, a média é 1,21 metros. A largura é de 13.500 metros. Este perfil possui 05 segmentos, sendo que a geometria tipo-C pode ser observada no segmento 04 e 05, onde se concentra os maiores valores de deslocamento, enquanto o tipo-M é presente no segmento 01 e 02, com os valores de deslocamento inferiores a 15 metros (**Figura 39**).

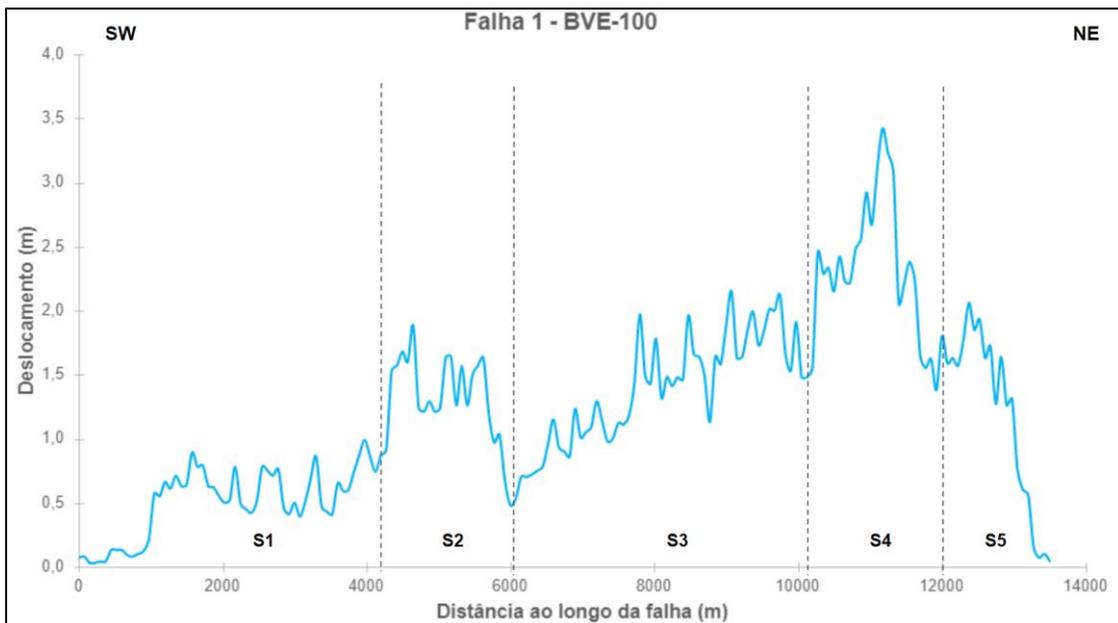


Figura 39: Perfil de deslocamento da falha 01 em relação ao horizonte 05 (BVE-100).

Os cinco perfis de deslocamento por comprimento referentes à falha 1 demonstram que o deslocamento é simétrico na Formação Camboriú e assimétrico nas demais unidades, embora o BVE-300 exiba alguma simetria entre seus segmentos. Os valores de deslocamento são muito maiores na unidade basal, com média em torno de 600 metros, enquanto as unidades superiores exibem valores menores, com média de deslocamento imediatamente abaixo do topo da camada adjacente (Formação Itapema) em torno de 10 metros. Os intervalos de produção seguem o decrescimento progressivo do deslocamento, com valores inferiores a 4 metros.

Os formatos das curvas são do tipo-M para o caso do BVE-300 e BVE-200, e quando analisados os segmentos como partes individuais, pode-se dizer que as outras unidades apresentam um caráter misto entre o tipo-C e tipo-M. Esse comportamento assimétrico e com formato misto ao longo das curvas do perfil pode estar relacionado à heterogeneidade das fácies sedimentares, que também influenciam nas variações de competência locais na rocha, considerando que a área de estudo possui dimensões consideráveis em relação ao contexto regional.

Isso ocorre porque as rochas carbonáticas, como é o caso do reservatório do pré-sal, possuem uma natureza bastante heterogênea devido à complexidade dos processos deposicionais e diagenéticos aos quais são submetidas (Dunham, 1962; Mohriak et al., 2015). A variabilidade das fácies carbonáticas, que apresentam características texturais e deposicionais complexas, resulta em propriedades de reservatório extremamente heterogêneas, tanto vertical quanto lateralmente.

Em relação à segmentação das curvas, observa-se que a Formação Camboriú não exibe segmentos, o topo da Formação Itapema contém até sete segmentos, e as superfícies dos intervalos de produção possuem cinco segmentos cada. A presença de segmentação lateral no perfil DxL consiste em uma evidência de que as falhas não estavam isoladas durante sua propagação e crescimento (Muraoka & Kamata, 1983 e Childs et al., 1995). Por essa razão, não é possível afirmar que o ponto de deslocamento máximo da falha coincide com seu ponto de nucleação, pois essa afirmação é válida apenas para falhas isoladas ou falhas que mostram menos segmentação (Nicol et al., 1996 e Walsh & Watterson, 1987).

A reativação das falhas é analisada por meio da relação entre o rejeito de falha e a profundidade. Perfis de rejeito por profundidade que exibem variações abruptas são indicativos de reativação das falhas, enquanto gradientes menores entre os valores dos rejeitos representam falhas não reativadas (Baudon e Cartwright, 2008).

O perfil de profundidade (z) por rejeito (T) da falha 1 (**Figura 40**) permite visualizar como a grandeza do rejeito aumenta drasticamente em direção à porção basal. A curva gerada é assimétrica e assemelha a geometria do tipo-C, em sua terminação em maior profundidade. Os valores de rejeitos para os respectivos horizontes são: Formação Camboriú com 730 metros, Formação Itapema com 34 metros, o intervalo de produção BVE-300 tem rejeito de 7 metros, BVE-200 possui 5 metros e o BVE-100 tem 4,5 metros.

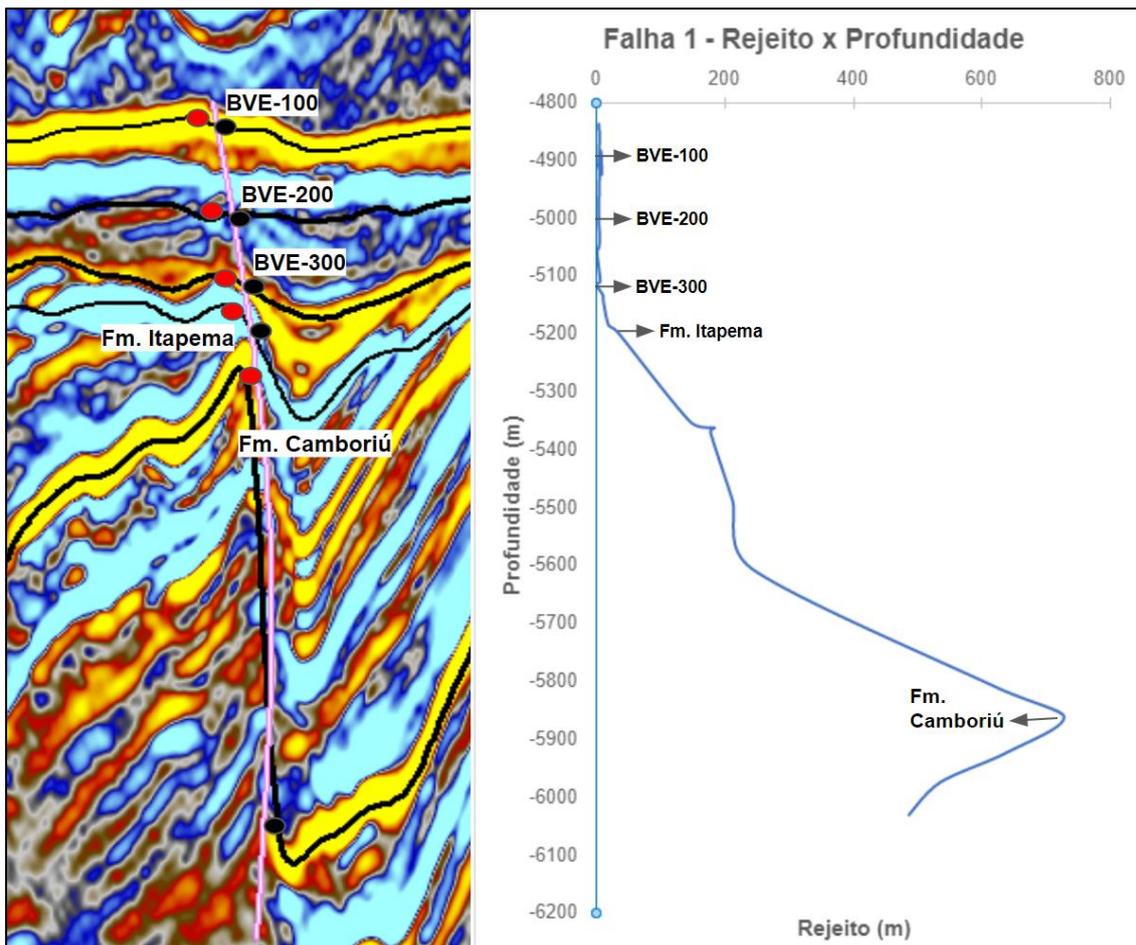


Figura 40: Distribuição vertical de profundidade e rejeito (*Throw*) na falha 1.

Os perfis de deslocamento (D) por comprimento (L) e perfil de profundidade (z) e rejeito (T) indicam que a falha 1 é mais intensa na base e atenua para as unidades superiores ao longo dos horizontes. Vários autores discutiram a compartimentação estratigráfica do intervalo pré-sal. Moreira et al. (2007) propuseram uma divisão em fase rifte (Formação Camboriú, Piçarras e Itapema), pós-rifte (Formação Barra Velha e Ariri) e Drifte (Formação Guarujá). No entanto, autores como Chang et al. (2008), Buckley et al. (2015) e Adriano et al. (2022) afirmam que a parte inferior da Formação Barra Velha pertence à fase rifte superior, limitada pela discordância intra-Alagoas e com interferências das falhas NW-SE, enquanto a parte superior pertence ao contexto sag.

Considerando o argumento apresentado acima, os resultados obtidos para o deslocamento da falha corroboram a compartimentação dos reservatórios da Formação Barra Velha, com a parte inferior pertencente a um regime de rifte e a parte superior em condições do tipo sag.

4.4. Modelo Estrutural

O resultado da modelagem das superfícies correspondentes aos horizontes interpretados das falhas é apresentado na **Figura 41**. Analisando em ordem geocronológica, nota-se que o embasamento não tem sua espessura representada devido ao recorte da sísmica com foco no intervalo do sistema petrolífero. Além disso, observa-se que todas as falhas interpretadas estão associadas a este bloco, organizadas paralelamente ao alto estrutural com orientação NE-SW.

A zona correspondente à Formação Itapema é colocada de acordo com a geometria do embasamento e é limitada lateralmente pelo alto estrutural local. Destacam-se as estruturas dos *horsts* e *grabens*, em pelo menos três conjuntos, que condicionam a variação de espessura do pacote sedimentar. A ocorrência de falhas também é intensa nesta unidade.

Em relação à unidade basal da Formação Barra Velha, existe uma leve herança da geometria em cunha encontrada nas unidades sotopostas. Isso ocorre porque, embora a variação de espessura seja relativamente mais uniforme, os pacotes mais espessos são concordantes com os baixos estruturais do *graben*. O falhamento passa a ser menos expressivo nesta unidade, e o topo é demarcado para algumas das falhas situadas ao NW da área.

A sobreposição do intervalo de produção BVE-200 ocorre de forma mais plana e é a primeira camada a sobrepôr o alto estrutural do embasamento. Conseqüentemente, o arranjo do BVE-100 também apresenta as mesmas características da unidade anterior, porém, a imposição das falhas é muito menos significativa.

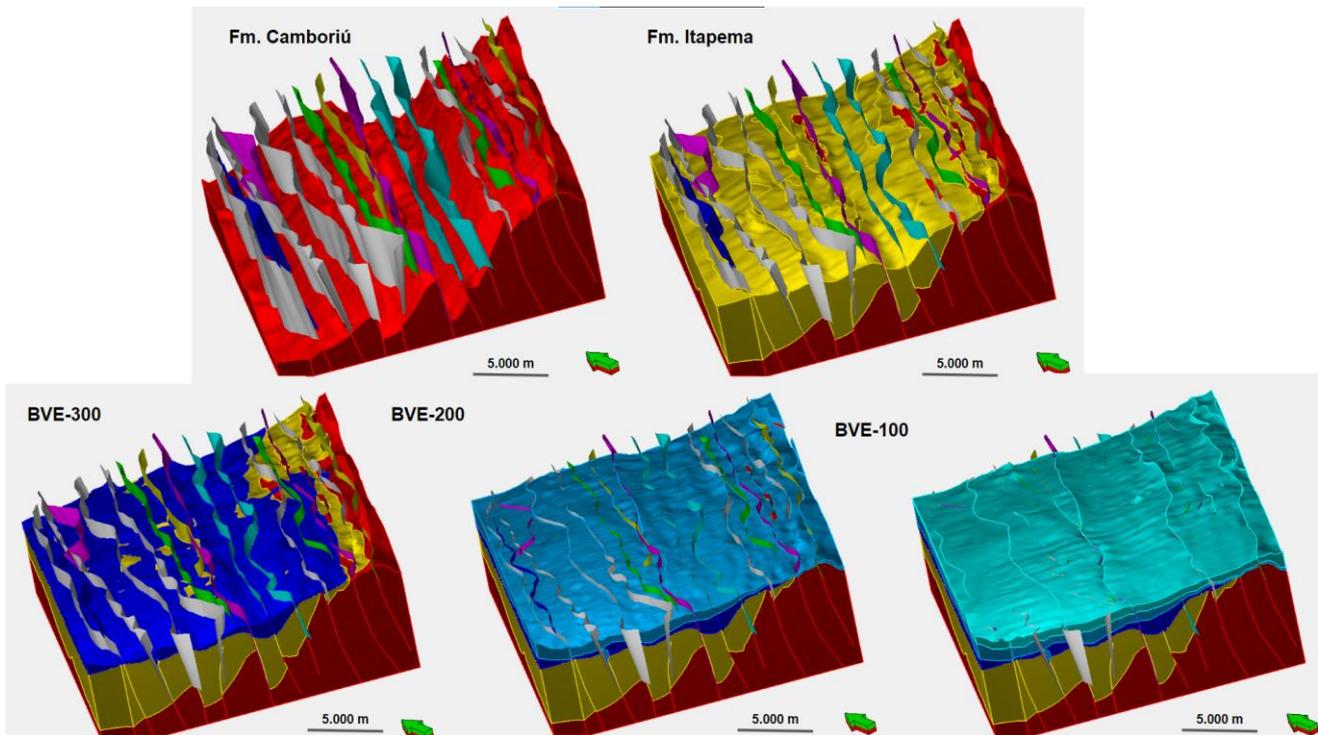


Figura 41: Ilustração do modelo estrutural da área sudoeste do Campo de Tupi, com a compartimentação das zonas e falhas interpretadas.

A configuração descrita está em concordância com o contexto regional da Bacia de Santos, onde ocorre o Alto Externo da Bacia de Santos, uma feição soerguida do embasamento econômico constituída por *grabens* de direção NE-SW gerados por falhas normais (Zálan et al., 2011; Rigotti, 2015). Essa estrutura demarca a transição de deposição vulcanoclástica para a sucessão sedimentar carbonática depositada no Barremiano-Aptiano e foi importante para a acumulação dos carbonatos do pré-sal, por atuar no isolamento da região de sedimentos clásticos externos (Buckley et al., 2015). Além disso, o Alto Externo compreende uma parte espessa da crosta, que resistiu ao processo de subsidência, que foi mais efetivo nas áreas onde a crosta continental era mais delgada (Gomes et al., 2009).

Em relação ao campo da área de estudo, o Alto do Tupi é um alto estrutural desde a fase rifte inferior, também controlado pelas falhas NE-SW e demarcado pela terminação *onlap* da Formação Piçarras no topo da Formação Camboriú, padrão que também pode ser observado na Formação Itapema (Adriano, 2022) (**Figura 43**).

O clímax da deformação da fase rifte, com máxima atividade dos meios-grabens, ocorreu durante a deposição das sequências Piçarras e Itapema (Moreira et al., 2007). O Alto do Tupi continuou sendo um alto estrutural durante a fase rifte superior, tendo importância na configuração de afinamento gradativo e coalescência das unidades sedimentares depositadas, que também apresentam o padrão *onlap* em seus refletores

(Adriano et al., 2022). Esse arranjo pode ser observado na camada da Formação Itapema (**Figura 42**).

A influência das falhas diminui progressivamente nos intervalos de produção. O topo do BVE-100 apresenta apenas as falhas associadas aos grabens e alto estrutural. Conforme os estudos realizados por Carminatti et al. (2009), Peron-Pinvidic et al. (2013), Buckley et al. (2015) e Adriano et al. (2022), a fase rifte compreende os pacotes sedimentares das formações Camboriú, Piçarras, Itapema e Barra Velha Inferior. Existem diferentes compartimentações para esta fase, baseadas em estágios de atividade e configuração tectônica, mas é importante destacar que o fim do rifte e o início do pós-rifte/*sag* é limitado pela discordância intra-Alagoas, onde termina a presença das falhas extensionais.

Na fase *sag*, o padrão da bacia exibe a geometria dos estratos de forma plana e paralela, um padrão diferente dos desenvolvidos em riftes, especialmente do tipo semigraben, caracterizado por um padrão divergente nos estratos (Adriano et al., 2022). A configuração plana e paralela pode ser observada no contexto do BVE-100. No BVE-200, ainda se verifica o afinamento de espessura condicionado pelo alto estrutural (**Figura 42 e 45**).

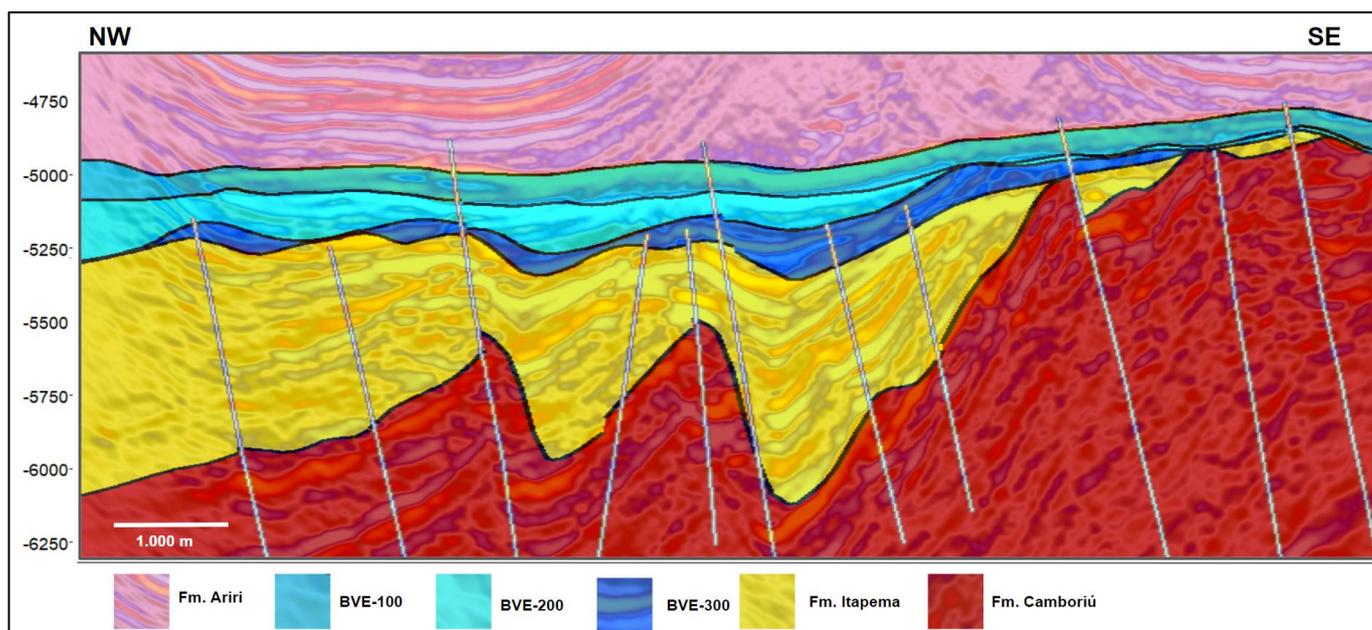


Figura 42: Perfil NW-SE demonstrando a configuração estrutural dos horizontes e falhas

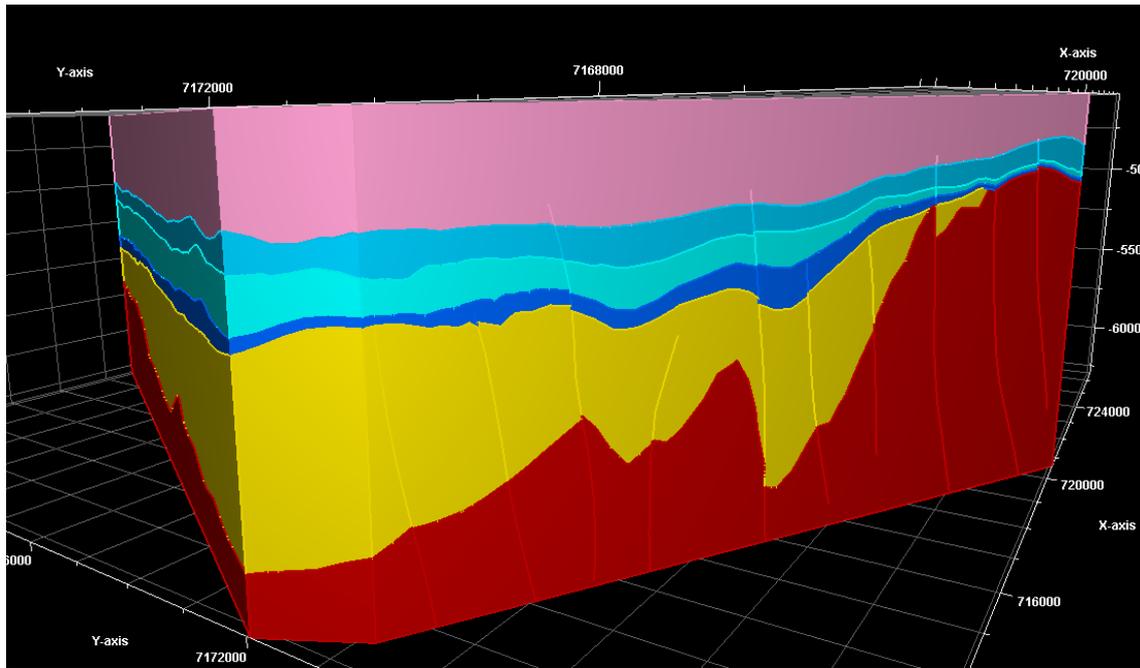


Figura 43: Modelo estrutural 3D.

5. CONCLUSÕES

O mapeamento estrutural resultou na extração de cinco horizontes e 18 falhas. Com isso, foi possível elaborar modelos de superfícies para os horizontes e modelos de planos de falha. A análise dos contornos estruturais e mapas de espessuras permitiu o entendimento da geometria e o reconhecimento das configurações dos altos e baixos estruturais da área de estudo. A combinação das estruturas resultou em um modelo estrutural 2D e 3D. Desta forma, por meio dos resultados adquiridos, foi possível obter as seguintes conclusões para a configuração estrutural do intervalo pré-sal a sudoeste do Campo de Tupi:

O mapa de contorno estrutural, correspondente à Formação Camboriú, demonstra uma grande variação no gradiente de elevação, sendo que o alto estrutural local está situado a SE. Além disso, o mapa apresenta uma tendência decrescente para NW, formando uma geometria em cunha. No entanto, a distribuição é irregular devido à existência de conjuntos de altos e baixos estruturais. Com a elaboração do modelo estrutural, verificou-se que todas as falhas interpretadas estavam associadas a esta unidade, organizadas paralelamente ao alto estrutural com orientação NE-SW.

A superfície do topo da Formação Itapema mostra-se concordante com a geometria em cunha da base. O mapa de contorno estrutural exibe um gradiente de elevação menor do que a superfície do embasamento e tem sua continuação lateral limitada pelo alto estrutural a SE. A interpolação das superfícies do limite inferior e superior consistiu no mapa de espessura, o qual exibe um pacote sedimentar com média de 402 metros. As isópacas, assim como a distribuição da elevação, seguem a tendência a valores menores no sentido NW. Além disso, a variação de espessura é bastante influenciada pelas estruturas dos *horsts* e *grabens* da base, e a ocorrência das falhas também é intensa nesta unidade.

Em relação ao BVE-300, a superfície exibe uma leve herança da geometria em cunha encontrada nas unidades inferiores. Essa configuração é evidenciada pela distribuição da espessura, que compreende porções mais espessas concordantes com os baixos estruturais do graben, e a transição para valores menores em direção a NW. A interferência das falhas é menos expressiva nesta unidade.

O contorno estrutural do topo do BVE-200 tem uma configuração mais plana e uniforme, que se sobrepõe ao alto estrutural local. O pacote sedimentar tem uma espessura média de 96 metros. O BVE-100 tem contato apenas com a unidade inferior e, apesar de ter o arranjo mais liso e regular, exibe concentrações de elevação superiores à NE devido ao alto estrutural local.

Considerando as falhas, estas são de grande a média dimensão, possuem alto ângulo de mergulho e são direcionadas paralelas ao alto estrutural localizado à SE, que tem grande importância para a organização estrutural da área em estudo. Para a análise do deslocamento, foi selecionada a falha de maior dimensão horizontal e vertical para que fosse realizada uma análise representativa.

Com isso, os perfis de deslocamento (D) por comprimento (L), referentes à falha 1, exibiram curva simétrica na Formação Camboriú e assimétrica nas demais unidades. As curvas que apresentam padrão tipo-M são as referentes ao BVE-300 e BVE-200, enquanto as demais constituem um misto entre o tipo-C e tipo-M. Os valores de deslocamento são mais expressivos na unidade basal e são menores nos horizontes referentes aos intervalos de produção BVE-300, BVE-200 e BVE-100. Com exceção do perfil associado à Formação Camboriú, todos os outros apresentaram segmentações, o que consiste em uma evidência de que a falha não estava isolada durante o seu crescimento.

O perfil de profundidade (z) por rejeito (T) da falha 1 demonstra valores pequenos para os intervalos de produção (< 7 metros), seguidos por um leve incremento na Formação Itapema e ressaltado por uma variação muito abrupta na Formação Camboriú. Os rejeitos baixos, caracterizados para os BVE-200 e BVE-100, sugerem falhas não reativadas, enquanto o pico discordante na unidade basal indica reativação das falhas.

Desta forma, são propostos como próximos passos para este trabalho o cálculo dos deslocamentos e rejeitos das outras falhas interpretadas, visando uma caracterização mais precisa do reservatório. Compreender como as falhas se deslocam e foram reativadas no contexto da área de estudo é fundamental para contribuir com o modelo de evolução tectônica da Bacia de Santos, pois ainda há debates na comunidade científica sobre a colocação dos intervalos de produção da Formação Barra Velha entre as fases *rifte* e *sag*. Por fim, o modelo estrutural elaborado, por meio das falhas e horizontes interpretados, permite a utilização dos poços perfurados para simulações no reservatório.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANP. Boletim de Produção de Petróleo e Gás Natural: Encarte e Boletim Dezembro 2022. Disponível em: <https://www.gov.br/anp/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/boletins-anp/boletins/arquivos-bmppgn/2022/encarte-e-boletim-dezembro-2022.pdf>. Acesso em: 01 dez 2022.
- ADRIANO, Manuela Silva; FIGUEIREDO, Jorge Picanço; COELHO, Pedro Henrique Guará Rocha; BORGHI, Leonardo. Tectonic and stratigraphic evolution of the Santos Basin rift phase: new insights from seismic interpretation on tupi oil field area. *Journal Of South American Earth Sciences*, [S.L.], v. 116, p. 103842, jun. 2022. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103842>
- ALMEIDA, Anderson Gomes de; KOWSMANN, Renato Oscar. GEOMORFOLOGIA DO TALUDE CONTINENTAL E DO PLATÔ DE SÃO PAULO. *Geologia e Geomorfologia*, [S.L.], p. 33-66, 2015. Elsevier. <http://dx.doi.org/10.1016/b978-85-352-6937-6.50010-0>.
- ALMEIDA, Julio; DIOS, Fatima; MOHRIAK, Webster Ueipass; VALERIANO, Claudio de Morisson; HEILBRON, Monica; EIRADO, Luiz Guilherme; TOMAZZOLI, Edison. Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil–SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms. *Geological Society, London, Special Publications*, [S.L.], v. 369, n. 1, p. 11-40, jan. 2013. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/sp369.24>.
- BARBOZA, Eduardo Guimarães. Análise estratigráfica do Campo de Namorado (Bacia de Campos) com base na interpretação sísmica tridimensional. 2005.
- BARNES, Arthur., 2016. HANDBOOK of Poststack Seismic Attributes. (A. Barnes, Ed.) Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.
- BAUDON, Catherine; CARTWRIGHT, Joe. The kinematics of reactivation of normal faults using high resolution throw mapping. *Journal Of Structural Geology*, [S.L.], v. 30, n. 8, p. 1072-1084, ago. 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2008.04.008>.
- BISCHKE, Richard E.; TEARPOCK, Daniel J. A Method for Estimating Gross Sand Percentage and Reservoir Thicknesses from Seismic Sections: Example from Segno Field, Polk Co., Texas. 1993.

- BJØRLYKKE, Knut (ed.). Petroleum Geoscience: from sedimentary environments. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, [S.L.], v. 2, n. 2014958087, p. 1-666, 2015. Springer Berlin Heidelberg. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-34132-8>.
- BRAATHEN, Alvar et al. Fault facies and its application to sandstone reservoirs. AAPG bulletin, v. 93, n. 7, p. 891-917, 2009.
- BROWN, Alistair R.. Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data. American Association Of Petroleum Geologists: AAPG Memoir 42 SEG Investigations in Geophysics, Tulsa, Oklahoma, U.s.A., v. 7, n. 42, p. 1-665, jan. 2011. Society of Exploration Geophysicists and American Association of Petroleum Geologists. <http://dx.doi.org/10.1190/1.9781560802884>.
- BROWN, Alistair R.. Understanding seismic attributes. Geophysics, [S.L.], v. 66, n. 1, p. 47-48, jan. 2001. Society of Exploration Geophysicists. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1444919>.
- BUCKLEY, J. P.; BOSENCE, D.; ELDERS, C.. Tectonic setting and stratigraphic architecture of an Early Cretaceous lacustrine carbonate platform, Sugar Loaf High, Santos Basin, Brazil. Geological Society, London, Special Publications, [S.L.], v. 418, n. 1, p. 175-191, jan. 2015. Geological Society of London. <http://dx.doi.org/10.1144/sp418.13>.
- CAINE, Jonathan Saul; EVANS, James P.; FORSTER, Craig B. Fault zone architecture and permeability structure. Geology, v. 24, n. 11, p. 1025-1028, 1996.
- CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. U. Brazilian Geology part II: Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. In: Rio 98 AAPG International Conference and Exhibition, American Association of Petroleum Geologists/Associação Brasileira de Geólogos de Petróleo, Short Course Notes, Rio de Janeiro, Brasil. 1998.
- CAINELLI, César; MOHRIAK, Webster U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. Episodes Journal of International Geoscience, v. 22, n. 3, p. 206-216, 1999.
- CARMINATTI, Mario; DIAS, Jeferson; WOLFF, Breno. From turbidites to carbonates: breaking paradigms in deep waters. In: Offshore Technology Conference. OnePetro, 2009.

- CARTWRIGHT, Joseph A.; TRUDGILL, Bruce D.; MANSFIELD, Christopher S. Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *Journal of structural Geology*, v. 17, n. 9, p. 1319-1326, 1995.
- CATUNEANU, Octavian. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal Of African Earth Sciences*, [S.L.], v. 35, n. 1, p. 1-43, jul. 2002. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0899-5362\(02\)00004-0](http://dx.doi.org/10.1016/s0899-5362(02)00004-0).
- CHABOUREAU, Anne-Claire; GUILLOCHEAU, François; ROBIN, Cécile; ROHAIS, Sébastien; MOULIN, Maryline; ASLANIAN, Daniel. Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: paleotopographic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, [S.L.], v. 604, p. 191-223, set. 2013. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.025>.
- CHANG, H. K.; ASSINE, M. L.; CORREA, F. S.; TINTEN, J. S.; VIDAL, A. C.; KOIKE, L. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos, 38, n. 2, p 29–46, 2008.
- CHOPRA, S., Rao, K.M. & RASTOGI, B.K. Estimation of Sedimentary Thickness in Kachchh Basin, Gujarat Using SP Converted Phase. *Pure Appl. Geophys.* 167, 1247–1257 (2010). <https://doi.org/10.1007/s00024-009-0022-3>
- CHOPRA, Satinder; MARFURT, Kurt J.. Emerging and future trends in seismic attributes. *The Leading Edge*, [S.L.], v. 27, n. 3, p. 298-318, mar. 2008. Society of Exploration Geophysicists. <http://dx.doi.org/10.1190/1.2896620>.
- CHRISTIE-BLICK, Nicholas. Onlap, offlap, and the origin of unconformity-bounded depositional sequences. *Marine Geology*, [S.L.], v. 97, n. 1-2, p. 35-56, mar. 1991. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(91\)90018-y](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(91)90018-y).
- CRUZ, Nathalia Martinho et al. Tupi Nodes pilot: A successful 4D seismic case for Brazilian presalt reservoirs. *The Leading Edge*, v. 40, n. 12, p. 886-896, 2021.
- CYPRIANO, Luis et al. OBN for pre-salt imaging and reservoir monitoring—Potential and road ahead. In: 16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, <https://doi.org/https://doi.org/10.22564/16cisbgf2019>. 2019.

- DUNHAM, R.J. (1962) Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: Ham, W.E., Ed., Classification of Carbonate Rocks, AAPG, Tulsa, 108-121.
- EMERY, D.; MYERS, K. J. Sequence Stratigraphy. Oxford: Blackwell Science, 1996. 297 p. DOI: <http://dx.doi.org/10.1002/9781444313710>
- FARIA, DE PAULA F Desiree Liechoscki; DOS REIS, Antonio Tadeu; DE SOUZA JR, Olinto Gomes. Three-dimensional stratigraphic-sedimentological forward modeling of an Aptian carbonate reservoir deposited during the sag stage in the Santos basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, v. 88, p. 676-695, 2017.
- FERNANDES, L. A. F.; SANTOS, F. A. M. Bacias de Santos e de Campos: estratigrafia, estrutura e evolução. In: ARAÚJO, D. F.; HIRSCH, F. R.; VIANNA, R. H. M. (Org.). *Geologia do Brasil*. Brasília, DF: CPRM, 2017. p. 377-394.
- FERNANDEZ, R. O. Bacia de Santos: Sumário Geológico e Setores em Oferta. ANP: Superintendência de Definição de Blocos, 2017.
- FOSSÉN, H. (2020). Fault classification, fault growth and displacement. *Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis*, 119–147. doi:10.1016/b978-0-444-64134-2.00007-9
- GENGXIANG Li. 3D Seismic Attributes Enhancement and Detection by Advanced Technology of Image Analysis. *Earth Sciences*. Université Michel de Montaigne - Bordeaux III, 2012. English. ffNNT: 2012BOR30006ff. fftel-00731886ff
- GOMES, Paulo Otávio et al. The outer high of the Santos Basin, Southern São Paulo Plateau, Brazil: pre-salt exploration outbreak, paleogeographic setting, and evolution of the syn-rift structures. In: AAPG International Conference and Exhibition. 2009. p. 15-18.
- KIM, Young-Seog; SANDERSON, David J. The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth-Science Reviews*, v. 68, n. 3-4, p. 317-334, 2005.
- MILANI, Edison José et al. Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 15, n. 2, p. 183-205, 2007.
- MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., & SANGREE, J. B. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection

Patterns in Depositional Sequences. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, 1977. DOI: <https://doi.org/10.1306/M26490C8>.

MOHRIAK, W. U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, Capítulo III, p. 87-165, CPRM, Brasília, 2003.

Moreira, J.L.P., Madeira, C.V., Gil, J.A. & Machado, M.A.P. 2007. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 531-549.

MOTI, R.T. Integração de dados sísmicos 3D e de perfis geofísicos de poços para a predição da porosidade de um reservatório carbonático da Bacia de Campos. Dissertação de mestrado em Geociências - Geologia e Recursos Naturais, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 2015. Orientador: Prof. Dr. Emilson Pereira Leite.

MURAOKA, Hirofumi; KAMATA, Hiroki. Displacement distribution along minor fault traces. *Journal of Structural Geology*, v. 5, n. 5, p. 483-495, 1983.

NICOL, A.; WATTERSON, J.; WALSH, J.J.; CHILDS, C.. The shapes, major axis orientations and displacement patterns of fault surfaces. *Journal Of Structural Geology*, [S.L.], v. 18, n. 2-3, p. 235-248, fev. 1996. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0191-8141\(96\)80047-2](http://dx.doi.org/10.1016/s0191-8141(96)80047-2).

NUNES, M.V; VIVIERS, M.; LANA, C. C. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia de Santos. *Fundação Paleontológica Phoenix*, Aracaju- SE, nº 66, p 1-6, 2004.

PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. Santos Basin; Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8, 1994.

RIGOTI, C. A. Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal: Interpretação integrada de dados de sísmica de reflexão e refração, gravimetria e magnetometria. 2015. 134f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

TANER, M. *Seismic attributes*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2001.

VALERIANO, C. M. et al. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): Sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, [Amsterdam], v. 130, n. 4, p. 27–55, 2004.

WALSH, John J.; WATTERSON, Juan. Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal of Structural geology*, v. 10, n. 3, p. 239-247, 1988.