

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA

ANA CAROLINA FERREIRA DOMINGUEZ

INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA 2D EM ÁGUAS  
ULTRAPROFUNDAS DAS BACIAS DE CAMPOS E SANTOS

NITERÓI - RJ, BRASIL  
2021

ANA CAROLINA FERREIRA DOMINGUEZ

**INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIRÁFICA 2D EM ÁGUAS ULTRAPROFUNDAS  
DAS BACIAS DE CAMPOS E SANTOS**

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

Orientadores:

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire

NITERÓI – RJ, BRASIL

2021

D671i Dominguez, Ana Carolina Ferreira  
Interpretação sismoestratigráfica 2D em águas  
ultraprofundas das Bacias de Campos e Santos / Ana Carolina  
Ferreira Dominguez ; Cleverson Guizan Silva, orientador ;  
Antonio Fernando Menezes Freire, coorientador. Niterói, 2021.  
105 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,  
Niterói, 2021.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2021.m.13979096769>

1. Sismoestratigrafia. 2. Interpretação Sísmica. 3.  
Atributos Sísmicos. 4. Análise de Amplitude. 5. Produção  
intelectual. I. Silva, Cleverson Guizan, orientador. II.  
Freire, Antonio Fernando Menezes, coorientador. III.  
Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.  
IV. Título.

CDD -

ANA CAROLINA FERREIRA DOMINGUEZ

**INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIRÁFICA 2D EM ÁGUAS ULTRAPROFUNDAS  
DAS BACIAS DE CAMPOS E SANTOS**

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

Orientadores:

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva (Orientador) – Universidade Federal Fluminense

---

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire (Orientador) – Universidade Federal Fluminense

---

Prof. Dr. Alberto Garcia de Figueiredo Junior – Universidade Federal Fluminense

---

Prof. Dr. Arthur Ayres Neto – Universidade Federal Fluminense

---

Prof. Dr. José Antônio Cupertino - Pontifícia Universidade Católica - RS

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer à minha família Cely Ferreira Dominguez, Roberto Blanco Dominguez e Rafael Ferreira Dominguez pelos anos de dedicação, compreensão e amor, além do apoio incondicional para que eu conseguisse realizar e encerrar mais uma etapa da minha vida.

Agradeço à Eloise Policarpo e à Laisa Aguiar por serem as meninas superpoderosas que sempre me acalmaram e me direcionaram para o caminho certo. Ao Flávio Oliver e ao Eberton (Tone) Rodrigues pelas aulas de Petrel e pelas diversas mensagens respondidas, sempre dispostos a oferecer ajuda.

Agradeço a todos os professores do Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense (DOT-UFF) por contribuírem para o meu crescimento acadêmico. Agradeço, em especial, aos professores Arthur Ayres, Alberto Figueiredo e José Cupertino por aceitarem fazer parte desta banca e, principalmente, aos meus orientadores Fernando Freire e Cleverson Silva, que foram peças fundamentais para meu crescimento e permanência na Geociências.

Gostaria de agradecer à empresa TGS pelos dados sísmicos de reflexão 2D, principalmente aos profissionais João Correia e Marcelo Souza por todo suporte dado através de e-mails e reuniões.

Por fim, gostaria de agradecer à CAPES pelo apoio financeiro ao desenvolvimento científico, e à Schlumberger pela disponibilização da licença acadêmica do *software Petrel*, sem o qual não seria possível realizar este estudo.

*“Honraremos nossas emoções para que nossos espíritos triunfem.”*

*(Anne with an ‘E’, 2017; AFAPANAIACAS, 2020)*

## RESUMO

A sismoestratigrafia é amplamente adotada por acadêmicos e profissionais da indústria como um método de análise estratigráfica. Este método melhora consideravelmente a visão sobre as estruturas das bacias sedimentares e como acumulam e preservam os sedimentos e, por essa razão, tornou-se uma técnica de grande sucesso na busca de recursos naturais. Empregando-se dados sísmicos 2D e adaptando métodos publicados na literatura da indústria petrolífera, baseada na observação das feições geométricas estratais, e na ocorrência de eixos de crescimento e adelgaçamento em sequências sedimentares sin-tectônicas (sin-halocinéticas), foi realizada a identificação de deformações provocadas pelo fluxo de sal (inflação e deflação) com base em mapas e seções sísmicas. As feições geométricas estratais se baseiam na interpretação de terminações de refletores e no mapeamento de horizontes em ambientes de minibacias gerados a partir da halocinese que possuem forma tabular, com refletores plano-paralelos, ou em tigela, com depocentros bem distintos e margens afinadas. Após ter sido realizada a análise sismoestratigráfica, deu-se início à análise de anomalias de amplitude no fundo marinho, a fim de melhor identificar regiões propícias para riscos geológicos e de possíveis instalações submarinas. Neste projeto foram aplicados atributos sísmicos para maximizar as anomalias de amplitudes, e, assim, melhorar a identificação e a delimitação dos refletores sísmicos. Para aprimorar a interpretação foram elaborados diversos mapas do fundo marinho afim de realizar a análise de amplitude. A área desse projeto engloba as bacias sedimentares brasileiras de Campos e Santos e foi denominada como Santos Fase 2, parte de uma grande aquisição realizada pela empresa TGS. Localizada na zona de ultrafronteira, possui uma lâmina d'água de aproximadamente 2500 a 3000 metros de profundidade (águas ultraprofundas).

**Palavras-chave:** Sismoestratigrafia, Bacia de Campos, Bacia de Santos, PHASE 2, Amplitude, Atributos Sísmicos.

## ABSTRACT

Seismic stratigraphy is widely embraced as a method of stratigraphic analysis by both academic and industry practitioners. This method has considerably improved the insight into how sedimentary basins accumulate and preserve sediments, for this reason, has become a highly successful exploration technique in the search for natural resources. Using a 2D seismic data and adapting the methodology published in the oil industry literature, which is based on the observation of the stratal geometric patterns, and at the occurrence of growth axes and thinning axes in a syn-tectonic (syn-halokinetic) sedimentary sequence, identification of deformations caused by the salt flow (inflation and deflation) was carried out, based on maps and seismic sections. The stratal geometric patterns were based on the interpretation of reflectors terminations and mapping horizons in mini-basin environments generated from halokinesis that have a tabular form, with straight parallel reflectors, or bowl form, with very distinct depocenters and sharp margins. After the seismic stratigraphic analysis, the analysis of amplitude anomalies on the seabed was initiated, in order to better identify regions suitable for geological risks and possible underwater installations. In this project, seismic attributes were applied to maximize the amplitude anomalies, and thus improve the identification and delimitation of the seismic reflectors. To boost the interpretation, several maps of the seabed were created in order to carry out the amplitude analysis. The area of this project encompasses the Brazilian Sedimentary Basins of Campos and Santos and was named as Santos Phase 2, part of a major acquisition carried out by the company TGS. Located in the ultra-frontier area, it has a water depth of approximately 2500 to 3000 meters in depth (ultra-deep waters).

**Keywords:** Seismic Stratigraphy, Campos Basin, Santos Basin, PHASE 2, Amplitude, Seismic Attributes.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Sequência estratigráfica no contexto multidisciplinar. ....	14
Figura 2: Classificação de tipos de bacias sedimentares. ....	16
Figura 3: Mapa das bacias sedimentares. ....	19
Figura 4: Reconstrução paleogeográfica das cinco megassequências que compõem a margem Leste-Sudeste do Brasil. ....	20
Figura 5: Localização da bacia de Campos. Coordenadas em UTM (m). ....	22
Figura 6: Carta estratigráfica da bacia de Campos. ....	24
Figura 7: Localização da bacia de Santos. Coordenadas em UTM (m). ....	26
Figura 8: Carta estratigráfica da bacia de Campos. ....	27
Figura 9: Domínios crustais sobre as cozinhas e altos focalizadores. ....	30
Figura 10: Modelo crustal esquemático para as bacias de Campos, Santos e Espírito Santo. ....	31
Figura 11: Levantamentos 2D da TGS: PHASE 1, PHASE 2, PHASE 3. ....	32
Figura 12: Exemplos de aquisições sísmicas (A) Aquisição sísmica terrestre (B) Aquisição sísmica marinha. ....	35
Figura 13: (A) Seção através de uma camada horizontal única mostrando a geometria das trajetórias dos raios refletidos (B) curva tempo-distância para raios refletidos a partir de um refletor horizontal. ....	36
Figura 14: Conceitos básicos de sequência deposicional. ....	37
Figura 15: Tipos de terminações de refletores. ....	39
Figura 16: Relações de estratos com limites de sequências deposicionais. ....	40
Figura 17: Padrões internos de configurações de sismofácies. ....	42
Figura 18: Geometrias de fácies sísmicas. ....	45
Figura 19: Padrões dos refletores internos de sismofácies em montiformas. ....	46
Figura 20: Padrões de configurações internas dos refletores das sismofácies de preenchimento. ....	47
Figura 21: Precipitação de evaporitos impulsionada pela evaporação. ....	48
Figura 22: Coluna de evaporação da água do mar e precipitação dos principais sais e os seus volumes. ....	50
Figura 23: Ocorrência de deformação compressiva que envolve sequências salinas pelo mundo. ....	52
Figura 24: Relação entre regiões de sal nas Bacias de Santos e Campos. ....	53
Figura 25: Principais estilos estruturais dos evaporitos salinos, com a seta cinza indicando incremento de maturidade. ....	54
Figura 26: Seção esquemática ilustrando duas minibacias com histórias distintas, formadas pela movimentação de sal. ....	57

Figura 27: Seções esquemáticas ilustrativas das sequências sedimentares e estruturas associadas à halocinese. E.C.: Eixo de crescimento. C.S.: Cicatrizes de sal. ....	58
Figura 28: Representação espacial do sinal complexo. ....	59
Figura 29: Atributos sísmicos: amplitude instantânea $a(t)$ e fase instantânea $\theta(t)$ . ....	60
Figura 30: Categorização de atributos pelas suas propriedades. ....	61
Figura 31: a) Um traço sísmico (linha clara) e seu respectivo envelope (linha escura). b) O traço rotacionado por 0, 45, 90, 135, 180, 225, 270 e 315 graus. c) Destaque da porção central de b) ampliada. ....	62
Figura 32: A) Seção sísmica em amplitude e horizontes mapeados marcando topo e base de formações. B) Envelope correspondente ao dado em A). ....	63
Figura 33: Mapas de amplitude RMS dos diferentes tipos depósitos de mar profundo encontrados na Bacia de Campos. ....	64
Figura 34: Seção sísmica com o atributo Cosseno de Fase. Conjunto de dados cortesia da Geoscience Australia. ....	65
Figura 35: Significado Sismo-Geológico da SCE. ....	67
Figura 36: Traço 3: valor absoluto. Traço 4: amplitude RMS. Traço 7: tecVA. ....	68
Figura 37: Time Slices com: A) sísmica convencional e B) com tecVA; parâmetro T/2 sobre o dado convencional em A). ....	69
Figura 38: Fluxograma do projeto de dissertação. ....	71
Figura 39: PHASE 2. Polígono do Pré-sal em linha vermelha e polígono da região de estudo em linha amarela. ....	72
Figura 40: Trecho da seção S-5710 evidenciando a polaridade negativa do fundo mar. ....	73
Figura 41: Wavelet Estimada de seção sísmica da PHASE 2. ....	74
Figura 42: Seção S-5680 sem o atributo Envelope acima; e com o atributo Envelope abaixo com o topo do evaporito em destaque. ....	76
Figura 43: Seção S-4550 sem o atributo Cosseno de Fase acima; e com o atributo Cosseno de Fase abaixo com principais falhas (vermelho) e deslizamentos de massa (amarelo) destacados. ....	77
Figura 44: Seção S-4470 sem o atributo TecVA acima; e com o atributo TecVA abaixo. ....	78
Figura 45: Trecho da seção S-5500 com o atributo TecVA. Topo do sal em destaque. ....	79
Figura 46: Topo do sal com diferentes interpretações. A) Topo do domo salino; B) Domo salino; C) Diápiro de sal; D) Gota de sal. ....	80
Figura 47: Língua de sal visível na seção S-4310. ....	81
Figura 48: Seção sísmica S-4300. A) Sem interpretação; B) Com interpretação. Setas brancas sinalizando as terminações em onlap e truncamento erosivo; C) Local do trecho escolhido. ....	83
Figura 49: Seção sísmica S-4470. A) Sem interpretação; B) Com interpretação. Setas brancas sinalizando as terminações em toplap. Hachurado amarelo representando um deslizamento de massa; C) Local do trecho escolhido. ....	84

Figura 50: Seção sísmica S-4310. A) Sem interpretação; B) Com interpretação. Setas brancas sinalizando as terminações em onlap e truncamento erosivo. Hachurado azul e amarelo representando deslizamentos de massa; C) Local do trecho escolhido. ....	85
Figura 51: Seção sísmica S-5660. A) Sem interpretação; B) Com interpretação. Setas brancas sinalizando as terminações em onlap e truncamento erosivo; C) Local do trecho escolhido. .	86
Figura 52: Mapa de batimetria da área de estudo (Santos Fase 2). ....	88
Figura 53: Mapa de batimetria com interpretação do topo do sal sobreposta. Traços brancos representando o topo do sal aparente acima de 500 ms (TWTT). Zona de colapso destacada. ....	89
Figura 54: Mapa de amplitude do fundo marinho.....	90
Figura 55: Mapa do fundo marinho com o atributo sísmico Envelope. ....	91
Figura 56: Mapa do fundo marinho com o atributo sísmico Amplitude RMS.....	92
Figura 57: Mapa do fundo marinho com a Técnica Volume de Amplitude (TecVA).....	94
Figura 58: A) Topo do sal sobreposto na batimetria; B) Fundo marinho com o atributo Envelope.....	95
Figura 59: A) Topo do sal sobreposto na batimetria; B) Fundo marinho com a Técnica Volume de Amplitude. ....	95
Figura 60: A) Seção S-4350 com escala de cores seismic default; B) Gráfico do Traço x Amplitude. ....	96
Figura 61: A) Seção S-4440 com TecVA; B) Gráfico do Traço x Amplitude. ....	97
Figura 62: Seção S-4440 com escala de cores seismic default; B) Gráfico do Traço x Amplitude. ....	97
Figura 63: Gráficos de Traço x Amplitude. A) Trecho da seção S-5720; B) Trecho da seção S-5710. ....	98

## Sumário

AGRADECIMENTOS .....	IV
RESUMO .....	VI
ABSTRACT .....	VII
1 INTRODUÇÃO .....	13
1.1 OBJETIVO.....	14
2 ÁREA DE ESTUDO.....	15
2.1 BACIAS SEDIMENTARES.....	15
2.2 EVOLUÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA DA MARGEM LESTE-SUDESTE DO BRASIL.....	19
2.3 BACIA DE CAMPOS.....	22
2.3.1 SISTEMA PETROLÍFERO DA BACIA DE CAMPOS.....	23
2.4 BACIA DE SANTOS.....	25
2.4.1 SISTEMA PETROLÍFERO DA BACIA DE SANTOS.....	26
2.5 REGIÃO DE ÁGUAS ULTRAPROFUNDAS: SANTOS FASE 2 .....	29
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....	33
3.1 ESTUDOS SÍSMICOS EXPLORATÓRIOS.....	33
3.1.1 MÉTODO SÍSMICO DE REFLEXÃO .....	33
3.2 SISMOESTRATIGRAFIA .....	36
3.2.1 FÁCIES SÍSMICAS .....	38
3.2.1.1 FEIÇÕES GEOMÉTRICAS .....	39
3.2.1.1.1 TERMINAÇÃO DE REFLETORES .....	39
3.2.1.1.2 CONFIGURAÇÕES INTERNAS .....	42
3.2.1.1.3 CONFIGURAÇÕES EXTERNAS .....	44
3.3 EVAPORITOS .....	47
3.3.1 FORMAÇÃO DE EVAPORITOS.....	48
3.3.2 HALOCINESE .....	50
3.3.3 TIPOS DE ESTRUTURAS HALOCINÉTICAS .....	53
3.3.4 COMPORTAMENTO DOS ESTRATOS EM MINIBACIAS .....	56
3.4 ATRIBUTOS SÍSMICOS .....	59
3.4.1 CLASSIFICAÇÃO DOS ATRIBUTOS SÍSMICOS .....	60
3.4.2 ENVELOPE.....	61
3.4.3 AMPLITUDE RMS .....	63

3.4.4	COSENDO DA FASE.....	64
3.4.5	TÉCNICA DE VOLUME DE AMPLITUDE – TECVA.....	66
4	MÉTODOS.....	70
4.1	IMPORTAÇÃO DE DADOS .....	71
4.2	ANÁLISE DE ATRIBUTOS E INTERPRETAÇÃO SÍSMICA .....	72
4.3	ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA .....	74
4.4	ELABORAÇÃO DE MAPAS E ANÁLISE DE AMPLITUDES .....	75
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	76
5.1	APLICAÇÃO DE ATRIBUTOS SÍSMICOS.....	76
5.1.1	ENVELOPE.....	76
5.1.2	COSENDO DE FASE .....	77
5.1.3	TECVA .....	77
5.2	INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E IMPACTO DA HALOCINESE .....	79
5.2.1	ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA .....	81
5.3	MAPAS.....	87
5.3.1	BATIMETRIA.....	87
5.3.2	TOPO DO SAL.....	88
5.3.3	AMPLITUDE .....	89
5.3.3.1	ENVELOPE (FUNDO MARINHO).....	91
5.3.3.2	AMPLITUDE RMS (FUNDO MARINHO).....	92
5.3.3.3	TECVA (FUNDO MARINHO).....	93
5.4	ANÁLISE DE AMPLITUDE .....	94
6	CONCLUSÃO .....	99
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	101

## 1 INTRODUÇÃO

A porção sudeste da Margem Continental Brasileira (MCSB) tem se destacado com as descobertas promissoras do pré-sal, que em decorrência do avanço tecnológico, possibilitou investigações sob lâminas d'água cada vez maiores, identificando *plays* em águas ultraprofundas (Amorin, 2013). Dentro deste contexto, Zalán (2019) destaca essas regiões de águas ultraprofundas, especificamente nas bacias de Campos e Santos, como área potencial à exploração de hidrocarbonetos em áreas de fronteira exploratória. Diante disso, a compreensão da evolução tectônica e sedimentar das bacias, com base na análise sismoestratigráfica, e com amplo estudo do fundo marinho, é de extrema importância na acurácia de pesquisas destinadas, não só para a indústria do petróleo, como também para os setores ambientais e acadêmicos.

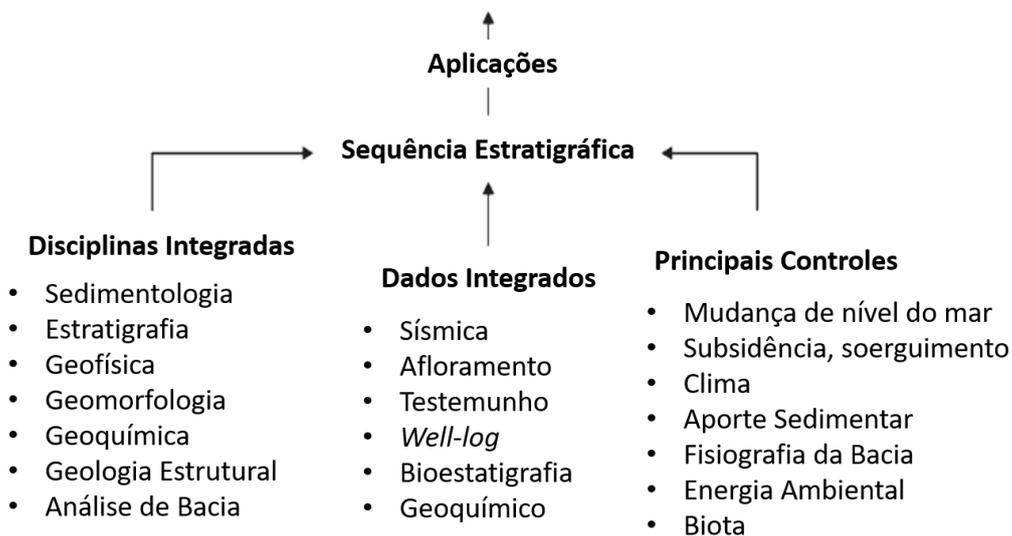
Nas bacias da margem sudeste brasileira a ocorrência de depósitos evaporíticos teve início no Aptiano, cujo contexto paleoambiental consistia em um golfo alongado, que se estendia desde a parte sul da Bacia de Santos até a Bacia de Pernambuco. O mar hipersalino se formou durante a abertura do Atlântico Sul, sendo caracterizado por uma porção sul mais larga, estendendo-se desde o Lineamento de Florianópolis, limite sul da Bacia de Santos, por cerca de 550 km por sobre o Platô de São Paulo, e afinando-se em direção ao norte (Caldas, 2007).

A grande quantidade de evaporitos nas Bacias de Santos e Campos é a razão pela qual estas bacias apresentam algumas das mais espetaculares estruturas halocinéticas das bacias brasileiras, estruturas responsáveis pela criação de dutos de migração de hidrocarbonetos, além de trapas estruturais e estratigráficas, fatores indispensáveis no condicionamento de campos de petróleo (Caldas, 2007). Devido a importância do assunto e ao potencial das bacias de Santos e Campos, essa foi a área escolhida para o desenvolvimento da dissertação e, para um estudo mais aprofundado da região, os métodos sismoestratigráficos foram empregados.

A estratigrafia de sequências é considerada por muitos como uma das últimas revoluções conceituais no campo da sedimentação geológica, reformulando a metodologia de análise estratigráfica. Aplicações de estratigrafia de sequências cobrem uma ampla gama, desde decifrar o registro geológico da Terra de mudanças locais e globais na paleogeografia até os controles que regem os processos sedimentares, para melhorar o sucesso de exploração e produção de petróleo (Catuneanu *et al.*, 2009). Vários conjuntos de dados são integrados para este fim, além de serem conceitos multidisciplinares. (**Figura 1**).

Figura 1: Sequência estratigráfica no contexto multidisciplinar.

- **Academia:** gênese, evolução e arquitetura interna de preenchimentos de bacias sedimentares.
- **Governo:** mapeamento e correlação em uma escala regional para as bacias.
- **Indústria:** exploração e produção - atividades petrolíferas, carvão, recursos minerais.
- **Ambiental:** riscos geológicos, instabilidades do fundo marinho e camadas sedimentares.



Fonte: Modificado de Catuneanu *et al.*, 2009.

Para se obter uma maior precisão na interpretação, foram escolhidos quatro atributos sísmicos. São eles: Envelope, TecVA, Cosseno da fase e *Extract Value*. A aplicação destes atributos possibilitou aprimorar a delimitação dos principais horizontes, com uma melhor visualização da continuidade lateral, e análise de energia e amplitude do fundo marinho.

## 1.1 OBJETIVO

Este estudo apresenta uma proposta de interpretação sismoestratigráfica com base em conceitos genéticos, conforme o desenvolvimento primordial da Estratigrafia de Sequências, levando em consideração os conceitos de Vail, que posiciona o limite de sequência no nível baixo (discordância), e Galloway, que posiciona o limite na SIM – superfície de inundação máxima).

A interpretação e a elaboração de mapas e seções sísmicas, obtidas através da aquisição 2D, realizada nos anos 2016 e 2017 em águas ultraprofundas das bacias de Campos e Santos pela empresa de aquisição geofísica TGS Brasil, foi a base para estudos sobre a história geológica da seção pós-sal e para sugerir a natureza dos sedimentos que compõem o fundo do mar, parâmetros essenciais para se obter pesquisas mais aprofundadas sobre riscos geológicos

e potenciais zonas propícias para instalações submarinas.

Os objetivos principais deste projeto de pesquisa são: mapeamento do fundo do mar, topo do sal, falhas e principais refletores, elaboração de mapas de batimetria e amplitude do fundo marinho, elaboração mapas de cada atributo sísmico implementado, análise sismoestratigráfica e, por fim, análise de amplitude do fundo marinho.

## 2    **ÁREA DE ESTUDO**

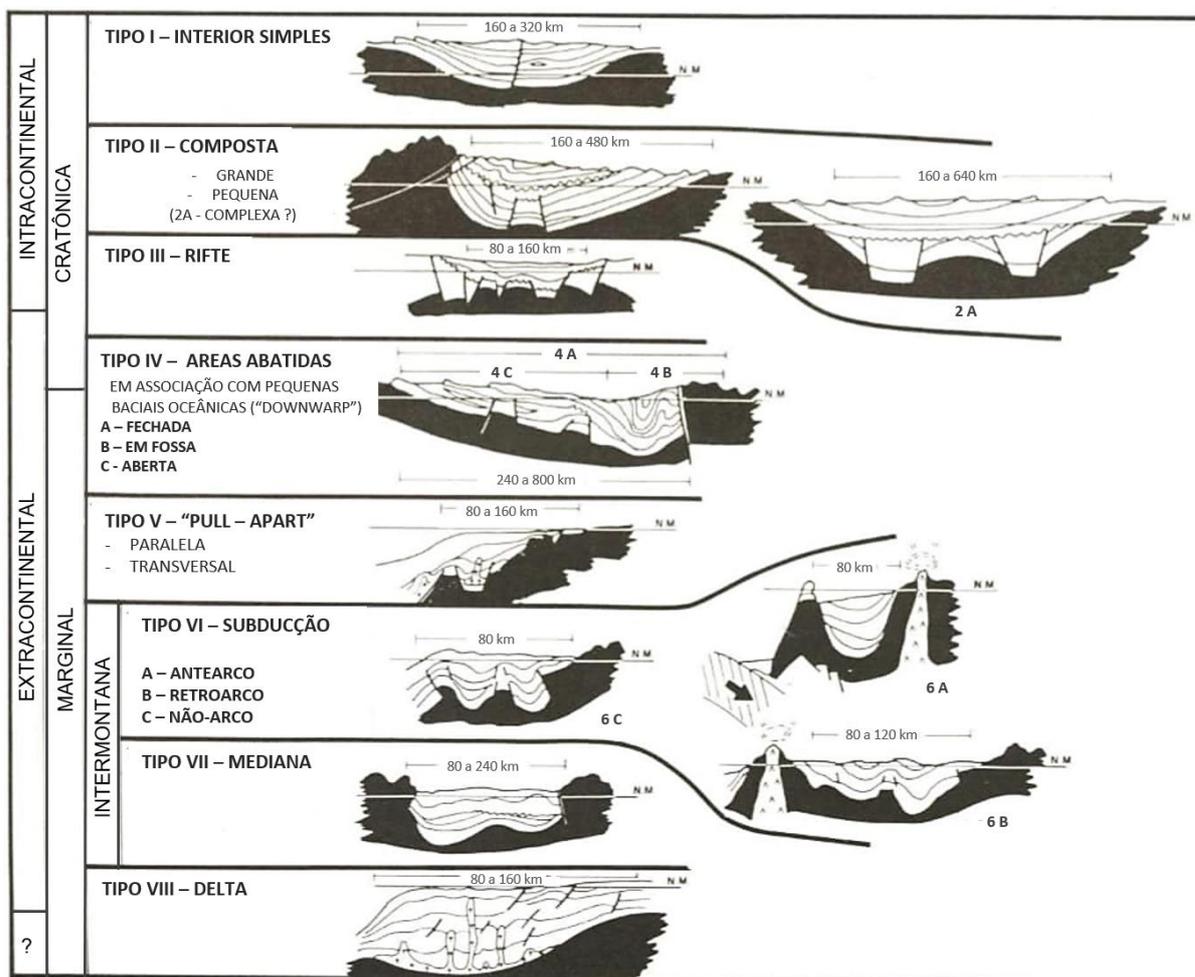
### 2.1   **BACIAS SEDIMENTARES**

Bacias sedimentares estão presentes em todos os continentes do planeta e o registro geológico mostra que elas existem desde os primórdios da evolução da Terra. Ao longo da evolução dos conhecimentos sobre bacias sedimentares, em função da necessidade intrínseca de se ordenar o conhecimento, vários autores se preocuparam em adotar critérios e propor esquemas para classificar as bacias sedimentares classificá-las. Elas estão sujeitas a diferentes mecanismos e regimes de subsidência, sendo que mais de um destes podem ocorrer simultaneamente ou suceder um ao outro serialmente, ao longo da evolução de uma bacia (Martins-Neto, 2006).

Martins-Neto (2006) afirmou que a concepção geodinâmica de bacia sedimentar é definida pela atuação de mecanismos de subsidência interligados, relativos ao mesmo regime tectónico ou evento tectono-termal, responsável pelo desenvolvimento de um ciclo de embaciamento de 1ª ordem. E, com base em uma concepção geográfica, é uma região caracterizada pela acumulação de uma pilha espessa de sedimentos por um longo período no tempo geológico, sem levar em consideração a existência de significativos hiatos e/ou discordâncias dentro do pacote, muitas vezes envolvendo um intervalo de tempo de algumas centenas de milhões de anos, e o empilhamento de mais de um ciclo de 1ª ordem.

Segundo Klemme (1970, 1971, 1975, 1980), mencionado por Gabaglia e Milani (1991), as bacias sedimentares podem ser divididas em 8 tipos (**Figura 2**):

Figura 2: Classificação de tipos de bacias sedimentares.



Fonte: Modificado de Gabaglia e Milani, 1991.

**Bacias do Tipo I (Interior Cratônico):** jazem no interior das áreas cratônicas pré-cambriana e têm fundo chato. São preenchidas por depósitos de plataforma rasa (arenitos, folhelhos, carbonatos e evaporitos), e sua gênese ainda é bastante discutida. Especula-se a existência de um rifte inicial ou de um hot spot com a introdução de material mais denso na crosta, que criaria condições para o desenvolvimento de uma sinéclise no interior do cráton. A bacia de Illinois exemplifica este tipo.

**Bacias do Tipo II (Intracontinental Composto):** estão localizadas nas margens ativas dos crátons, ou em suas proximidades, variando em tamanho de miogeossinclinais subcontinentais a pequenas bacias intermontanas. Do mesmo modo que as bacias interiores, estas bacias multicíclicas têm usualmente um ciclo inicial de sedimentos paleozoicos de plataforma. Em algumas delas, este ciclo foi tectonizado pelos movimentos da Orogenia Herciniana. Esta sequência é seguida pela deposição de sedimentos terrígenos de segundo ciclo

do Paleozoico Tardio ou do Mesozoico. O tipo 2A (complexa), é formado por bacias em geral multicíclicas, localizadas nas áreas externas dos crátons, apresentando perfil assimétrico irregular de forma elíptica. Sua gênese parece estar relacionada ao rifteamento múltiplo recoberto por uma sinéclise bastante simétrica, que relembra o Tipo I. Exemplos: Bacia de Alberta (2) e do Mar do Norte (2A).

**Bacias do Tipo III (Rifte):** é um tipo de bacia cratônica que pode também representar uma área de espalhamento de assoalho oceânico incipiente, que permaneceu inativo. Estas bacias são de tamanho médio a pequeno, lineares e falhadas. Este tipo parece ser de fundamental importância na geração das bacias sedimentares, podendo ocorrer em vários estágios do desenvolvimento de quase todos os tipos das bacias. Exemplos: Golfo de Suez, Bacia de Sirte e a do Recôncavo.

**Bacia do Tipo IV (Extracontinental):** este tipo de bacia, implantada em crosta intermediária, está associado com pequenas bacias oceânicas. Algumas se estendem costa afora, como é o caso de bacias do Oriente Médio e da Venezuela (4A); outras são abertas e parecem simplesmente submergir em direção ao mar (4C), como é o caso da Costa do Golfo, North Slope etc. Outras, ainda, são frequentemente chamadas de antefossas e estão presentes ao longo de estreitas porções do Tethys, tais como a Lolasse Trough e a Bacia de Indus (4B). Bacias do Tipo 4C podem transformar-se em Tipo 4A como resultado da colisão de placas continentais. A continuação desta colisão pode destruir grande parte da bacia Tipo 4A, deixando apenas uma bacia do Tipo 4B.

**Bacia do Tipo V:** este tipo de bacia pode corresponder à fase final das bacias do Tipo III (rifte), que foram separadas por distâncias oceânicas. Estas bacias foram chamadas pelo autor de *pull-apart*, termo hoje mais utilizado pela comunidade geológica para designar bacias originadas em áreas onde ocorre deslizamento lateral de placas litosféricas. Elas estão localizadas em ambos os lados dos Oceanos Atlântico e Índico, sendo difícil determinar a taxa de espalhamento e a época de sua passagem para o Tipo V. São bacias lineares, com falhamentos *down to sea*, ocorrendo ao longo da costa. Acredita-se que sua gênese esteja ligada à presença de um estágio inicial rifte, ao qual se segue a introdução de material básico, com a formação de um eixo de espalhamento de fundo oceânico. Especula-se que a subsidência deste tipo de bacia seria causada tanto pelo resfriamento termal do material básico introduzido (mais denso) quanto pelo próprio peso de sedimentos fornecidos pela massa continental adjacente. As Bacias de Campos e Cabinda-Angola são exemplos típicos.

**Bacias do Tipo VI:** ocorrem paralelamente às zonas de subducção, entre o continente e

as bacias oceânicas. São de pequeno tamanho, principalmente paleógenas de segundo ciclo, e estão localizadas tanto transversalmente como seguindo o *strike* de antigos eugeossinclinais deformados. Podem ser subdivididas em três subtipos relacionados à existência de arcos-de-ilha (6A – antearco; 6B – retroarco; 6C – não-arco) e sua gênese está diretamente ligada à evolução das zonas de subducção. As bacias de Talara, Sumatra e Los Angeles são representativas desta classe.

**Bacias do Tipo VII:** desenvolvem-se em áreas montanhosas originadas por esforços compressoriais criados pelo choque de placas litosféricas ao longo de zonas de subducção, ou ainda ao longo de zonas de colisão de massas continentais. São essencialmente formadas por calhas relacionadas a movimentos cisalhantes (ou *wrench*) em áreas transtensionais localizadas dentro dos cinturões dobrados que circundam as margens convergentes de alguns continentes. Exemplo: Bacias de Maracaibo e Gippsland.

**Bacias do Tipo VIII (Delta):** são bacias do Paleógeno-Neógeno Tardio, formadas por deposição de grandes quantidades de sedimentos terrígenos trazidos por grandes rios, como o Niger, Mississipi, MacKenzie, Amazonas, Nilo etc., podendo desenvolver-se em qualquer cenário tectônico.

Por ser um dos países com a maior extensão de margem continental do mundo, o Brasil engloba diversos tipos de bacias sedimentares com características geológicas distintas e diferentes graus de conhecimento do potencial exploratório. A figura 3 mostra o mapa do Brasil com a localização destas bacias.

Figura 3: Mapa das bacias sedimentares.

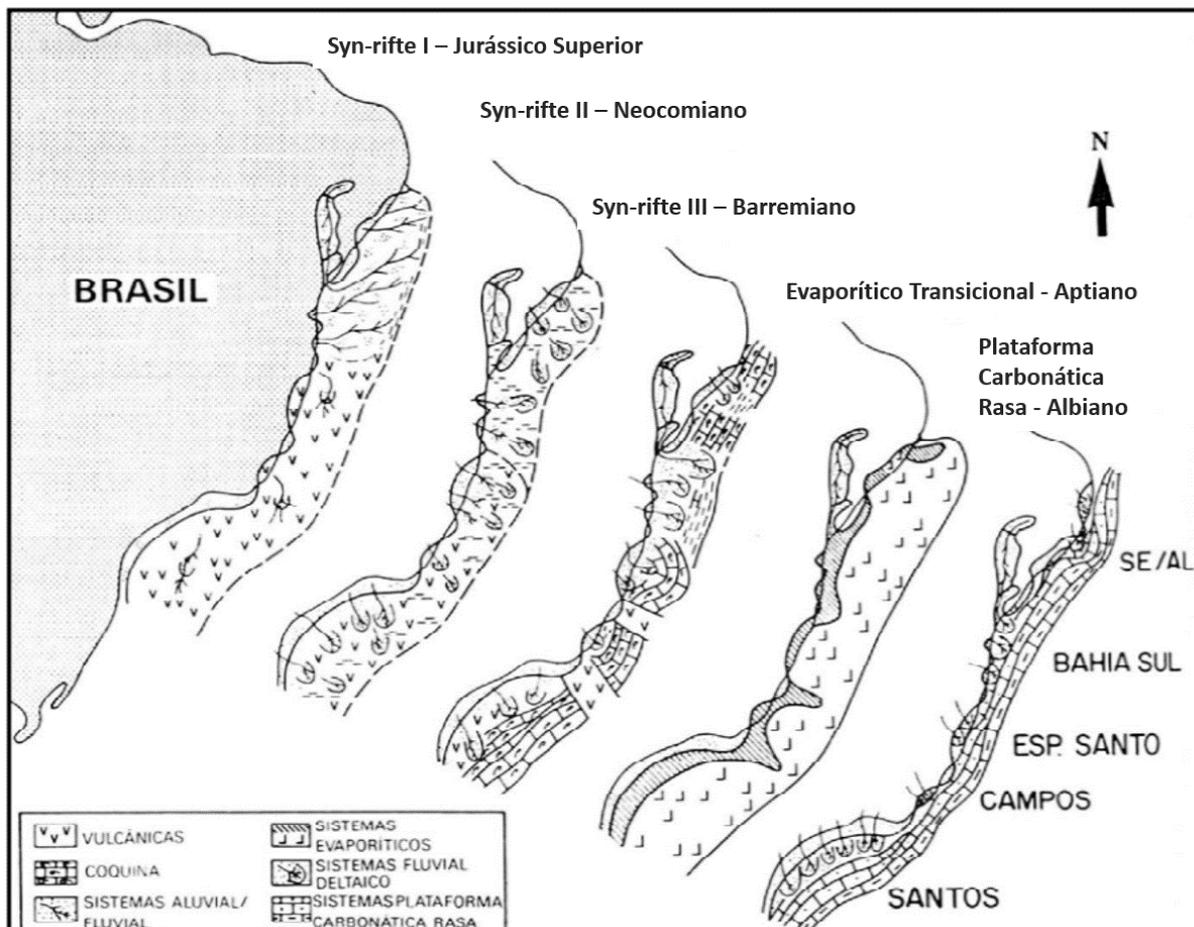


Fonte: Milani *et. al.*, 2007.

## 2.2 EVOLUÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA DA MARGEM LESTE-SUDESTE DO BRASIL

A estratigrafia das bacias da margem Leste-Sudeste brasileira pode ser dividida em cinco Megassequências (**Figura 4**): Continental, Transicional Evaporítica, Plataforma Carbonática Rasa, Marinha Transgressiva e Marinha Regressiva (Chang *et al.*, 1992).

Figura 4: Reconstrução paleogeográfica das cinco megassequências que compõem a margem Leste-Sudeste do Brasil.



Fonte: Modificado de Chang *et al.* (1992).

A Megassequência Continental foi subdividida por Chang *et al.* (1992) em Sin-Rifte I, Sin-Rifte II e Sin-Rifte III. Posteriormente, Bastos (2015) descreve as megassequências com as seguintes características:

A Sequência Sin-Rifte I consiste em depósitos fluviais, leques aluviais e arenitos eólicos do Neo-Jurássico. Estes sedimentos não estão preservados (ou não foram encontrados) na bacia de Campos, apenas nas bacias de Camamu-Almada, Recôncavo-Tucano e Sergipe-Alagoas.

A Sequência Sin-Rifte II baseia-se em uma distensão crustal acelerada que gerou uma série de meio-grabens onde o vulcanismo foi bastante intenso associado a depósitos lacustres.

Na Sequência Sin-Rifte III a sedimentação foi predominantemente flúvio-deltaica, lacustre e de leques aluviais. Ocorrem nesta sequência pacotes argilosos, depositados em ambiente lacustre de água doce, conhecidos informalmente como folhelhos Buracica (Winter *et al.*, 2007 *apud* Bastos, 2015), arenitos, conglomerados sintectônicos e carbonatos compostos por conchas

de pelecípodes (coquinas) em altos estruturais.

A Megassequência Transicional Evaporítica é separada da Megassequência Continental por uma discordância denominada pré-Aptiana Superior. Sua sedimentação foi predominantemente continental (sistemas de leques aluviais, lacustre e fluvial) com indicações de incursões marinhas, como os folhelhos que possuem dinoflagelados na bacia de Sergipe-Alagoas. O início da deposição evaporítica ocorreu em um ambiente marinho raso, corroborado pelos elevados teores de bromo nas halitas e pelos valores isotópicos de estrôncio nas anidritas compatíveis com as águas marinhas do Aptiano (Bastos, 2015). Tal ambiente marinho restrito era limitado a sul por uma cadeia vulcânica de direção E-W conhecida como Dorsal de São Paulo que segundo Kumar & Gambôa (1979) controlava a pouca circulação de água marinha dentro das bacias da margem leste. A circulação restrita de água, associada ao clima quente e árido do Aptiano, criou as condições ideais para o aumento da concentração de salmoura até o nível de precipitação dos minerais evaporíticos. Segundo Dias (2005), a Megassequência Transicional Evaporítica foi depositada em um período de tectônica estável podendo ser chamada de fase *sag*.

A Megassequência Plataforma Carbonática Rasa foi depositada durante o Albiano, quando a fase *sag* já havia terminado e começava a sedimentação marinha franca, caracterizada por uma plataforma carbonática comum a todas as bacias da margem leste. Essa plataforma alterna sucessões de tratos de mar alto com deposição de carbonatos de alta energia (*packstones/grainstones*) e tratos de sistema transgressivo com deposição de carbonatos de mais baixa energia (*wackestones/mudstones*).

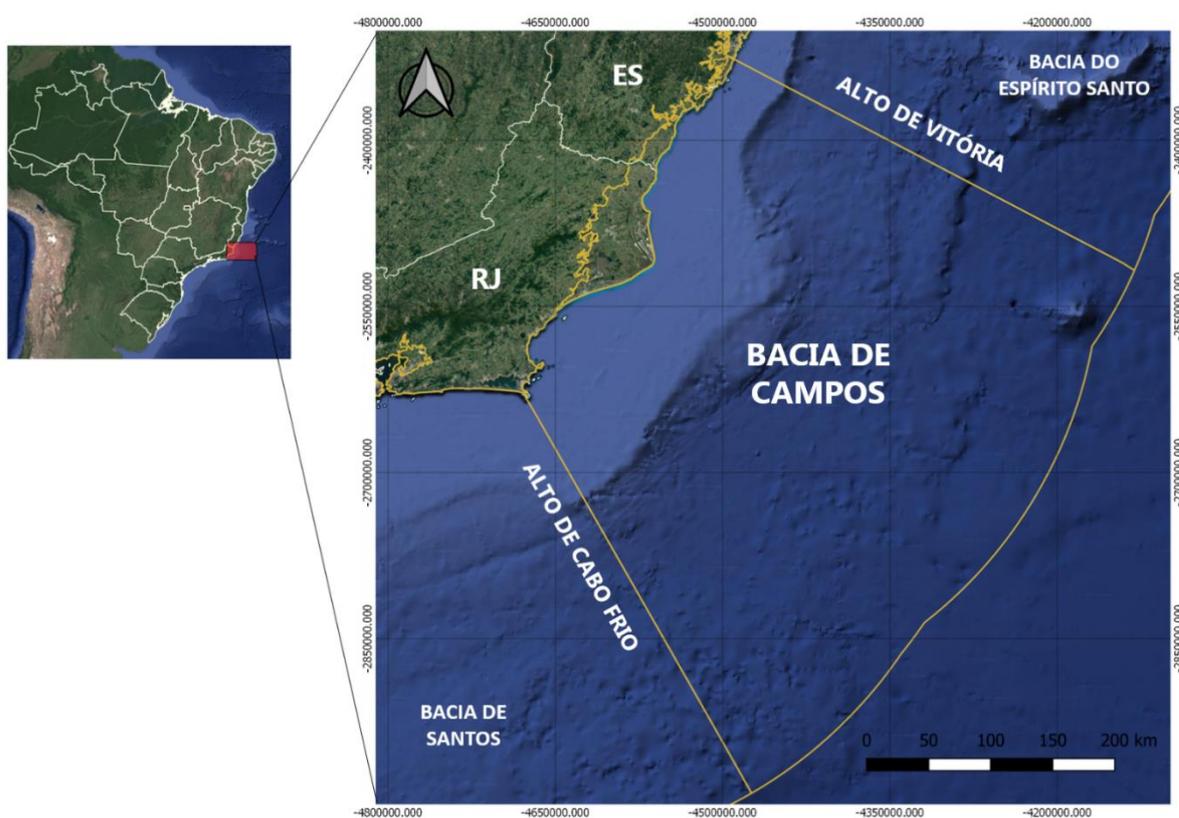
Na Megassequência Marinha Transgressiva, após o Albiano, houve um progressivo afundamento da bacia. Devido à subida global do nível do mar, acompanhado de transgressão marinha, ocorreu o afogamento da plataforma carbonática e a deposição de sedimentos de baixa energia como folhelhos, margas e calcilutitos. Depósitos arenosos turbidíticos estão presentes em toda essa sequência, sendo dois modelos identificados: canalizado, preferencialmente em mini bacias formadas pela halocinese, e em lençol.

A Megasequência Marinha Regressiva, após o Cretácio Superior, é composta pela predominância de sucessivas sequências flúvio-deltaicas, com ocorrência de leques deltaicos, plataformas siliciclásticas e turbiditos em águas mais profundas. Em águas ultraprofundas, contudo, existe uma escassez de dados de poços, mas é esperado uma menor quantidade de eventos turbidíticos, na medida em que se afasta da linha de costa. Este trabalho permitiu inferir algumas seções litológicas, com base em suas características sismoestratigráficas.

### 2.3 BACIA DE CAMPOS

A Bacia de Campos está situada na Margem Sudeste Brasileira e contempla uma área de aproximadamente 100.000 km<sup>2</sup>. Sua superfície é distribuída ao longo do litoral que banha o Norte do Estado do Rio de Janeiro e o Sul do Estado do Espírito Santo, sendo os seus limites estabelecidos ao Norte, pelo alto de Vitória, com a Bacia do Espírito Santo; e ao Sul, pelo Alto de Cabo Frio, com a Bacia de Santos (Fernandes e Santos, 2017) (**Figura 5**).

Figura 5: Localização da bacia de Campos. Coordenadas em UTM (m).



Fonte: Google Earth, 2020.

A bacia de Campos é uma bacia de margem passiva e sua gênese está relacionada ao rifteamento do paleocontinente Gondwana e à subsequente abertura do Oceano Atlântico. Sua carta estratigráfica pode ser observada na figura 6.

### 2.3.1 SISTEMA PETROLÍFERO DA BACIA DE CAMPOS

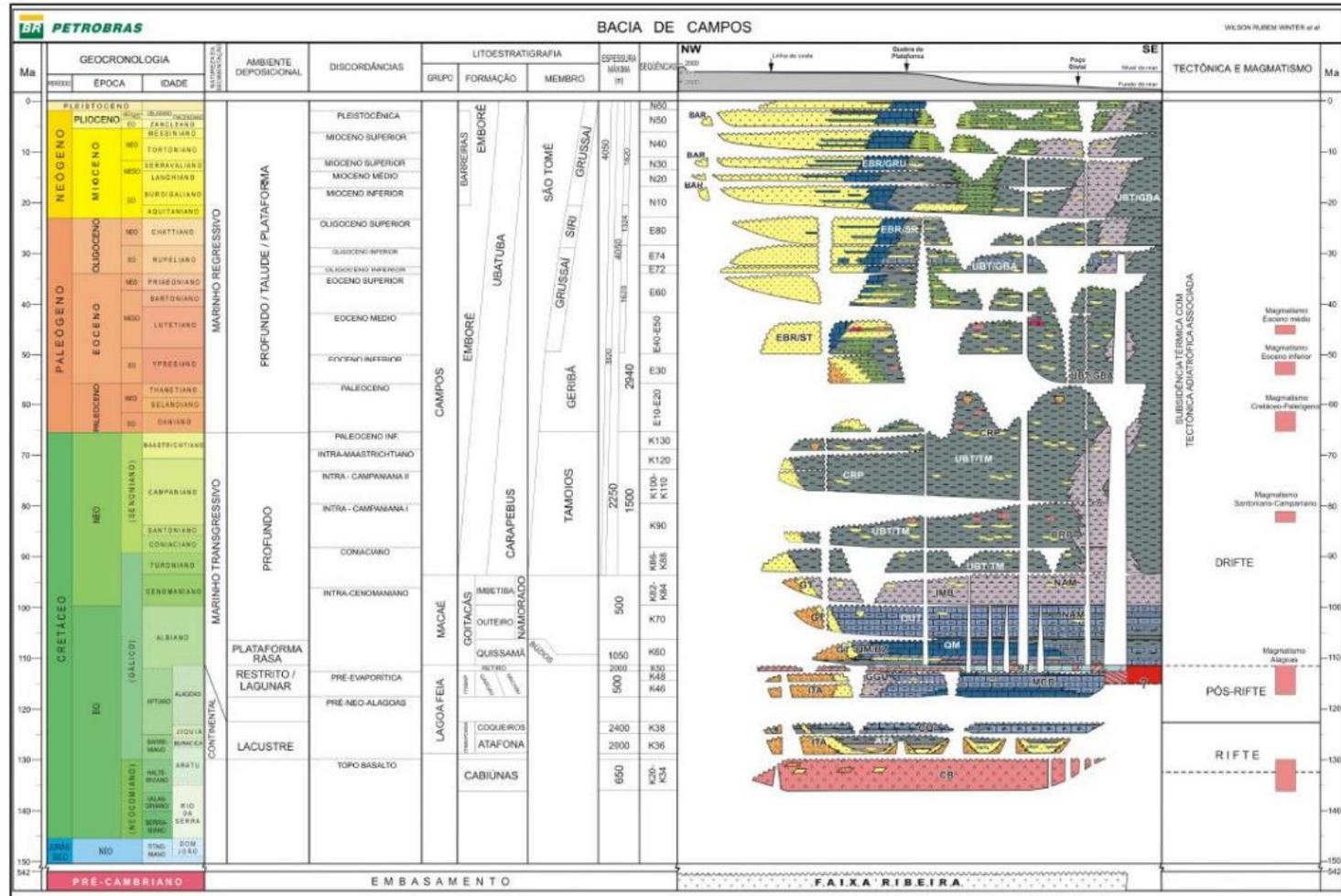
Os folhelhos de ambiente lacustre do Grupo Lagoa Feia, que foram depositados durante a fase rifte, são considerados como as principais rochas geradoras da Bacia de Campos e apresentam idade Barremiana-Aptiana (Portella *et al.*, 2019). Além dos folhelhos lacustres depositados ao longo da bacia, também são considerados possíveis geradores os folhelhos marinhos de idade turoniana e cenomaniana, localizados na porção norte da bacia, próximo ao limite com a Bacia do Espírito Santo (Oliveira, 2019).

Os reservatórios da Bacia de Campos podem ser encontradas em diferentes níveis estratigráficos. Encontram-se na fase rifte os basaltos fraturados e vesiculares da Formação Cabiúnas (Neocomiano), produtores nos campos de Badejo e Linguado. Além destes, as coquinas da Formação Coqueiros (Aptiano) são produtores nos campos de Badejo, Linguado, Pampo e Trilha (Oliveira, 2019).

Depositados durante a Megassequência Transicional Evaporítica (fase *sag*), os reservatórios carbonáticos microbiais da Formação Coqueiros (Aptiano) são produtores nos campos da região do Parque das Baleias, Marlim, Marlim Leste, Voador, Barracuda e Pampo (Portella, 2017).

Na fase drifte encontram-se os calcarenitos de alta energia da Formação Quissamã (Albiano), produtores nos campos de Badejo, Garoupa e Congro. Carbonatos de alta energia do tipo “casco de tartaruga” em águas profundas são o principal reservatório dos campos Tartaruga Verde e Catuá (Portella *et al.*, 2019). As fácies proximais dos carbonatos da Formação Imbetiba (Cenomaniano) são produtores nos campos de Tubarão Martelo e Polvo. Por fim, os arenitos turbidíticos da Formação Namorado são produtores no campo de Namorado (Oliveira, 2019).

Figura 6: Carta estratigráfica da bacia de Campos.



Fonte: Winter et al., 2007.

Segundo Oliveira (2019) os reservatórios turbidíticos da Formação Carapebus (Cretáceo Superior e Paleógeno) são responsáveis pela maior parte do óleo produzido na bacia. Entre o Turoniano e o Maastrichtiano, essa formação é produtora nos campos de Roncador e Jubarte; entre o Paleoceno e o Eoceno são produtores nos campos de Barracuda e Marlim Sul; entre o Oligoceno e o Mioceno são produtores nos campos de Marlim e Albacora. Já no Oligoceno Superior, destacam-se também os reservatórios carbonáticos do Membro Siri da Formação Emborê.

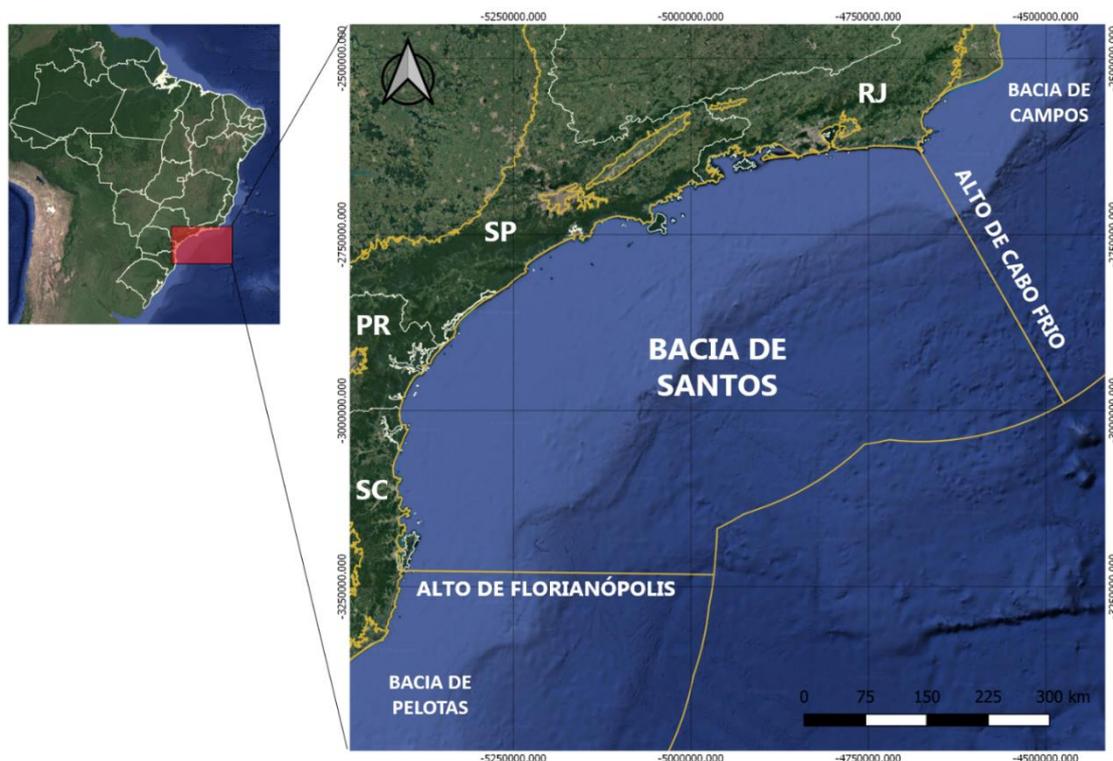
Além de ser possível observar trapas do tipo estrutural, estratigráfica e mista, relacionadas à tectônica distensiva e à halocinese, a Bacia de Campos possui diversos selos em diferentes níveis estratigráficos. Para as coquinas da Formação Coqueiros (Jiquiá/Aptiano), os folhelhos intercalados da própria formação e o sal da Formação Retiro (Aptiano) são os selantes mais importantes. Já para os reservatórios carbonáticos do Grupo Macaé, a função de selo é feita pelos *mudstones* das formações Outeiro e Imbetiba (Albo-Cenomaniano). Por fim, no caso dos reservatórios turbidíticos das formações Carapebus e Namorado são os folhelhos da Formação Ubatuba (Turoniano-Recente) (Oliveira, 2019).

Neste trabalho a seção investigada corresponde, primordialmente, à seção sedimentar depositada durante o Paleógeno e o Neógeno, correspondentes às porções distais da formação Ubatuba localizadas dentro da Megassequência Marinha Regressiva, uma vez que os dados sísmicos fornecidos foram cortados em 500 ms. Ocasionalmente foram observadas partes superiores de domos de sal que penetraram a seção mais rasa.

## 2.4 BACIA DE SANTOS

A Bacia de Santos está localizada na margem continental da Região Sudeste do Brasil, tendo limite norte com a Bacia de Campos, definido pelo Alto de Cabo Frio, limite sul com a Bacia de Pelotas, definido pelo Alto de Florianópolis (**Figura 7**), e limite oeste com a Serra do Mar. Sua geologia está sintetizada na carta estratigráfica da figura 8, que ilustra a arquitetura estratigráfica das diferentes unidades, e fornece informações sobre os ambientes sedimentares, sequências deposicionais e a respeito das fases da evolução tectônica da bacia.

Figura 7: Localização da bacia de Santos. Coordenadas em UTM (m).

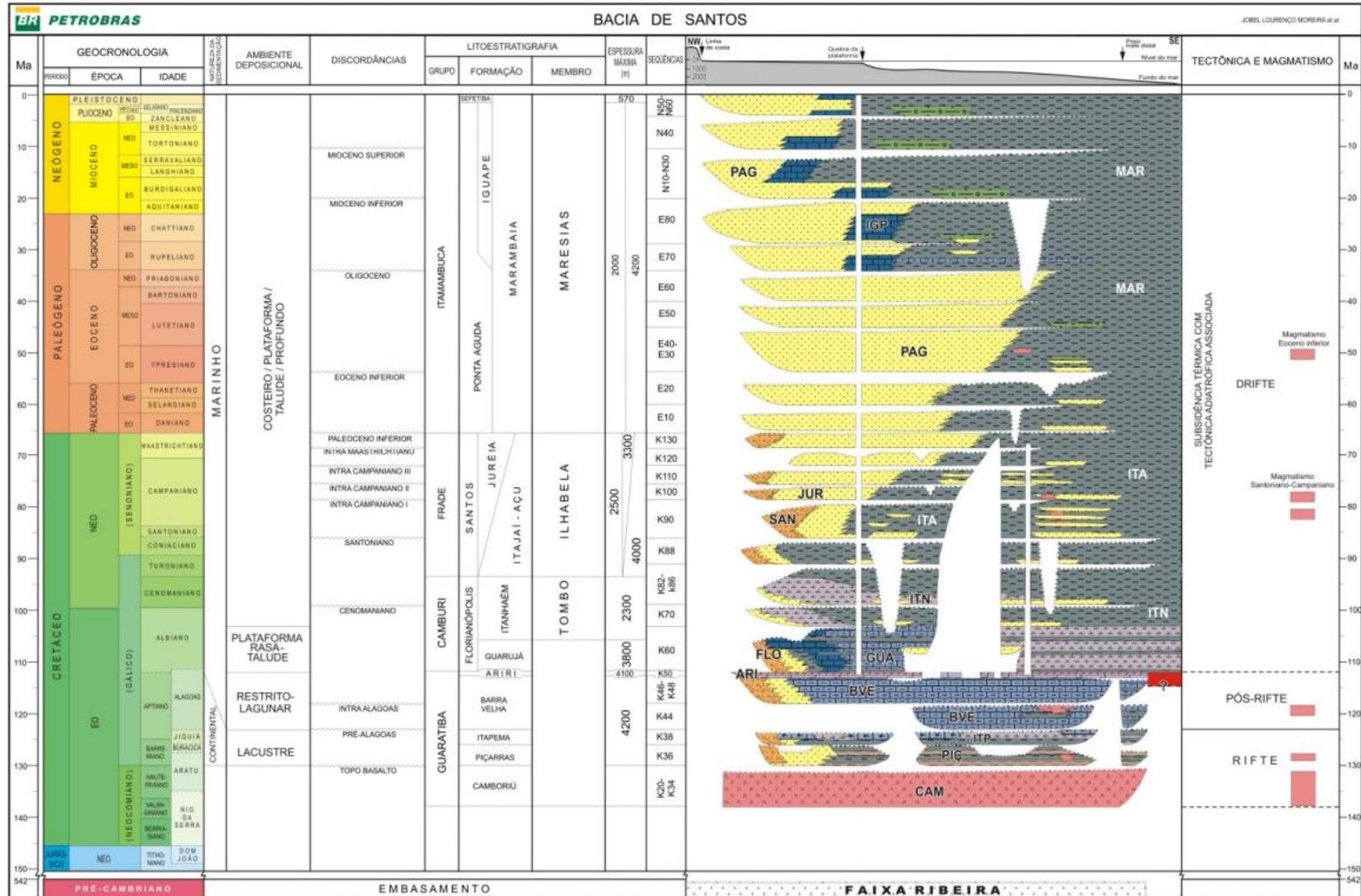


Fonte: Google Earth, 2020.

#### 2.4.1 SISTEMA PETROLÍFERO DA BACIA DE SANTOS

Há na Bacia de Santos dois intervalos geradores de hidrocarbonetos: a Formação Piçarras e a Formação Itajaí-Açu. As rochas geradoras da Formação Piçarras foram depositadas em ambiente lacustre salino no estágio final da fase rifte, no Aptiano (Fernandes, 2017). Chang *et al.* (2008) afirma que, nesse ambiente, o sistema de lagos passou a receber a influência de águas salinas do sul, tendo se tornado salinizado devido ao acréscimo de aridez ao final do Cretáceo Superior. Já de acordo com Moreira *et al.* (2007), a Formação Piçarras corresponde a depósitos de leques aluviais compostos por conglomerados e arenitos polimíticos, nas porções proximais, e por arenitos, siltitos e folhelhos de composição talco-estevensítica, nas porções lacustres.

Figura 8: Carta estratigráfica da bacia de Campos.



Fonte: Moreira et al., 2007

As rochas da Formação Itajaí-Açu são representadas por folhelhos e argilitos cinza-escuros depositados nos ambientes de plataforma distal, talude e bacia (Moreira *et al.*, 2007).

Os processos de migração e acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos estão fortemente relacionados à dinâmica da sequência evaporítica, atuando como fundamental condicionante ao fluxo dos hidrocarbonetos gerados na seção rifte devido à baixíssima permeabilidade (Fernandes, 2017). A migração ocorreu até o contato basal da sequência sedimentar pré-aptiana, que funcionou como uma camada carreadora (*carrier-bed*), e transpassou a sequência evaporítica a partir de janelas ou zonas de espessura adelgada. Assim, o fluxo de hidrocarbonetos foi concentrado em falhas distensivas lítricas, associadas aos domos e diápiros de sal, ou em falhas de transferência, até as armadilhas (Chang *et al.*, 2008).

Logo, têm-se como consequência desse evento uma grande janela de sal que foi criada a partir de grandes cunhas clásticas numa região conhecida como Calha Central, a partir do imenso aporte sedimentar que ocorreu entre o Campaniano e o Maastrichtiano. Nesse contexto, evaporitos da Formação Ariri foram transportados em direção a águas profundas (Fernandes, 2017).

As falhas criadas na fase rifte também foram de fundamental importância para o direcionamento do fluxo de hidrocarbonetos gerados na seção rifte (Fernandes, 2017).

A Bacia de Santos tem um conjunto diversificado de rochas reservatório, como os carbonatos oolíticos de águas rasas da Formação Guarujá, os arenitos turbidíticos eocênicos da Formação Marambaia e do Membro Ilha Bela, da Formação Itajaí-Açu (Chang *et al.*, 2008). Além deles, há também os carbonatos das formações Itapema e Barra Velha, que constituem os principais reservatórios da seção pré-sal, com gigantescos volumes de óleo descobertos nos campos de Lula, Sapinhoá, Búzios, dentre outros (Fernandes, 2017).

Os reservatórios das formações Itapema e Barra Velha são compostos por rochas carbonáticas formadas por coquinas e/ou microbialitos, além de coquinas de ostracodes e clastos de etromatólitos (Fernandes, 2017).

Os carbonatos da Formação Guarujá representam os reservatórios mais importantes da seção pós-sal devido ao grande volume de óleo descoberto nessas rochas nos campos de Tubarão, Estrela do Mar, Coral, Caravela e Cavalo-Marinho (Chang *et al.*, 2008).

Os reservatórios turbidíticos do Membro Ilhabela têm ocorrência intercalada com pelitos de águas profundas da Formação Itajaí-Açu. Essas rochas funcionam como reservatórios para os campos de Merluza, Lagosta e Mexilhão (Fernandes, 2017).

Além dos reservatórios citados, outras unidades litoestratigráficas compõem

reservatórios siliciclásticos, como os arenitos das formações Santos e Juréia e os arenitos turbidíticos do Paleoceno, Eoceno e Oligoceno da Formação Marambaia, que são reservatórios para os campos de Oliva, Atlanta e Baúna (Fernandes, 2017).

Segundo Chang *et al.* (2008), ocorrem na Bacia de Santos selos compostos por pelitos e calcilitos intercalados aos reservatórios. Além disso, para as rochas reservatórios do play pré-sal as extensas muralhas de sal da Formação Ariri representam um selo eficaz (Fernandes, 2017).

As trapas relacionadas às principais acumulações da bacia têm caráter estrutural e misto. O aporte sedimentar e o enorme volume de evaporitos depositados durante o Aptiano colaboraram com a geração de trapas relacionadas à halocinese desde o Neo-Albiano (em águas rasas) até o Oligoceno (em águas profundas), formando armadilhas em forma de domos ou diápiros de sal (Fernandes, 2017).

Assim como na Bacia de Campos, a seção investigada na Bacia de Santos corresponde, primordialmente, à seção sedimentar depositada durante o Paleógeno e o Neógeno, correspondentes às porções distais da formação Marambaia, também localizadas dentro da Megassequência Marinha Regressiva. Ocasionalmente foram observadas partes superiores de domos de sal que penetraram a seção mais rasa.

## 2.5 REGIÃO DE ÁGUAS ULTRAPROFUNDAS: SANTOS FASE 2

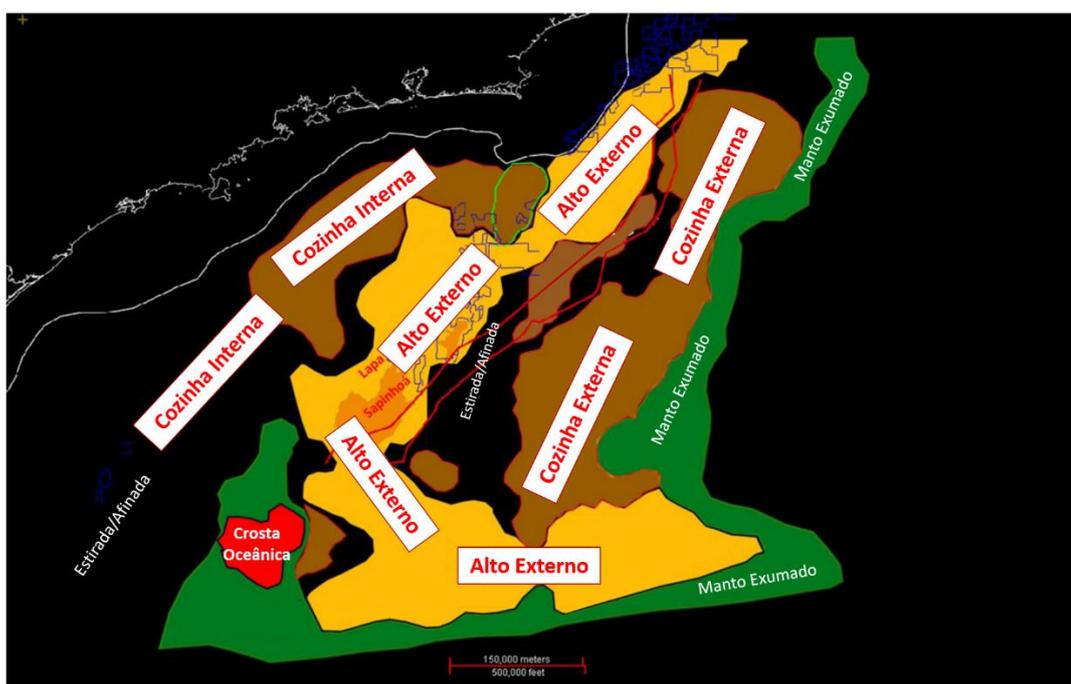
O período atual de pesquisa e exploração teve como características a utilização da sísmica 2D e 3D em grande parte da plataforma continental. A exploração em águas-profundas se intensificou fora da Bacia de Campos, principalmente nas bacias de Santos e Espírito Santo. Além disso, iniciou-se em 1999 a exploração na região de águas ultraprofundas, com a perfuração dos primeiros poços em cotas batimétricas maiores que 2.000 metros, tendo ocorrido uma primeira descoberta modesta, no norte da Bacia de Campos, no ano de 2000 (Milani *et al.*, 2000).

Segundo Zalán (2018), devido à descoberta do potencial para o pré-sal na área de ultrafronteira, baseado em estudos realizados com sísmica 2D, acredita-se ter a chance de praticamente duplicar a produção de recursos energéticos, caso esta perspectiva venha a se confirmar com a perfuração de novos poços exploratórios. Mesmo este tipo de estudo não sendo o suficiente para afirmar se existem acumulações de hidrocarbonetos, foram observadas estruturas necessárias como situações de aprisionamento e reservatórios porosos. Estruturas estas que são possíveis de correlacionar com os sistemas petrolíferos já descobertos no intervalo

de 200 milhas náuticas.

A área de estudo abordada neste projeto se encontra na Cozinha Externa do sistema petrolífero geral. Supõe-se que existam as mesmas rochas geradoras existentes na Cozinha Interna (**Figura 9**), onde localizam-se as principais rochas geradoras das bacias da margem sudeste brasileira, como as bacias de Campos e Santos (Zalán, 2018).

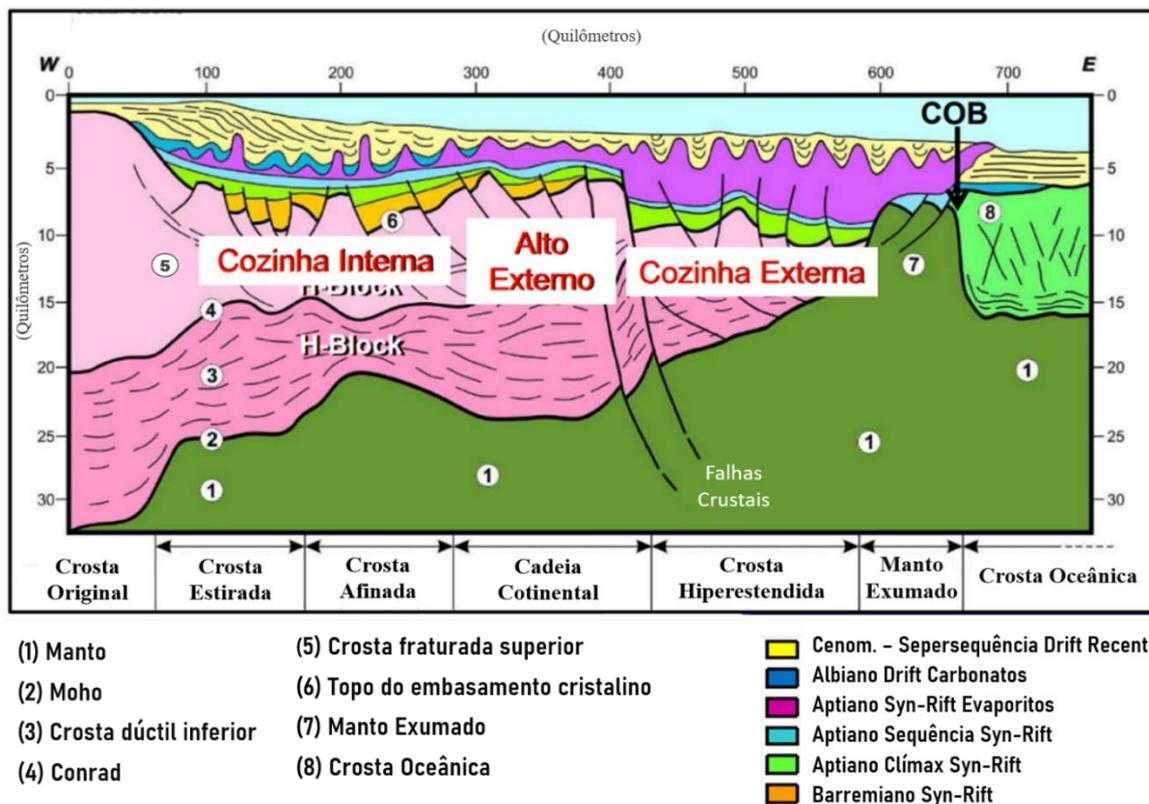
Figura 9: Domínios crustais sobre as cozinhas e altos focalizadores.



Fonte: Modificado de Zalán, 2018.

O termo Cozinha Interna é usado para designar os grabens interiores e seus folhelhos ricos em matéria orgânica. O Alto Externo é uma ampla formação de tendência contínua de grandes estruturas que percorrem pelas Bacias de Campos (direção N-S) e Santos (direção NE-SW), cortando-as ao meio como uma espinha dorsal. O Alto Externo é a expressão isostática da resistência da crosta continental que apresenta uma espessura crustal significativamente maior do que as regiões ao seu redor (crosta afinada e crosta hiperestendida) (Zalán, 2020) (**Figura 10**). A crosta continental situada a leste do Alto Externo e localizada sobre a crosta hiperestendida é onde se encontra a Cozinha Externa, representada pelos grabens similares aos presentes na Cozinha Interna.

Figura 10: Modelo crustal esquemático para as bacias de Campos, Santos e Espírito Santo.



Fonte: Modificado de Zalán, 2019

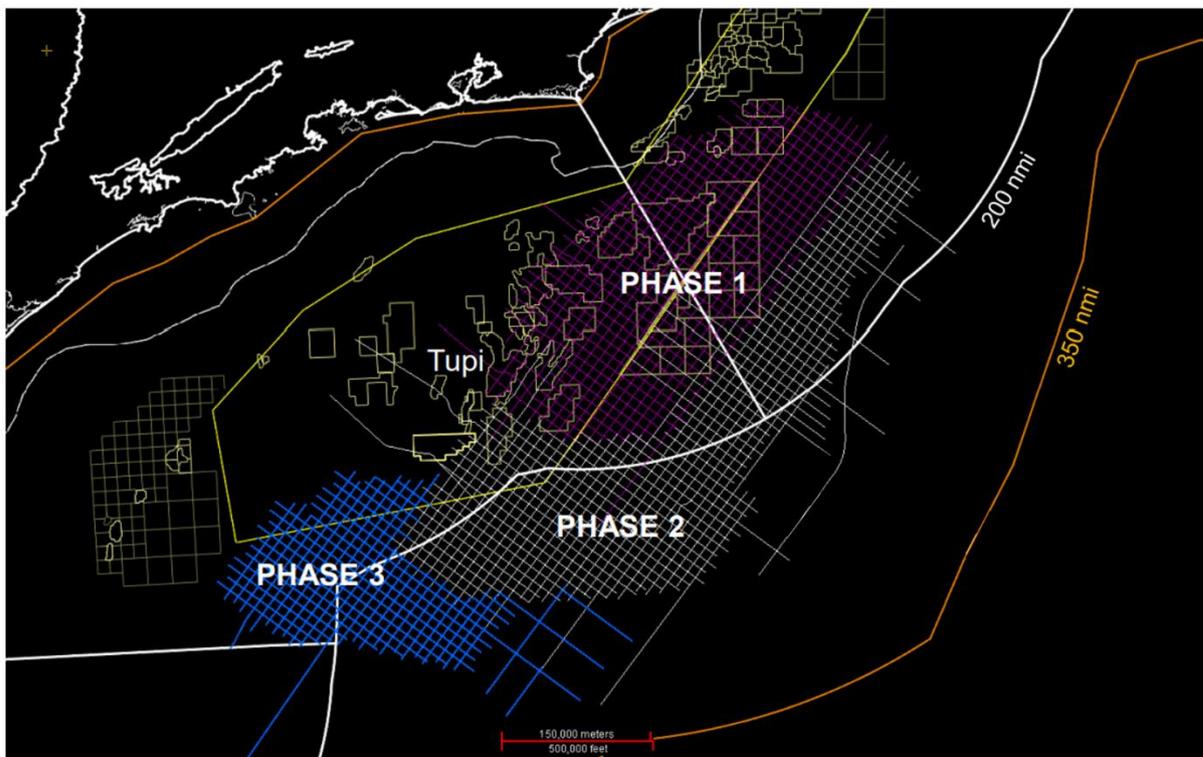
A figura 10 representa um modelo geológico esquemático válido para as bacias do sudeste do Brasil, exibindo os domínios comuns da crosta continental (cor rosa) e seu contato com a crosta oceânica (COB) por meio do manto exumado. Além disso, o modelo apresenta um visível afinamento da camada pós-sal e um aumento da espessura dos evaporitos que, de acordo com Zalán e Etherington (2020) varia entre aproximadamente 2 a 4 km.

As descobertas do Pré-sal são, majoritariamente, localizadas no Alto Externo, onde o óleo proveniente dos sistemas petrolíferos encontrados na cozinha interna se acumula. Segundo Zalán (2020), para dar início à nova fase exploratória focada na cozinha externa, é necessário seguir a direção do Alto Externo para a região de ultrafronteira como visto na figura 9.

Cruzando a linha correspondente às 200 milhas náuticas, encontra-se a área denominada de Santos Fase 2 (*PHASE 2*) pela TGS (**Figura 11**). De acordo com a revista TN Petróleo, um amplo trabalho de aquisição e de interpretação de dados geofísicos de toda a costa brasileira contribuiu para uma grande conquista diplomática e econômica para o país: a ampliação dos limites da plataforma continental nacional para 350 milhas náuticas a partir da linha da costa na região Sul, autorizada pela Organização das Nações Unidas (ONU). A decisão trouxe ao Brasil o direito de explorar os recursos naturais nesta nova região que equivale,

aproximadamente, à extensão do Uruguai.

Figura 11: Levantamentos 2D da TGS: PHASE 1, PHASE 2, PHASE 3.



Fonte: Modificado de Zalán, 2019.

### 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 3.1 ESTUDOS SÍSMICOS EXPLORATÓRIOS

Há uma divisão geral dos métodos de levantamentos geofísicos em dois tipos: os que fazem uso dos campos naturais da Terra (gravitacional, magnético, elétrico e eletromagnético) e aqueles que envolvem a aplicação na superfície de energia gerada artificialmente, onde envolvem a geração de ondas sísmicas, cuja velocidade de propagação e caminhos de transmissão através da subsuperfície são mapeados para fornecer informações sobre a distribuição dos limites geológicos em profundidade (Kearey, Brooks e Hill, 2009).

O contato entre diferentes tipos de corpos geológicos com diferentes velocidades de transmissão de ondas sísmicas, definem superfícies de separação em que as ondas sofrem refração, reflexão e difração. O objetivo da sísmica de exploração é inferir informações sobre as propriedades físicas das rochas e sobre os comportamentos das camadas através da observação da amplitude, frequência, fase, forma e tempos de chegada das ondas sísmicas (Telford, Geldart e Sheriff, 1990).

A exploração sísmica consiste em três etapas principais: aquisição, processamento e interpretação de dados. No processamento sísmico, as três principais etapas - deconvolução, empilhamento e migração - constituem a base do fluxograma de rotina. Processos auxiliares podem melhorar a eficácia desses principais processos, como a filtragem, direção do feixe e correções de estática residual (Yilmaz, 2001 *apud* Policarpo, 2017).

##### 3.1.1 MÉTODO SÍSMICO DE REFLEXÃO

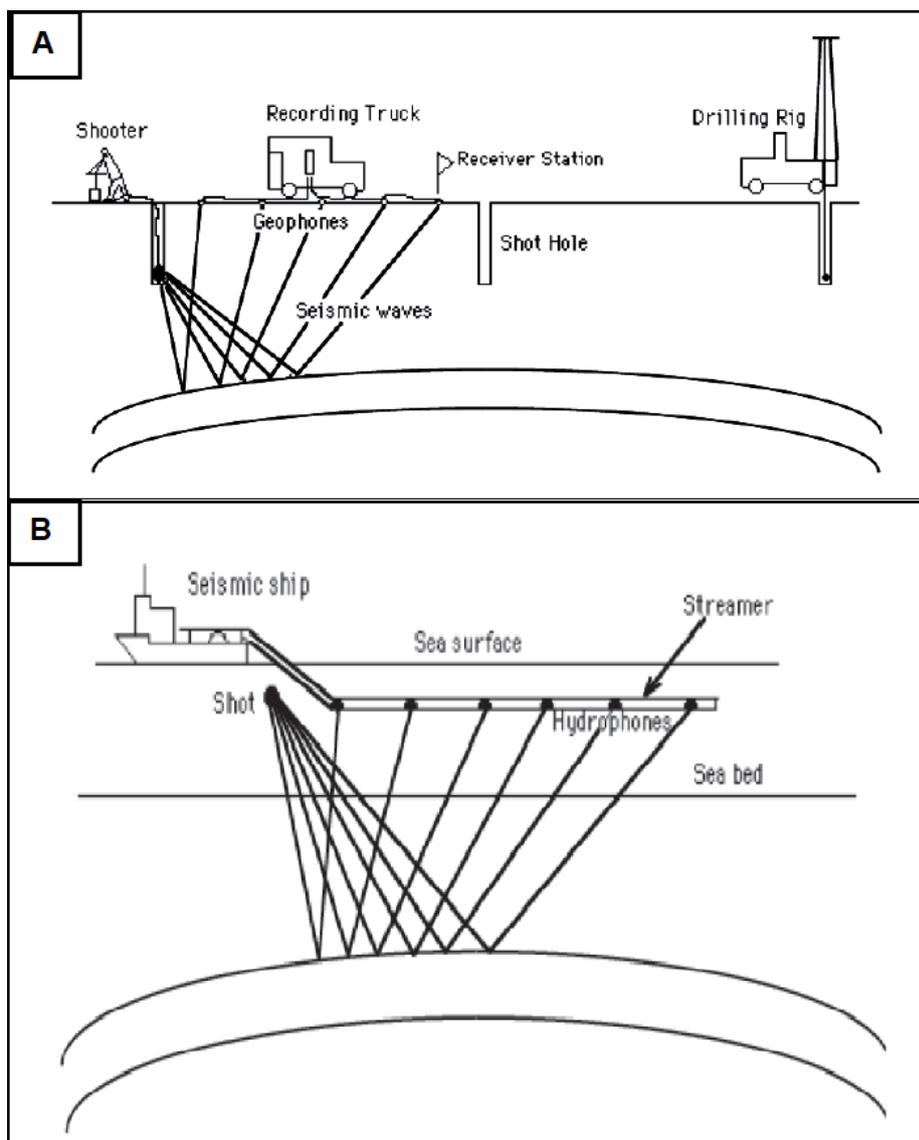
Devido ao enorme investimento feito pela indústria petrolífera, o levantamento sísmico de reflexão, além de ser a técnica geofísica mais utilizada, vem sendo aprimorado junto ao desenvolvimento da tecnologia eletrônica e de computação avançada. As seções sísmicas agora produzidas, revelam detalhes de estruturas geológicas em escalas que variam de dezenas de metros de camada de solo intemperizado até a litosfera como um todo (Kearey, Brooks e Hill, 2009). Esse levantamento normalmente é executado em áreas de seqüências sedimentares de baixos mergulhos, com ângulo de incidência próximo da normal, onde a velocidade varia com a profundidade devido às diferentes propriedades físicas de cada camada. A velocidade pode variar também horizontalmente, devido a mudanças laterais da litologia.

Este método consiste em medir os tempos de chegada das ondas sísmicas entre uma fonte e os receptores (geofones ou hidrofones) (**Figura 12**), após terem sido refletidas pela superfície

de contato entre as várias unidades litológicas. A partir dos tempos de chegada e das respectivas velocidades é possível reconstruir a trajetória das ondas P e S, dependendo do receptor utilizado, e delimitar a disposição dos horizontes sísmicos ao longo do perfil. A clareza com que estes dados de reflexão surgem, dependem de um coeficiente de reflexão que, por sua vez, depende da amplitude da onda incidente e refletida, da diferença de densidade entre o material inferior e superior e da relação da velocidade de propagação das ondas P entre os materiais. Quanto maior for a diferença de velocidade e densidade entre os materiais que limitam uma superfície, maior será a reflexão.

Porém, no levantamento sísmico de reflexão, os registros são normalmente restritos a pequenas distâncias de afastamento, menores que a distância crítica para as interfaces refletoras de maior interesse. As fases refletidas devem ter amplitudes muito baixas, uma vez que os refletores geológicos tendem a possuir coeficientes de reflexão pequenos. Dessa forma, as reflexões geralmente são mascaradas, nos registros sísmicos, por eventos de amplitudes mais altas, como ondas de corpo diretas ou refratadas, e por ondas de superfície. Os métodos de levantamento sísmico de reflexão, então, devem ser capazes de distinguir entre energia refletida e ruídos sincrônicos (Kearey, Brooks e Hill, 2009).

Figura 12: Exemplos de aquisições sísmicas (A) Aquisição sísmica terrestre (B) Aquisição sísmica marinha.

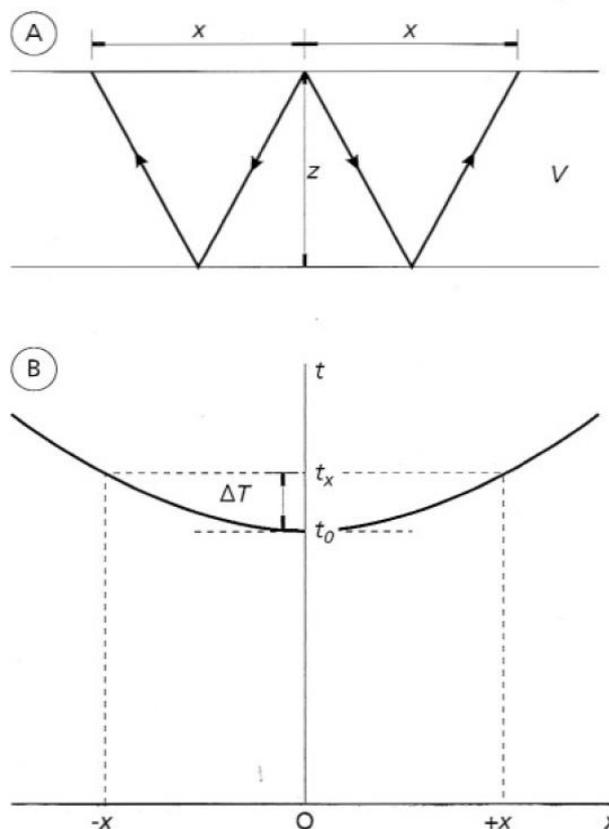


Fonte: Kearey, Brooks e Hill, 2009.

Em meios homogêneos e isotrópicos o tempo de percurso de um raio refletido é dado pela equação de uma hipérbole, formando uma curva tempo – distância, onde  $x$  = Distância de afastamento,  $z$  = Profundidade e  $V$  = Velocidade (**Figura 13**):

$$t_{ref} = (x^2 + 4z^2)^{1/2}/V \quad (1)$$

Figura 13: (A) Seção através de uma camada horizontal única mostrando a geometria das trajetórias dos raios refletidos (B) curva tempo-distância para raios refletidos a partir de um refletor horizontal.



Fonte: Kearey, Brooks e Hill, 2009.

O sobretempo normal (NMO) para uma distância de afastamento  $x$  é a diferença no tempo de percurso entre as chegadas refletidas para  $x$  e para o afastamento zero, logo, também é uma função do afastamento, da velocidade e da profundidade do refletor. Dessa forma, o conceito de sobretempo é fundamental para a identificação e correlação dos eventos de reflexão, além do cálculo das velocidades utilizando os dados de reflexão (Kearey, Brooks e Hill, 2009).

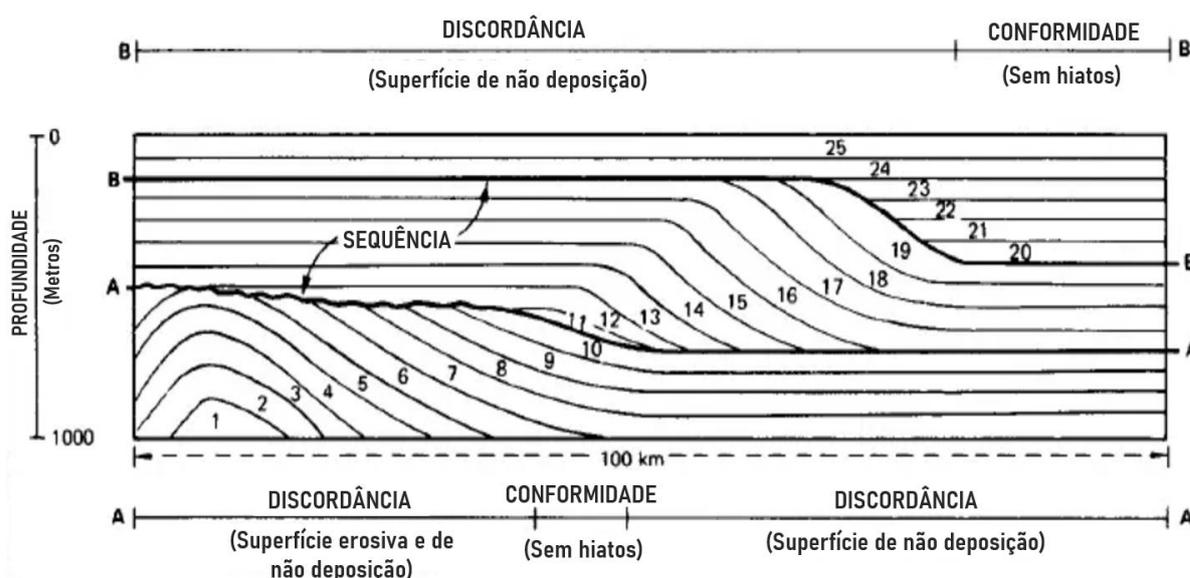
### 3.2 SISMOESTRATIGRAFIA

Em contraste com todos os outros tipos de estratigrafia, e apesar de se tornar um método tão moderno de análise estratigráfica, o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica de 86, feito para auxiliar o mapeamento de superfície, está em revisão e deve ser apresentado pela SBG em 2021. A razão para isso é a falta de acordo sobre alguns conceitos estratigráficos de sequências, incluindo a própria definição de uma "sequência", e também a proliferação de um jargão incrivelmente complexo que é quase impossível de padronizar (Catuneanu, 2002). Parte do problema vem do fato de que a posição do limite da sequência, no espaço e tempo,

varia de um modelo para outro. No entanto, todas as versões de limites de sequência incluem ambas as porções discordantes e concordantes, o que significa que a definição original de Mitchum (1977) ainda se encaixa na maioria dos casos.

Segundo Mitchum (1977) uma sequência deposicional é uma unidade estratigráfica composta de uma sucessão relativamente conforme de estratos geneticamente relacionados e delimitada em seu topo e sua base por discordâncias ou conformidades correlatas. A figura 14 ilustra os conceitos básicos de uma sequência deposicional. Por ser determinada por um único critério, que é a relação física dos próprios estratos, não é dependente de determinações de tipos de rochas, fósseis, processos de deposição ou outros critérios que geralmente são subjetivos e variados dentro de uma determinada sequência.

Figura 14: Conceitos básicos de sequência deposicional.



Fonte: Modificado de Mitchum, Vail e Thompson III, 1977.

A figura 14 apresenta limites definidos pelas superfícies A e B que passam lateralmente de inconformidades para conformidades correlativas. Unidades individuais dos estratos foram traçados de 1 a 25 seguindo as superfícies de estratificação. Onde as unidades de estratos estão faltando, é possível observar hiatos (Mitchum, Vail e Thompson III, 1977).

O hiato, representado pela parte discordante de um limite de sequência, pode variar de cerca de um milhão de anos a centenas de milhões de anos, entretanto, a discordância é cronoestratigraficamente significativa porque, em geral, as rochas acima de uma discordância são mais jovens do que aquelas que estão abaixo (Mitchum, Vail e Thompson III, 1977).

Pode-se caracterizar a discordância como uma superfície erosiva, ou de não deposição, que separa os estratos de diferentes idades e representa um hiato significativo de tempo. Já a conformidade, também pode ser considerada uma superfície que separa os estratos mais jovens dos antigos, porém ao longo da qual não há evidência física de erosão ou de não deposição, logo, nenhum hiato significativo é indicado (Mitchum, Vail e Thompson III, 1977).

É importante ressaltar que nenhuma escala está associada com a definição de conceitos estratigráficos de sequências. Isso significa que a mesma terminologia pode e deve ser aplicada para sequências, tratos de sistema e superfícies que se desenvolvem em diferentes escalas temporais e espaciais (Catuneanu, 2002). As diferenças entre sequências, tratos de sistemas e superfícies de maior e menor escala, são resolvidas através do uso de modificadores como primeira ordem, segunda ordem e terceira ordem, muitas vezes em um sentido relativo.

### 3.2.1 FÁCIES SÍSMICAS

As fácies sísmicas têm seu conceito associado à sismoestratigrafia, que por sua vez está fortemente relacionada à estratigrafia de sequências. Segundo Severiano Ribeiro (2001), a sismoestratigrafia remonta da década de 60 com os primeiros conceitos sendo definidos por dois grupos distintos de geocientistas, sendo um liderado por Vail e o outro por Fisher. Vail fez uso da sismoestratigrafia relacionada aos movimentos eustáticos, enquanto Fisher com a ajuda de Brown Jr e sua equipe focou em utilizar a estratigrafia sísmica para identificar sistemas deposicionais, aplicado com sucesso na margem continental brasileira, auxiliando na descoberta dos campos de água rasa. Após isto, diversos trabalhos começaram a ser publicados, até que em 1977 uma publicação na AAPG Memoir #26 definiu alguns conceitos utilizados até hoje (Oliveira Neto, 2019).

O conceito de fácies sísmicas possui definição análoga ao de fácies sedimentar: é uma unidade tridimensional, com área definida, constituída por reflexões sísmicas cujos parâmetros inerentes diferem das fácies adjacentes (Severiano Ribeiro, 2001 apud Oliveira Neto, 2019).

Uma vez que os dados sísmicos tenham sido divididos em pacotes deposicionais, a análise sismoestratigráfica pode ser iniciada a partir das relações de terminações de refletores e das características desses refletores, os quais compõem uma fácies sísmica, descritas por Sangree & Windmier (1977) e mencionada por Karam (2005), como a interpretação de fácies deposicionais a partir de dados de reflexão sísmica. Isso envolve o delineamento e interpretação da geometria da reflexão, da continuidade, da amplitude, da frequência, bem como da

velocidade intervalar, além da forma externa e das associações tridimensionais de grupos de reflexões. Cada um desses parâmetros contém informações de significado estratigráfico (Karam, 2005).

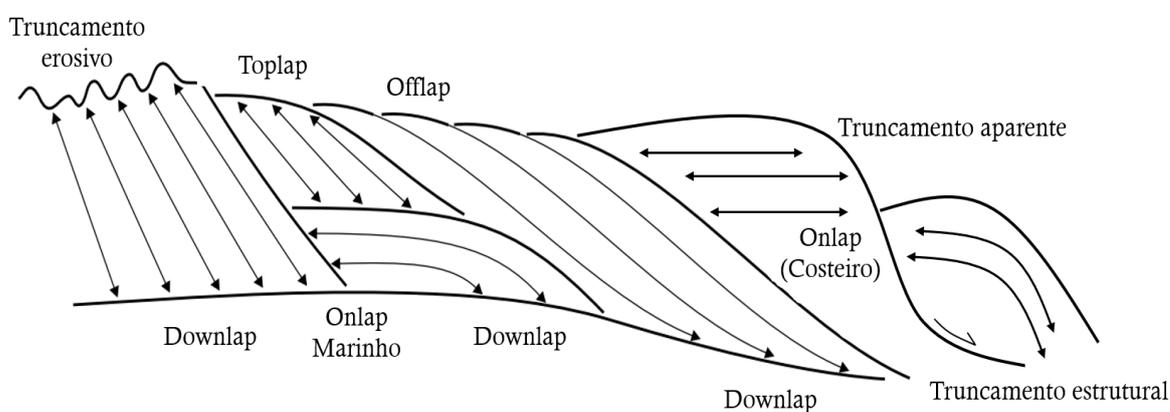
As configurações de reflexão revelam os padrões de estratificação dos processos deposicionais, da erosão e da paleotopografia que podem ser interpretados. A energia dos refletores contém informações da impedância de interfaces individuais e seu espaçamento. Ela é usada para prever mudanças laterais no acamamento e ocorrências de hidrocarbonetos. A frequência é uma característica natural do pulso sísmico, que determina a penetração no sedimento, indicando assim, propriedades dos estratos, como o espaçamento dos refletores ou mudanças laterais nos intervalos de velocidade, associadas com a ocorrência de gás. O agrupamento desses parâmetros em unidades de sismofácies mapeáveis permite sua interpretação em termos de ambientes deposicionais, fonte sedimentar e ambiente geológico. A configuração dos estratos é interpretada a partir da configuração da reflexão sísmica e se refere aos padrões geométricos e às relações dos estratos dentro de uma unidade estratigráfica. Eles são indicativos dos processos e ambientes deposicionais e, posteriormente, da movimentação estrutural (Mitchum Jr. *et al.*, 1977b).

### 3.2.1.1 FEIÇÕES GEOMÉTRICAS

#### 3.2.1.1.1 TERMINAÇÃO DE REFLETORES

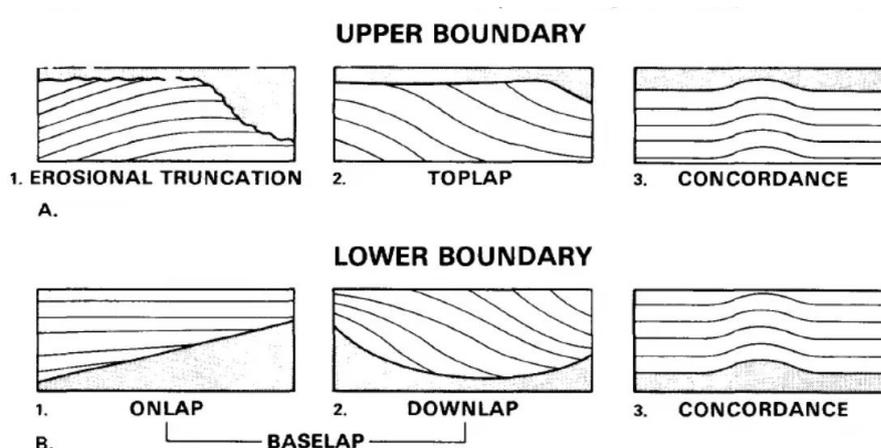
A análise sismoestratigráfica pode ser realizada a partir das relações de terminações de refletores (**Figuras 17 e 18**) e de suas características, os quais compõem uma fácies sísmica.

Figura 15: Tipos de terminações de refletores.



Fonte: Modificado de Catuneanu, 2002.

Figura 16: Relações de estratos com limites de seqüências deposicionais.



Fonte: Mitchum, Vail e Thompson, 1977.

*Lapout* é a terminação lateral de um refletor (geralmente um plano de acamamento) contra seu limite deposicional, enquanto truncamento implica que o refletor originalmente se estendia para mais adiante, porém foi erodido (truncamento erosional) ou truncado por um plano de falha, por uma superfície de escorregamento, pelo contato com uma camada de sal, folhelho móvel ou uma intrusão ígnea (Mitchum, Vail e Thompson III, 1977).

O *lapout* denomina-se *baselap* quando ocorre no limite inferior de uma unidade sísmica e o *toplap* no seu limite superior. O *baselap* consiste em dois tipos de reflexões: a) *downlap*, onde o mergulho da superfície é menor do que o mergulho do estrato sobrejacente e b) *onlap*, onde o mergulho da superfície é maior do que o mergulho dos estratos (**Figura 18**) (Karam, 2005).

O *downlap* é visto comumente na base de clinofórmias prográdantes e usualmente representa a progradação de um sistema de talude de margem de bacia em direção à águas profundas. O *downlap*, portanto, representa uma mudança de deposição marinha, ou lacustrina, inclinada para uma condensação ou não deposição (Emery & Myers, 1996 *apud* Karam, 2005).

Segundo Karam (2005), o *onlap* é reconhecido nos dados sísmicos pelas reflexões de terminações de baixo ângulo contra uma superfície sísmica inclinada. Dois tipos de *onlap* são reconhecidos: o *onlap marinho*, representando uma mudança de deposição marinha para não deposição marinha ou condensação, ocasionando assim um preenchimento parcial do espaço por sedimentos marinhos. Os padrões de *onlap marinho* não podem ser usados para determinar mudanças no nível relativo do mar. Este tipo de *onlap* reflete uma mudança de fácies submarinas de significantes taxas de deposição para sedimentos pelágicos de baixa energia.

O ***onlap* costeiro** é o *onlap* de sedimentos não marinhos, parálicos ou marinhos costeiros, e representa a mudança de uma zona de deposição para uma de erosão e não deposição de uma margem de bacia (subaérea ou plataforma). O *onlap* costeiro não ocorre necessariamente na linha de costa e, o progressivo *onlap* costeiro em direção ao continente, pode acompanhar uma transgressão ou uma regressão dependendo da taxa de suprimento sedimentar (Emery & Myers, 1996 *apud* Karam, 2005).

***Toplap*** é a terminação de reflexões inclinadas contra uma superfície de baixo ângulo sobrejacente, representando um limite deposicional proximal. Nos estratos marinhos marginais, o *toplap* representa uma mudança de deposição inclinada para *by-pass*, erosão não-marinha ou marinha rasa e é caracterizado como uma discordância. Num ambiente marinho profundo, uma superfície aparente de *toplap* é muito mais provável de ser uma superfície de erosão marinha como visto nos contornitos.

***Offlap*** é a única feição presente na figura 17 que não é uma terminação, mas sim um comportamento dos estratos. É visto comumente no topo de clinofórmias prográdantes e pode representar a progradação de um sistema de talude de margem de bacia em direção a águas profundas

A terminação denominada de truncamento pode ser subdividida em três partes: truncamento erosivo, truncamento aparente e truncamento estrutural.

O **truncamento erosivo** é a terminação de estratos contra uma superfície erosiva sobrejacente. Este tipo de truncamento é mais erosivo do que o *toplap* e implica no desenvolvimento de um relevo de caráter erosivo ou no desenvolvimento de uma discordância angular. A superfície de erosão pode ser marinha, como a base de um cânion, um canal ou uma superfície de escorregamento, ou uma superfície de erosão não-marinha desenvolvida num limite de sequências (Mitchum, Vail e Thompson III, 1977).

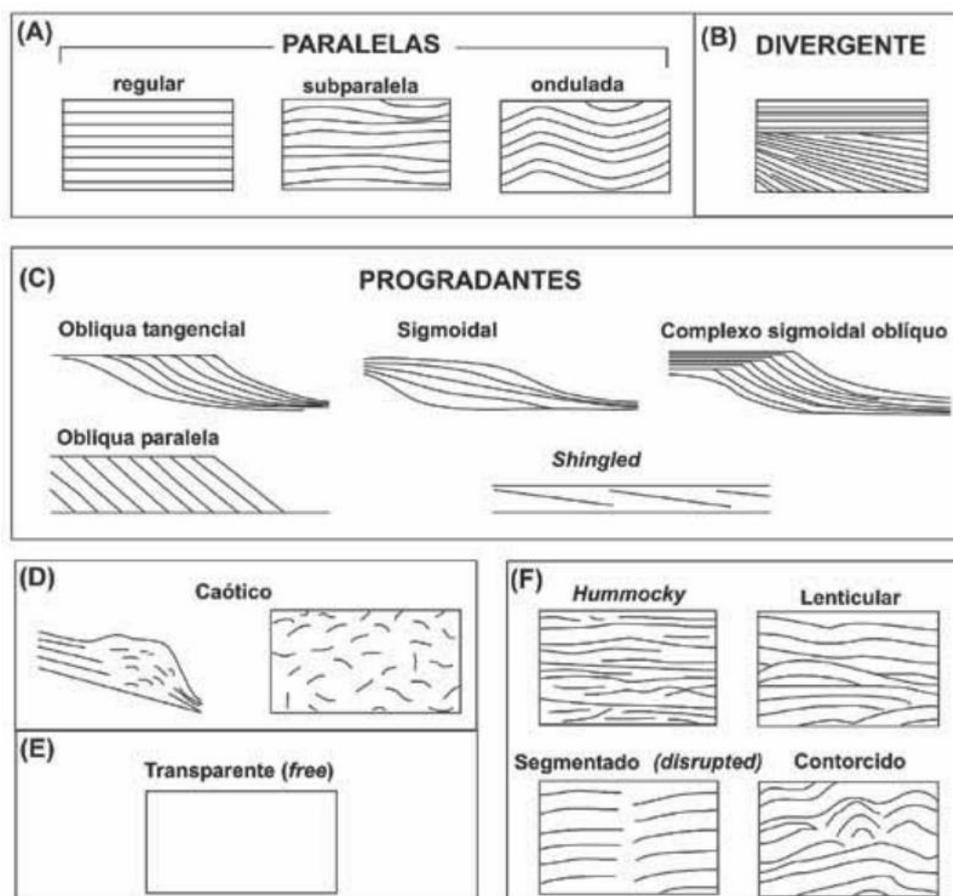
**Truncamento aparente** é a terminação de reflexões sísmicas de baixo ângulo em uma superfície sísmica inclinada, onde esta superfície representa uma condensação marinha. Esta terminação representa um limite deposicional distal geralmente no topo das camadas, mas algumas vezes dentro de leques submarinos.

**Truncamento estrutural** representa a terminação lateral de reflexões de um estrato por interrupção estrutural. A interrupção estrutural pode ser produzida por um plano de falha sin ou pós-deposicional, escorregamento, deslizamento ou plano de intrusão ígnea (Mitchum, 1977). A terminação contra um antigo plano de falha é *onlap*.

### 3.2.1.1.2 CONFIGURAÇÕES INTERNAS

Mitchum Jr. *et al.* (1977) descreveram alguns padrões básicos de configurações internas de refletores (**Figura 19**), sumarizados abaixo.

Figura 17: Padrões internos de configurações de sismofácies.



Fonte: Modificado de Mitchum Jr. *et al.*, 1977 apud Karam, 2005)

As configurações **paralelas/subparalelas** (**Figura 19A**) indicam uma taxa de deposição uniforme dos estratos, sobre uma superfície estável (bacia) ou numa plataforma uniformemente subsidente (Karam, 2005).

A configuração **divergente** (**Figura 19B**) pode indicar uma variação em área na taxa de deposição, inclinação progressiva do substrato ou os dois fatores associados.

De acordo com Karam (2005), as configurações **progradantes** (**Figura 19C**) ocorrem em áreas de superposição lateral de estratos, constituindo-se em superfícies inclinadas

denominadas de clinofomas. Os padrões das clinofomas diferem em função das variações na razão de deposição e profundidade da lâmina d'água. No padrão oblíquo, o ângulo de mergulho é relativamente alto, as terminações mergulho acima são em *toplap* e mergulho abaixo em *downlap*. As clinofomas oblíquas podem ser subdivididas em: tangencial, quando o mergulho do *foreset* diminui gradualmente na sua porção inferior, suavizando no *bottomset* e, paralelo, quando a terminação mergulho abaixo se der em alto ângulo contra a superfície inferior da sequência ou unidade sísmica (**Figura 19C**). Esse tipo de padrão combina condições de suprimento sedimentar relativamente alto, pouca ou nenhuma subsidência e nível do mar estacionário, indicando águas rasas e alta energia de deposição.

As clinofomas sigmoidais (**Figura 19C**) caracterizam-se pela disposição lateral em forma de “S”, através do crescimento progressivo em superfícies que mergulham suavemente para águas profundas. Esse tipo de clinofoma sugere baixa taxa de suprimento sedimentar, subsidência contínua ou subida relativamente rápida do nível do mar num ambiente deposicional de baixa energia. O complexo sigmoidal-oblíquo combina os padrões sigmoidal e oblíquo dentro de uma fácies sísmica, originando-se num ambiente deposicional de alta energia, onde ocorre a alternância de processos construtivos (sigmoides) e *bypass* sedimentar nos *topsets* (oblíquo) (Mitchum, Vail e Thompson III, 1977).

A configuração *shingled* (**Figura 19C**) é um padrão progradante de pouca espessura, com os limites superior e inferior paralelos e cujos refletores internos apresentam mergulhos suaves terminando em *toplap* aparente e *downlap*. Este padrão está associado com ambientes deposicionais de águas rasas (Mitchum, Vail e Thompson III, 1977).

As configurações caóticas (**Figura 19D**) consistem em reflexões discordantes e descontínuas, sugerindo um arranjo desordenado das superfícies de reflexão, podendo indicar um ambiente de energia alta e variável, deformações penecontemporâneas ou posteriores à deposição. Estas reflexões podem ser interpretadas em estratos com dobramentos, falhas pequenas, estruturas de escorregamento ou convolutas (Karam, 2005).

O padrão sem reflexões (*reflection free*) (**Figura 19E**) pode caracterizar pacotes sedimentares intensamente dobrados ou com mergulhos íngremes, assim como litologias homogêneas para o método sísmico ou não-estratificadas, como alguns tipos de folhelhos, arenitos espessos, carbonatos maciços, camadas de sal ou corpos ígneos (Karam, 2005).

A configuração *hummocky* (**Figura 19F**) consiste de segmentos descontínuos, subparalelos, formando um padrão randômico ondulado e segmentado. Este padrão grada

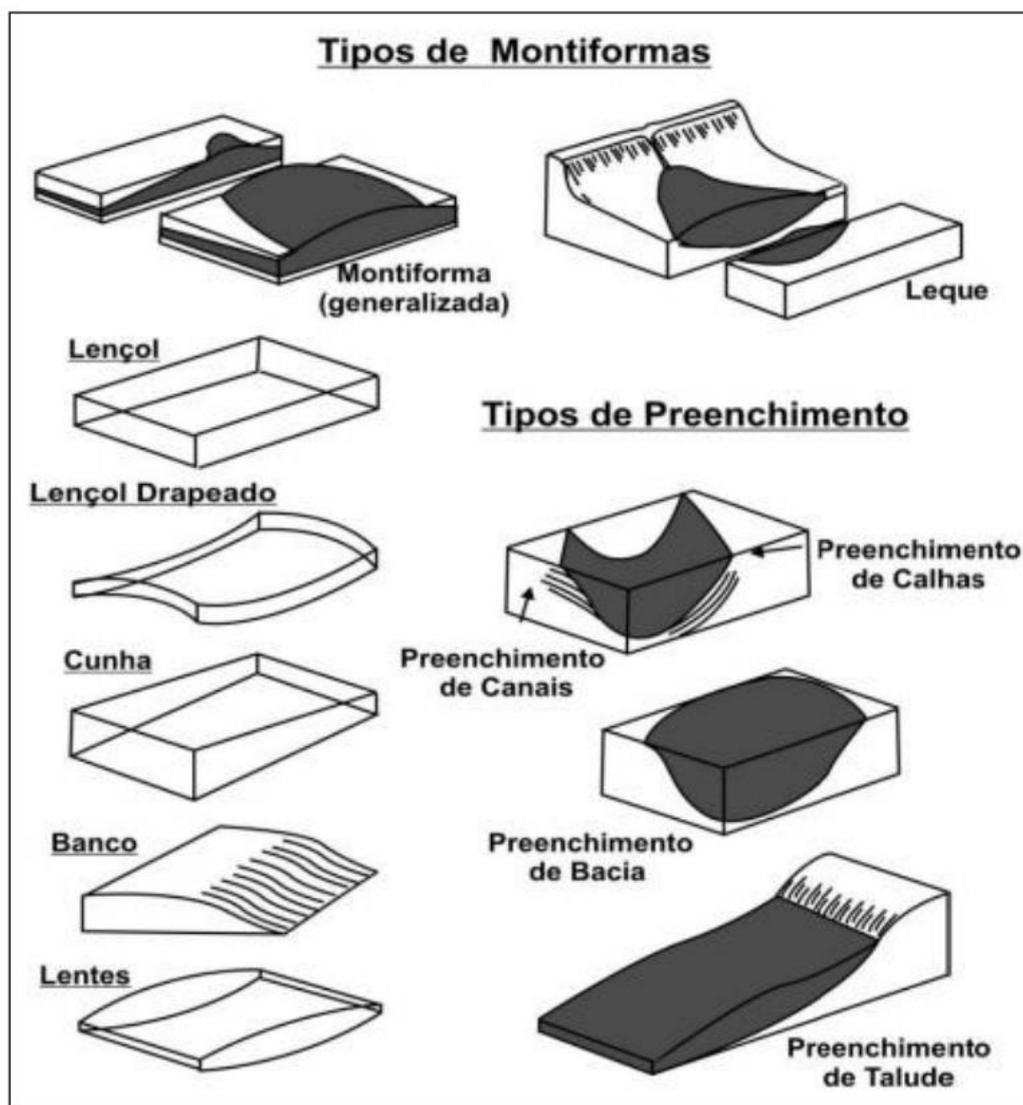
lateralmente para padrões de clinofomas maiores e melhor definidos e, em direção ao topo, grada para reflexões paralelas. Esse tipo de padrão é interpretado, geralmente, como lobos de estratos interdigitados no prodelta ou leques ou numa posição interdeltáica (Mitchum, Vail e Thompson III, 1977). Os outros padrões de configurações (lenticular, segmentado, contorcido e ondulada) (**Figura 19F**) são variações dos padrões básicos.

### 3.2.1.1.3 CONFIGURAÇÕES EXTERNAS

Outras características importantes das sismofácies são suas formas tridimensionais e sua expressão areal, denominadas geometria de fácies sísmicas (Brown Jr. & Fischer, 1980 *apud* Oliveira Neto, 2019). As geometrias podem ser em formato de lençol (*sheet*), cunhas (*wedge*), bancos (*bank*), montiformas (*mounds*) e de preenchimento (*fill types*). Mitchum Jr. *et al.* (1977) definem estas geometrias, representadas nas figuras 20, 21 e 22, associando-as aos depósitos sedimentares mais frequentes.

Lençóis, cunhas e bancos (**Figura 20**) são as unidades de fácies sísmicas mais comuns em plataforma. Padrões paralelos, divergentes e progradantes compõem as configurações internas destas unidades. O padrão lençol drapeado (*sheet drape*) consiste em reflexões paralelas interpretadas como estratos ondulados de acordo com a topografia subjacente num padrão que sugere deposição uniforme, de baixa energia, deposição marinha-profunda independente do relevo do fundo. As lentes são as formas externas características de clinofomas progradantes (Karam, 2005). Os *mounds* e os tipos de preenchimento são grupos de formas sísmicas derivados de estratos de diferentes origens, formando saliências ou depressões preenchidas nas superfícies deposicionais.

Figura 18: Geometrias de fácies sísmicas.

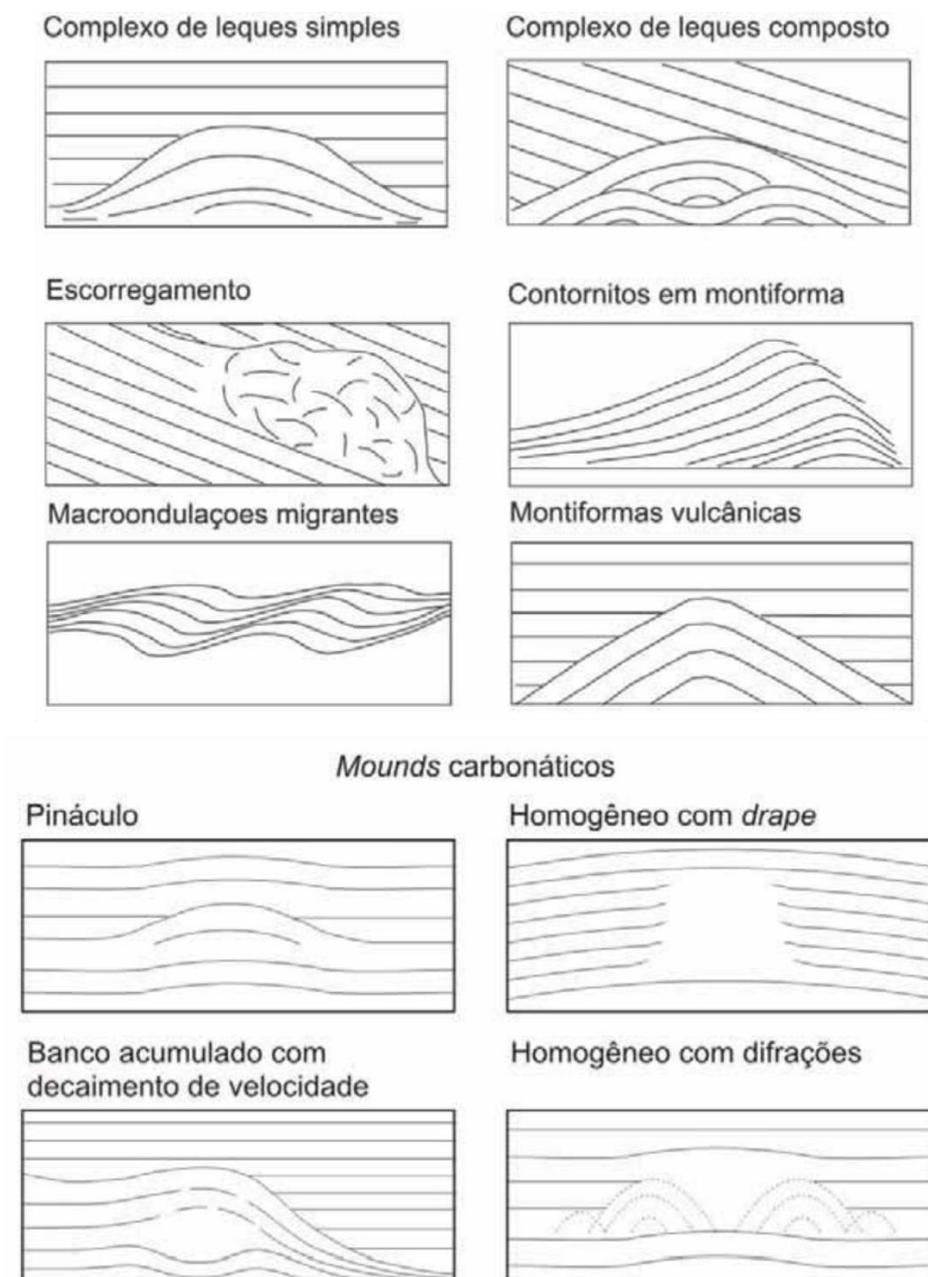


Fonte: Mitchum Jr. *et al.* (1977)

*Mounds* são configurações de reflexões interpretadas como estratos que formam elevações acima do nível geral das camadas circundantes. Os *mounds* podem ser resultantes de processos deposicionais clásticos, vulcânicos ou até mesmo construções orgânicas. Geralmente são de pequeno porte e seus limites externos podem ser definidos em seções sísmicas caracterizados por *onlap* e *downlap* dos estratos subjacentes os quais preenchem o espaço ao seu redor. É feita uma subdivisão descritiva desse tipo de forma, baseada na configuração interna e geometria externa, a qual é considerada somente um passo preliminar na interpretação genética dos *mounds* (Karam, 2005).

A figura 21 mostra os diversos tipos de *mounds* com suas formas bidimensionais externas e a configuração de reflexão interna de alguns grupos genéticos.

Figura 19: Padrões dos refletores internos de sismofácies em montiformas.

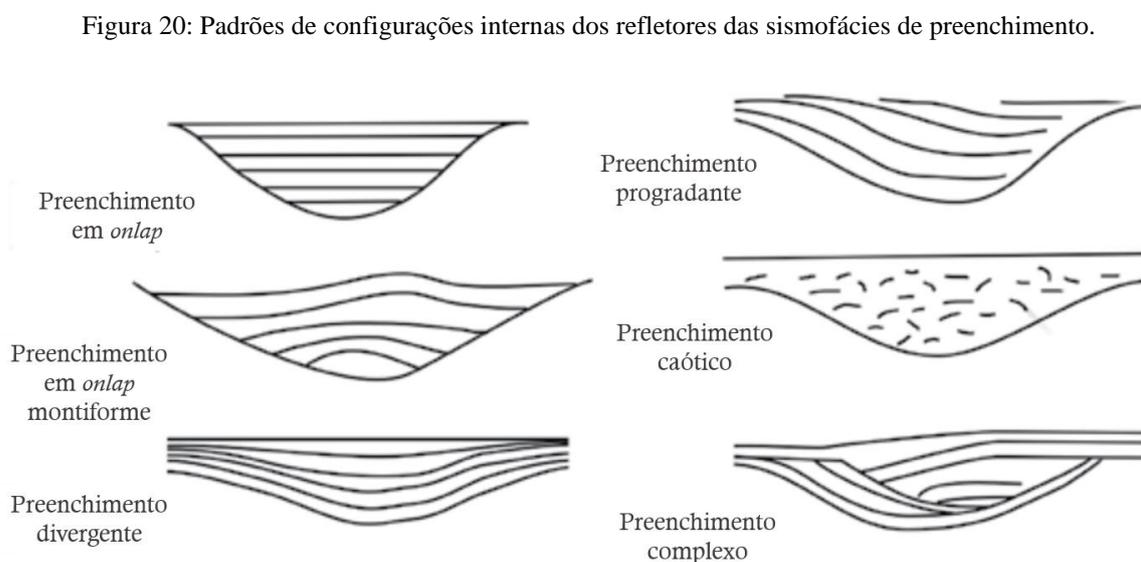


Fonte: Modificado de Mitchum Jr. *et al.*, 1977 *apud* Karam, 2005).

A configuração de migração de onda é formada por reflexões superpostas e é interpretada como uma série de camadas depositadas por ondas que se movem através de uma superfície horizontal. Em alguns casos, o tamanho do *mound* é tão pequeno que não pode ser claramente definido ou mapeado sismicamente. O padrão de reflexão *hummocky* é o resultado

do agrupamento destas pequenas feições (Mitchum Jr. *et al.*, 1977 *apud* Karam, 2005).

Os padrões de reflexão de corte e preenchimento são interpretados como estratos que preenchem feições de relevo negativo (Mitchum Jr. *et al.*, 1977) (**Figura 22**). As reflexões subjacentes podem mostrar truncamento erosivo ou concordância ao longo da superfície basal da unidade de preenchimento que, por sua vez, podem ser classificadas pela sua forma externa. Os padrões de preenchimento representam estruturas de origens variadas, como canais erosionais, preenchimento de cânion, leques, escorregamentos, entre outros.



Fonte: Modificado de Mitchum Jr. *et al.*, 1977 *apud* Karam, 2005).

### 3.3 EVAPORITOS

O sal é uma substância tão rica que se tornou alvo de interesse multidisciplinar, tal como: religião, química, biologia, física, engenharia, geofísica e geologia. Na geologia, o sal vem sendo estudado para compreender a sua origem, formação e dinâmica ao longo do tempo, bem como o seu potencial como recurso mineral. Estudos mais específicos sobre a halocinese ou tectônica do sal, que tratam da cinemática desses corpos dentro de uma bacia sedimentar, também vêm sendo realizados. Existem alguns fatores que tornam o sal muito importante para a geologia do petróleo e, conseqüentemente, para a exploração de hidrocarbonetos. Dentre eles, a forte influência que a halocinese exerce sobre os sedimentos encaixantes, gerando trapas, a ausência de porosidade e permeabilidade, que o torna uma perfeita rocha selante, além do ambiente em que é depositado, que geralmente está associado a altas atividades biológicas (Mohriak *et al.*, 2001).

Warrem (2006) define evaporito como uma rocha que foi originalmente precipitada através de uma superfície saturada de sal, gerada a partir da evaporação solar (**Figura 23**). Essa simples definição abrange uma ampla quantidade de precipitações químicas e inclui carbonatos alcalino-terrosos.

Figura 21: Precipitação de evaporitos impulsionada pela evaporação.



Fonte: Modificado de Harraz, 2015.

### 3.3.1 FORMAÇÃO DE EVAPORITOS

Os evaporitos são rochas formadas geralmente em ambientes com baixo aporte sedimentar terrígeno, submetidos a climas secos e com altas taxas de evaporação de água, comumente maior do que a taxa de precipitação. Os evaporitos são materiais diferentes das rochas comuns, pois possuem tanto características de sólidos quanto de líquidos. Pode-se dizer, que os evaporitos são rochas temporárias ou móveis, movimentam-se com muita facilidade, tanto quimicamente em solução aquosa, como fisicamente em fluxo sólido (Mohriak *et al.*, 2001).

As rochas evaporíticas salíferas são formadas, principalmente, pelo mineral halita (NaCl). Em sua forma pura, apresenta dureza de 2,5 e densidade aproximada de  $2,17\text{g/cm}^3$ . Uma característica importante desse mineral é que a sua densidade não varia com a

profundidade de soterramento, tornando-o particularmente suscetível à movimentação em profundidades rasas (Jenyon, 1986 *apud* Caldas e Zalán, 2009). Em poucas centenas de metros de profundidade (0,5km a 0,9km), a densidade dos sedimentos sobrepostos aumenta com a perda de água e compactação, excedendo a do sal, tornando-o flutuante (Warren, 2006) e suscetível à movimentação. Portanto, tal como a água, o sal flui das regiões de maior energia para as de mais baixa energia potencial (Caldas e Zalán, 2009).

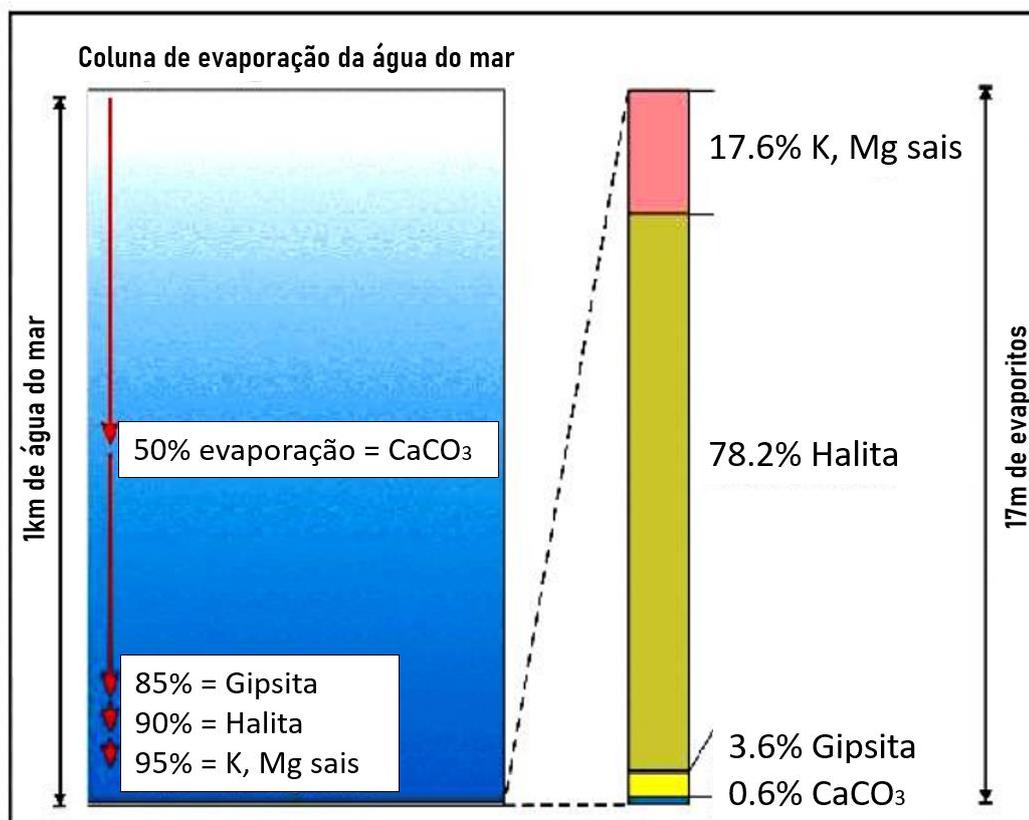
Evolução, geometria e magnitude de estruturas halocinéticas são regidas por seis mecanismos: espalhamento gravitacional, fluatibilidade, sobrecarga diferencial, convecção térmica, compressão e distensão (Jackson e Talbot, 1986 *apud* Caldas e Zalán, 2009). Cobbold e Szatmari (1991) também classificaram a influência gravitacional como um importante mecanismo responsável pela movimentação do sal (Caldas e Zalán, 2009).

Os ambientes de formação dos evaporitos podem ocorrer tanto em ambientes marinhos (rasos e profundos) como em ambientes continentais. O ambiente marginal marinho característico é representado pelas planícies do tipo *sabkha* e salinas. Outros ambientes importantes para formação de evaporitos são os lagos salinos em áreas continentais, que podem formar espessas camadas de sais e carbonatos em sequências lacustres (Silva *et al.*, 2000 *apud* Viana 2018).

Quando ocorre a evaporação da água do mar em um ambiente restrito, uma gama de minerais é precipitada em uma sequência bem definida. (Mohriak *et al.*, 2001). Em um primeiro momento ocorre a precipitação de carbonatos, mais especificamente, aragonita ou calcita. Posteriormente, ocorre a precipitação de gipsita, que posteriormente se transforma em anidrita à medida que se perde água cristalina. Em seguida então, precipita-se a halita, o mineral evaporítico salífero mais abundante. Ainda nessa sequência ocorre a precipitação de sais mais complexos de potássio e magnésio como a silvinita e a carnalita (Silva *et al.*, 2000 *apud* Viana 2018).

A partir de uma experiência de modelo simplificado, apresentado por Harraz (2015), é possível observar, na figura 24, que nos primeiros 50% de evaporação ocorre a presença de carbonatos, em seguida com 80 a 85% de evaporação a gipsita, logo após a halita com 90% e, por fim, sais de K e Mg. Se uma coluna de água do mar com mil metros é evaporada por completo, o depósito de sal precipitado teria cerca de 17 metros de espessura. Sendo 0,6m de gipsita (anidrita), 13,3m de halita e o restante de 2,7m seria principalmente de sais de potássio e magnésio.

Figura 22: Coluna de evaporação da água do mar e precipitação dos principais sais e os seus volumes.



Fonte: Modificado de Harraz, 2015.

### 3.3.2 HALOCINESE

A tectônica consiste na parte da geologia que destina os estudos a qualquer processo em que se tem movimentação ou deslocamento de massas rochosas, construindo ou reorganizando a estrutura terrestre devido a tensões crustais. A tectônica é de extrema importância para o melhor entendimento da dinâmica terrestre e para a investigação da história geológica de uma determinada região (Viana, 2018).

O termo denominado halocinese ou tectônica do sal ocorre quando há movimentação e ascensão das rochas evaporíticas por conta da ação de tensões crustais e influências gravitacionais. As propriedades físicas dos evaporitos tem grande influência sobre a halocinese, principalmente na capacidade de fluir de zonas de alta pressão para zonas de menor pressão (Fossen, 2010 *apud* Viana).

O sal se deforma quando submetido a uma carga, sendo essa singularidade e a não compressibilidade as principais causas da sua instabilidade. Em função disso, historicamente,

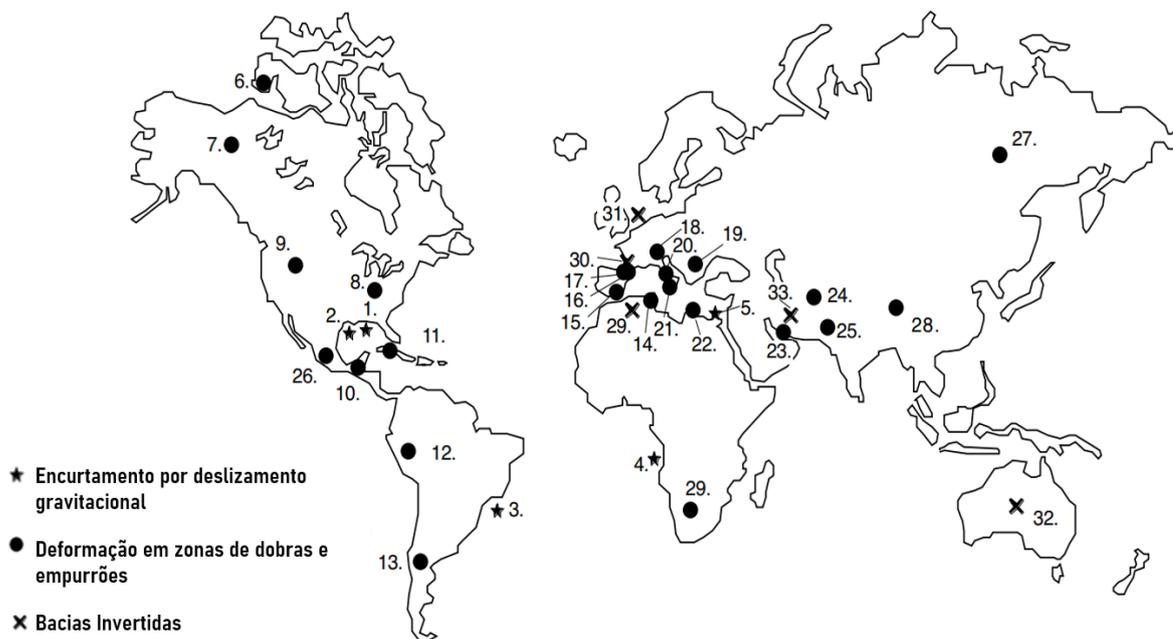
é possível observar que as bacias sedimentares que possuem grande acúmulo de sal têm a tendência de se deformarem muito mais do que as bacias que não têm a presença de sal (Fossen, 2010 *apud* Viana, 2018). A baixa viscosidade do sal permite o seu escoamento sob forças em desequilíbrio, que ocorrem na natureza, principalmente, em duas formas de forças/cargas: gravitacional e deslocamento (Viana, 2018).

A coluna sedimentar que se sobrepõe varia lateralmente em espessura ou densidade, fazendo com que o sal subjacente flua lateralmente em direção a uma sobrecarga mais fina ou menos densa. No entanto, mesmo que a sobrecarga esteja distribuída de forma irregular, pode não ocorrer a deformação do corpo de sal, pois se os sedimentos sobrepostos são suficientemente densos, eles serão muito pesados para serem erguidos e muito fortes para serem perfurados pelo sal, apesar de sua alta fluidez (Viana, 2018).

O sal tem por sua origem a deposição em camadas planas. As forças citadas anteriormente transformam essas camadas em grandes montanhas de sal, que tendem a formar os diápiros salinos. Enquanto um diápiro permanecer passivo, ele cresce em altura à medida que os sedimentos vão sendo depositados ao seu redor. Os sedimentos que se depositam sobre a camada de sal fazem peso sobre a mesma e comprimem o sal. Então, o diapiro passivo pode ser guiado somente pela sedimentação ou em conjunto com o processo de contração (Souza, 2013 *apud* Viana, 2018).

Warren (2006) afirma que bacias salinas contratuais ou tectonicamente encurtadas são numerosas e podem ser classificadas conceitualmente em três estilos de compressão: zonas de encurtamento na base dos sistemas progressivos e de deslizamento gravitacional; deformação em zonas de dobras e empurrões; e bacias invertidas intracratônicas, soergidas ou não, com o embasamento envolvido na compressão (**Figura 25**).

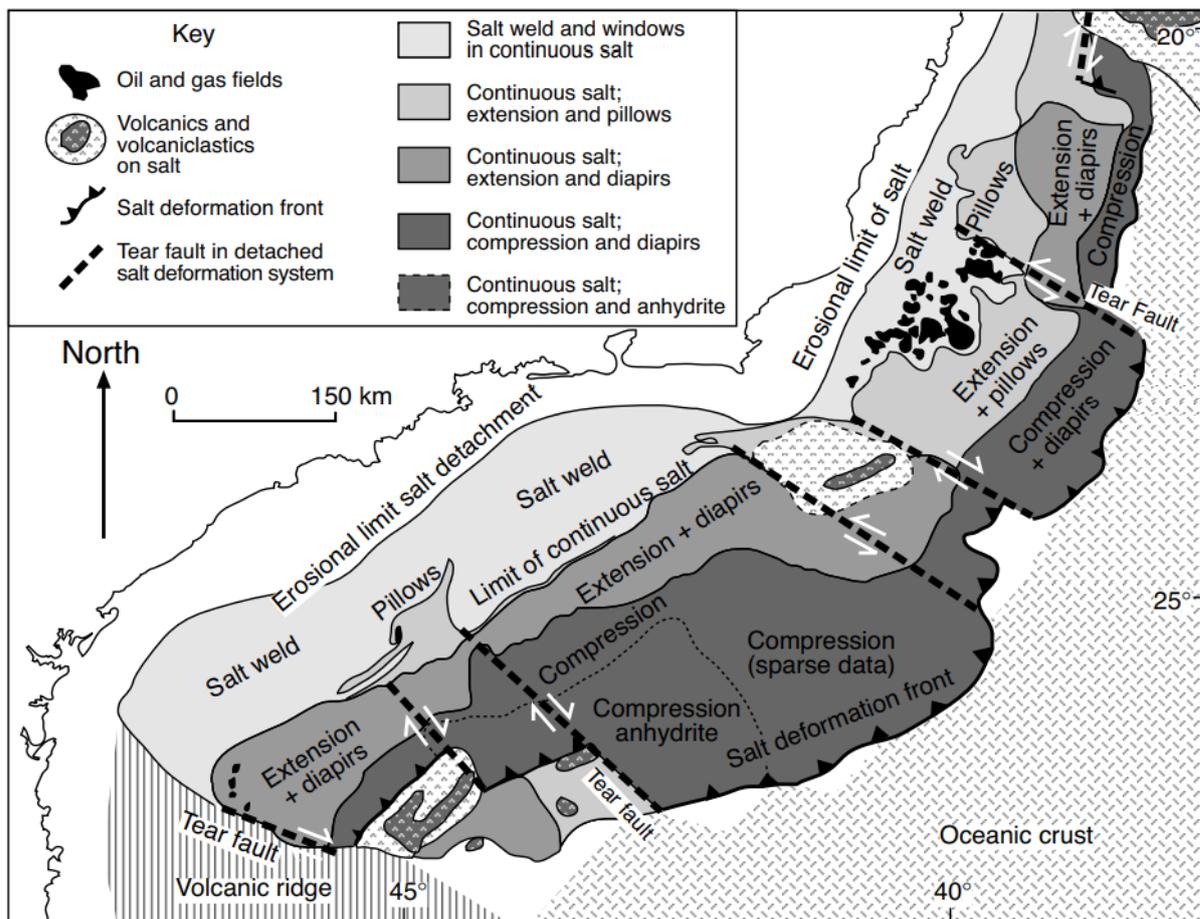
Figura 23: Ocorrência de deformação compressiva que envolve sequências salinas pelo mundo.



Fonte: Modificado de Warren, 2006.

O grau de encurtamento em terrenos de regime compressivo pode ser substancial. Nas águas profundas da Bacia de Santos, a seção *downdip* é encurtada em até 50% de seu comprimento original, já que a margem do cinturão de sal em direção ao mar flui sobre os basaltos oceânicos (**Figura 26**). Muitos desses blocos de empurrão mostram conjuntos de sal distorcidos, cronologicamente mais antigo (Aptiano) do que os sedimentos em suas paredes suspensas. Curiosamente, os gigantescos campos de petróleo das Bacias de Campos e Santos ocorrem em cima de janelas de quebra de sal no lado interno. Isso reflete a alta integridade de vedação das camadas de sal contínuas, que evita que os hidrocarbonetos gerados no pré-sal atinjam os reservatórios turbidíticos do pós-sal. É um indicador muito positivo da possível presença de grandes armadilhas do pré-sal a alguma distância da costa onde camadas de sal possuem uma maior continuidade (Warren, 2006).

Figura 24: Relação entre regiões de sal nas Bacias de Santos e Campos.

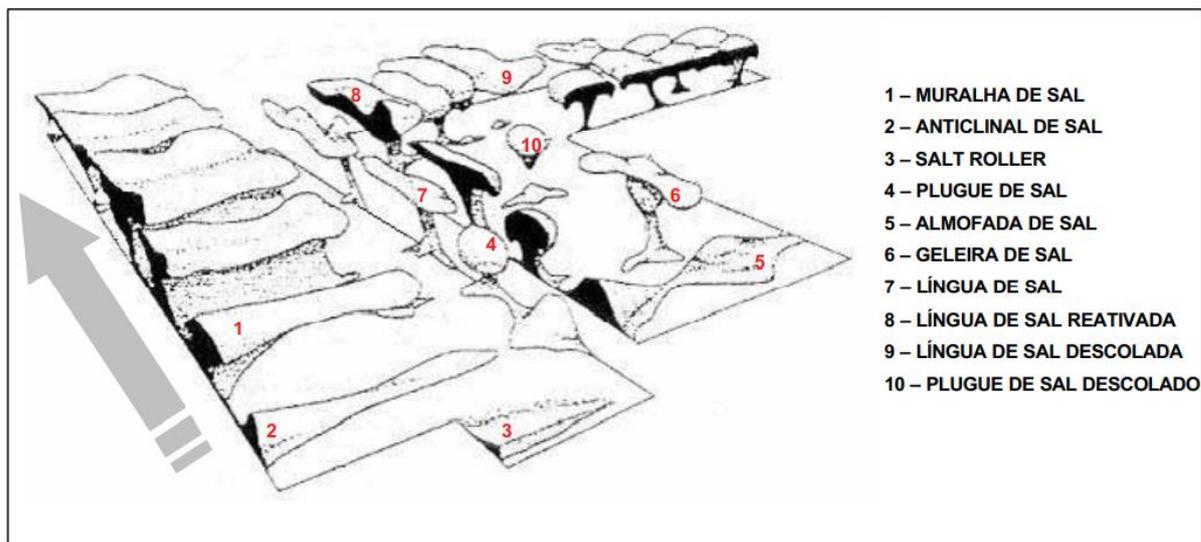


Fonte: Warren, 2006.

### 3.3.3 TIPOS DE ESTRUTURAS HALOCINÉTICAS

Por terem comportamento dúctil quando submetidos a forças externas, os evaporitos salinos tendem a fluir para regiões que oponham menor resistência ao seu deslocamento e assumir diferentes geometrias (**Figura 27**).

Figura 25: Principais estilos estruturais dos evaporitos salinos, com a seta cinza indicando incremento de maturidade.



Fonte: Modificado de Garcia, 1999 por Bengaly, 2003.

Segue abaixo a descrição, feita por Garcia (1999) e mencionada por Bengaly (2003), das características de cada feição e de alguns termos utilizados na geologia:

**Anticlinal de sal:** Pequeno domo alongado sob efeito de sobrecarga sedimentar, onde a espessura não atinge o dobro da camada original do evaporito;

**Almofada de sal:** Domação de forma subcircular cuja espessura pode atingir o dobro da camada original do evaporito;

**Domo de sal:** Termo genérico para domaçaõ, onde não há individualizaçaõ de um núcleo de sal e um envelope de sobrecarga deformada pela domaçaõ, onde o sal pode ou não estar concordante com a sobrecarga;

**Salt roller:** Uma traduçaõ literal para este termo seria “rolo de sal”. Trata-se de uma estrutura alongada, com baixa amplitude, assimétrica, em dois flancos, onde um mergulha suavemente em contato relativamente concordante com a sobrecarga, e o outro mergulha abruptamente em contato, por falhamento normal, com esta sobrecarga. Acomodam-se na base do bloco alto de falhas normais;

**Diápiro de sal:** Os diápiros são estruturas onde o sal flui ductilmente como intrusãõ na sobrecarga, podendo se espessar muito além do dobro da camada original de evaporitos. A intrusãõ diapírica pode tomar qualquer forma, tanto lateral quanto verticalmente, perfurando a sobrecarga junto às falhas ou ascendendo passivamente (a sobrecarga pré-cinemática se

movimenta e rompe, abrindo espaço para a passagem do sal);

**Muralha de sal:** São diápiros de sal alongados, normalmente bastante contínuos e formando linhas sinuosas quase perpendiculares à extensão da bacia;

**Plugue de sal:** É um diápiro que assume a forma de um plugue com seção horizontal subcircular. Pode ter uma crista entumescida como um bulbo e uma base esguia como um caule, que também é chamado de raiz do diápiro.

**Sal autóctone:** São estruturas de sal que se localizam sobre o estrato original, isto é, sobre a superfície onde se acumulou por evaporação;

**Sal alóctone:** Estruturas salinas que se assemelham a lençóis, situados em posição estratigráfica secundária, isto é, diferente de sua posição deposicional de origem. Normalmente se sobrepõe a camadas mais jovens, mas pode, pelo menos em teoria, cobrir estratos mais velhos também;

**Lençol de sal:** Também conhecido como língua de sal, é uma estrutura alóctone cuja largura é muitas vezes superior à sua espessura máxima. Em geral, as línguas de sal individuais chegam a atingir cerca de 80 km de extensão por 7 km de largura e possuem uma forma de cunha;

**Diápiro de segundo ciclo:** São feições comuns no Golfo do México, onde ocorre a reativação de diápiros alóctones, podendo ainda existir um terceiro ciclo, formando assim famílias distintas de diápiros;

**Sal coalescente:** Estrutura diapírica composta, resultante da aglutinação total ou parcial de bulbos diapíricos ou lençóis de sal vizinhos e distintos. Aglutinam-se ao longo de suturas e podem ou não estar conectados à camada fonte por caules alimentadores. O Golfo do México é um dos locais onde estas estruturas são facilmente observadas, com extensas estruturas alimentadas por centenas de caules (DIEGEL *et al.*, 1995 *apud* Bengaly, 2003);

**Sutura de sal ou zona de colisão:** Ocorre quando há a junção entre duas estruturas de sal individuais lateralmente em contato, formando uma única estrutura aglutinada;

**Diápiro cogumelo:** Os diápiros cogumelos possuem um bulbo orlado por um ou mais lobos periféricos. Podem ser encontrados através de dobras em forma de luas crescentes em seções horizontais e de dobras faceadas para baixo em seções verticais;

**Geleira de sal:** Esta denominação foi introduzida por LEES (1927) e citada por Bengaly (2003), pelo fato desta estrutura lembrar o movimento do gelo glacial. Este termo define uma

extrusão de sal que parte de um diápiro exposto se espalhando ao ar livre ou sob o mar. Em Hormuz, Irã, por exemplo, a taxa de espalhamento do material aflorante apresentou variações sazonais e diurnas em função das variações de temperatura/ambiente e umidade (WENKERT, 1979 *apud* Bengaly, 2003);

**Estruturas glacio-halocinéticas:** São estruturas diversas dentro de uma geleira de sal ou de um diápiro dômico que registram o aspecto incomparável da deformação progressiva dentro do sal.

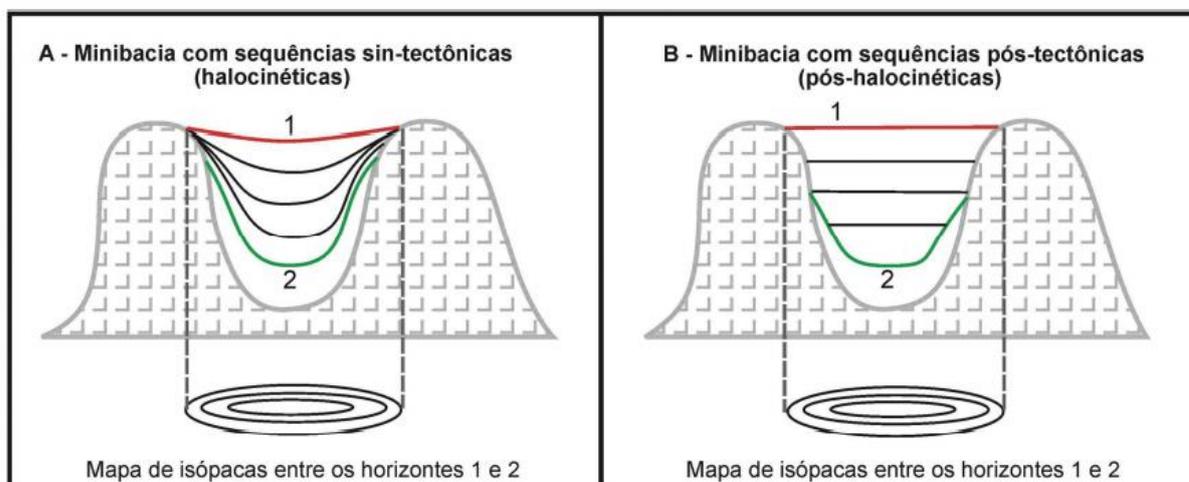
### 3.3.4 COMPORTAMENTO DOS ESTRATOS EM MINIBACIAS

A ocorrência de sequências sedimentares com geometrias tabulares, de estratos plano paralelos, corresponde a períodos de deposição sedimentar sem tectonismo (no caso, halocinese) e sem a formação de altos e baixos estruturais sindeposicionais (sequências pré ou pós-tectônicas). Sequências sedimentares com geometrias em forma de tigela indicam crescimento de seção em direção a baixos estruturais sindeposicionais, correspondendo a períodos de movimentação halocinética (sequências sin-tectônicas, *growth sections*) (Caldas e Zalán, 2009).

A observação da atitude interna dos refletores da sequência em forma de tigela é de suma importância para confirmar o caráter sin-tectônicos da mesma. Quando os mergulhos dos refletores em suas bordas adelgadas são divergentes em forma de leque indica que, enquanto os estratos foram sendo depositados, os altos estruturais marginais ou periféricos continuavam a subir relativamente, rotacionando de maneira incremental as camadas mais velhas já depositadas sobre eles. Da mesma forma, os baixos estruturais afundam continuamente, condicionando as maiores espessuras das camadas divergentes que se afinam para as bordas (Caldas e Zalán, 2009).

Outra sequência em forma de tigela, composta por refletores internos plano-paralelos repousando em *onlap* sobre os altos marginais ou periféricos, indica uma deposição que preencheu uma depressão pré-existente e cobriu os flancos de altos estáticos. As duas sequências têm forma de tigela e apresentam geometrias semelhantes nos mapas de isópacas ou isócronas. A diferença está na atitude interna dos refletores (**Figura 28**) e, mesmo que movimentos halocinéticos posteriores perturbem e rotacionem estas sequências, a relação interna dos refletores (divergentes x plano-paralelos) será mantida e poderá sempre ser percebida (Caldas e Zalán, 2009).

Figura 26: Seção esquemática ilustrando duas minibacias com histórias distintas, formadas pela movimentação de sal.

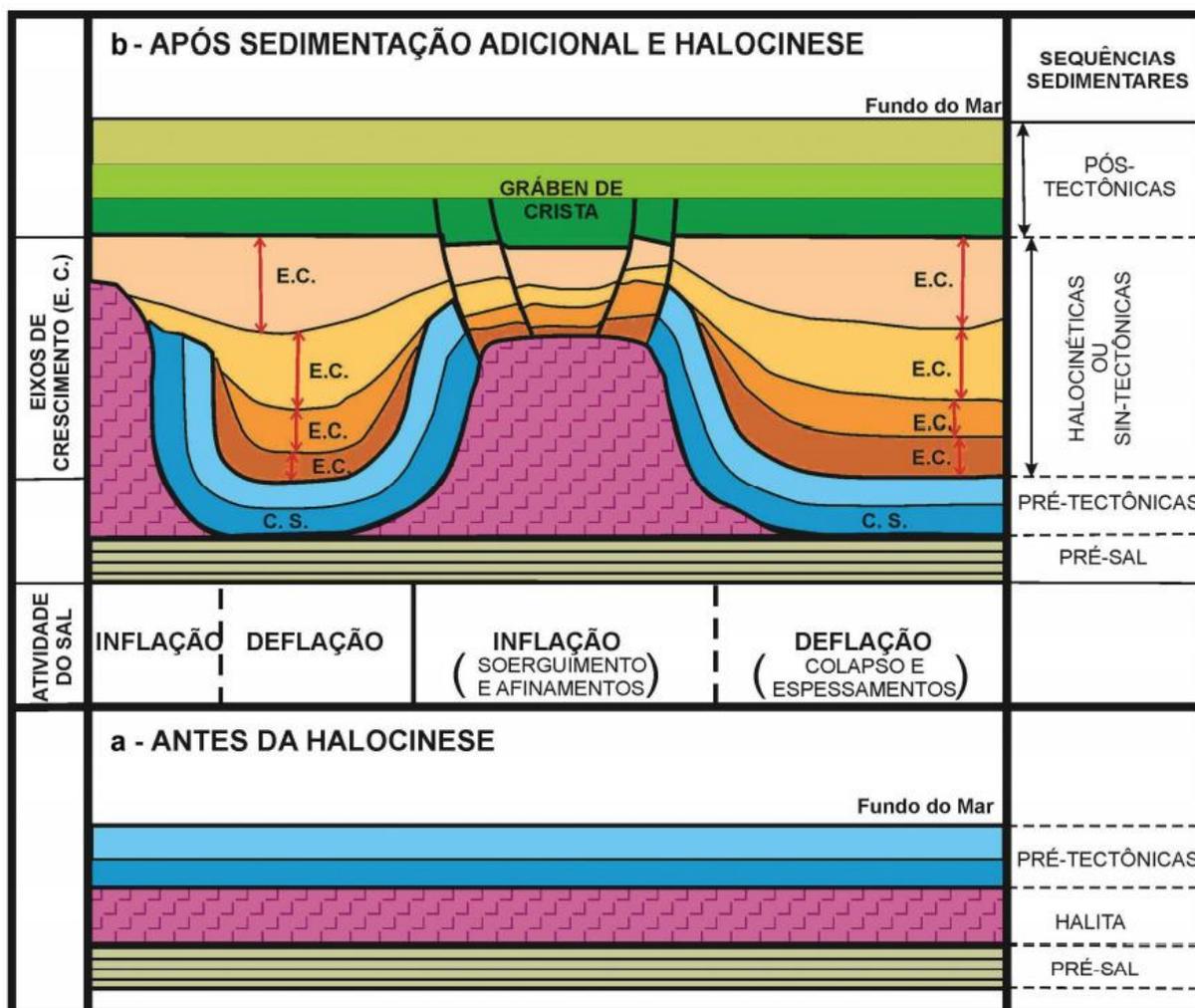


Fonte: Caldas e Zalán, 2009.

É possível notar que ambas as seqüências sedimentares possuem formato em tigela e os padrões dos mapas de isópacos ou isócronas entre os horizontes 1 e 2 apresentam formas semelhantes nas duas minibacias. Na minibacia à esquerda ocorrem seqüências sin-tectônicas (halocinéticas), indicadas pelos mergulhos divergentes dos estratos internos; enquanto na minibacia à direita só ocorrem seqüências pós-tectônicas (pós-halocinéticas), indicadas pelas atitudes plano-paralelas e terminações em *onlap* dos estratos internos.

O eixo de crescimento corresponde ao local de máxima espessura ou expansão em uma seqüência deposicional sin-tectônica, ou seja, o eixo de crescimento marca o local de maior subsidência ou deflação de sal (**Figuras 28 e 29**). Entende-se por deflação, a redução local de volume de um corpo de sal por escape (fluxo) lateral para outras regiões circunvizinhas. Numa seção 2D, tal escape causa o abatimento do topo do sal e conseqüente subsidência das camadas sobrejacentes. De maneira semelhante, eixos de afinamento indicam regiões de altos sindeposicionais relativos, no caso, às áreas de inflação do sal (**Figura 29**) (Caldas e Zalán, 2009). Tal fluxo causa o soerguimento do topo do sal e conseqüente elevação e afinamento (por erosão ou por não-deposição) das camadas sobrejacentes.

Figura 27: Seções esquemáticas ilustrativas das seqüências sedimentares e estruturas associadas à halocinese.  
E.C.: Eixo de crescimento. C.S.: Cicatrizes de sal.



Fonte: Caldas e Zalán, 2009.

O esquema ilustrativo presente na figura 29 foi dividido em duas partes:

**a – Antes da halocinese:** camadas pós-sal pré-tectônicas apresentam geometria tabular com estratos plano-paralelos.

**b – Após a halocinese:** camadas sin-tectônicas ou halocinéticas apresentam geometrias em tigela e adelgaçamentos e espessamentos de acordo com as atividades de inflação e deflação dos corpos de sal.

Ainda sobre a seção esquemática acima, os eixos de crescimento E. C. apontam as regiões de máximo colapso. As regiões indicadas por C. S. indicam cicatrizes de sal (*salt welds*). Camadas pós-tectônicas voltam a apresentar geometrias tabulares com estratos plano-paralelos. Grabens de crista indicam, frequentemente, a posição dos diápiros de sal.

### 3.4 ATRIBUTOS SÍSMICOS

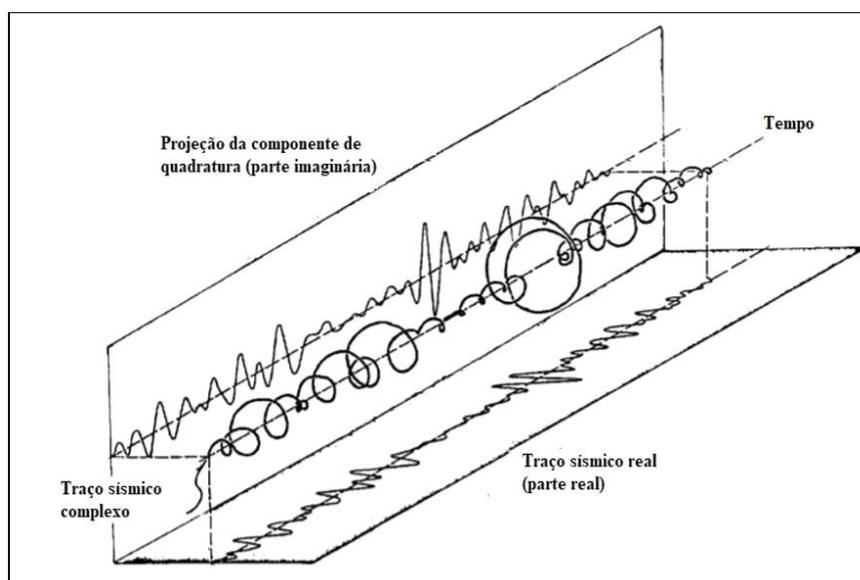
Os atributos sísmicos são excelentes ferramentas para a interpretação sísmica, além da grande importância que apresentam no contexto da exploração de hidrocarbonetos (Taner, 1994).

Desde aproximadamente o início da década de 50 os atributos sísmicos foram desenvolvidos e introduzidos no contexto exploratório. Posteriormente, a busca de atributos que ressaltassem padrões específicos, propulsionou o seu desenvolvimento. Balch foi reconhecido ao exibir o primeiro artigo com dados sísmicos em cores, publicado na *GEOPHYSICS* em 1971, o que proporcionou significativas melhorias na análise desses dados (Chopra e Marfurt, 2005).

Através da aplicação desses atributos é possível obter novas noções e um conhecimento mais detalhado e preciso sobre os parâmetros estruturais, estratigráficos e litológicos que compõem o prospecto sísmico (Taner *et al.*, 1979). As décadas de 80 e 90 foram marcadas pelo surgimento de centenas de novos atributos criados por diversos autores, cada atributo com a finalidade de facilitar a interpretação do dado sísmico de acordo com o interesse do intérprete.

A análise do traço sísmico complexo separa as informações de amplitude da informação de fase dos dados sísmicos, esta separação é a sua essência e produz dois atributos fundamentais: amplitude e fase instantâneas, de onde derivam todos os outros atributos do traço complexo (Barnes, 2016). A figura 30 representa o comportamento espacial do sinal complexo.

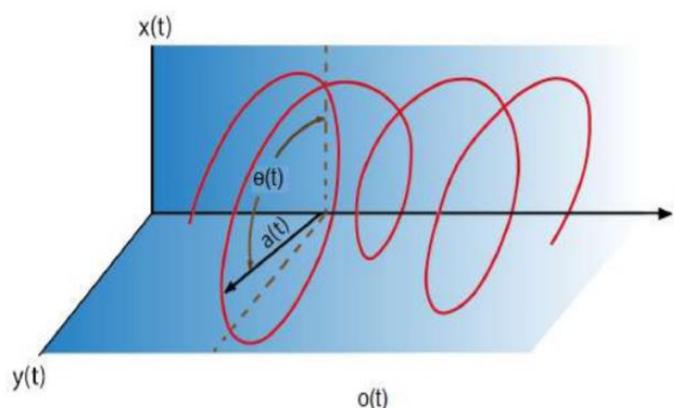
Figura 28: Representação espacial do sinal complexo.



Fonte: Taner *et al.* 1979.

Taner *et al.* (1979) observaram que, a partir da análise do traço sísmico complexo, é possível separar as duas componentes do traço sísmico, sendo elas a amplitude e a fase (**Figura 31**). A amplitude dos dados sísmicos é considerada como o fator principal para a determinação de parâmetros físicos, como impedância acústica, coeficientes de reflexão, velocidades e absorção. Já a componente de fase é o principal fator na determinação das formas dos refletores e de suas configurações geométricas (Taner, 2001).

Figura 29: Atributos sísmicos: amplitude instantânea  $a(t)$  e fase instantânea  $\theta(t)$ .

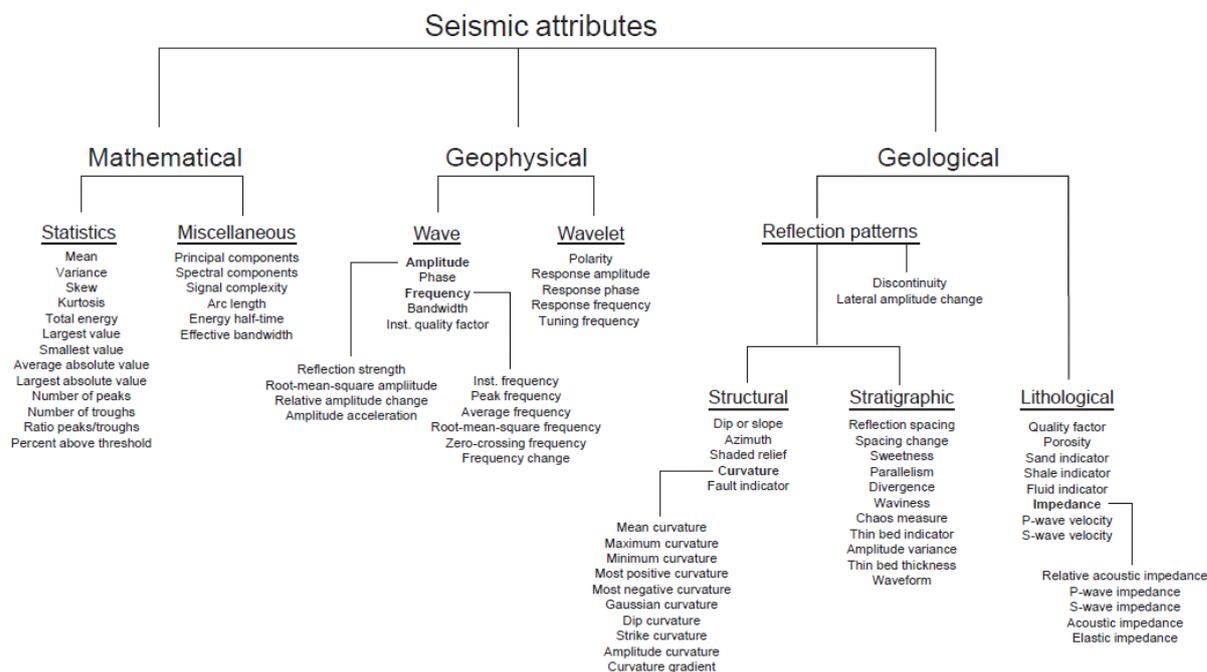


Fonte: Modificado de Souza (2016).

### 3.4.1 CLASSIFICAÇÃO DOS ATRIBUTOS SÍSMICOS

Os atributos sísmicos podem ser classificados como matemáticos, geofísicos e geológicos (**Figura 32**). Atributos geológicos são os que tem maior utilidade, os geofísicos possuem uma utilidade intermediária, e matemáticos a menor, a depender da utilização que se destinam.

Figura 30: Categorização de atributos pelas suas propriedades.



Fonte: Brown, 2001.

Outra forma de classificar atributos, consiste na subdivisão em duas grandes ramificações destacadas em termos de processamento: atributos pré-empilhamento atributos pós-empilhamento.

#### **Atributos Pré-Empilhamento:**

Nesse tipo de atributo os dados de entrada são CDP (*Common Depth Point*) ou *Image Gather Traces*, e vão reunir informações relacionadas com a direção (azimute) e afastamento fonte-receptor (*offsets*). Possuem como característica a geração de arquivos muito grandes e por isso não são indicados para estudos iniciais (Taner, 1992).

#### **Atributos Pós-Empilhamento:**

Segundo Barros (2009), devido ao processo de empilhamento (*Stacking*) a perda de informações relacionadas a *offsets* e a azimute é inevitável. Os dados de entrada podem ser CDPs empilhados ou migrados, mas é importante ressaltar que a migração em tempo irá preservar as relações com o tempo, as variações em tempo, e a frequência.

### **3.4.2 ENVELOPE**

Envelope é uma medição de amplitude independente da polaridade ou fase do sinal, mais comumente chamada de Envelope do traço ou *Reflection Strength* (força de reflexão). Em um dado instante de tempo, representa a magnitude da senoide que melhor representa o traço

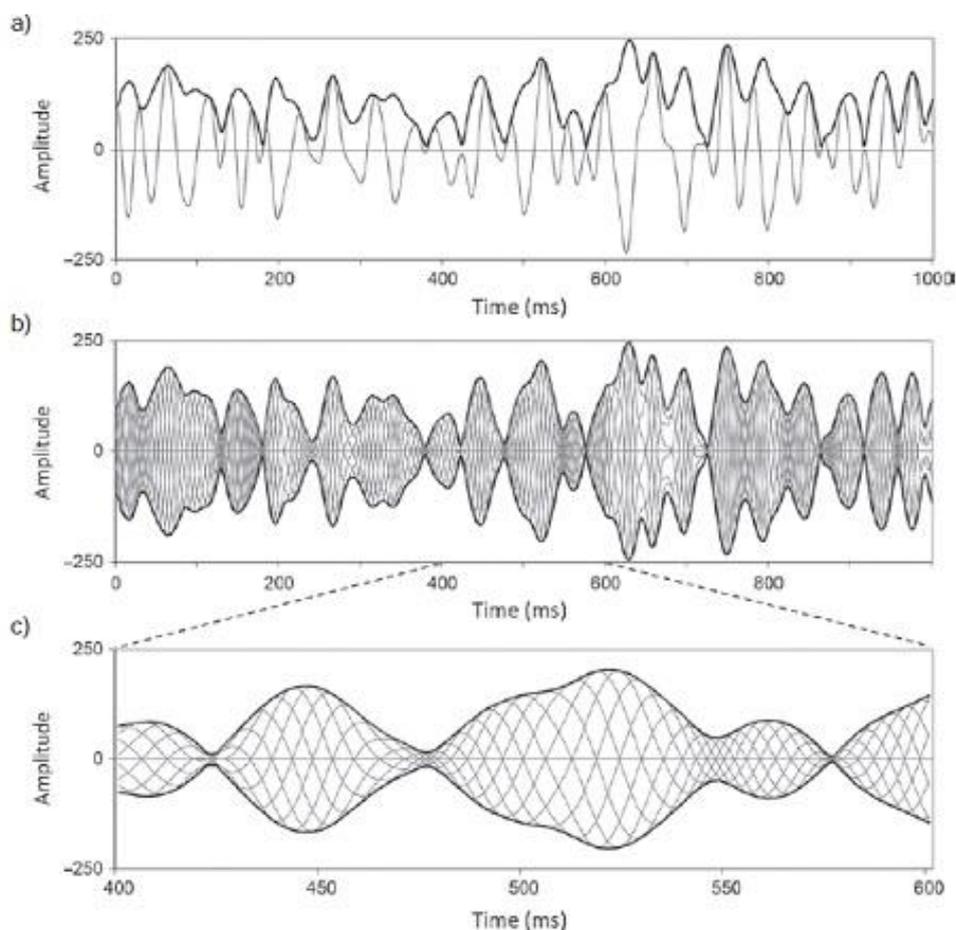
sísmico.

Segundo Barnes (2016), o Envelope é definido mais precisamente como o equivalente ao valor máximo que o traço pode obter através de uma rotação de fase constante. Consequentemente a amplitude instantânea é invariante com relação à rotação de fase do traço, e delimita todas as rotações de fases constantes (**Figura 33**). Matematicamente o Envelope é definido como:

$$Envelope = \sqrt{f^2 + g^2} \quad (2)$$

O  $f$  e o  $g$  são os componentes “real” e “imaginário” do traço sísmico. Se  $f$  for a parte real, ou seja, parte original do traço sísmico,  $g$  será a parte da transformada de Hilbert.

Figura 31: a) Um traço sísmico (linha clara) e seu respectivo envelope (linha escura). b) O traço rotacionado por 0, 45, 90, 135, 180, 225, 270 e 315 graus. c) Destaque da porção central de b) ampliada.

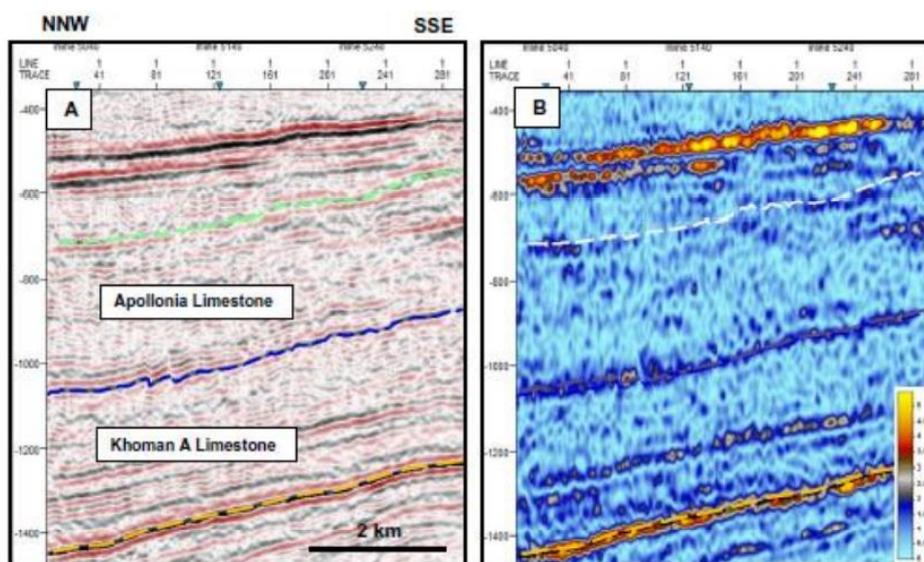


Fonte: Barnes, 2016.

A figura 33 apresenta o envelope como a linha escura acima de todas as rotações de fase, assim como também o seu reverso (multiplicado por -1) abaixo. Em teoria espera-se que o atributo sísmico de envelope venha a destacar o alto contraste de impedância acústica, definida pela fórmula  $Z = P/(V \times S)$ , onde  $Z$  é a impedância,  $P$  a pressão sonora,  $V$  a velocidade do som no material e  $S$  é a área da superfície na qual o som se propaga (Canario, 2013).

Como todos os atributos relacionados à amplitude, ela destaca *bright spots*, *dim spots*, ou seja, anomalias de amplitude em geral. Desta forma é útil para identificar mudanças na litologia, variação deposicional (mudança de fácies geológicas), efeito *tuning* e limite de sequências (**Figura 34**).

Figura 32: A) Seção sísmica em amplitude e horizontes mapeados marcando topo e base de formações. B) Envelope correspondente ao dado em A).



Fonte: Sarhan, 2017 *apud* Oliveira Neto, 2019.

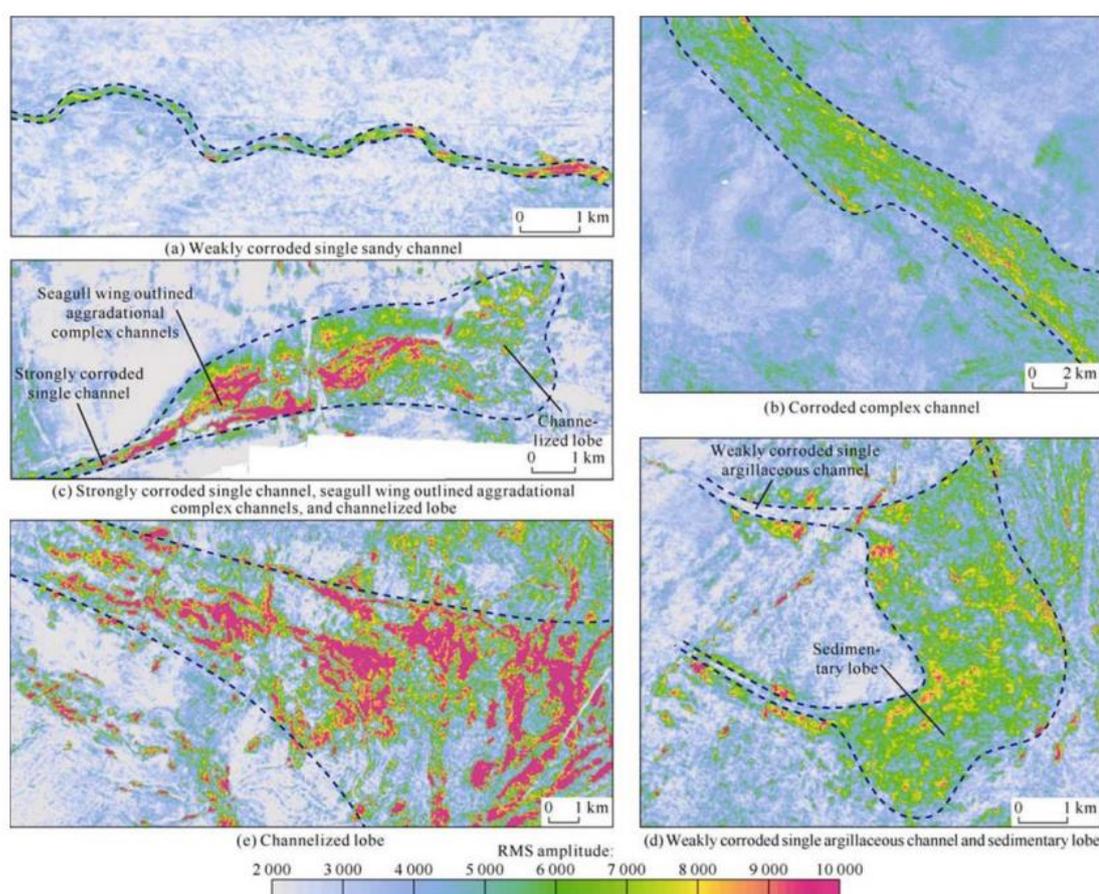
### 3.4.3 AMPLITUDE RMS

O atributo sísmico amplitude RMS foi definido por diversos autores (Chopra & Marfurt, 2005; Barnes, 2016) como o correspondente intervalar da amplitude instantânea, tendo em vista que seus resultados são similares. A amplitude RMS de um traço sísmico  $x_n$  com  $N$  amostras é definido matematicamente como:

$$x_{rms} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N x_n^2} \quad (3)$$

Concomitante à outras técnicas, este atributo é muito utilizado para identificação de anomalias de amplitude associadas às acumulações de hidrocarboneto. Por exemplo, Kang *et al.* (2018) usaram a amplitude RMS para caracterizar os diversos tipos de fácies deposicionais dos depósitos gravitacionais de mar profundo da Bacia de Campos, como é apresentado na figura 35.

Figura 33: Mapas de amplitude RMS dos diferentes tipos depósitos de mar profundo encontrados na Bacia de Campos.



Fonte: Kang *et al.* 2018.

### 3.4.4 COSSENO DA FASE

O cosseno da fase instantânea, também conhecido como Amplitude Normalizada, pode

ajudar a melhorar a definição dos delineamentos estruturais (Barnes, 2007). De forma bem simples podemos dizer que o cosseno de fase pode ser descrito como a normalização do traço. Logo podemos afirmar que o cosseno de fase instantânea é então dado por:

$$\cos \theta(t) = \frac{x(t)}{A(t)} \quad (4)$$

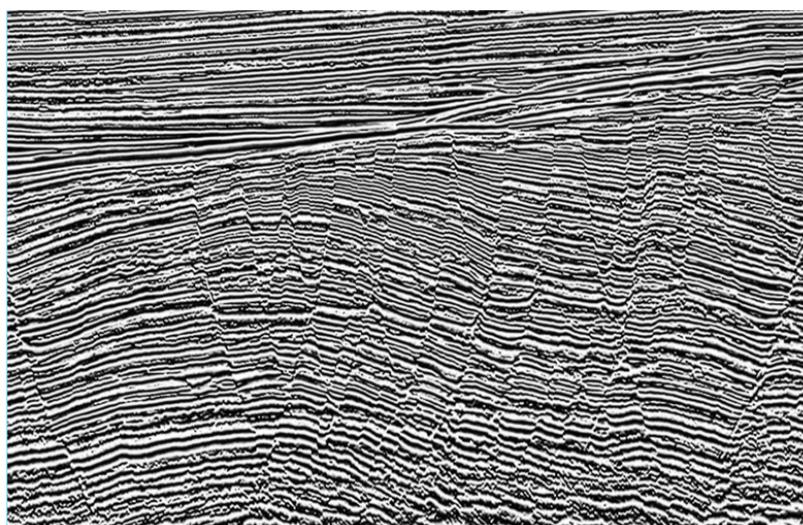
Ou seja, o traço registrado,  $\mathbf{x}(t)$ , é dividido pela intensidade de reflexão  $\mathbf{A}(t)$ .

O cosseno de fase reescala a amplitude em um dado de saída numa faixa de -1 a 1. Dessa forma esse atributo representa o dado sísmico com todos os contrastes de amplitude removidos, funcionando como se fosse um AGC (Controle de ganho automático) perfeito (Barnes, 2007).

O efeito de normalização melhora a continuidade do refletor e otimiza a aparência visual dos cantos, como falhas e bordas estratigráficas (**Figura 36**). Este atributo é comumente utilizado para guiar a interpretação em área com baixa resolução de amplitude para otimizar a definição e delimitação de horizontes, revelando detalhes das reflexões.

Esse atributo assemelha-se a um dado processado com uma janela de AGC muito curta (Barnes, 2007), semelhante a fase instantânea, mas com a vantagem de não apresentar discontinuidades nas amplitudes, oscilando suavemente entre valores negativos e positivos. Tanto a fase instantânea como o cosseno de fase trazem as mesmas informações.

Figura 34: Seção sísmica com o atributo Cosseno de Fase. Conjunto de dados cortesia da *Geoscience Australia*.



### 3.4.5 TÉCNICA DE VOLUME DE AMPLITUDE – TecVA

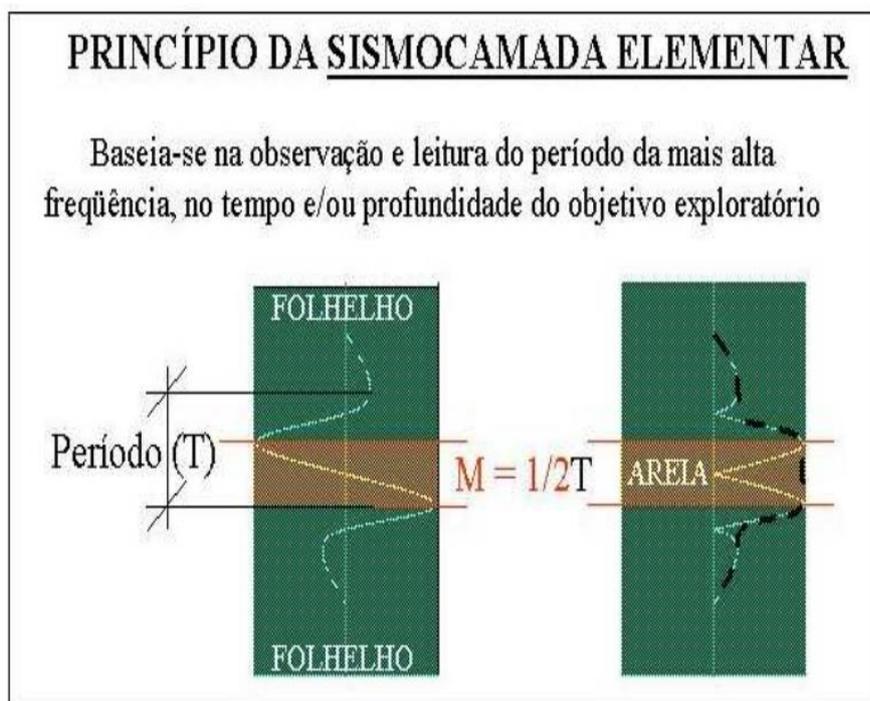
A Técnica de Volume de Amplitude (TecVA) foi proposto por Bulhões (1999) como ferramenta para a obtenção de mapas de variação lateral de sismofácies utilizando-se a média RMS ou a média dos Valores Absolutos das Amplitudes. Posteriormente, a técnica foi ampliada por Bulhões e Amorim (2005) sendo possível de ser usado em volumes sísmicos tanto no tempo quanto em profundidade, com base na sismocamada elementar.

A sismocamada elementar (SCE), ou camada de rocha de menor espessura que o dado sísmico consegue resolver, é definida como elemento chave de ponderação para o cálculo e obtenção do dado sísmico com a técnica de Volume de Amplitudes (Bulhões e de Amorim, 2005).

A SCE aqui definida é a menor camada geológica que o dado sísmico sob investigação consegue resolver. Não pode ser vista como uma aproximação tão acurada quanto o limite de resolução vertical do comprimento de onda ( $\lambda/4$ ) definida por Rayleigh, mas sim inserida no contexto da resolução sísmica vertical abordada por Yilmaz, onde sugere que apesar da resolução sísmica vertical ficar em torno de  $1/4$  de  $\lambda$ , essa resolução variará para mais ou para menos dependendo do nível de ruído, do tamanho dos coeficientes de reflexão e da presença de eventos com amplitudes suficientemente altas que possam ser identificadas no dado sísmico.

Ou seja, dado um traço sísmico onde foi identificada a maior frequência (**Figura 37**), o pico branco representando a entrada de uma areia de baixa velocidade e o pico preto subsequente como a saída dessa areia, a SCE é assim a própria areia e representa o meio período **M** dessa mais alta frequência de período **T**.

Figura 35: Significado Sismo-Geológico da SCE.



Fonte: Bulhões e Amorim, 2005.

Com base no que foi proposto por Bulhões (1999) e Bulhões e Amorim (2005), dois passos devem ser feitos para aplicar esse atributo:

1. Calcular a amplitude RMS ou o valor absoluto do traço, promovendo uma estimativa do envelope do traço sísmico. A figura 38 mostra os traços 3 e 4 como os resultados dos cálculos do valor absoluto e da amplitude RMS, respectivamente. A amplitude RMS e o valor absoluto podem ser calculados pela seguinte fórmula:

$$\bar{X}_{RMS_I} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=i-M/2}^{j=i+M/2} x_j^2} \quad (5)$$

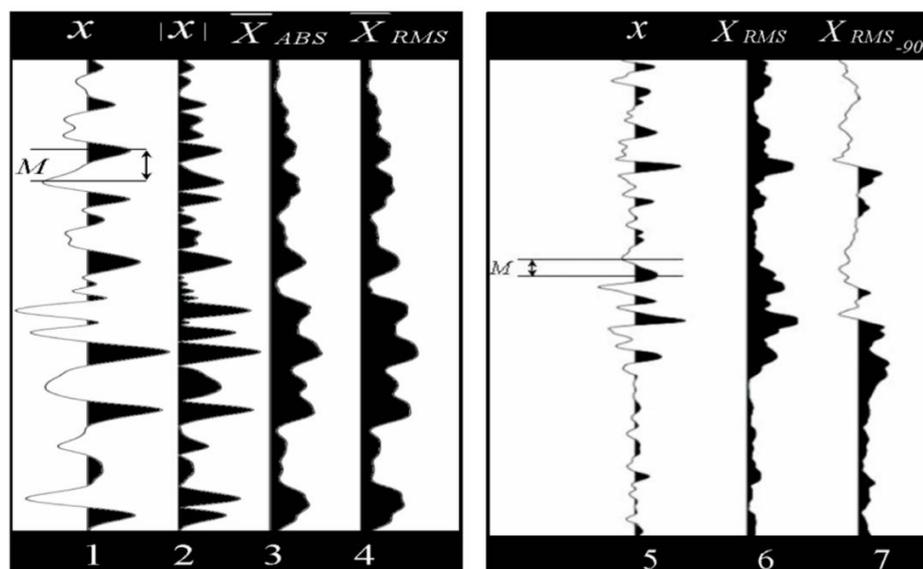
$$\bar{X}_{ABS_I} = \frac{\sum_{j=i-M/2}^{j=i+M/2} |x_j|}{N} \quad (6)$$

Onde  $N$  é o número de amostras na janela móvel,  $j$  é a posição da amostra e  $x_j$  a amplitude da amostra na posição  $j$ .

2. Aplicação da rotação de fase de  $-90^\circ$  no dado com o resultado da amplitude RMS (transformada de Hilbert). A figura 38 mostra o traço 7 com o atributo.

$$\bar{X}_{RMS-90^\circ_i} = H^{-1}\{\bar{X}_{RMS_i}\} \quad (7)$$

Figura 36: Traço 3: valor absoluto. Traço 4: amplitude RMS. Traço 7: tecVA.



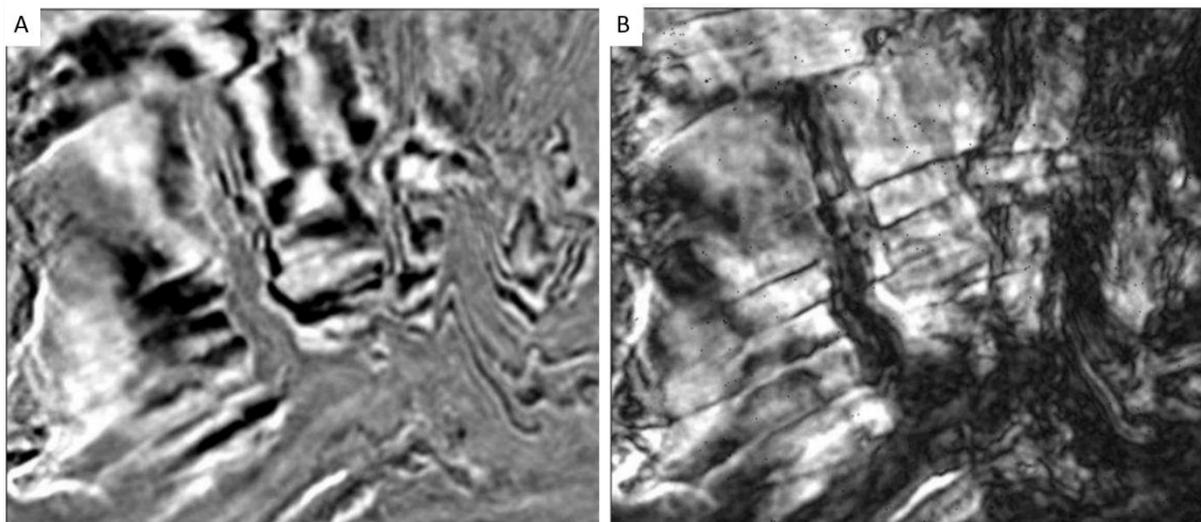
Fonte: Modificado de Bulhões, 1999.

A média de valores absolutos ou de RMS cumpre a função de eliminar a frequência portadora, disponibilizando apenas a informação desejada. A tecVA rotacionada de fase resalta os altos contrastes de impedância que empiricamente, se tomarmos como *background* os folhelhos de uma determinada bacia sedimentar, são dados por litologias como areias de baixa e alta velocidade, conglomerados, vulcânicas, intrusivas, folhelhos geradores, carbonatos entre outros (Bulhões e de Amorim, 2005).

A informação obtida com a técnica VA compreende, a um só tempo, dados sobre a amplitude e sobre flutuações na frequência portadora fundamental (amplitude, frequência e fase moduladas). Assim, esta técnica tem o potencial de mostrar pequenas flutuações que, pela correlação lateral traço a traço, podem revelar características tais como falhas e canais.

O aspecto volumétrico das seções sísmicas em tons de cinza obtidas com a técnica VA rotacionada de fase, se assemelham a afloramentos de rochas vistos no campo (**Figura 39**). Isso se deve ao fato de que a rotação de fase aplicada conjuntamente com a TecVA resalta todos os altos contrastes de impedância existentes no dado sísmico.

Figura 37: *Time Slices* com: A) sísmica convencional e B) com tecVA; parâmetro T/2 sobre o dado convencional em A).



Fonte: Modificado de Bulhões e Amorim, 2005.

## 4 MÉTODOS

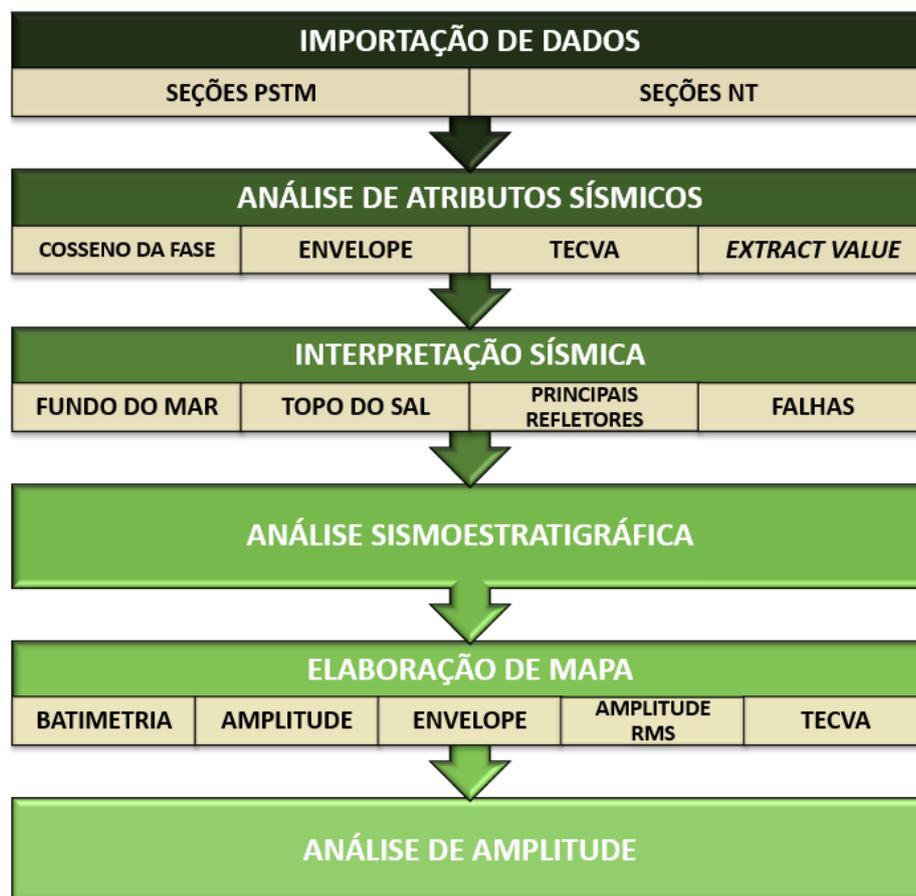
O método utilizado para o desenvolvimento do estudo foi o mapeamento sísmico das principais discordâncias acima das estruturas halocinéticas. A partir da análise dos horizontes interpretados e da geometria das sequências deposicionais, delimitadas por aquelas discordâncias, foi verificada a intensidade da movimentação dos domos salinos, através de evidências de crescimento de seção e/ou erosão de camadas.

A área desse projeto engloba as bacias sedimentares brasileiras de Campos e Santos e foi denominada como Santos Fase 2 pela TGS. Sua aquisição teve início em 07/2016 e término em 01/2017 e seu nome oficial na ANP (Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis) é 0257\_SCP2\_PSTM. Localizada na zona de ultrafronteira, ou seja, além de 200 milhas náuticas, possui uma lâmina d'água de aproximadamente 2500 a 3000 metros de profundidade, podendo assim, ser chamada de águas ultraprofundas.

Com objetivo de organizar o procedimento do projeto foi elaborado o fluxograma constituído por 6 etapas principais: importação de dados, análise de atributos sísmicos, interpretação sísmica, análise sismoestratigráfica, elaboração de mapas e, por fim, análise de amplitude em feições pontuais das seções sísmicas (**Figura 40**).

Foram elaborados 5 mapas, 1 de batimetria e outros 4 para análise de amplitude do fundo marinho, são eles: mapa de amplitude sem implementação de atributo sísmicos, mapa do topo do sal, e mapas do fundo marinho com os atributos Envelope, Amplitude RMS e TecVA.

Figura 38: Fluxograma do projeto de dissertação.

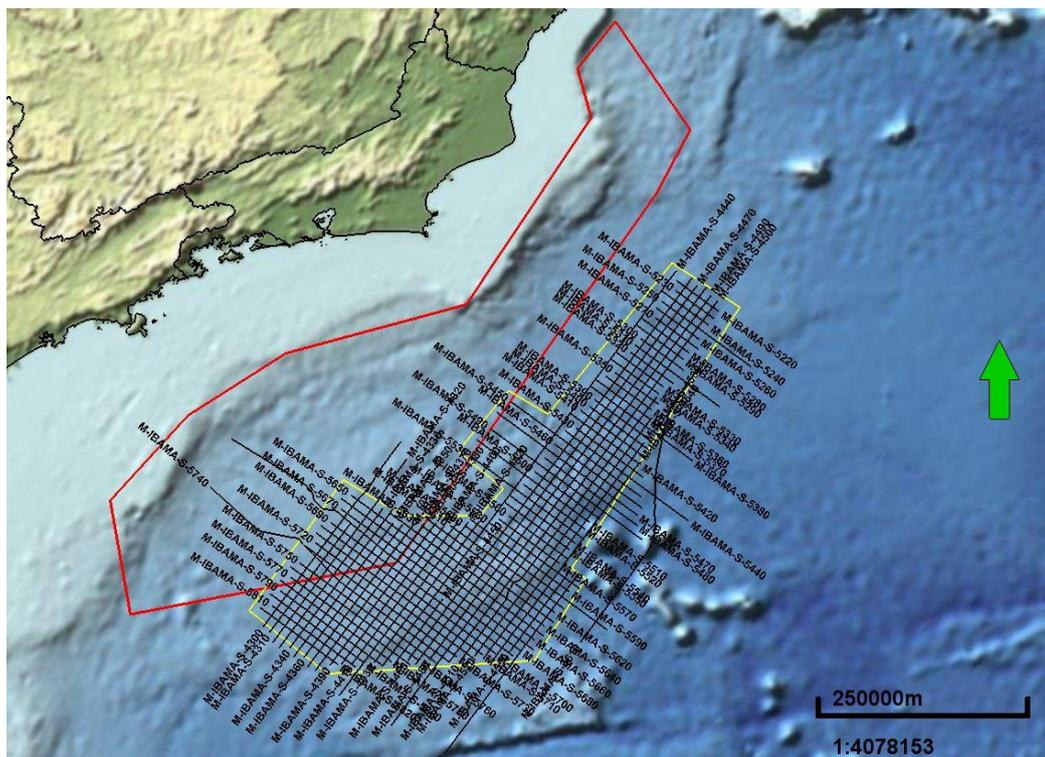


Fonte: Autora

#### 4.1 IMPORTAÇÃO DE DADOS

Este estudo é baseado na interpretação de dados sísmicos 2D na região denominada PHASE 2 localizada nas Bacias de Campos e Santos. A primeira etapa deste projeto foi a importação de 88 seções sísmicas em tempo, fornecidas pela empresa TGS, no software Petrel 2016. Esta aquisição possui uma extensão de aproximadamente 16647 km, com corte em 500 milissegundos TWTT (*two way travel time*), realizado pela TGS por razões de sigilo empresarial. Os espaçamentos das seções *inline* e *crossline* são de 10 km e são orientadas nos sentidos sudoeste-nordeste e noroeste-sudeste, respectivamente (**Figura 41**).

Figura 39: PHASE 2. Polígono do Pré-sal em linha vermelha e polígono da região de estudo em linha amarela.



Fonte: Autora

A partir da importação de dados, foi gerado um grid de 10 x 10 km, abrangendo uma área maior do que todo o estado do Rio de Janeiro. Segundo Zalán (2018) este grande espaçamento entre as seções é adequado para grandes prospectos, pois não interessam as pequenas estruturas. Dessa maneira, só serão detectadas grandes estruturas com real importância econômica.

Dois projetos foram iniciados com as seções PSTM (*Pos-Stack Time Migration*) e NT (*Near Trace*) cada, para analisar a qualidade do sinal e seguir com os próximos passos do projeto de pesquisa.

Ainda nessa etapa inicial, o desenvolvimento do trabalho contou com uma revisão bibliográfica detalhada sobre os assuntos abordados nesta dissertação, como atributos sísmicos, sismoestratigrafia, tectônica de sal e análise de amplitude.

## 4.2 ANÁLISE DE ATRIBUTOS E INTERPRETAÇÃO SÍSMICA

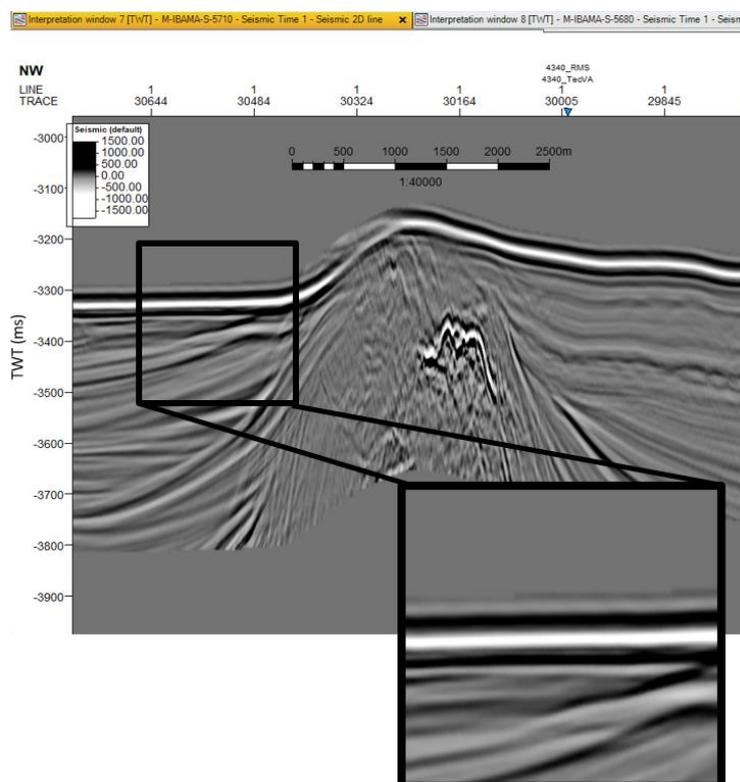
A interpretação dos dados sísmicos consistiu, inicialmente, na identificação do fundo do mar, principais sequências deposicionais, falhas e topo do sal, onde ele pôde ser identificado em função do corte realizado pela TGS em 500 ms TWT. Para aprimorar a interpretação, no

que diz respeito à continuidade lateral dos refletores, foi utilizado o atributo Cosseno de fase. Após ajustar os parâmetros dos atributos Amplitude RMS e *Phase Shift*, foi utilizado a técnica volume de amplitude (TecVA) para delimitar melhor os principais horizontes, como o topo do sal e outros. E, por fim, o atributo Envelope foi utilizado para analisar a energia e a amplitude dos horizontes.

Neste projeto, o mapeamento sísmico foi realizado utilizando as escalas de cores *grayscale* e *seismic default* afim de aprimorar a visualização da continuidade lateral dos refletores e das possíveis variações de amplitudes.

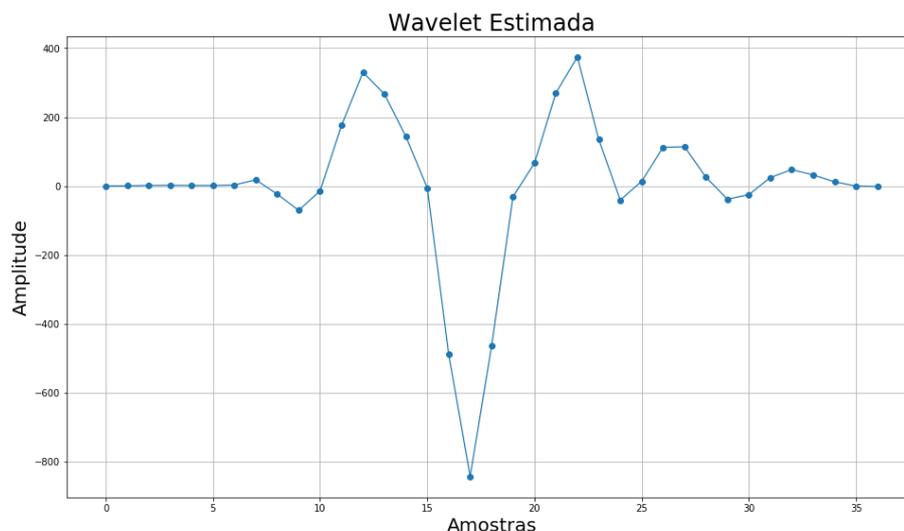
Nesta etapa ficou evidente a polaridade dos refletores nas seções, com o fundo marinho apresentando uma polaridade negativa (cor branca na escala de cor *greyscale*) (**Figura 42**). Viana (2020) também reconheceu esta inversão de polaridade de cor, com os mesmos dados sísmicos, mostrando que o pico branco negativo é o fundo do mar e que as duas ombreiras da *wavelet* formam dois picos pretos positivos (**Figura 43**).

Figura 40: Trecho da seção S-5710 evidenciando a polaridade negativa do fundo mar.



Fonte: Autora

Figura 41: Wavelet Estimada de seção sísmica da PHASE 2.



Fonte: Viana, 2020.

### 4.3 ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA

A interpretação sismoestratigráfica foi baseada em 3 etapas: na análise tectonosedimentar, associada a domos salinos com a observação das feições geométricas estratiais de sequências sedimentares (formas tabular ou em tigela); no padrão de mergulhos das camadas internas de cada sequência, como por exemplo, *onlap*, *downlap*, *toplap* entre outros; e na ocorrência de eixos de crescimento.

Na primeira etapa foi possível distinguir pacotes sedimentares que foram depositados nos períodos pré-halocinético, sin-halocinético e pós-halocinético, a partir da observação da espessura de cada camada. Na segunda etapa foi possível observar a consequência da deposição sedimentar em minibacias, originadas a partir da tectônica de sal, e possíveis instabilidades do fundo marinho ao longo das seções.

Conforme conceitos básicos de tectônica e sedimentação, a ocorrência de geometrias de estratos paralelos corresponde a períodos sem tectonismo, enquanto geometrias em forma de tigela indicam crescimento de seção, correspondentes a períodos halocinéticos. O eixo de crescimento corresponde ao local de máxima espessura ou expansão em uma sequência deposicional, ou seja, o eixo de crescimento marca o local de maior subsidência, ou deflação de sal.

O critério utilizado para o mapeamento foi a escolha de refletores que estivessem representados por picos e vales de grande amplitude, com distribuição ampla e confiável, caracterizados por feições típicas de discordâncias ou mudanças nítidas e abruptas de

sismofácies. Assim sendo, sequências deposicionais foram definidas e limitadas por esses refletores. Após individualização de cada sequência foram reconhecidos a arquitetura estratal e o padrão de sismofácies de cada uma delas.

#### 4.4 ELABORAÇÃO DE MAPAS E ANÁLISE DE AMPLITUDES

Para uma melhor visualização da localização de anomalias de amplitudes e para possíveis interpretações de potenciais zonas de riscos para instalações submarinas, foram elaborados 5 mapas: batimetria, mapa de amplitude do fundo marinho e mapas do fundo marinho com os atributos: Envelope, Amplitude RMS e TecVA.

O mapa de batimetria foi gerado através da Interpolação Convergente realizada no Petrel 2016. Já para a elaboração dos outros mapas em questão foram necessárias 3 etapas: utilização do atributo de superfície *Extract Value* para a extrair os valores do sinal de um horizonte, no caso deste projeto, o fundo marinho; geração de tabelas e do módulo do sinal através do *Excel*; e, por fim, criação de uma só tabela, com as informações das 88 seções sísmicas, para realizar a interpolação Mínima Curvatura através do *software* Surfer 11.

A partir do resultado dos mapas e de observações das seções sísmicas foi necessário a análise de amplitude em casos mais pontuais. Para analisar anomalias de amplitude, foi elaborado um *script* em *Python* através da interface *Jupyter* a fim de gerar gráficos de amplitude por traço sísmico.

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

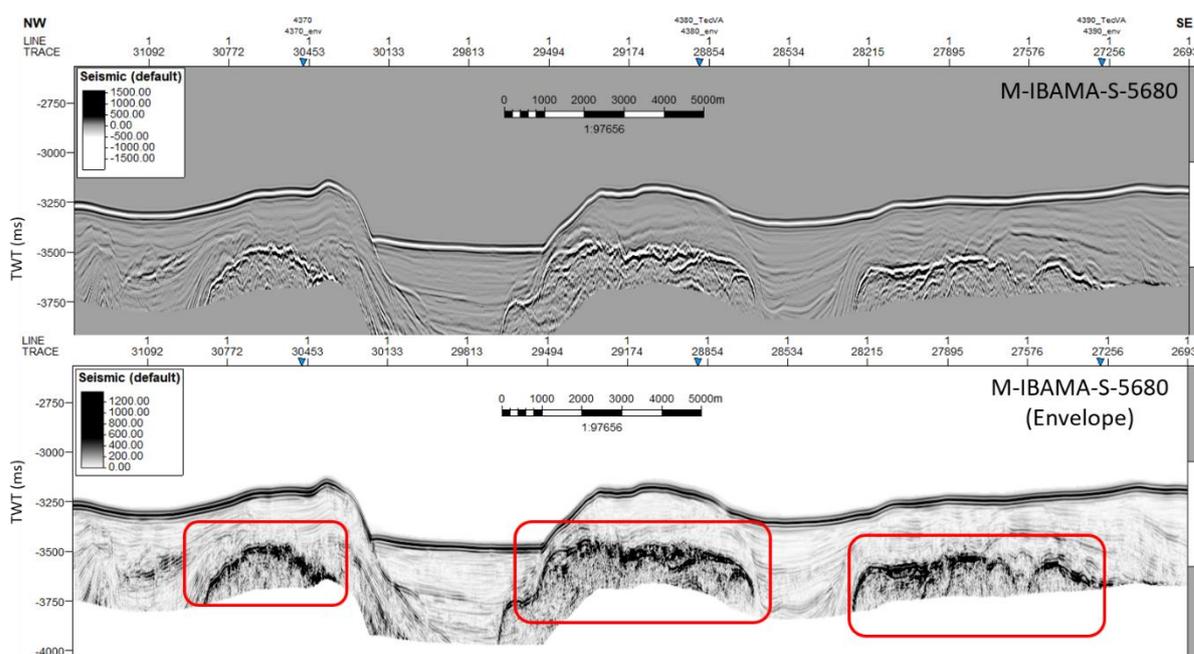
Para dar início à interpretação das seções sísmicas presentes na PHASE 2, a escala de cores *grayscale* foi definida de modo que a cor preta apresentasse amplitudes positivas e a cor branca apresentasse amplitudes negativas (polaridade PETROBRAS), com o objetivo de localizar mais facilmente as feições sísmicas. Da mesma maneira, a escala de cores *seismic default* foi definida de modo que a cor vermelha apresentasse valores positivos e a cor azul apresentasse valores negativos. Vale ressaltar que, nesse projeto, o fundo do mar é indicado pelas cores de polaridade negativa, ou seja, branco ou azul.

### 5.1 APLICAÇÃO DE ATRIBUTOS SÍSMICOS

#### 5.1.1 ENVELOPE

O alto contraste de impedância acústica, proporcionado pelo transiente de velocidades entre as camadas sedimentares e o topo do sal foi destacado através do atributo Envelope, realçando a energia do sinal, evidenciando os principais refletores, como por exemplo, a própria zona de evaporitos (**Figura 44**).

Figura 42: Seção S-5680 sem o atributo Envelope acima; e com o atributo Envelope abaixo com o topo do evaporito em destaque.



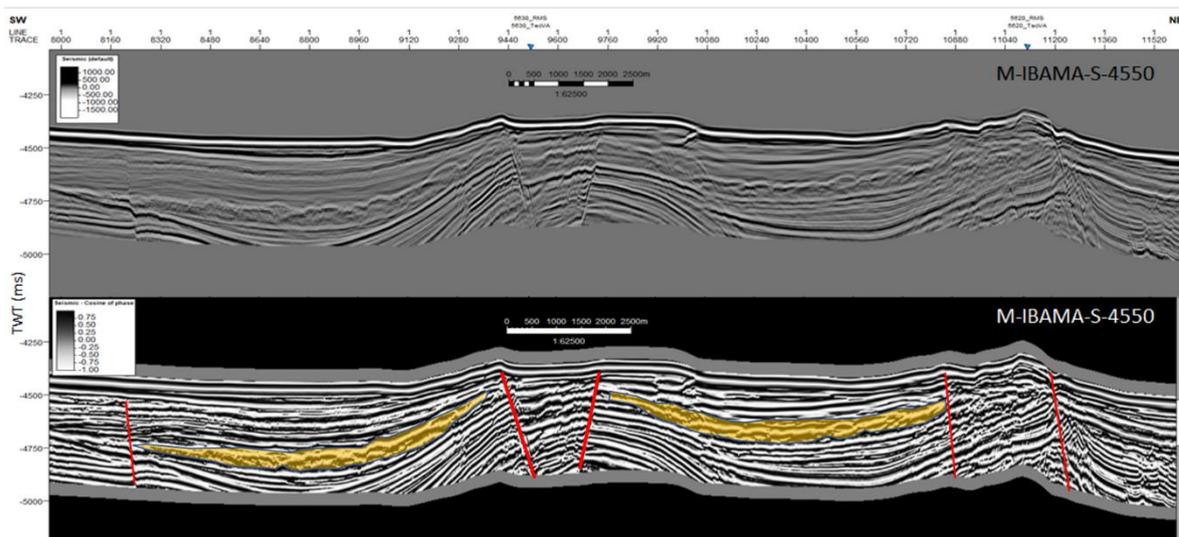
Fonte: Autora

Após aplicar o atributo sísmico Envelope, se torna nítida a melhoria no que diz respeito a mapear o horizonte referente ao topo do sal. O atributo foi capaz de melhor delimitar sua forma e continuidade lateral.

### 5.1.2 COSSENO DE FASE

O atributo intitulado Cosseno de Fase, facilitou a interpretação no que diz respeito à continuidade lateral dos horizontes sísmicos e feições estruturais e estratigráficas como falhas e deslizamentos de massa (**Figura 45**).

Figura 43: Seção S-4550 sem o atributo Cosseno de Fase acima; e com o atributo Cosseno de Fase abaixo com principais falhas (vermelho) e deslizamentos de massa (amarelo) destacados.



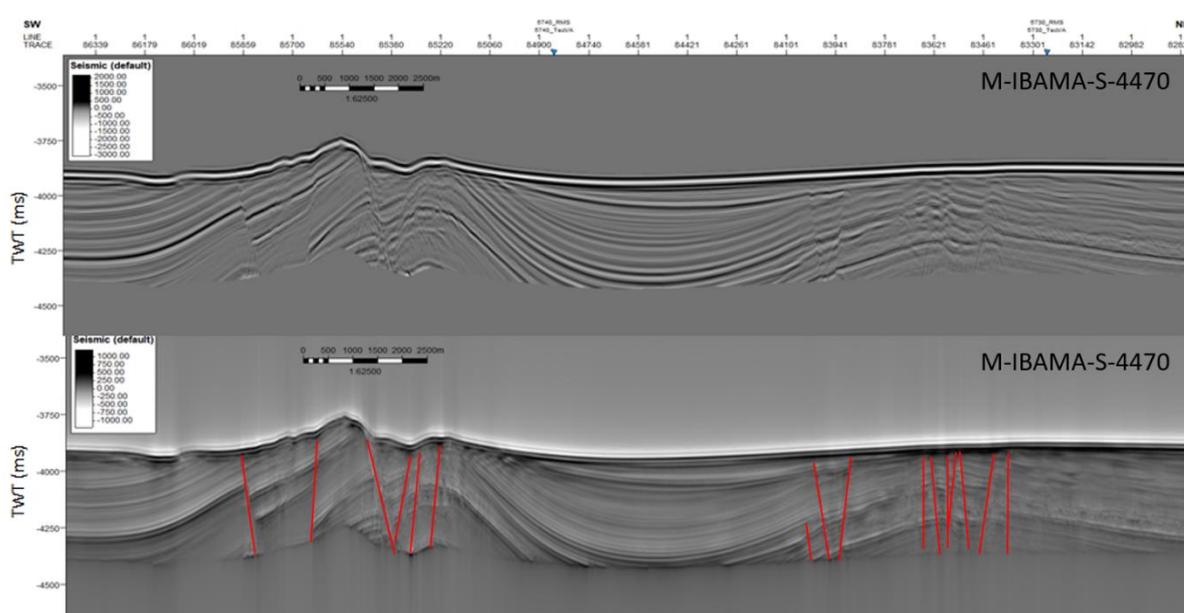
Fonte: Autora

### 5.1.3 TecVA

A Técnica Volume de Amplitudes (TecVA) objetiva a geração de mapas de amplitude, seções sísmicas verticais e fatias horizontais (*timeslices*) que reflitam, tanto quanto possível, a geologia de subsuperfície. Em áreas de fronteira exploratória, onde o conhecimento da geologia é totalmente dependente das informações sísmicas, são necessários o imageamento dos detalhes nos limites entre as sequências sísmicas ou de suas camadas internas, para previsões geológicas referentes ao sistema petrolífero. O mesmo acontece em áreas de desenvolvimento, onde a geometria dos reservatórios é, na maioria das vezes, melhor visualizada através desta técnica (Bulhões e Amorim, 2005).

Após implantar o atributo Amplitude RMS para evidenciar a amplitude instantânea, foi adicionado o atributo *Phase Shift*, rotacionando o sinal em  $-90^\circ$ , criando assim o atributo TecVA, também chamado de Pseudo-relevo. Além de melhorar a visualização da continuidade lateral dos refletores, delimitou os domos de sal e delineou bem as falhas nas seções sísmicas. Esse atributo apresenta um aspecto de relevo, fazendo com que as seções fiquem com uma aparência geológica (**Figura 46**).

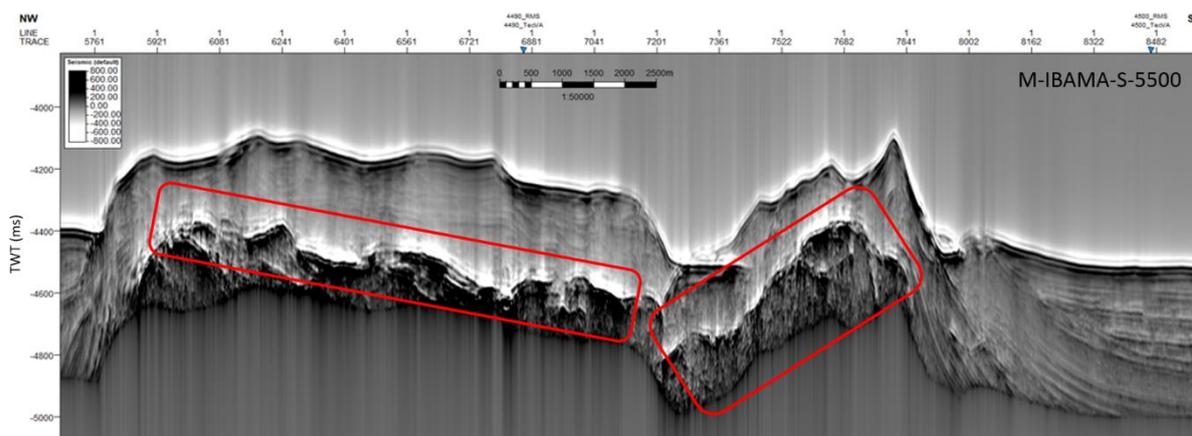
Figura 44: Seção S-4470 sem o atributo TecVA acima; e com o atributo TecVA abaixo.



Fonte: Autora

É possível observar que este atributo destaca as estruturas, como falhas de colapso e as feições associadas à tectônica de sal. O ajuste da escala de cores, dificultou a visualização de informações acima de trechos onde a amplitude apresenta valores muito altos, como o exemplo da figura 47, onde refletores logo acima do topo do sal se apresentaram mais apagados. Porém, esse fator não foi um empecilho, já que o objetivo da utilização da Técnica Volume de Amplitude foi justamente identificar e delimitar com mais prioridade os horizontes referentes ao topo do sal e, para essa finalidade, o atributo funcionou de maneira satisfatória.

Figura 45: Trecho da seção S-5500 com o atributo TecVA. Topo do sal em destaque.



Fonte: Autora

## 5.2 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E IMPACTO DA HALOCINESE

A interpretação sísmica foi baseada no mapeamento do fundo do mar, falhas e fraturas, principais refletores e topo do sal, visível nas 88 seções sísmicas da área de estudo e importadas no *software Petrel 2016*.

Após a validação da interpretação sísmica com o auxílio de atributos, foi realizada a análise sismoestratigráfica concomitantemente com a análise de camadas sedimentares aparentes no pós-sal, região fortemente influenciada pela halocinese.

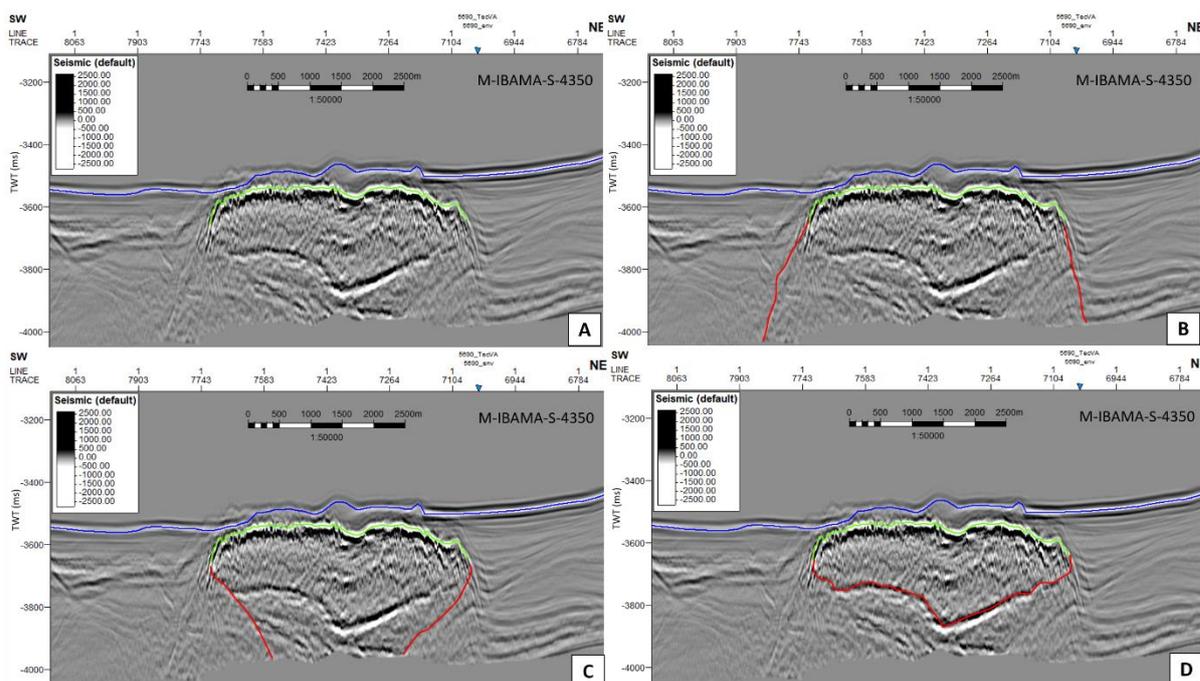
O critério de escolha das principais discordâncias mapeadas do Pós-sal foi realizado baseado nos estudos análogos das Bacias de Campos e Santos e na análise do dado sísmico. O mapeamento desses horizontes seguiu um conjunto de fatores como, configurações internas dos refletores, sua geometria e padrões de terminações. Infelizmente a região estudada, por ser uma área de ultrafronteira exploratória, não possui poços para realizar a amarração de horizontes sísmicos que possibilitem identificar superfícies estratigráficas conhecidas.

O primeiro refletor mapeado foi o fundo do mar. Em seguida, horizontes com fortes contrastes de impedância foram identificados. E, por fim, o refletor gerado pelo topo do sal foi mapeado. Com as polaridades invertidas, como explicado anteriormente, o topo do sal foi interpretado como um forte pico negativo, pois este evento geralmente representa a passagem de uma região de menor impedância para uma região com maior impedância acústica, reforçado ainda mais pelo fato do topo do sal nesta área ser marcado muitas vezes pela presença da anidrita, um sal de altíssima impedância acústica (Viana, 2018).

A sequência evaporítica na área de estudo apresenta um comportamento bem singular,

exibindo além de feições características da halocinese, algumas complexas estruturas dos corpos salinos. Como as seções sísmicas foram cortadas em 500 ms TWT, não foi possível observar a continuidade do refletor do topo do sal, o que tornou o mapeamento deste refletor um grande desafio. A figura 48 exemplifica uma limitação na parte de interpretação sísmica onde é possível obter 3 maneiras diferentes para a interpretar a continuidade do topo do sal. A figura 48B pode apresentar um domo salino; já a figura 48C apresenta a interpretação de uma feição de diápiro de sal com uma possível estratificação interna com sais de diferentes impedâncias acústicas; já a figura 48D indica uma possível gota de sal derivada de um antigo diápiro que foi descolado do seu corpo de origem. Isto significa que o mesmo intervalo sísmico pode ter diversas interpretações, função da limitação da visualização da continuidade lateral do topo do sal, limitado pelo corte de 500 ms TWT.

Figura 46: Topo do sal com diferentes interpretações. A) Topo do domo salino; B) Domo salino; C) Diápiro de sal; D) Gota de sal.



Fonte: Autora

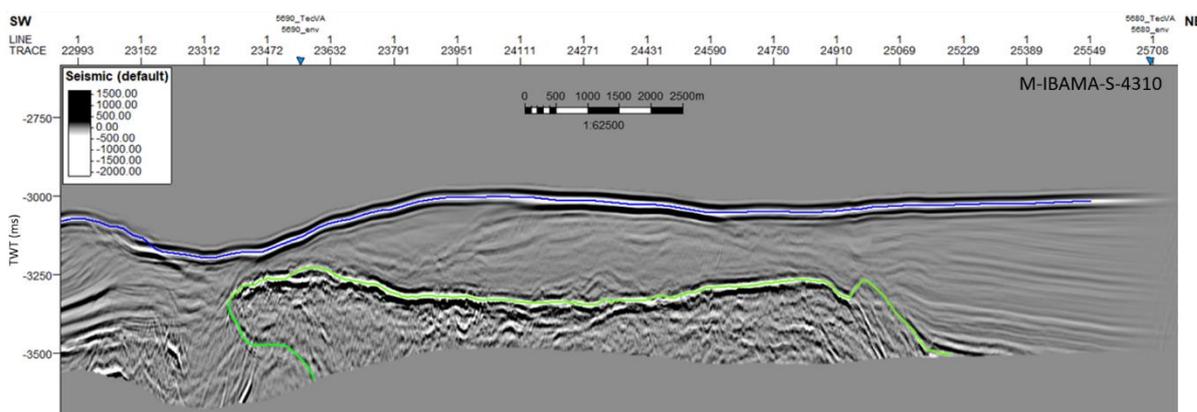
A estratificação interna dos diápiro com refletores de alta impedância acústica (anidrita) e de baixa impedância acústica (halita e carnalita) podem ser os responsáveis pela feição visualizada no dado sísmico da figura 48.

As sismofácies da camada evaporítica salífera na área de estudo são bem características, sendo representadas, predominantemente, por 2 formas. A primeira estrutura encontrada

presente na maior parte da camada evaporítica é caótica, ou seja, possui feição *free*, com ausência de refletores contínuos, e representa uma camada maciça formada pelo sal. A outra estrutura é representada por refletores intercalados de altas amplitudes e, em sua grande maioria subparalelos, caracterizando uma região estratificada.

Diversas feições e estruturas características da tectônica de sal puderam ser observadas e identificadas na área de estudo, como línguas de sal e diápiros. Devido a movimentação dos corpos salinos em direção às camadas superiores, se torna visível um contato discordante com as camadas mais próximas ao fundo marinho. Em alguns locais ocorreu um soerguimento tão significativo, que os diápiros estão praticamente em contato com a superfície do fundo do mar, como pôde ser visto na figura 48. Já na figura 49 é possível observar uma feição denominada de língua de sal. A sismofácies desta língua de sal é representada por refletores caóticos com baixa estratificação.

Figura 47: Língua de sal visível na seção S-4310.



Fonte: Autora

### 5.2.1 ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA

Outra estrutura interpretada nos dados sísmicos em diversas regiões da área de estudo foram as minibacias, que são caracterizadas por um espaço confinado entre os domos de sal, formada pela deposição dos sedimentos de maior densidade que o sal e, conseqüentemente, acarretando a subsidência, gerando assim um espaço de acomodação (Viana, 2018).

Por causa da intrusão e movimentação do sal, as camadas encaixantes do pós-sal podem ser deformadas, fraturadas e/ou falhadas a partir das tensões geradas pela halocinese, formando, em algumas regiões, estruturas como: anticlinais, sinclinais e falhamentos, dependendo da

reologia das rochas. Estruturas estas, que podem delimitar regiões de inflação e deflação originadas pela tectônica de sal, podendo ser observadas nas figuras 50, 51 e 53.

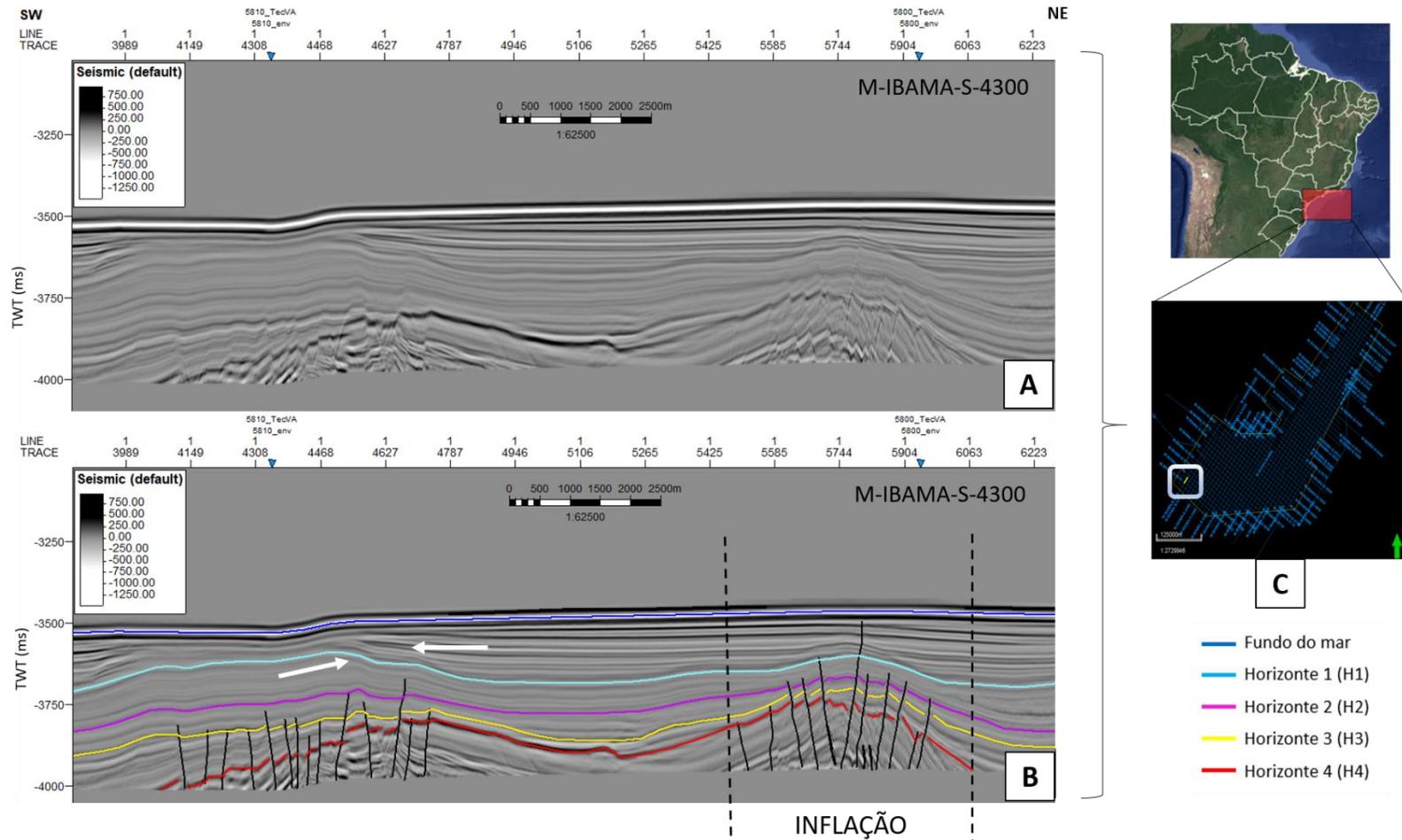
As figuras a seguir (**Figuras 50, 51, 52 e 53**) apresentam exemplos de terminações de refletores e comportamento de estratos em zonas influenciadas pela halocinese no intervalo do pós-sal.

Mesmo as figuras 50, 51 e 52 não apresentando de fato a presença do topo do sal a um tempo sísmico duplo de 500 ms, de acordo com estudos e pesquisas da região, além no conhecimento prévio do contexto geológico, foi considerado que as deformações aparentes nas seções S-4300 (**Figura 50**), S-4470 (**Figura 51**) e S-4310 (**Figura 52**), foram geradas a partir da halocinese, sugerindo proximidade de domos em intervalos sotopostos.

Na figura 50 o comportamento dos estratos é predominantemente paralelo e subparalelo com feição ondulada na região de falhas de colapso geradas, possivelmente, por um domo salino, soerguendo a região e criando uma zona de inflação. Logo abaixo do fundo do mar é possível observar refletores paralelos terminando horizontalmente com o refletor H1 de maior inclinação, o que caracteriza os *onlaps* desse trecho da seção S-4300. Entre os horizontes H1 e H2 percebe-se a terminação de alguns refletores na direção da superfície erosiva nominada H1, indicando assim, um truncamento erosivo. Como os refletores da primeira camada estão paralelos e não sofrem influência do soerguimento ou subsidência causados pela tectônica de sal, é possível presumir que foi depositada no período pós-halocinético.

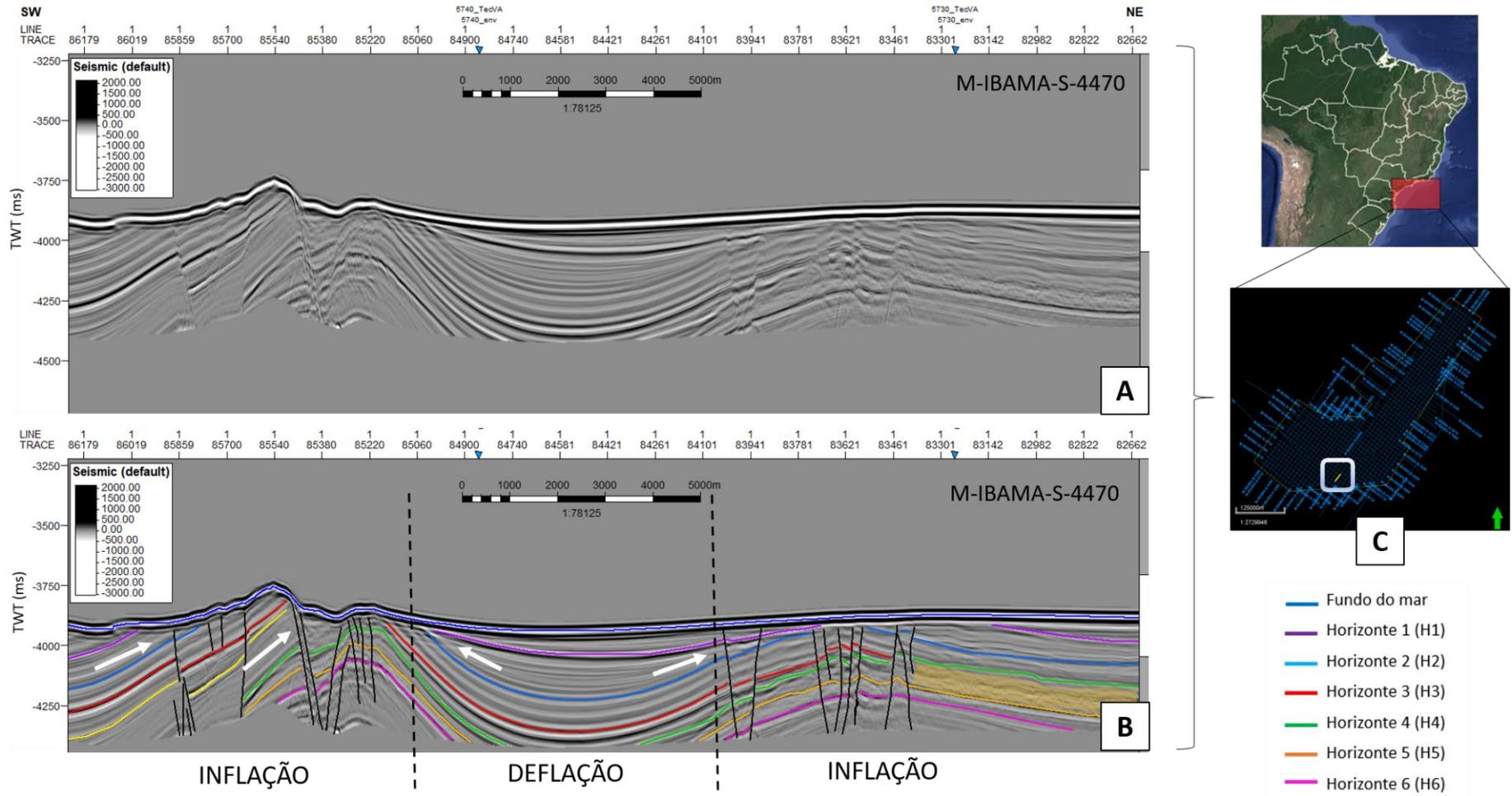
A figura 51 apresenta diversas terminações do tipo truncamento com refletores indo em direção ao fundo do mar. Além disso, as zonas de inflação e deflação foram delimitadas de modo que a interpretação da minibacia fosse realizada, com refletores do tipo *toplap* presentes em suas extremidades. Nesse trecho da seção S-4470 é possível observar camadas de, aproximadamente, mesma espessura entre os horizontes H2 e H5, indicando deposição no período pré-halocinético. Já na camada entre os horizontes H1 e H2, é visível a mudança de espessura ao longo da minibacia, adelgaçando para as extremidades, caracterizando assim uma deposição sin-halocinética, onde ocorrem sequências sedimentares com geometrias em forma de tigela. Por fim, é possível identificar, no canto inferior direito, um deslizamento de massa originado, possivelmente, pela halocinese.

Figura 48: Seção sísmica S-4300. A) Sem interpretação; B) Com interpretação. Setas brancas sinalizando as terminações em *onlap* e truncamento erosivo; C) Local do trecho escolhido.



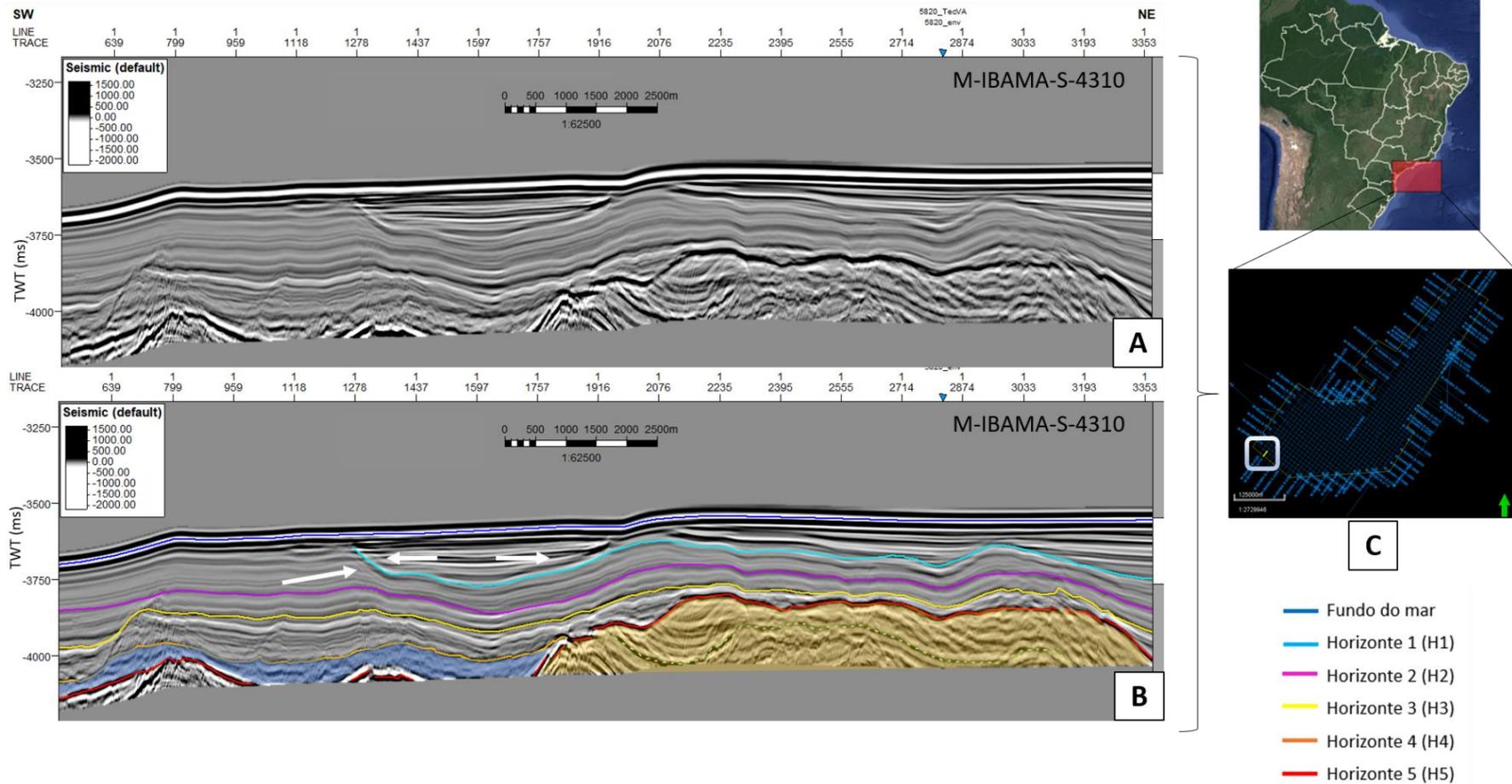
Fonte: Autora

Figura 49: Seção sísmica S-4470. A) Sem interpretação; B) Com interpretação. Setas brancas sinalizando as terminações em *toplap*. Hachurado amarelo representando um deslizamento de massa; C) Local do trecho escolhido.



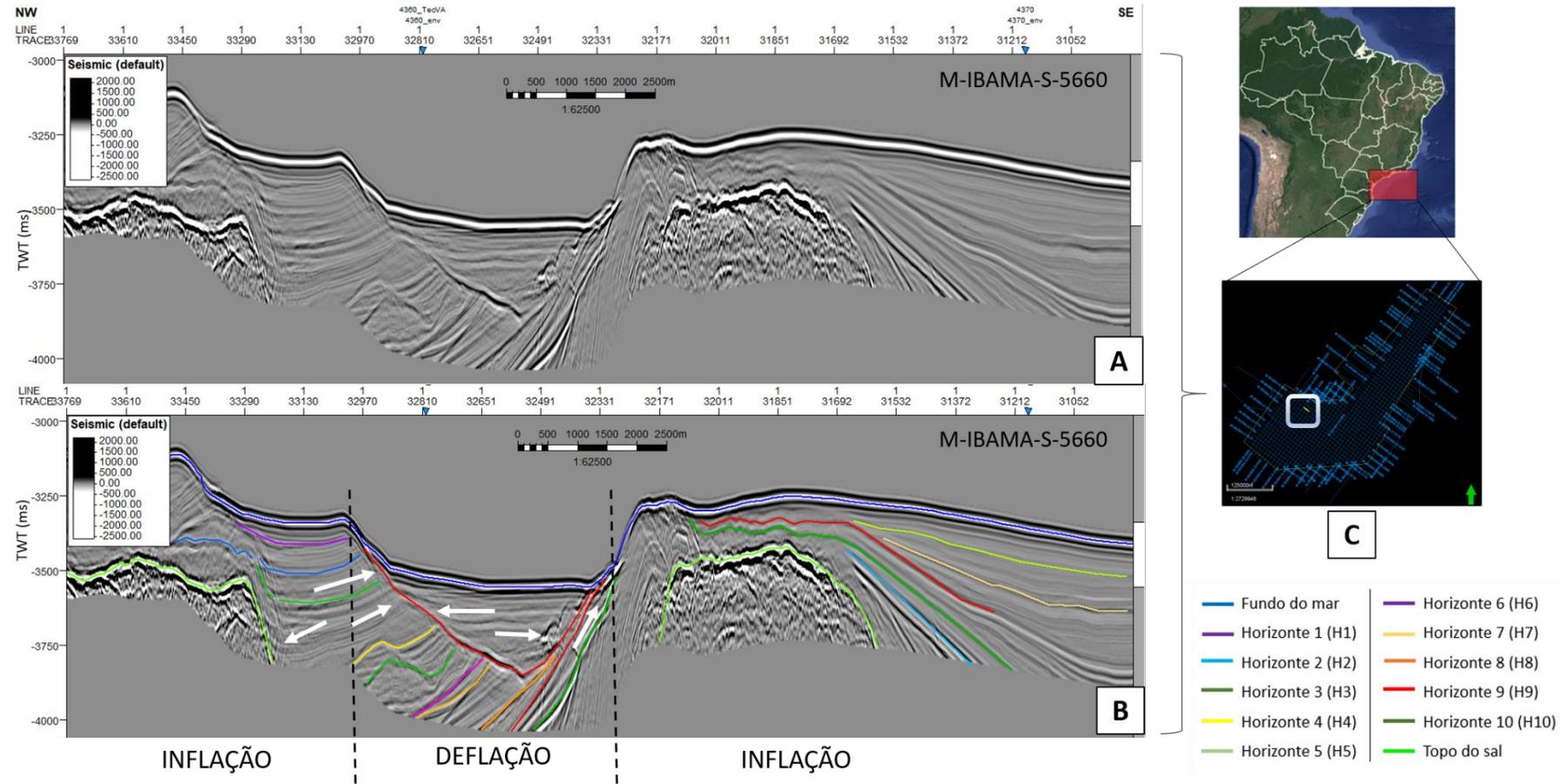
Fonte: Autora

Figura 50: Seção sísmica S-4310. A) Sem interpretação; B) Com interpretação. Setas brancas sinalizando as terminações em *onlap* e truncamento erosivo. Hachurado azul e amarelo representando deslizamentos de massa; C) Local do trecho escolhido.



Fonte: Autora

Figura 51: Seção sísmica S-5660. A) Sem interpretação; B) Com interpretação. Setas brancas sinalizando as terminações em *onlap* e truncamento erosivo; C) Local do trecho escolhido.



Fonte: Autora

O eixo de crescimento, próximo ao traço 84581, corresponde ao local de maior espessura ou expansão dessa sequência deposicional sin-tectônica, marcando assim, o local de maior subsidência ou deflação do sal. Ainda na figura 51, é possível observar um pequeno deslizamento de massa no canto inferior direito da seção, proveniente, possivelmente da deformação sintectônica causada por um domo salino.

Na figura 52 percebe-se a presença de *onlaps* entre os horizontes do fundo do mar e o Horizonte 1, indicando sequências que não sofreram influências de movimentações de camadas inferiores. Entre o fundo do mar e o Horizonte 2, no canto esquerdo da seção sísmica, é possível observar a terminação de alguns refletores na direção da superfície erosiva nominada H1, indicando assim, truncamento erosivo. Além disso, é válido ressaltar a ocorrência de feições caóticas e contorcidas representadas pelas áreas hachuradas com as cores azul e amarelo respectivamente, sinalizando deslizamentos de massa.

Por fim, a figura 53 apresenta a ocorrência de grandes deformações geradas a partir da tectônica de sal como blocos rotacionados e zonas de inflação e deflação. Nesse segmento da seção S-5660, é possível observar, no intervalo de deflação, camadas pós-tectônicas apresentando geometrias tabulares com refletores plano-paralelos e subparalelos, e terminações em *onlap* dos estratos internos. No bloco rotacionado, visível entre os traços 33290 e 32651, ocorrem terminações em truncamento erosivo, com refletores terminando na superfície erosiva H9, e *downlaps*, com refletores terminando no topo do sal, aparente no lado esquerdo da seção sísmica. A geometria interna do sal é predominantemente caótica com baixíssima estratificação. No canto direito da mesma seção sísmica em questão, é visível o comportamento divergente dos estratos, dando início a uma outra minibacia.

### 5.3 MAPAS

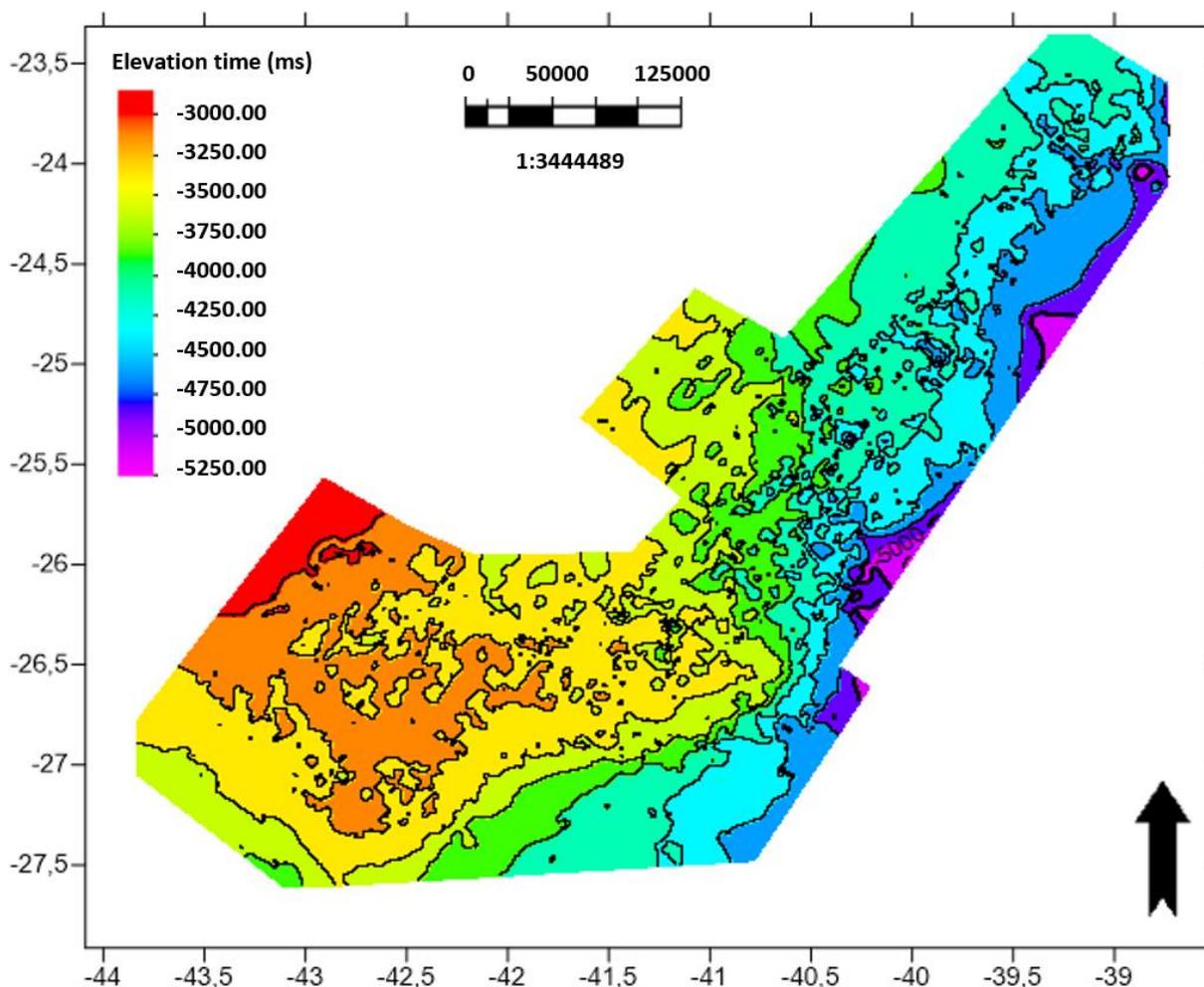
Para a elaboração dos mapas foi utilizado uma malha de 27 *inlines* por 61 *crosslines*, formando um *grid* de 10 x 10 km. Após a interpretação sísmica, os horizontes escolhidos foram interpolados visando especificamente cada objetivo.

#### 5.3.1 BATIMETRIA

O mapeamento do horizonte utilizado para a elaboração do mapa de batimetria foi muito simples, pois o refletor que representa o fundo marinho, na maioria das vezes, é constante e de alta impedância acústica. Para a elaboração do mapa, foi utilizada a Interpolação Convergente (*Convergent Interpolation*), com ordem de projeção quadrática, através do *software Petrel*

2016. No caso da área de estudo deste projeto, pode-se notar que a batimetria aumenta (em tempo sísmico TWT) de noroeste para sudeste (**Figura 54**). Através de informações contidas no mapa, juntamente com a fórmula  $V = \Delta s / \Delta t$ , considerando  $V = 1500 \text{ m/s}$ , calculou-se uma variação batimétrica de aproximadamente 1700 m, com o máximo de 3937,5 m e mínimo de 2250 m de profundidade. O mapa em questão está representado por coordenadas geográficas em graus decimais.

Figura 52: Mapa de batimetria da área de estudo (Santos Fase 2).



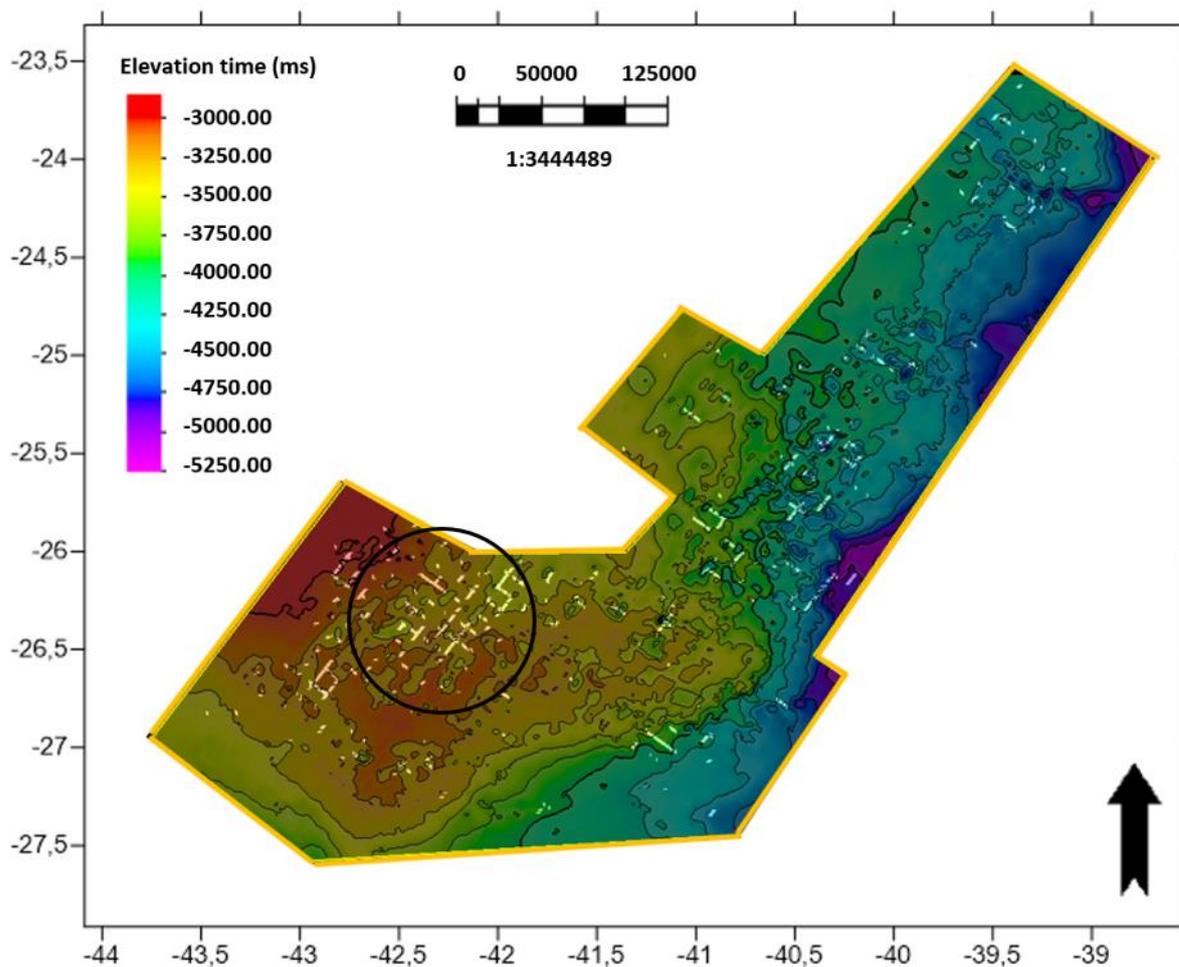
Fonte: Autora

### 5.3.2 TOPO DO SAL

Após elaborar o mapa de batimetria em tempo, a interpretação do topo do sal foi sobreposta (**Figura 55**) com a finalidade de correlacionar a presença de evaporitos próximos ao fundo do mar com os anticlinais e sinclinais aparentes no mapa batimétrico.

Através do mapa apresentado na figura 55 é possível observar uma zona de colapso onde o topo do sal foi mapeado com uma menor profundidade, próximo à latitude -26,5 e longitude -42. Provavelmente foi a própria deformação originada pela tectônica de sal que gerou esta zona de colapso próxima a um grande anticlinal, visível de cor laranja na região sudoeste do mapa.

Figura 53: Mapa de batimetria com interpretação do topo do sal sobreposta. Traços brancos representando o topo do sal aparente acima de 500 ms (TWTT). Zona de colapso destacada.



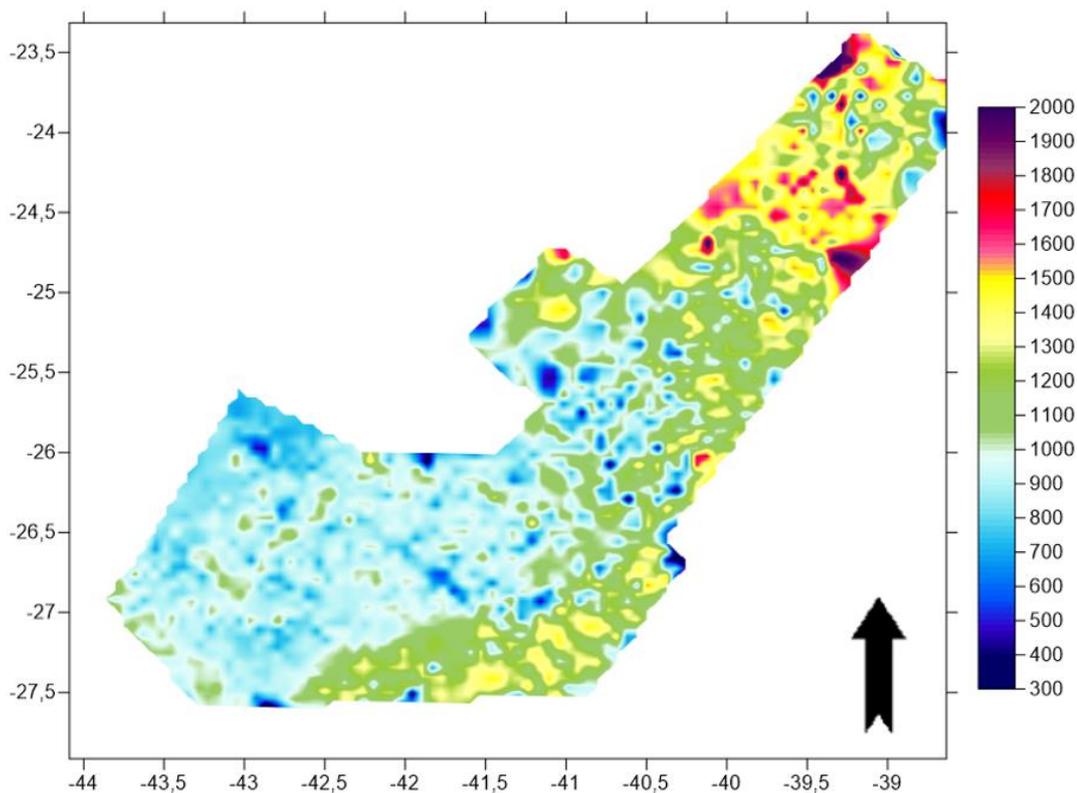
Fonte: Autora

### 5.3.3 AMPLITUDE

Para dar início à elaboração do mapa relacionado à visualização da amplitude do fundo marinho, foi preciso ajustar a polaridade do sinal. Com essa finalidade, foi utilizado o atributo *Extract Value* para extrair os valores de amplitude em cada traço sísmico de cada seção e, assim, transferir as informações das 88 seções sísmicas em tabelas no *Excel*, para então gerar o valor modular. Como o objetivo desta etapa é analisar a energia do sinal, a inversão dos valores, do negativo para o positivo, foi uma escolha apenas facilitar a leitura e a interpretação do mapa.

Posteriormente, todas as tabelas foram unidas no *software Surfer 11*, onde foi possível realizar a interpolação de Mínima Curvatura (*Minimum Curvature*) e assim, gerar o resultado do mapa da figura 56. O mapa em questão, também está representado por coordenadas geográficas em graus decimais e sua escala de cores pode ser encontrada no *Surfer* como *Exploration 2*.

Figura 54: Mapa de amplitude do fundo marinho.



Fonte: Autora

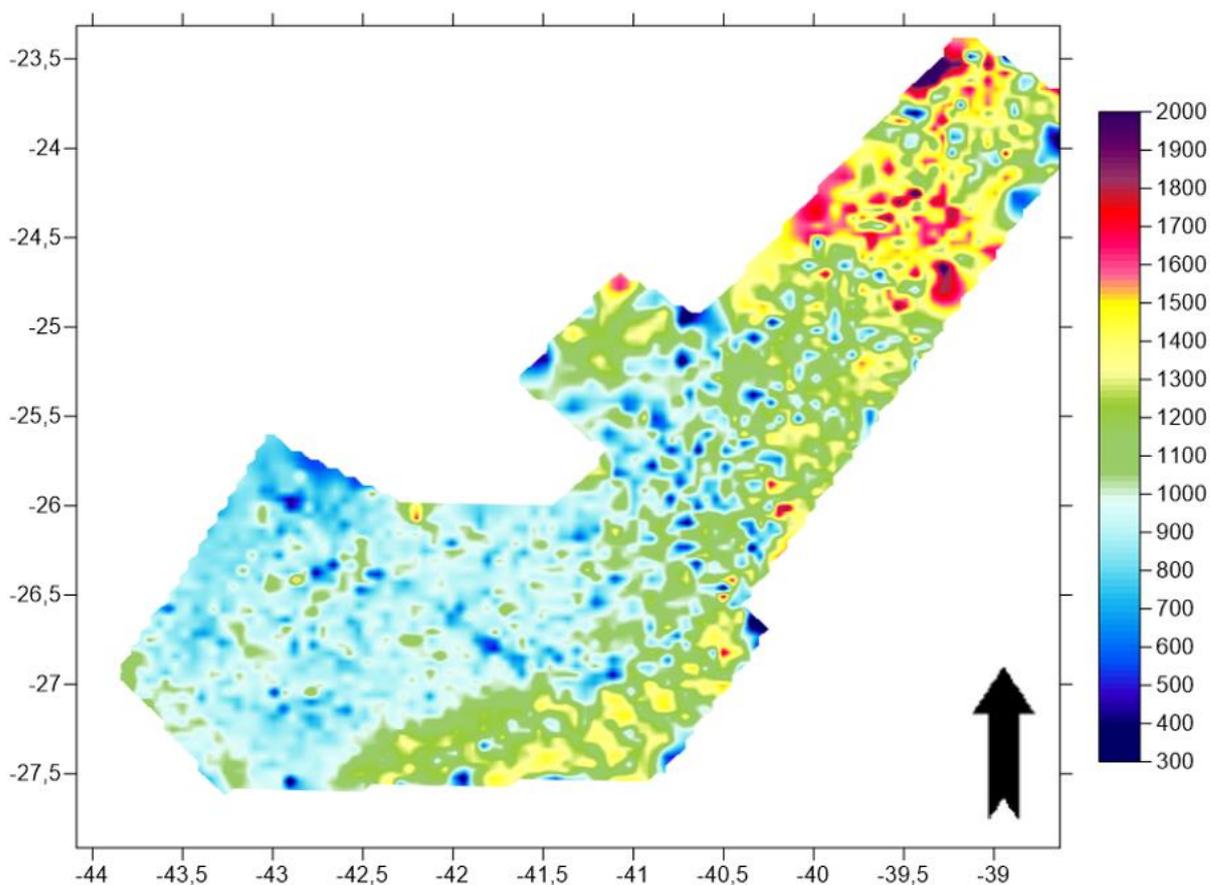
Este mapa foi gerado com o objetivo de ser o primeiro passo para analisar a rigidez do solo e, assim, servir como base para dar suporte a futuras instalações submarinas, já que altas impedâncias acústicas indicam sedimentos mais rígidos e/ou compactados. Aparentemente a amplitude seguiu a batimetria do local, indicando altos valores em regiões com uma maior coluna d'água.

Era esperado que o local onde o topo do sal se encontra em uma menor profundidade, indicasse uma amplitude maior do que as regiões a sua volta, pois com o soerguimento dos domos salinos, as camadas mais profundas de rochas ou sedimentos mais compactados, afloram (**Figuras 55 e 56**) e, como consequência, apresentariam uma maior impedância acústica. Para melhor analisar esse caso, foram gerados os mapas dos atributos sísmicos: Envelope, Amplitude RMS e TecVA.

### 5.3.3.1 ENVELOPE (FUNDO MARINHO)

Após implementar o atributo sísmico Envelope em todas as seções, foram extraídos os valores referentes ao horizonte do fundo marinho através do atributo *Extract Value*. Em seguida, todas as tabelas foram unidas no *software Surfer 11*, onde foi possível realizar a interpolação de Mínima Curvatura (*Minimum Curvature*) (**Figura 57**).

Figura 55: Mapa do fundo marinho com o atributo sísmico Envelope.



Fonte: Autora

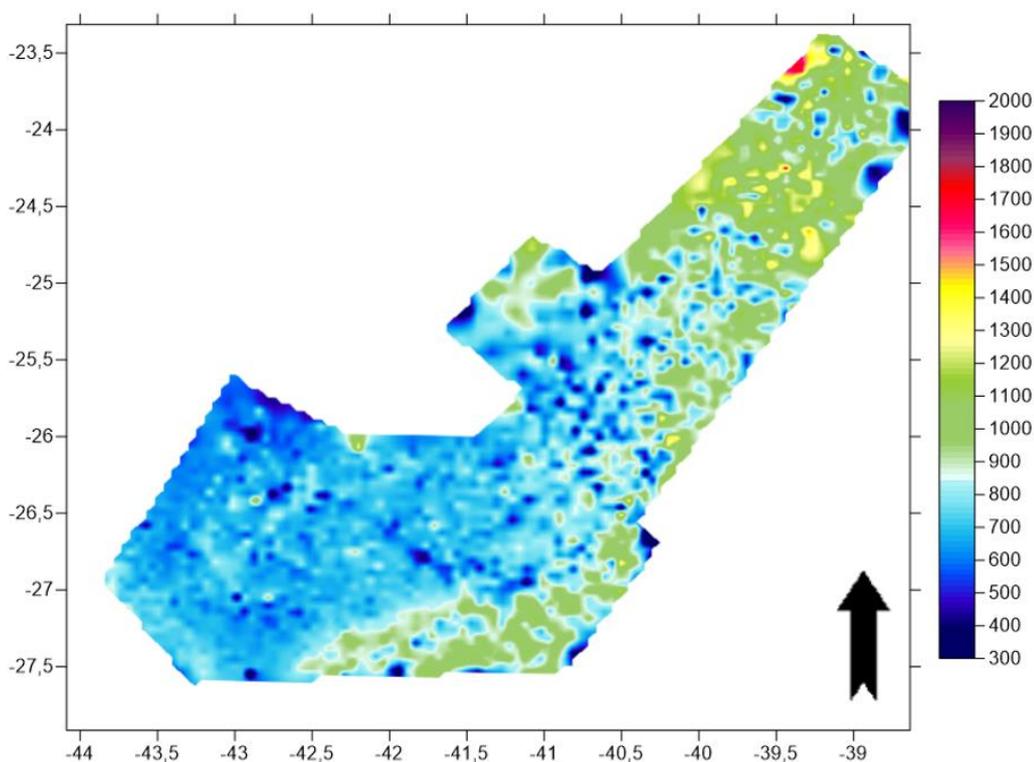
O mapa está representado por coordenadas geográficas em graus decimais e sua escala de cores pode ser encontrada no *Surfer 11* como *Exploration 2*. A aplicação deste atributo teve como objetivo analisar a energia do sinal, e como era esperado, o Envelope obteve uma resposta similar ao mapa da figura 56, pois para seu cálculo, foram utilizados os valores referentes à própria amplitude do sinal. O mapa do fundo marinho com o atributo Envelope (**Figura 57**) mostra que os sedimentos presentes nas regiões de cor azul apresentam menor impedância acústica do que os sedimentos das regiões de tonalidades roxas, ou seja, retratam,

possivelmente, uma menor consolidação do solo e menor rigidez. É possível observar também pequenas regiões em cores verdes e amarelas dentro da grande extensão de baixa energia, indicando uma provável correlação com a presença dos domos salinos rasos.

### 5.3.3.2 AMPLITUDE RMS (FUNDO MARINHO)

Da mesma maneira que ocorreu a elaboração do mapa do fundo marinho com o atributo Envelope, obteve-se a resposta do mapa do fundo marinho com o atributo Amplitude RMS. Após aplicar o atributo nas seções sísmicas, foram extraídos os valores referentes ao horizonte do fundo marinho através do atributo *Extract Value*. Em seguida, todas as tabelas foram unidas no software *Surfer 11*, onde foi possível realizar a interpolação de Mínima Curvatura (**Figura 58**). Neste mapa, espera-se um maior contraste de impedância e um resultado similar ao do atributo Envelope, porém de menor intensidade devido ao fato de a Amplitude RMS representar uma média dos valores da Amplitude Instantânea. Como foi utilizado a mesma escala de cores presente na figura 57, observa-se que as regiões de tons azulados representam um material possivelmente menos rígido do que as regiões em verde e amarelo.

Figura 56: Mapa do fundo marinho com o atributo sísmico Amplitude RMS.

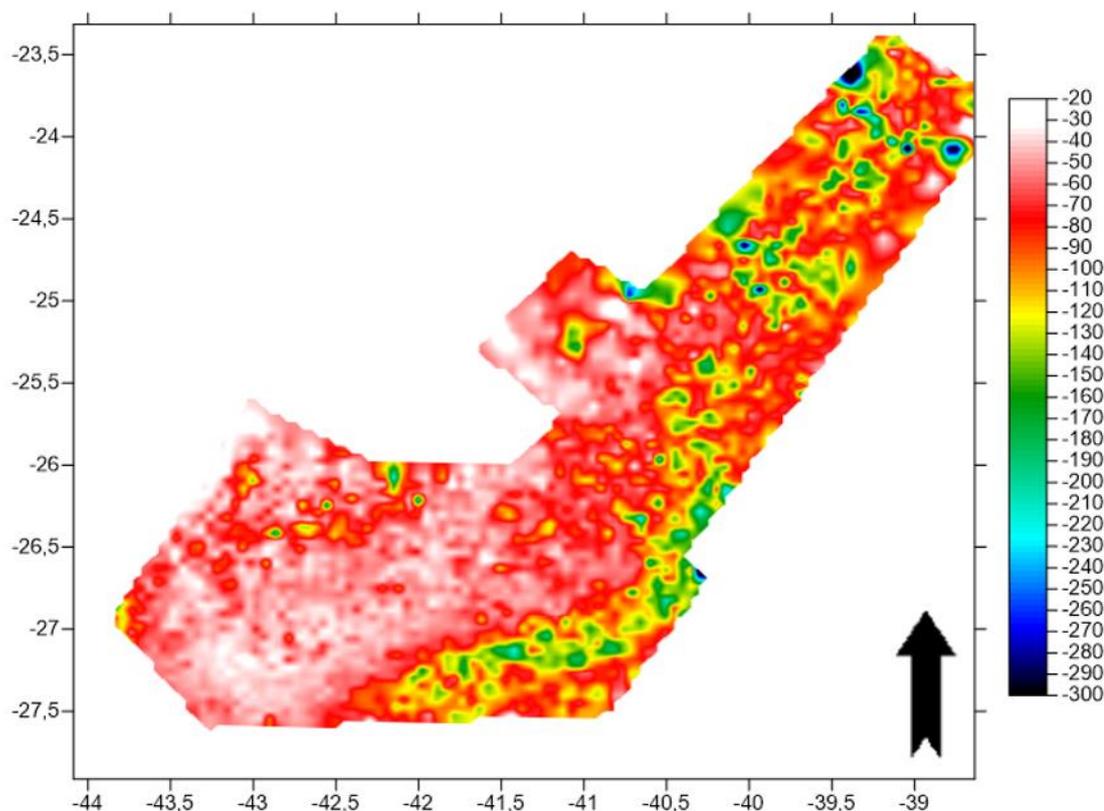


Fonte: Autora

### 5.3.3.3 TecVA (FUNDO MARINHO)

No atributo TecVA de extração do envelope do traço sísmico, pressupõe-se que toda reflexão sísmica positiva ou negativa tem significado geológico e representam interfaces entre camadas. Eventos coerentes do tipo “*tunning*” e reverberações indesejáveis, se presentes no dado, serão também ressaltados. Porém, o cálculo envolvido nada mais é do que uma média móvel ao longo do traço. Esta técnica foi apresentada em 1999 por Bulhões, E. M. no 6º Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, como ferramenta para a obtenção de mapas de variação lateral de sismofácies utilizando-se a média RMS ( $X_{RMS}$ ) ou a média dos Valores Absolutos das Amplitudes ( $A_j$ ) (Bulhões e Amorim, 2005). O mapa do fundo marinho com a Técnica de Volume de Amplitude aplicada foi gerado através dos mesmos passos executados para a elaboração dos mapas anteriores (**Figura 59**). Como o objetivo desse mapa é analisar a energia do sinal, ou seja, valores modulares, quanto mais afastado de zero maior a intensidade. A escala de cores *Rainbow* do *software Surfer 11* foi escolhida com o intuito de aprimorar a visualização e a interpretação do mapa. Como indicado nos mapas anteriores, a região esbranquiçada apresenta um local de menor impedância acústica, porém, no mapa do fundo marinho com a TecVA aplicada, é possível observar melhor as zonas de maior energia presentes na região onde os domos salinos foram mapeados. Este caso pode indicar uma correlação com a presença do topo do sal em baixas profundidades, como por exemplo, um possível afloramento de rochas mais rígidas do que os sedimentos pelágicos a sua volta ou possíveis precipitações de carbonato.

Figura 57: Mapa do fundo marinho com a Técnica Volume de Amplitude (TecVA).

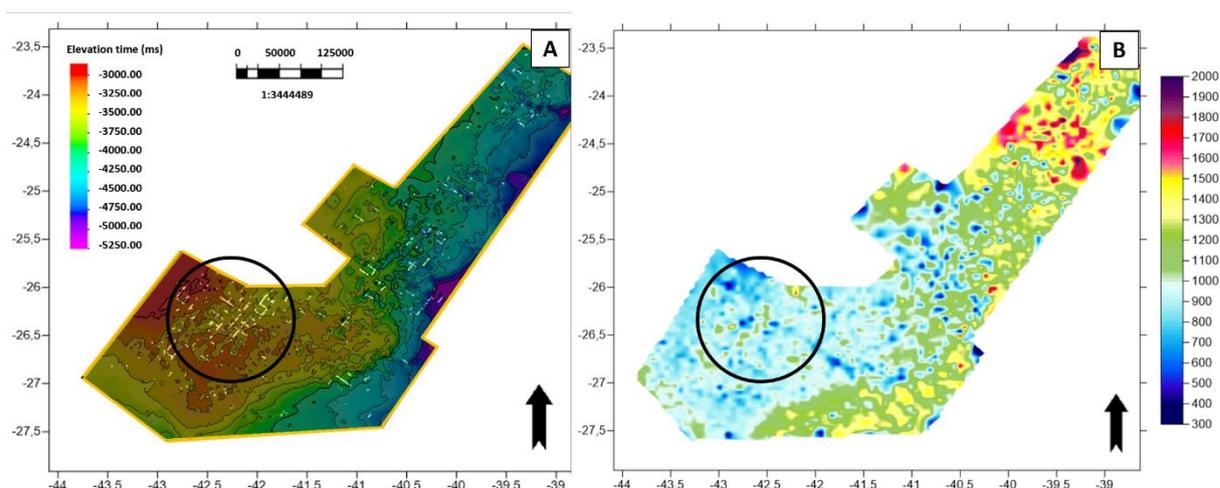


Fonte: Autora

#### 5.4 ANÁLISE DE AMPLITUDE

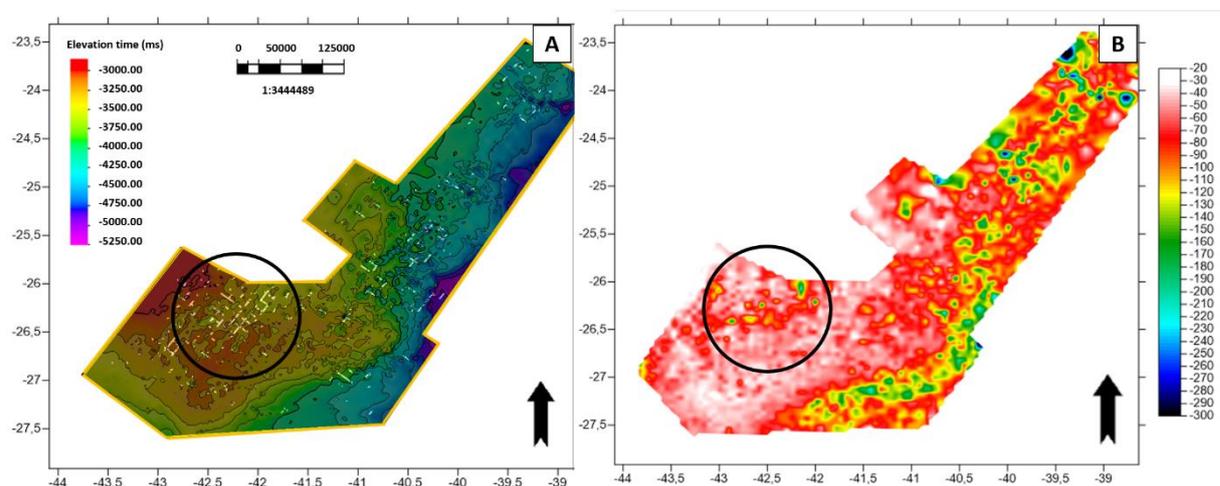
A densidade dos sedimentos de fundo é função básica da mineralogia, da porosidade e do teor de água. Estes fatores variam localmente em maior escala, controlando, portanto, de maneira mais intensa, a impedância dos sedimentos (Ayres, 2001). Com a finalidade de observar esta resposta dos sedimentos do fundo marinho, deu-se início à análise de amplitude. O primeiro passo foi a comparação dos mapas que geraram o melhor resultado, nesse caso, foram comparados os mapas do topo do sal sobreposto na batimetria, com os mapas de Envelope e TecVA (**Figuras 60 e 61**). É possível identificar uma diferença de amplitude, no local selecionado pelo círculo de cor preta, em comparação às amplitudes de regiões a sua volta. Na figura 61, onde a comparação é feita com o TecVA, essa diferença se torna mais evidente do que na figura 60, onde a comparação é feita com o atributo Envelope aplicado.

Figura 58: A) Topo do sal sobreposto na batimetria; B) Fundo marinho com o atributo Envelope.



Fonte: Autora

Figura 59: A) Topo do sal sobreposto na batimetria; B) Fundo marinho com a Técnica Volume de Amplitude.

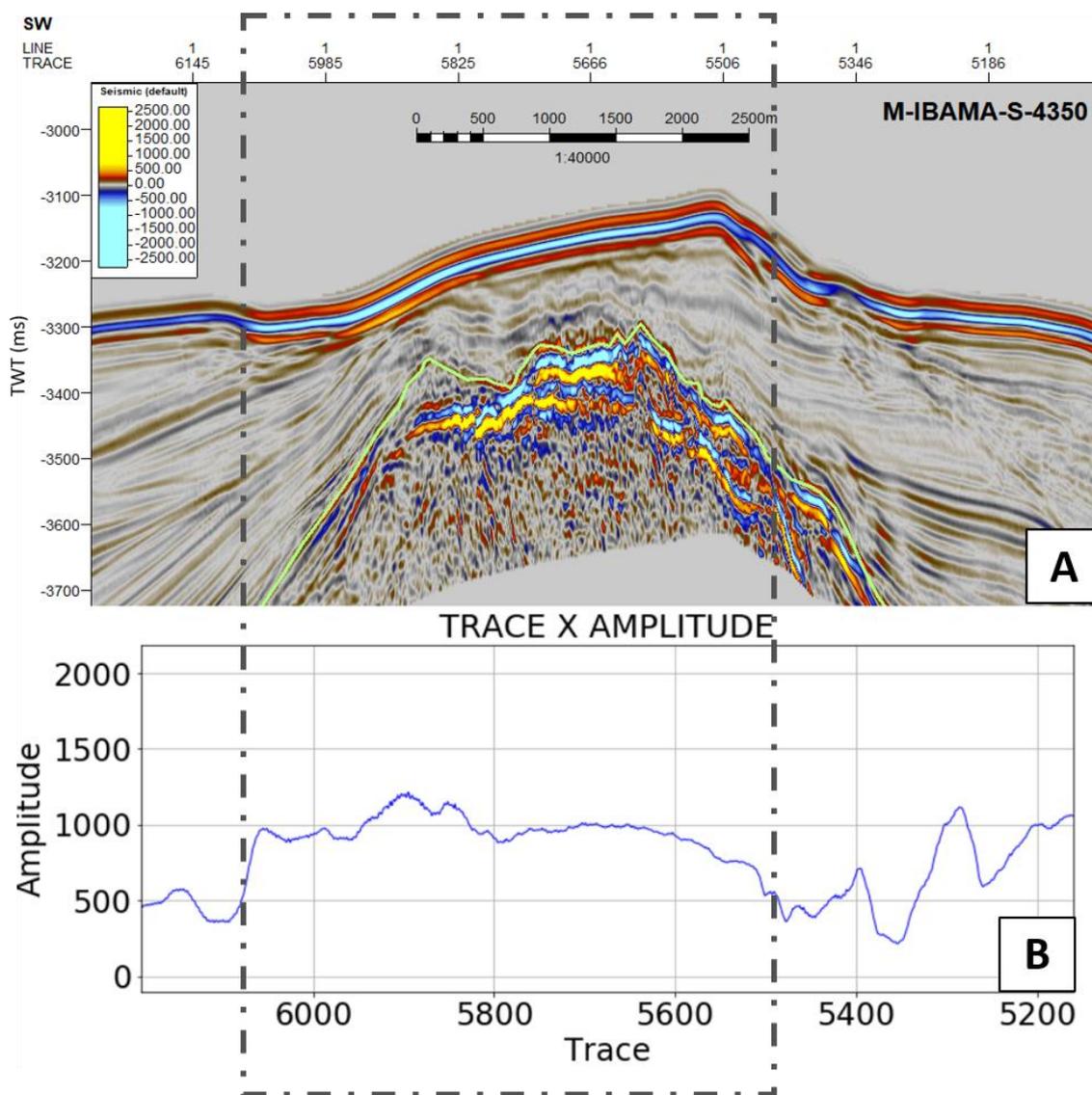


Fonte: Autora

Para validar a teoria, foi realizada uma análise de amplitude do fundo marinho mais pontual. Nesta etapa, foram escolhidos trechos das seções sísmicas onde o topo do sal é observado soerguendo camadas mais profundas e mais compactadas em direção ao fundo marinho. Foram escolhidos também trechos onde eram visíveis diversas falhas com possível migração de gás, favorecendo a precipitação de carbonato, podendo gerar um maior valor de amplitude no sinal.

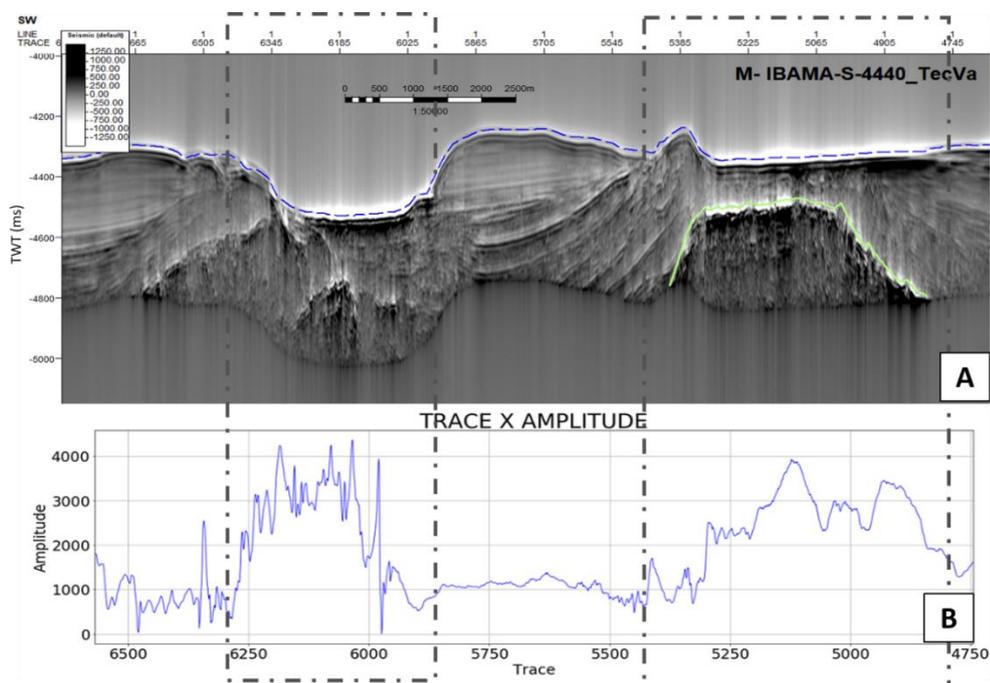
Com o intuito de gerar o gráfico de Traço x Amplitude, foi desenvolvido um *script* com a linguagem de programação *Python* através da interface *Jupyter*, para então, seguir com a comparação com os trechos escolhidos das seções sísmicas. Alguns exemplos dessas comparações estão presentes nas figuras 62, 63 e 64.

Figura 60: A) Seção S-4350 com escala de cores *seismic default*; B) Gráfico do Traço x Amplitude.



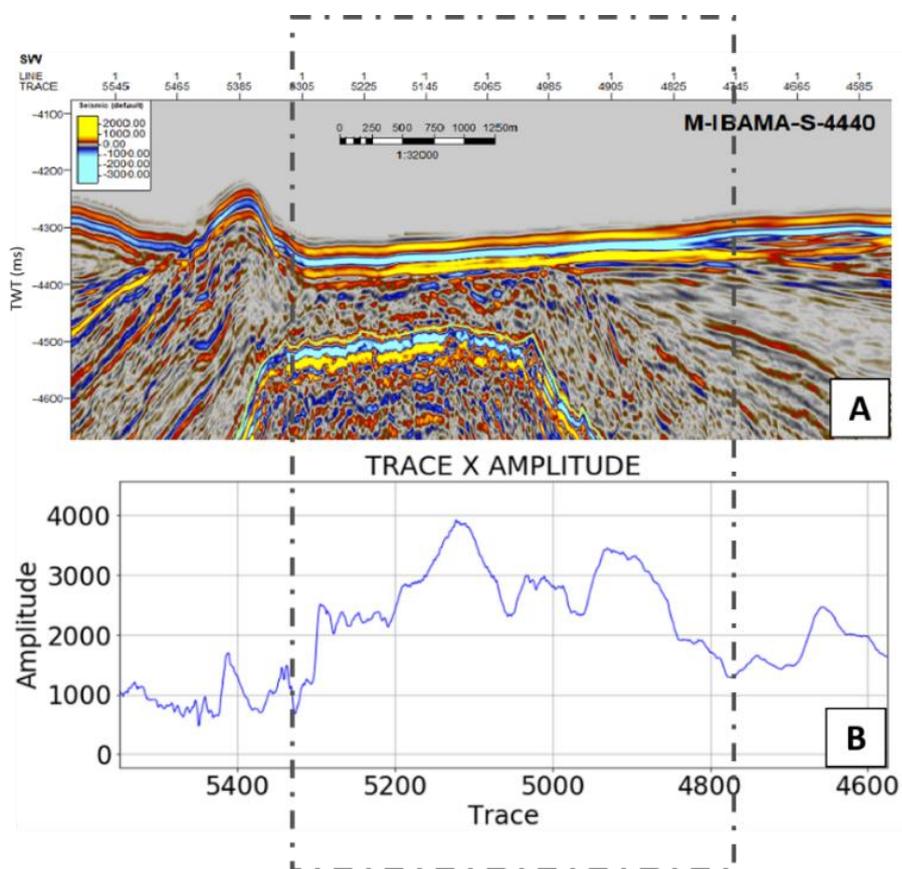
Fonte: Autora

Figura 61: A) Seção S-4440 com TecVA; B) Gráfico do Traço x Amplitude.



Fonte: Autora

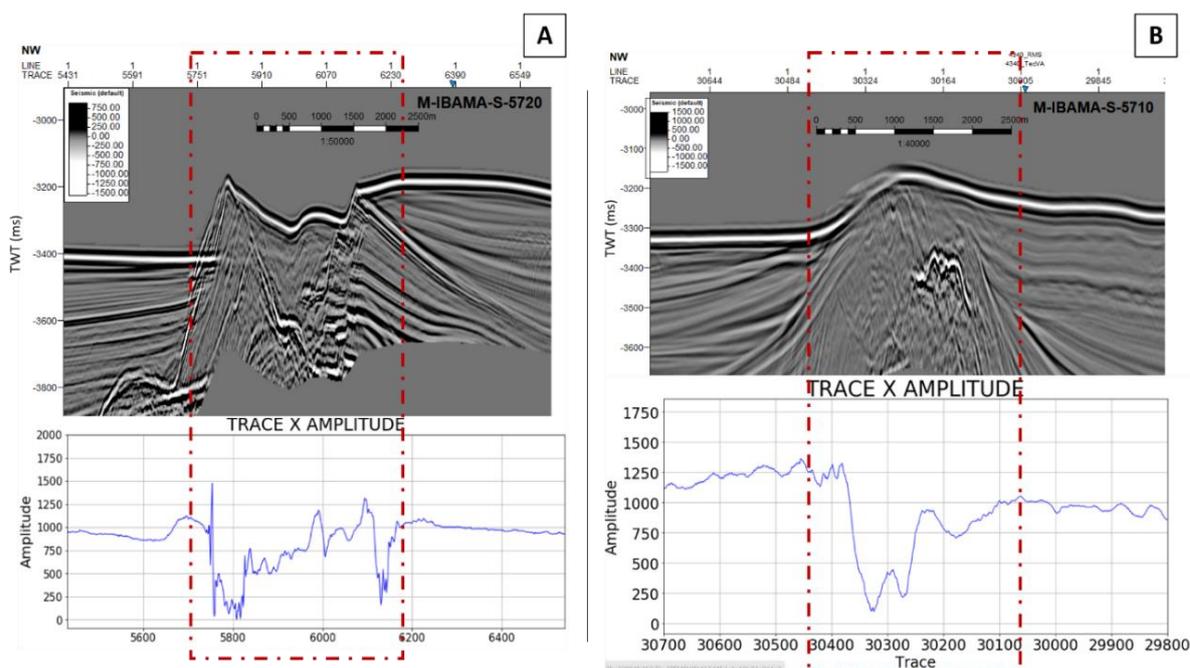
Figura 62: Seção S-4440 com escala de cores *seismic default*; B) Gráfico do Traço x Amplitude.



Fonte: Autora

Esta análise foi realizada na região sudoeste da área de estudo, e o predomínio foi de respostas positivas e coerentes com a teoria, porém em alguns trechos identificou-se resultados adversos (**Figura 65**). Uma das teorias para ter ocorrido essa resposta inesperada é a inclinação do assoalho oceânico, se o gradiente do fundo for muito íngreme, parte da energia será refletida em outra direção que não a superfície e os valores de amplitude acabam sendo subestimados. A presença de sal em condições aflorantes também pode ser aventada.

Figura 63: Gráficos de Traço x Amplitude. A) Trecho da seção S-5720; B) Trecho da seção S-5710.



Fonte: Autora

Todas as análises e interpretações foram realizadas através de dados das seções sísmicas PSTM. Supõe-se que uma possível melhora na qualidade dos resultados pode ser obtida através de interpretação e extração de valores das seções sísmicas *Near-Trace* (NT), já que esta etapa de processamento abrange os dados dos grupos de geofones mais próximos da fonte. Por esta razão, espera-se uma melhor qualidade dos horizontes sísmicos presentes em menor profundidade, podendo servir de auxílio em futuras discussões a respeito do fundo do mar na área de estudo. Para afirmar que esta abordagem é capaz de gerar uma melhora significativa na qualidade dos dados, é preciso comparar o fluxograma de processamento das seções sísmicas PSTM com NT afim de identificar com precisão quais são as maiores diferenças na qualidade do sinal do fundo marinho.

## 6 CONCLUSÃO

A interpretação sísmica das principais discordâncias no intervalo do Pós-sal auxiliou em um melhor entendimento da área estudada. A partir da interpretação sismoestratigráfica foi possível identificar a influência da tectônica de sal nos sedimentos subjacentes à camada evaporítica, como regiões de inflação e deflação, o comportamento dos estratos em minibacias e diversas falhas e fraturas de colapso.

Diversas estruturas resultantes da halocinese foram identificadas, tais como diápiro, gota de sal, regiões de sal homogêneo, regiões estratificadas, minibacias, muralha de sal e língua de sal.

Todos os atributos, utilizados nesse estudo, foram bem sucedidos para aprimorar tanto a interpretação sísmica quanto a análise sismoestratigráfica das seções. O atributo Envelope realçou os principais refletores com ênfase no horizonte que representa o topo do sal. O atributo Cosseno de Fase foi de extrema importância para ressaltar a continuidade lateral dos refletores. E, por fim, a junção do atributo Amplitude RMS com *Phase Shift*, originando a Técnica Volume de Amplitude (TecVA), foi essencial para a interpretação e a visualização estrutural dos sedimentos do pós-sal. Conclui-se então, que é válida a aplicação de todos os atributos sísmicos apresentados neste trabalho, sendo cada qual utilizado com critérios específicos, observando a natureza de cada um.

A análise de amplitude foi essencial para um melhor entendimento do fundo do mar como rigidez e possíveis precipitações de carbonato devido a exsudação de metano em contato com o sulfato presente na coluna d'água. Contudo, a área de estudo mostrou uma grande inconsistência nessas amplitudes, uma vez que estratos antigos que afloram no fundo do mar, onde são observados evidentes truncamentos erosivos, possuem amplitudes menores que regiões onde predominam estratos plano-paralelos recentes, provavelmente lamosos, onde se esperaria amplitudes relativamente menores. Esta incoerência nos resultados ainda está em aberto e é recomendável um estudo mais detalhado, relacionado ao processamento do dado sísmico.

Os mapas gerados foram importantes para se obter mais informações sobre a região como a batimetria, domos salinos com baixa profundidade e análise da amplitude do sinal do fundo do mar. Os gráficos elaborados com o objetivo de comparar as amplitudes do fundo marinho com a presença do topo do sal, serviu para ratificar a teoria e analisar com mais propriedade os trechos de seções sísmicas escolhidos.

O uso conjunto dessas ferramentas permitiu um amplo estudo sobre o comportamento da seção sedimentar pós-sal em águas ultraprofundas nas Bacias de Campos e Santos, abrindo portas para novos estudos e pesquisas referentes a este tema.

## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMORIN, N. R. Caracterização Geofísica da Dorsal e Seu Significado Evolutivo na Bacia de Santos. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado) - Curso de Geofísica, LAGEMAR, UFF, Niterói, Rio de Janeiro, 2013.

BARNES, A. Handbook of Poststack Seismic Attributes. (A. Barnes, Ed.) Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2016.

BARNES, A. E. Tutorial, the complex seismic trace made simple, *Geophysics*, 72: W33–W43. 2007.

BARROS, C. S.; Análise de Atributos Sísmicos para Caracterização de Hidratos de Gás no Cone do Amazonas. 62 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado) - Curso de Geofísica, LAGEMAR, UFF, Rio de Janeiro, 2009.

BASTOS, G. Bacia de Campos. Superintendência de Definição de Blocos SDB. Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. Brasil 13º Rodada. p. 1-13. 2015.

BENGALY, A. P. Modelagem geométrica e termal tridimensional de corpos salíferos em bacias sedimentares. Tese de Doutorado em Engenharia. Universidade Federal Fluminense. 2003.

BROWN, A. R.; Understanding seismic attributes. **Geophysics**. Dallas, v. 66, n. 1, p.47-48, 2001.

BULHÕES, É. M. Técnica “VOLUME DE AMPLITUDE” para mapeamento de feições estruturais. 6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society (pp. cp215). European Association of Geoscientists & Engineers. Agosto, 1999.

BULHÕES, É. M.; AMORIM, W. N. Princípio da Sismocamada Elementar e sua aplicação à Técnica Volume de Amplitudes (tecVA). 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society (pp. cp-160). European Association of Geoscientists & Engineers. Setembro, 2005.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W.U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the eastern Brazilian Continental Margin. *Episodes*, v. 22, nº 3, p. 206-216. 1999.

CALDAS, M. F.; ZALÁN, P. V. Reconstituição cinemática e tectono-sedimentação associada a domos salinos nas águas profundas da Bacia de Santos, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 17, n. 2, p. 227-248, maio/nov. 2009.

CANARIO, R. S.; Avaliação de Atributos Sísmicos utilizados no reconhecimento de Hidratos de Gás no Cone do Amazonas. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado) - Curso de Geofísica, LAGEMAR, UFF, Niterói, 2013.

CASTRO, Therezinha de. Atlântico Sul: geopolítica e geoestratégia. Leitura selecionada 808/02. Rio de Janeiro: Escola Superior de Guerra, 2002.

CATUNEANU, O. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences* 35 (2002) 1–43. 2002.

CATUNEANU, O. *et al.* Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. Newsletters on Stratigraphy, Vol. 44/3, 173–245. Stuttgart, nov. 2011.

CATUNEANU, O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J. P.; DALRYMPOL, R. W. Towards the Standardization of Sequence Stratigraphy. Earth and Atmospheric Sciences. University of Nebraska – Lincoln. 2009.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A.A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: An Overview. Tectonophysics, 213 (1-2): 97138, 1992.

CHANG, H. K.; ASSINE, M. L.; CORRÊA, F. S.; TINEN, J. S.; VIDAL, A. C.; KOIKE, L. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 38 (2 – suplemento), p. 29-46, 2008.

CHOPRA, S.; MARFURT, K. J. Seismic attributes - A historical perspective. **Geophysics**, v.70, n. 5, 2005.

CORDANI, U. G. *et al.* The significance of the transbrasiliiano-kandi tectonic corridor for the amalgamation of west gondwana. Brazilian Journal of Geology, v. 43, n. 3, p. 583–597, 2013.

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

FERNANDES, R. O.; SANTOS, A. J. Bacia de Santos. Superintendência de Definição de Blocos SDB. Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. Brasil 14º Rodada. p. 1-13. 2017.

FODOR, R.V.; MCKEE, E.H. e ASMUS, H.E. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic Ocean: basaltic rocks from the Brazilian Margins. Mar. Geol. v. 54, (1/2):M1-M8. 1984.

FONTES, P. H. L. O uso de atributos sísmico na delimitação da rocha geradora da região do baixo de Miranga – Bacia do Recôncavo. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado) - Curso de Geofísica, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2018.

GABAGLIA, G. P. R. e MILANI, E. J. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. 2ª edição. Rio de Janeiro. PETROBRAS Petróleo Brasileiro S.A. 1991.

GARCIA, S.F.M., Estudo Tridimensional de Efeitos da Halocinese em Margens Passivas. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto, MG, 1999.

GUIMARÃES, B. G. A política brasileira para o Atlântico Sul: uma visão paradigmática. 1º seminário internacional de ciência política. UFRGS. Porto Alegre. 2015.

HARRAZ, H. Z. 2015. Presentation, Topic 11: Evaporite Salt Deposits.

KANG, H.; MENG, J.; CHENG, T; LI, M. Characteristics of deep water depositional system in Campos basin, Brazil. Petroleum Exploration and Development, 45(1): 99-110. Fev. 2018.

KARAM, M. R. K. Integração de Ferramentas Multidisciplinares para o Estudo de Feições Tectônicas e Sismoestratigráficas na Bacia de Camamu Almada, Bahia. Tese de Conclusão de Doutorado. Programa de Pós-Graduação de Engenharia Civil da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2005.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **Geofísica de Exploração**. 1. ed. São Paulo, 2009.

KVENDOLVEN, K.A. Gas hydrates-geological perspective and global change. **Geophysics**, v. 31, p. 173-187, 1993.

LARSON, R. L. e LADD, J. W. Evidence for the opening of the south Atlantic in the Early Cretaceous. *Nature*, 246(5430), p. 209-212. 1973.

MARTINS-NETO, M. A. Classificação de bacias sedimentares: uma revisão comentada. *Revista Brasileira de Geociências*. 36(1): 165-176. 2006.

MENESES, A. R. A. S. Estudo teórico de atributos sísmicos em dados sísmicos de reflexão. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado) - Curso de Geofísica, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2010.

MILANI, E. J.; BRANDÃO, J. A. S. L.; ZALÁN, P. V.; GAMBOA, L. A. P. Petróleo na margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geofísica* v.18, n.3. 2000.

MILANI, E. J.; RANGEL, H. D.; BUENO, G.V.; STICA, J. M.; WINTER, W. R.; CAIXETA, J. M.; NETO, O. C. P. Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas Estratigráficas. *Boletim de Geociências – Petrobras*. v.15, nº 2, p. 183-2015. 2007.

MITCHUM JR. R. M.; VAIL, P.R.; THOMPSON III, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*, vol. 26. A.A.P.G. Memoir, pp. 53–62. 1977.

MOHRIAK, W. U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. *Geologia Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Serviço Geológico do Brasil – CPRM. p.87-165. Brasília, 2003.

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

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

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

OLIVEIRA, M. L. L. Reconhecimento de eletrofácies em reservatórios turbidíticos da formação Carapebus no parque das baleias, bacia de Campos. Dissertação de mestrado no Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra. 2019.

OLIVEIRA NETO, E. R. Controle dos corpos ígneos na deposição de corpos turbidíticos do santoniano no campo de Uruguá, Bacia de Santos. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado) - Curso de Geofísica, LAGEMAR, UFF, Niterói, Rio de Janeiro, 2019.

POLICARO, H. E.; Processamento e interpretação de dados sísmicos monocanal no anticlinal Joetsu Bacia de Joetsu – Mar do Japão. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado) - Curso de Geofísica, LAGEMAR, UFF, Niterói, 2017.

PORTELLA, A. Bacia de Campos Sumário Geológico e Setores em Oferta. Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. [S.l.]. 2017.

PORTELLA, A.; TRAVASSOS, R.; VITAL, J. Bacia de Campos Sumário Geológico e Setores em Oferta. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. [S.l.]. 2019.

SANDWELL, D.T. e SMITH, W.H.F. Marine gravity anomalies from GEOSAT and ERS-SAT altimetry. *J. Geophys. Res.*, v. 102, p. 10.039-10.045. 1997.

SCHMITT, R. S., TROUW, R. A. J., PIMENTEL, M. M. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, v. 133, p. 29-61. 2004.

SOUZA, W. E. Determinação automática das primeiras quebras e aplicações na correção estática e processamento sísmico da Bacia do Parnaíba, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil, 2016.

STANTON, N. Caracterização Crustal da Margem Sudeste Brasileira através de Magnetometria e suas Implicações Tectônicas. Tese de Doutorado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 2009.

Software PETREL 2016. Acessado em 16/01/2020.

TANER M. T. Seismic attributes. **CSEG – Canadian Society of Exploration Geophysicists**, v 26 (9), p. 48 - 56, 2001.

TANER, M. T. *et al.* Seismic attributes revisited. **In: SEG Technical Program Expanded Abstracts 1994**. Society of Exploration Geophysicists, p. 1104-1106, 1994.

TANER, M. Turhan. Attributes Revisited. **Rock Solid Images**. Houston, Texas, p. 3 - 27, 1992.

TANER, M. T.; KOEHLER, F.; SHERIFF, R. E. Complex seismic trace analysis. **Geophysics**, v. 44, n. 6, p. 1041-1063, 1979.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R.E. *Applied Geophysics*. 2 ed. Cambridge University Press, 1990.

TN PETRÓLEO. Disponível em: <https://tnpetroleo.com.br/noticia/a-onu-autorizou-nossa-plataforma-continental-passa-de-200-milhas-nauticas-para-350-milhas-nauticas/>. Acessado em 11/2020.

VIANA, L. Um estudo introdutório sobre o efeito Ghost: sua origem, seus impactos ns frequências e na resolução sísmica. Projeto final de conclusão de curso (Bacharelado). Universidade Federal Fluminense. 2020.

VIANA, R. P. C. Impactos da halocinese na interpretação sísmica em uma porção distal da Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Fluminense. 2018.

WARREM, J. K. Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2006.

WINTER, W.; JAHNERT, R.; FRANÇA, A. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, 15, n. 2, p. 511-529, 2007.

ZALÁN, P. V. Brazil 17th Bid Round Webinar Series: Santos Basin – An Extension of the Super-Giant Trend. TGS on Demand, 2020.

ZALÁN, P.V.; ETHERINGTON, R. Brazil 17th Bid Round Webinar Series: Campos Basin - Significant Untested Pre-Salt Structures. TGS on Demand, 2020.

ZALÁN, P. V. O Potencial Exploratório do Espelho do Pré-Sal. 2º Fórum Técnico Pré-Sal Petróleo. Rio de Janeiro, Brasil, 2019.

ZALÁN, P. V. Nova descobertas do pré-sal no Brasil? O geólogo Pedro Zalán explica. 2018. Disponível em: <https://www.youtube.com/watch?v=4jcgvBMS3do>. Acessado em 07/2020.