



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA
GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

EBERTON RODRIGUES DE OLIVEIRA NETO

**CONTROLE DOS CORPOS ÍGNEOS NA DEPOSIÇÃO DE CORPOS
TURBIDÍTICOS DO SANTONIANO NO CAMPO DE URUGUÁ, BACIA DE
SANTOS**

Niterói, RJ

2019

EBERTON RODRIGUES DE OLIVEIRA NETO

**CONTROLE DOS CORPOS ÍGNEOS NA DEPOSIÇÃO DE CORPOS
TURBIDÍTICOS DO SANTONIANO NO CAMPO DE URUGUÁ, BACIA DE
SANTOS**

Trabalho de conclusão de curso submetido ao Programa de Graduação em Geofísica do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense como parte dos requisitos para a obtenção do título de Geofísico.

ORIENTADOR: PROF. WAGNER MOREIRA LUPINACCI

Niterói, RJ

2019

EBERTON RODRIGUES DE OLIVEIRA NETO

**CONTROLE DOS CORPOS ÍGNEOS NA DEPOSIÇÃO DE CORPOS
TURBIDÍTICOS DO SANTONIANO NO CAMPO DE URUGUÁ, BACIA DE
SANTOS**

Trabalho de conclusão de curso submetido ao Programa de Graduação em Geofísica do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense como parte dos requisitos para a obtenção do título de Geofísico.

Aprovada em 22 de julho de 2019.

Comissão Examinadora:

Viviane Kotani Shimizu (ATP-MLL/RES/PETROBRAS)

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire (GIECAR/GGO/UFF)

Prof. Dr. Luiz Antonio Pierantoni Gamboa (GIECAR/GGO/UFF)

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

Niterói, RJ
2019

Agradecimentos

Primeiro de tudo agradeço à Deus, pois sei que foi através Dele que cheguei neste momento que é o ápice do resultado de todo o esforço dedicado até aqui. Agradeço pelos momentos difíceis que passei e que serviram para me deixar mais forte e aprender a ser alguém melhor. Agradeço pelos erros que Ele me deixou cometer, e por de um jeito ou de outro sempre ter olhado por mim e por aqueles me cercam.

Agradeço também à Deus por ter me proporcionado o tempo usufruído com os meus avós, sem os quais eu definitivamente não teria chegado até aqui. Sou eternamente agradecido por todos os ensinamentos de amor e retidão compartilhados por ambos, momentos de união familiar promovidos e por todo o carinho que recebi por parte deles. Não posso descrever aqui o quanto foram importantes e ainda fazem falta. Fiquem tranquilos pois minha mãe aprendeu bem com vocês.

Aproveito o momento para falar desta que é a mulher mais guerreira, mais amor, mais sábia, e mais corajosa que eu conheço. Não posso descrever o quanto eu te amo e sou grato por todos os momentos que compartilhamos. Obrigado pelo incentivo desde cedo para seguir meus sonhos e minha vocação. Obrigado por todo o suporte prestado e me desculpe pelo trabalho dado e pela falta de reciprocidade, é impossível devolver o tamanho do amor de uma mãe.

Agradeço à minha Tia Eliane, por ter sido uma segunda vó desde sempre para mim, sempre cuidando e guiando. Também não posso te recompensar ao não ser com palavras. Também agradeço ao meu tios Paulo César e Márcia Cristina pelo carinho proporcionado ao longo da vida e pela torcida fiel.

Aos meus primos Eduardo, Gabriela, Lais e Thamires por terem me aturado e pela torcida fiel igual a dos tios.

Agradeço novamente à Deus por ter posto em meu caminho pessoas que estiveram junto comigo desde a minha infância e que se tornaram verdadeiros irmãos, Caio, Paola e Victor. Nossa amizade é para toda vida. Aproveito para agradecer também seus respectivos pais, que me acolheram como mais um filho

Aos amigos que fiz no Henrique Lage e que carrego até hoje. É muito bom estar com vocês e ganha-los no poker.

Dedico também aos amigos que me estenderam a mão em um dos momentos que mais precisei, Taísa e Alexandre, vocês são um dos melhores casais que conheço e um dos melhores amigos que alguém pode ter. Sem vocês eu não teria sequer conseguido continuar na faculdade. Obrigado.

Ao grupo ALOHA, em especial, Lorena, Juliana, Lucas e Patrícia. Vocês tornam a vida mais divertida. Obrigado pela amizade verdadeira.

Agradeço pelos irmãos que fiz na faculdade, Lucas, Thadeu, Alberto, Elias e Henrique. Vocês me abandonaram na faculdade mas tudo bem, eu perdoo vocês. Nossa amizade é um dos maiores presentes que recebi no tempo da universidade.

Obrigado à todos os participantes da Horizonte, em especial aqueles que estiveram mais próximo de mim durante este tempo. Ana Luiza, Lorena Gonçalves, Julia Schreiber, Amanda Bourguignon, Julia Machado, Raquel Macedo, Thais Oliveira, Thais Candido, Claro Porto, Esthephany Oliveira, Marcelle Rocha, Thiago Araújo e Juliana Fernandes. Sempre vou lembrar dos momentos de imersão, reunião, discussões e aprendizado. Foi grande o que fizemos.

À Thais Berto, por uma paciência e dedicação quase incomparáveis. Você se preocupa comigo mais que eu mesmo e serei eternamente grato por isso, os últimos períodos na faculdade foram mais fáceis com você ao meu lado.

À aqueles que me ensinaram e que tiveram paciência para tal, Felipe Coelho, Viviane Shimizu e Wilber Pinheiro, vocês foram os melhores tutores que alguém podia ter. O trabalho com vocês tem outro significado. Não posso deixar de citar os amigos que fiz no estágio e prestar um agradecimento especial à Daniela Apoluceno, melhor gerente da Petrobras.

Às funcionárias da secretaria do departamento, por toda paciência comigo, que devo ter sido um dos alunos que mais lhes dei trabalho.

Encerro agradecendo à todos os professores da UFF, em especial aos que me ajudaram e marcaram minha passagem acadêmica de alguma forma. Entre eles, prof. Alberto Jr. e Luiz Ferrari pelo suporte prestado na fundação da Horizonte, bem como pelas ótimas aulas prestadas e ensinamentos passados. Professores José Antonio Baptista, Cléverson Guizan e Eliane Alves pelo enorme carinho com os alunos, grandes momentos de risada e pelas aulas de excelência ministradas. Prof. Arthur Ayres e Prof. Marco Cetale, por todo o empenho prestado para fazer o curso de graduação e o departamento de

geologia e geofísica melhorarem exponencialmente durante os últimos 7 anos, eu sou testemunha ocular. Prof. Rogério Santos, pelo igual empenho, por todo o conhecimento compartilhado e por ter despertado em mim a paixão pela interpretação sísmica. E ao Prof. Freire, por igual empenho junto ao departamento e pelos conselhos prestados para este presente trabalho.

E por último ao meu orientador, Prof. Wagner Moreira Lupinacci, por ter aceitado o convite para me orientar. Muito obrigado pelos ensinamentos, pelas ótimas aulas, pela atenção e ajudas prestadas e por ter feito eu ir além do que eu imaginava, você representa o que de melhor um orientado pode ser. Este trabalho também é seu. Parabéns por todo o seu esforço junto aos seus alunos e mais recentemente ao departamento. E que venha o doutorado!

“A man who is certain he is right is almost sure to be wrong.”
Michael Faraday

RESUMO

O Campo de Uruguá é um pequeno campo produtor de gás situado na porção norte da Bacia de Santos. Este campo é caracterizado por possuir espessos intervalos (até centenas de metros) de reservatório do Membro Ilhabela, da Formação Itajaí-Açu, presentes no Turoniano, Santoniano e no Campaniano. Contemporâneos aos reservatórios, ocorrem espessos corpos ígneos intrusivos e extrusivos associados com o processo de quebra do Gondwana. Definir a relação entre os reservatórios siliciclásticos e os corpos ígneos é tarefa chave para se compreender o sistema petrolífero atuante no campo. Outra atividade crucial para o objetivo citado acima é caracterizar a distribuição espacial das areias e estimar os possíveis mecanismo deposicionais. Este trabalho propõe o uso da análise de multiatributos sísmicos, amarrados com informações de poço, para caracterizar sísmicamente os arenitos e corpos ígneos e correlacionar as suas respostas com o seu significado geológico. Como auxílio e parâmetros são utilizados ainda, modelos de deposição de turbiditos e estudos análogos de caracterização de turbiditos e rochas ígneas. Os atributos que mais auxiliaram no estudo foram o de amplitude RMS, o cosseno da fase, a frequência instantânea, a *sweetness* e os atributos de alta resolução da família de curvatura. Foram definidos três intervalos principais de reservatório no Santoniano, denominados Ilhabela 1, Ilhabela 2 e Ilhabela 3. O reservatório Ilhabela 3 não foi analisado, devido a sua baixa resolução no dado sísmico, provavelmente causada pela presença dos depósitos ígneos e acumulações de gás. Os três reservatórios juntos compõem o mesmo complexo turbidítico e os indícios encontrados no estudo apontam para a evolução de estágios do complexo turbidítico dentro do conceito estabelecido por Mutti & Normark (1987) com a perda de competência do fluxo em direção ao topo do complexo (topo do reservatório Ilhabela 1). Utilizando da análise multiatributos foi possível estabelecer a hipótese de retrabalhamento dos turbiditos para o reservatório Ilhabela 2 realizado por correntes de fundo. Ao final do estudo foi possível confirmar a forte relação entre os depósitos ígneos e siliciclásticos dentro do sistema petrolífero, com os estratos vulcânicos controlando a direção de deposição dos fluxos de turbidez e soleiras com extensão proporcional ao campo atuando como possíveis selos dos reservatórios.

Palavras chave: turbiditos, lobos turbidíticos, reservatórios turbidíticos, soleiras, vulcânicos, ígneos, atributos sísmicos, análise multiatributos, fácies sísmicas.

ABSTRACT

The Uruguá field is a gas field in the north section of the Santos Basin. This field é characterized for having thick intervals (hundreds of meters) as reservoirs of Ilhabela member from the Itajaí-Açu formation situated in the Turonian, Santonian and Campanian ages. Contemporary with the reservoirs occurs thick intrusive and extrusive igneous bodies associated with the Gondwana rifting process. Defining the relationship between siliciclastic reservoirs and igneous deposits is a key task to understand the oil field system. Another crucial activity for the objective mentioned above is characterize the spatial distribution of the sands and estimate the most likely depositional mechanisms. This work proposes the use of multiattribute seismic analysis, tied with well information, to characterize seismically the sandstones and igneous bodies and to correlate their responses with their geological meaning. Turbidite deposition models and analogous characterization studies of turbidite and igneous rocks are also used to help as background knowledge and parameters to validate the interpretation. The attributes that most helped in the study were the RMS amplitude, phase cosine, instantaneous frequency, sweetness, and high-resolution attributes of the curvature family. Three main reservoir intervals were defined in the Santonian, named Ilhabela 1, Ilhabela 2 and Ilhabela 3, from top to bottom. The reservoir Ilhabela 3 was not completely analyzed due its low resolution in the seismic data, probably caused by the presence of igneous rocks and the accumulations of gas. The three reservoirs together comprise the same turbidite complex. The evidences founded in the study pointed to the existence of evolutionary stages through the turbidite complex, in the sense established by Mutti & Normark (1987) in which the complex pass through 3 distinct stages with its turbidite currents losing their efficiency towards to the top of the complex (top of the reservoir Ilhabela 1). Using the multi attribute analysis it was possible to establish the reworking's hypothesis of the turbidites for the Ilhabela 2 carried out by bottom currents. At the end of the study it was possible to observe a strong relation between the igneous and siliciclastic deposits within the petroleum system, with the volcanic strata controlling the directional deposition of the turbidity flows; sills with extension proportional to the field acting as possible seals of the reservoirs.

Keywords: turbidite, turbidite lobes, turbidite reservoirs, sills, volcanic, igneous, seismic attributes, multiattribute analysis, seismic facies.

Sumário

Lista de Figuras	x
Lista de Tabelas	xxii
1. Introdução	23
1.1. Bacia de Santos	24
1.2. Campo de Uruguá	27
1.3. Sistema Petrolífero e Características do Reservatório	29
1.4. Objetivo	31
2. Conceitos e modelos de correntes de turbidez e depósitos turbidíticos	32
2.1. Revisão Conceitual	32
2.1.1. Correntes de turbidez	32
2.1.2. Turbidito	33
2.1.3. Leque submarino	33
2.1.4. Fluxo gravitacionais	33
2.1.5. Fluxo hiperpicnal	34
2.1.6. Canal	34
2.1.7. Canal distributário	35
2.1.8. <i>Scours</i>	35
2.1.9. Correntes de fundo	35
2.1.10. Corrente de contorno	36
2.1.11. Contornito	36
2.1.12. Fácies	36
2.1.13. Associação de fácies	36
2.2. Evolução Científica em Relação aos Conceitos de Correntes de Turbidez, Turbiditos e Complexos Turbidíticos	36
2.3. Mecanismos de Transporte e Deposição	48
2.4. Fácies, Associação de Fácies e Elementos Arquiteturais	50
3. Bacia de Santos	57
3.1. Arcabouço Estrutural da Bacia de Santos	57
3.2. Evolução tectonoestratigráfica da Bacia de Santos	60
3.2.1. Fase I	61
3.2.2. Fase II	61

3.2.3.	Fase III	61
3.2.4.	Fase IV	61
3.2.5.	Fase V	61
3.3.	Litoestratigrafia da Bacia de Santos	64
3.3.1.	Embasamento	64
3.3.2.	Grupo Guaratiba	64
3.3.3.	Grupo Camburi	65
3.3.4.	Grupo Frade	66
3.3.5.	Grupo Itamambuca	68
4.	Atributos Sísmicos	70
4.1.	Atributos Sísmicos Geológicos	73
4.1.1.	<i>Slope e Dip</i>	73
4.1.2.	Azimute	75
4.2.	Atributos Sísmicos Geométricos	77
4.2.1.	Atributo Curvatura	77
4.3.	Atributos Geofísicos	81
4.3.1.	Amplitude RMS	81
4.3.2.	Frequência Média	82
4.3.3.	Frequência RMS	83
4.4.	Atributos Complexos	83
4.4.1.	Amplitude Instantânea (Envelope do Traço)	84
4.4.2.	Frequência RMS	87
4.4.3.	Frequência Instantânea	89
4.4.4.	Frequência Dominante	90
4.4.5.	<i>Sweetness</i>	91
5.	Fácies Sísmicas	94
5.1.	Fácies Sísmicas ígneas	98
6.	Metodologia	102
7.	Resultados e discussões	107
7.1.	Análise dos perfis de poços	107
7.1.1.	Poço 1-BRSA-211	107
7.1.2.	Poço 3-BRSA-311	109
7.1.3.	Poço 6-BRSA-566	111

7.1.4.	Poço 7-URG-14HP	113
7.1.5.	Poço 7-URG-17DA	115
7.1.6.	Poço 7-URG-4	117
7.1.7.	Resumo das Avaliações dos Poços	118
7.2.	Rastreamento inicial de discordâncias, de ígneas e de sismofácies	119
7.3.	Amarração poço-sísmica	128
7.3.1.	Ajuste da Sísmica	130
7.4.	Rastreamento dos Reservatórios	132
7.4.1.	Extração e Análise de Atributos Volumétricos	137
7.4.2.	Análise dos Atributos de Superfície	145
7.5.	Discussões	151
7.5.1.	Ígneas como Elementos de Destaque do Sistema Petrolífero	151
7.5.2.	Ambiguidade entre Ígneas e Turbiditos	151
7.5.3.	Baixa Resolução do Reservatório Ilhabela 3	152
7.5.4.	Modelo Depositional Turbidítico	152
7.5.5.	Lineamentos nos Lobos	153
8.	Conclusões	158
9.	Referências	160

Lista de Figuras

- Figura 1: Mapa de localização da Bacia de Santos com os principais elementos do seu arcabouço Regional. Modificado de Garcia et al. (2012). Retirado de Sumário Geológico 15ª Rodada, Santos: ANP).25
- Figura 2: Mapa geográfico ilustrativo indicando a posição e áreas dos campos de produção e exploração, além dos limites da bacia e o polígono do pré-sal. (Retirado de Comunica Bacia de Santos: PCSR-BS).26
- Figura 3: Principais modelos de acumulação da Bacia de Santos (Chang et al., 2008); A) Play Pré-Sal; B) Play carbonático Albiano da Formação Guarujá; C) Play turbidítico do Membro Ilhabela; D) Play turbidítico da Formação Marambaia Retirado de Sumário Geológico 15ª Rodada, Santos: ANP).27
- Figura 4: Mapa geográfico do Campo de Uruguá. (Retirado de Sumário, Uruguá: ANP). ...28
- Figura 5: Histórico de produção do Campo de Uruguá de 2010 até maio de 2016. (Retirado de Sumário, Uruguá: ANP).28
- Figura 6: Diagrama de Van Krevelen referente às amostras da Formação Itajaí-Açu. Por Chang et al. (2003).29
- Figura 7: Subdivisão esquemática de uma corrente de turbidez (cabeça, corpo, cauda). Modificado de D'Ávila et al., 2008. Retirado de Moraes, 2017.32
- Figura 8: Esquema ilustrando uma corrente de turbidez, onde a base é densa e laminar e a camada superior turbulenta. Modificado de Postma *et al.*, 1988. Retirado de Moraes, 2017.33
- Figura 9: Tipos canais e seus depósitos observados em turbiditos. Escalas horizontais variam de centenas a dezenas de metros. Retirado de Mutti & Normark (1987).35
- Figura 10: Sequência de Bouma e suas características. Retirado de Silva (2013).37
- Figura 11: Modelo de Leques e suas associações de Fácies. Modificado de Ricci-Lucchi (1972).38
- Figura 12: Modelo estratigráfico de leques submarinos. Modificado Mutti & Ricci-Lucchi (1972). Retirado de Pires (1993).39

Figura 13: Modelo de relação entre o grau de instabilidade do talude, nível relativo do mar e volume das correntes de turbidez. Modificado de Mutti & Normark (1987). Retirado de Pires (1993).	41
Figura 14: Classificação hierárquica de turbiditos. Por Mutti & Normark (1987).	42
Figura 15: As nove fácies turbidíticas de uma corrente de turbidez ideal que tenha acelerado suficiente e que dispusesse de todas as populações de tamanho de grão. Modificado de Mutti, 1992. Retirado de Pires (1993).	43
Figura 16: Esquema de transição de fácies para depósitos gravitacionais e o seu retrabalhamento até se tornarem depósitos contorníticos. Modificado de Mutti (1992). Retirado de Mutti & Carminatti (2012).....	43
Figura 17: Modelo de elementos arquiteturais e sua relação espacial com seus respectivos ambientes deposicionais. Modificado de Normark <i>et al.</i> (1993).	44
Figura 18: Modelo de evolução de um fluxo de turbidez bipartido. Modificado de Mutti <i>et al.</i> (2003). Retirado de Mutti & Carminatti (2012).....	46
Figura 19: Modelo arquitetural de lobos turbidíticos conforme proposto por Prélat <i>et al.</i> (2009). Modificado de Moraes (2017).....	47
Figura 20: Mapa de amplitude RMS evidenciando sugerindo o retrabalhamento de lobos turbidíticos por correntes de contorno. Retirado de Mutti & Carminatti (2012).	47
Figura 21: Mapa sísmico de TecVA interpretado evidenciando os tipos de geometria dos depósitos turbidíticos e contorníticos, e direção da paleo corrente de contorno da margem continental leste brasileira. Retirado de Mutti <i>et al.</i> (2015).....	48
Figura 22: Esquema ilustrativo de um sistema turbidítico de baixa eficiência com o canal conectado aos complexos de canais-diques através da zona de transição canal-lobo e da distribuição espacial das feições erosivas. Retirado de Wynn <i>et al.</i> (2002).....	53
Figura 23: Esquema ilustrando a mudanças de fácies corrente abaixo em lobos arenosos e sua associação de fácies. Modificado de Mutti & Normark (1987). Retirado de Pires (1993).	54
Figura 24: Esquema de seções transversais em lobos ilustrando seus possíveis contato ao topo, na base, e na lateral. Retirado de Normark <i>et al.</i> (1993).....	56

Figura 25: Principais feições estruturais da Bacia de Santos, segundo Pereira et al. (1986) e Pereira & Macedo (1990). Fonte: Chang <i>et al.</i> 2003.	58
Figura 26: Mapa das províncias de sal propostas por Chang <i>et al.</i> (2003).	59
Figura 27: Bloco diagrama esquemático mostrando as famílias de falhas típicas associadas a uma camada de evaporitos alóctone (Rowan et al.), 1999). Fonte: Chang et al. 2003.	60
Figura 28: Carta Cronoestratigráfica da Bacia de Santos, Modificada de Moreira et al. 2007.	63
Figura 29: Classificação de atributos sísmicos de acordo com as suas propriedades (Chen e Sidney, 1997; Brown, 2011). Modificado de Barnes (2016).	72
Figura 30: Classificação dos atributos sísmicos relacionados à superfície dividido em três principais categorias: associados à superfície, renderizados em superfície e derivados de superfície. Modificado de Andy Roberts (2001).	73
Figura 31 - Forma de calcular atributos sísmicos intervalares guiado por horizontes (a) e entre dois horizontes (b). Modificado de Barnes (2016).	73
Figura 32: Convenção de sinais do slope. O dip, ângulo γ , possui sinal equivalente. Os componentes 3D p_x e p_y também seguem a mesma convenção. Modificado de Barnes (2016).	74
Figura 33: Slope e dip calculados para em um volume sísmico. Retirado de Barnes (2016).	75
Figura 34: Exemplo de mapa estrutural de horizonte sísmico à esquerda e à direita o seu mapa correspondente de <i>dip</i> . Modificado de Barnes (2016).	75
Figura 35: Representação esquemática do azimute com relação às coordenadas x e y do survey e o norte verdadeiro. Modificado de Barnes (2016).	76
Figura 36: (a) Seção sísmica vertical e horizontal (<i>depth slice</i>) de um domo salino. (b) Seção sísmica vertical e horizontal do atributo sísmico de azimute correspondente do dado em (a). Modificado de Chopra & Marfurt (2007).	76
Figura 37: Definição matemática de curvatura para um dado P em uma trajetória. Por Roberts (2001).	78
Figura 38: Ilustração da curvatura de uma superfície 3D. Por Roberts (2001).	78
Figura 39: Classificação dos valores de curvatura (máxima, mínima e gaussiana) para cada tipo de superfície. Fonte: Roberts (2001).	79

Figura 40: Exemplo de atributo de curvatura de superfície extraído a partir de um horizonte “pickado” (rastreado). Fonte: Roberts (2001).	80
Figura 41: Volumes sísmicos com três diferentes atributos em <i>time slice</i> identificando canais e estruturas de colapso. a) <i>Time slice de coerência</i> . b) <i>Time slice de curvatura mais negativa</i> . c) <i>Time slice de curvatura mais positiva</i> . Atributos de curvatura mais negativa rastreia melhor o centro do canal, enquanto o de curvatura mais positiva rastreia melhor os diques de canal. Modificado de Chopra & Marfurt (2007).	81
Figura 42: Mapas de amplitude RMS dos diferentes tipos depósitos de mar profundo encontrados na Bacia de Campos. Por Kang <i>et al.</i> (2018).	82
Figura 43: O traço de quadratura em coordenadas polares, representado como função da amplitude e fase instantâneas do sinal. Por Barnes (2016).	84
Figura 44: O envelope envolve todas as rotações de fase do traço sísmico. Em um dado instante de tempo, é o máximo valor que o traço pode obter através de uma rotação de fase. 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. O envelope é a linha escura acima de todas as rotações de fase, assim como também o seu reverso (multiplicado por -1) abaixo. Por Barnes (2016). ..	85
Figura 45: Ilustração de um dado sísmico sintético de sete interfaces e de como o envelope (traço claro envolvendo o traço sísmico) ajuda a retirar as informações de <i>sibe lobes</i> , suprimindo “ruído” diminuindo ambiguidade. Fonte: Bianco (2011).	86
Figura 46: A) Seção sísmica em amplitude e horizontes mapeados marcando topo e base de formações. B) Envelope correspondente ao dado em A). Fonte: Sarhan (2017).	86
Figura 47: Fase instantânea (a) e cosseno da fase (b) linha escura para o traço sísmico da Figura 24 (linha clara). Por Barnes (2016).	87
Figura 48: a) Seção sísmica amplitude; b) Atributo fase instantânea; c) Atributo cosseno da fase. Modificado de Barnes (2016).	88
Figura 49: Seção sísmica de um volume de frequência instantânea. Possível identificar mudanças de litologia, falhas e fraturas, feições stratigráficas e espessura de camadas. Retirado do <i>Software Petrel</i> (2016).	89
Figura 50: Relação entre a frequência instantânea f_i , largura de banda instantânea b_i e a frequência rms instantânea. Fonte: Barnes (2016).	90

Figura 51: Atributo frequência dominante. É possível identificar mudanças de domínios litológicos, fraturas, feições estratigráficas, espessura de camadas e variação do conteúdo de frequência com a profundidade. Retirado do Help do <i>Software</i> Petrel (2016).	91
Figura 52: (A) Cubos de amplitude sísmica sintéticos gerados pela convolução de diferentes modelos geológicos com uma <i>wavelet Butterworth</i> com frequência. Reflexão em azul marcando o topo do intervalo de areia e em laranja marcando a base. (B) Volume de <i>sweetness</i> gerado a partir dos volumes sísmicos da parte (A). Modificado de Hart (2008).	92
Figura 53: Comparação entre <i>time slices</i> com diferentes atributos sísmicos para identificação de canais turbidíticos. A) Atributo de amplitude. B) Atributo de <i>sweetness</i> com atributo de <i>semblance</i> ao fundo. C) Atributo de <i>sweetness</i> renderizado junto com o <i>semblance</i> para outro dado sísmico. Modificado de Hart (2008).	93
Figura 54: Comparação entre o mapa de <i>sweetness</i> em janelas de 4 ms em torno do horizonte do topo do reservatório com o mapa (à esquerda) e com o mapa de espessura porosa (à direita). Na parte de baixo da seção sísmica indica a localização dos canais na seção sísmica de amplitude. Retirado de Zelenika <i>et al.</i> (2018).	93
Figura 55: Padrão de terminações de reflexões sísmicas por Vail & Mitchum (1977). Fonte: Severiano Ribeiro (2001).	94
Figura 56: Configurações de reflexões sísmicas. Por Mitchum Jr. et al. (1977). Fonte: Severiano Ribeiro (2001).	96
Figura 57: Geometrias de fácies sísmicas por Mitchum Junior et al. (1977). Extraído de Ribeiro (2001).	97
Figura 58: Configurações de reflexões de geometrias montiformais que poderão ser encontradas neste trabalho por Mitchum Jr. et al. (1977). Modificado de Severiano Ribeiro (2001).	98
Figura 59: Esquema ilustrando os padrões de configuração de reflexões internas de fácies sísmicas de preenchimento por Mitchum Jr. et al. (1977). Modificado de Severiano Ribeiro (2001).	98

- Figura 60: Esquema ilustrando os padrões de configuração de reflexões internas de fácies sísmicas de preenchimento. Por Mitchum Jr. *et al.*, 1977. Retirado de Severiano Ribeiro, 2001.....99
- Figura 61: A) mapa de localização da das linhas estudadas por Alvarenga et al. (2016) B) Seção sísmica identificando os *vents* hidrotermais. C) Zoom da seção em amplitude da seção em B). D) Intepretação da seção em C). D) Seção sísmica com o atributo de amplitude RMS. E) Seção sísmica com o atributo de fase instantânea. Fonte: Alvarenga *et al.* (2016)..... 100
- Figura 62: Seção sísmicas com intepretações feitas por Bichoff (2018) identificando padrões de edifícios vulcânicos e intrusões ígneas. Fonte: Bichoff (2018). 101
- Figura 63: Mapa de localização dos dados de estudo. Área retangular cinza – geometria do *survey* sísmico original 0302_TAMBAU_URUGUA_TAMBUATA.3D. PSDM.1. Área retangular quadriculada azul – volume sísmico cedido pela ANP de 50 km². Polígono roxo – *ring fence* do Campo de Uruguá. Símbolos pretos com localização e classificação dos poços conforme a legenda abaixo do mapa..... 102
- Figura 64: Fluxograma de trabalho do estudo. Cores indicam macro etapas. Verde, macro etapa 1, carregamento e controle de qualidade dos ados. Azul, macro etapa 2, produtos primários. Vermelho, macro etapa 3, conclusão e análise de resultados. 104
- Figura 65: Poço 1-BRSA-211 com os perfis de *bit size* (BS), *caliper* (HCAL1), raio gama, densidade (RHOB), porosidade neutrão (NPOR), sônico (DT4P), UZ (fato fotoelétrico), razão VP-VS, resistividades profunda, média e rasa (RLA 5, RLA3, RLA 1) e Volume de argila (VCL_HILT). Retângulos tracejados vermelhos indicando macro intervalos de ocorrência do Membro Ilhabela..... 108
- Figura 66: Poço 1-BRSA-331 com os perfis de *bit size* (BS), *caliper* (CALI), raios gama, densidade (RHOB), porosidade neutrão (NPOR), sônico (DT), PE (fato fotoelétrico), resistividades profunda, média e rasa (HT09, HT03, HT01), fluido livre (MFFI_Splice), porosidade efetiva (MPHI), porosidade total (MSIG_Splice) e permeabilidade (MPERMET). Retângulos tracejados vermelhos indicando intervalos de ocorrência do Membro Ilhabela..... 110
- Figura 67: Poço 6-BRSA-566 com os perfis de bit size (BS), caliper (HCAL), raio gama, densidade (RHOZ), porosidade neutrão (NPOR) (porosidade neutrão), sônico (DTCO), PEF8 (fato fotoelétrico), razão VP-VS, resistividades profunda, média e rasa

(HT09, HT03, HT01). Retângulos tracejados vermelhos indicando intervalos de ocorrência do Membro Ilhabela.	113
Figura 68: Poço 7-URG-14HP com os perfis de <i>caliper</i> (CALCFM, CALCFM_Splice), raio gama, resistividades profunda, média e rasa (RACLM_Splice, RACHM_Splice, RPCHM_Splice), fluido livre (MTBVMCX), porosidade efetiva (MTPHECX), porosidade total (MTPHSCX) e permeabilidade (MTPERM CX).	114
Figura 69: Poço 7-URG-17DA com os perfis de <i>bit size</i> (BS), raio gama, resistividades profunda, média e rasa (RACLM, RACHM, RPCHM), fluido livre (MTBVMCX), porosidade efetiva (MTPHECX), porosidade total (MTPHSCX) e permeabilidade (MTPERM CX). Retângulos tracejados vermelhos indicando intervalos de ocorrência do Membro Ilhabela.	116
Figura 70: Poço 7-URG-14HP com os perfis de <i>bit size</i> (BS), caliper (CALI), raio gama (GR), densidade (ZDEN), porosidade neutrão (CNC), sônico (DT24), fator foto elétrico (PE), resistividades profunda, média e rasa (RACLM_Splice, RACHM_Splice, RPCHM_Splice), fluido livre (MBVM), porosidade efetiva (MPHE), porosidade total (MPHS) e permeabilidade (MPRM).	118
Figura 71: Superfície representando o mapa estrutural do horizonte do Albiano.	119
Figura 72: Superfície representando o mapa estrutural do horizonte do santoniano.	120
Figura 73: A) Seção <i>crossline</i> e sua interpretação dos corpos ígneos de soleira e diques, tracejados em vermelho. B) Seção <i>inline</i> e sua interpretação dos corpos ígneos de soleira e diques, tracejados em vermelho. Refletores das soleiras em formatos tabulares, semi-tabulares, <i>saucer shaped</i> e ligeiramente em formato de pires (<i>slightly saucer shaped</i>) (Plank <i>et al.</i> , 2005). Horizontes interpretados: Albiano (azul), Santoniano (rosa), Campaniano médio (verde), Maastrichtiano (laranja).	122
Figura 74: A) Seção <i>inline</i> com soleiras, diques e extrato vulcânico. B) Seção em B com interpretação dos refletores referentes aos corpos ígneos de soleira e diques marcado por tracejados vermelhos. Contorno do estrato vulcânico em verde claro tracejado. Geometrias tabulares, semi-tabulares, tabulares inclinados, <i>saucer shaped</i> e de escada (Plank <i>et al.</i> , 2005). Horizontes interpretados: Albiano (azul), Santoniano (rosa), Campaniano médio (verde), Maastrichtiano (laranja).	123

- Figura 75: A) Seção *inline* com soleiras, diques e extrato vulcânico. B) Seção em B com interpretação dos refletores referentes aos corpos ígneos de soleira e diques marcado por tracejados vermelhos. Geometrias tabulares, semi-tabulares, tabulares inclinados, *saucer shaped* e de escada (Plank *et al.*, 2005 Horizontes interpretados: Albiano (azul), Santoniano (rosa), Campaniano médio (verde), Maastrichtiano (laranja). 124
- Figura 76: Mapa estrutural do horizonte do Albiano com as linhas compostas 1 (roxo), 2 (amarelo) e 3 (vermelho). 125
- Figura 77: Seção sísmica da linha composta 2 com os poços da esquerda para a direita: 3-BRSA-331, 7-URG-4, 7-URG-17DA, 7-URG-17D e 1-BRSA-211. Perfis: raio gama (verde), sônico (rosa), resistividade (azul). Curvas aumentam o seu valor para longe do poço. Horizontes interpretados: Albiano (azul), do Santoniano (rosa), Campaniano médio (verde), Maastrichtiano (laranja). Tracejados vermelhos identificando refletores associados a corpos ígneos. 126
- Figura 78: Seção sísmica da linha composta 3 com os poços da esquerda para a direita: 6-BRSA-570, 7-URG-4, 7-URG-17DA, 7-URG-17D e 1-BRSA-211. Perfis: raio gama (verde), sônico (rosa), resistividade (azul). Curvas aumentam o seu valor para longe do poço. Horizontes interpretados: Albiano (azul), Santoniano (rosa), Campaniano médio (verde), Maastrichtiano (laranja). Tracejados vermelhos identificando refletores associados a corpos ígneos. 127
- Figura 79: a) Seção sísmica *inline* do volume de frequência dominante. b) Seções *inlines* dos subvolumes de frequência dominante com os seus intervalos e denominações identificadas ao lado. 128
- Figura 80: Histogramas dos domínios de sismofácies espectrais definidos na Figura 15. a) 1º domínio. b) 2º domínio. c) 3º domínio. d) 4º domínio. e) 5º domínio. 129
- Figura 81: Ilustração das *wavelets* estimadas e seus espectrogramas de amplitude e fase. .130
- Figura 82: Janela de *depth seismic calibration* do *software* Petrel para o poço 1-BRSA-211 mostrando os perfis de raio gama, densidade, sônico, refletividade, impedância acústica reamostrada, sísmico original com o traço do sintético por cima, sintético, sísmica ajustada e atributo de ajuste do marcador. Marcadores com seus nomes e posições de ajuste em verdade. Tracejados azul claro e rosa marcando as superfícies mapeadas dos horizontes do albiano e santoniano respectivamente. 131

Figura 83: Janela de <i>depth seismic calibration</i> do <i>software</i> Petrel para o poço 3-BRSA-331 mostrando os perfis de raio gama, densidade, sônico, refletividade, impedância acústica reamostrada, sísmico original com o traço do sintético por cima, sintético, sísmica ajustada e atributo de ajuste do marcador. Marcadores com seus nomes e posições de ajuste em verdade. Tracejados azul claro e rosa marcando as superfícies mapeadas dos horizontes do albiano e santoniano respectivamente.	132
Figura 84: Mapa estrutural do topo do reservatório Ilhabela 1.	133
Figura 85: Mapa estrutural da base do reservatório Ilhabela 1.	133
Figura 86: Mapa estrutural do topo do reservatório Ilhabela 2.	134
Figura 87: Mapa estrutural da base do reservatório Ilhabela 2. Linhas pretas indicando as seções <i>inline e crossline</i> das Figura 88 e Figura 89, respectivamente.	134
Figura 88: A) Seção <i>inline</i> marcada na Figura 23 com os poços 7-URG-4 (amarelo), 7-URG-17DA (roxo), 7-URG-17D (ciano) e 1-BRSA-211 (azul claro). Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde claro, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2; horizonte amarelo, topo do reservatório Ilhabela3; horizonte verde claro, base do reservatório Ilhabela 3; horizonte verde escuro, topo da Fm. Itajaí-Açu; perfil de azul claro, fluido livre; perfil de poço azul escuro, resistividade média; perfil de poço verde, raio-gama. B) Mesma seção em A) com zoom para análise em detalhe da correlação dos perfis com a sísmica. Poços 7-URG-17DA e 7-URG-17D projetados.	136
Figura 89: A) Seção <i>inline</i> marcada na Figura 42 os poços 7-URG-4 (amarelo), 7-URG-17DA (roxo), 7-URG-17D (ciano) e 1-BRSA-211 (azul claro). Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde claro, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2; horizonte amarelo, topo do reservatório Ilhabela3; linha tracejada vermelha, possível contato gás-óleo; horizonte verde escuro, topo da Fm. Itajaí-Açu; perfil de azul claro, fluido livre; perfil de poço azul escuro, resistividade média; perfil de poço verde, raio-gama. B) Mesma seção em A) com <i>zoom</i> para análise em detalhe da correlação dos perfis com a sísmica. Perfis do poço URG-17DA um pouco desajustados devido à projeção.	137

- Figura 90: Comparação das respostas da fase instantânea (A) e do cosseno da fase (B) correspondentes a seção *crossline* exposta na Figura 89 A). Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde claro, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2; horizonte amarelo, topo do reservatório Ilhabela3; horizonte verde escuro, topo da Fm. Itajaí-Açu. 139
- Figura 91: Comparação das respostas da fase amplitude RMS (A) e do Envelope (B) correspondentes a seção *crossline* exposta na Figura 89 A). Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde claro, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2; horizonte amarelo, topo do reservatório Ilhabela3; horizonte verde escuro, topo da Fm. Itajaí-Açu. 140
- Figura 92 – Resposta do *Sweetness* correspondentes a seção *crossline* exposta na Figura 89 A). Horizonte rosa, topo do Santoniano; Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde claro, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2; horizonte amarelo, topo do reservatório Ilhabela3; horizonte verde escuro, topo da Fm. Itajaí-Açu; Horizonte azul claro, horizonte sísmico do Albiano. 141
- Figura 93: A) Seção sísmica de amplitude; B) Seção sísmica de envelope. Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde claro, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2. Estrato vulcânico e soleiras em sua base e depósitos turbidíticos a frente do estrato. 142
- Figura 94 – A) Seção *inline* da Figura 93 com os atributos sísmicos de frequência instantânea (A) e *sweetness* B). Em A) círculo preto contínuo indicando refletores relativos à soleira; círculos pretos listrados a direita indicando localização de anomalias de baixa frequência associadas a acumulações de gás; retas listradas indicando faixas de sombras de alta frequência geradas pelo complexo ígneo, estrato vulcânico e soleiras. Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde claro, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2. 143

Figura 95: Seção sísmica de <i>sweetness</i> com os horizontes do Ilhabela 1 e 2. Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2. Poço horizontal 7-URG-14HP ao centro da imagem com os perfis de raio-gama (traço preto com preenchimento verde) e fluido livre (ciano).	144
Figura 96 - Comparação entre o volume sísmico de amplitude o volume corenderizado de amplitude, <i>sweetness</i> e cosseno da fase.	145
Figura 97 - <i>Depth Slice</i> em 4400 m dos atributos de <i>sweetness</i> (A) e amplitude (B).....	146
Figura 98: Mapa de amplitude média do topo do reservatório Ilhabela 2.....	147
Figura 99: Mapa de amplitude média do topo do reservatório Ilhabela 2.....	147
Figura 100: Mapas do topo do reservatório Ilhabela 1. A) Atributo de superfície de amplitude RMS com desenho em vermelho da interpretação da possível extensão do lobo correspondente ao alvo do poço 7-URG-14HP. B) Atributo de superfície de <i>sweetness</i> com o desenho em preto da interpretação da extensão do lobo turbidítico e com arco em vermelho interpretado como marcando o limite entra zona de transição canal-lobo.	148
Figura 101: Mapa de Dip de alta resolução para o topo do reservatório Ilhabela 1. Círculos vermelhos indicando posição dos estratos vulcânicos.	149
Figura 102: Mapas do topo do reservatório Ilhabela 1. A) Atributo de superfície de amplitude RMS com desenho em vermelho da interpretação da possível extensão do lobo correspondente ao alvo do poço 7-URG-14HP. B) Atributo de superfície de <i>Sweetness</i>	150
Figura 103: Modelo de conjuntos de fraturas relacionados com um anticlinal dômico. Ilustrados os conjuntos paralelos ao eixo de dobra, perpendicular ao eixo de dobra e de fraturas cisalhantes conjugadas. Modificado de Stearns (1969). Fonte: Watkins <i>et al.</i> (2017).	154
Figura 104: Exemplo de superfície com o atributo de curvatura corenderizado com o mapa de elevação estrutural. Círculo amarelo pontilhado indicando localização de fraturas análogas com as possíveis fraturas do presente estudo. Fonte: Andy Roberts (2001).	155

Figura 105: Atributo de superfície de curvatura mais positiva de alta resolução para o topo do reservatório Ilhabela 2. Círculos pretos indicando região de fraturas radiais associado a presença dos vulcões definidos na Figura 101.....	156
Figura 106: Atributo de superfície de curvatura mais negativa de alta resolução para o topo do reservatório Ilhabela 2. Círculos pretos indicando região de fraturas radiais associado a presença dos vulcões definidos na Figura 101.....	156
Figura 107: Corenderização dos atributos de superfície de <i>sweetness</i> e curvatura mais positiva para o topo do reservatório Ilhabela 2.	157
Figura 108: Corenderização dos atributos de superfície de <i>sweetness</i> e curvatura mais negativa para o topo do reservatório Ilhabela 2 com seta vermelha indicando a direção principal da paleocorrente de contorno da margem continental brasileira.....	157

Lista de Tabelas

Tabela 1: Macroparâmetros definidos por Bouma (2000).	45
Tabela 2: Dados dos poços disponíveis para o estudo e cedidos pela ANP.....	103

1. Introdução

A exploração de óleo e gás é uma das atividades mais importantes desde o final do século XX. A sísmica assume papel protagonista neste cenário. Parte deste protagonismo tem sua origem com o advento dos atributos sísmicos e do avanço tecnológico a partir da década de 60, que possibilitou o registro digital do sinal. Desde então, diversas formas de estudos sísmicos têm sido criadas com as mais diferentes finalidades. Segundo Taner (2001), a partir dos anos 90 houve um aumento exponencial na criação de novos atributos sísmico. É a partir disto que a sísmica passa a ser mais participativa nos estudos de caracterização de reservatório e não mais apenas nas atividades de identificação e delimitação do prospecto (fase inicial da exploração).

Este movimento traz consigo a desvantagem de agora existirem muitos atributos sísmicos, sendo eles, em grande parte das vezes, redundantes. Isto se deve ao fato de que muitos atributos são apenas reformulações matemáticas de outros, como os inúmeros atributos de coerência. Quando este não é caso, é possível ainda que estejam interligados através da geologia. Por exemplo, uma única falha pode resultar em mudanças laterais do formato do traço, da frequência do pico e também da amplitude (Chopra & Marfurt, 2014).

Diversos autores publicaram workflows de interpretação de atributos para se tentar evitar tais redundâncias. Por exemplo, Barnes & Laughlin (2002, apud Chopra & Marfurt 2007), recomendam usar atributos que meçam apenas uma propriedade do dado. Quando necessário, diferentes atributos que fornecem características distintas podem ser analisados em conjunto, desde que, esses atributos possuam uma boa fundamentação física ou geológica e sejam matematicamente independentes. Tal processo é conhecido como análise multiatributos. Esta análise pode ser feita através de crossplots, corenderização utilizando opacidades ou ainda a partir de algoritmos de machine learning, como as técnicas de “clusterização” (ou agrupamento de dados)

Diversos estudos inspiraram o presente trabalho. Posamentier & Kolla (2003), por exemplo, apesar de não usarem o termo “análises multiatributos” de fato fizeram uso de diferentes atributos sísmicos, como mapas de amplitude, de atributo *dip* e de azimute, em conjunto com a interpretação de sismofácies, para caracterizar sistemas turbidíticos recentes no fundo do mar e um pouco abaixo do fundo do mar. Mayall *et al.* (2006) também não utilizaram do termo “análises multiatributos”, porém, assim como os autores anteriores, fizeram uso da da sismoestratigrafia em conjunto de mapas de atributos como a amplitude

RMS para a predição de fácies em reservatórios de canais turbidíticos e associar as fácies com propriedades de reservatórios como o *net-to-gross*. Mutti *et al.* (2015) utilizaram de mapas de atributos sísmicos como o *pseudo-relief* (TecVA) para identificar expressões sísmicas de depósitos de turbidíticos e contornitos na margem continental leste brasileira. Berton & Veseley (2016) também fizeram uso da análise sismoestratigráfica e sismofácies apoiada com atributos de superfície para caracterizar a margem progradacional do Eoceno da Bacia de Santos. Tao Zhao *et al.* (2016) promovem uma abordagem mais moderna para a análise multiatributo utilizando a classificação de automática de sismofácies, baseada nos algoritmos de *machine learning*, com isso os autores conseguiram identificar feições turbidíticas de canais e diques de canais, contudo os próprios autores reconhecem a importância da escolha certa dos atributos dentro do seu fluxo de trabalho. Mais recentemente, Huang *et al.* (2018) correlacionaram multiatributos com dados de poço para caracterizar o sistema turbidito do *Lower Congo Basin* e prever fácies de reservatórios e suas propriedades. Othman *et al.* (2018) realizaram um estudo baseado puramente em análise multiatributos e dados de poços para extração de *geobodies* de canais reservatórios preenchidos com gás e com água.

Por último, há ainda duas bibliografias que motivaram de maneira expressiva o presente trabalho são Kang *et al.* (2018) e Bischoff (2018). Kang *et al.* (2018) fizeram a correlação de multiatributos com dados de poços, como os perfis de raios gama, para caracterizar a evolução do sistema deposicional de mar profundo do Cretáceo Superior ao Mioceno da Bacia de Campos. Bischoff (2018) em sua tese de doutorado, caracterizou corpos ígneos e paleovulcões de diversas bacias, mas principalmente da *Taranaki Basin* e da *Canterbury Basin*, através de atributos sísmicos, lâminas petrográficas, análogos e outras ferramentas para demonstrar a sua importância da ocorrência de complexos ígneos para a indústria geoenergética, uma delas em particular a de óleo e gás, dada a contribuição destes complexos para o sistema petrolífero das bacias estudadas.

1.1. Bacia de Santos

A Bacia de Santos é uma bacia *offshore* brasileira de margem passiva originada por processos de rifteamento continental. Situada na margem leste/sudeste, estende-se deste o litoral de Santa Catarina até o litoral do Rio de Janeiro, recobrindo uma área de 350.000 km², sendo 200.000 km² sob lâmina d'água de até 400 metros e 150.000 km² entre 400 a 3.000 m de profundidade. Possui como limite ao norte o Alto de Cabo Frio, que marca a divisa com o Bacia de Campos, e ao sul é limitada pelo Alto de Florianópolis, delimitando a divisa com a Bacia de Pelotas. Já a leste e oeste, os limites são o Platô de São Paulo e o Cinturão de Serras

Costeiras (Maciço da Carioca, Serra do Mar e Serra da Mantiqueira), respectivamente (Figura 1).

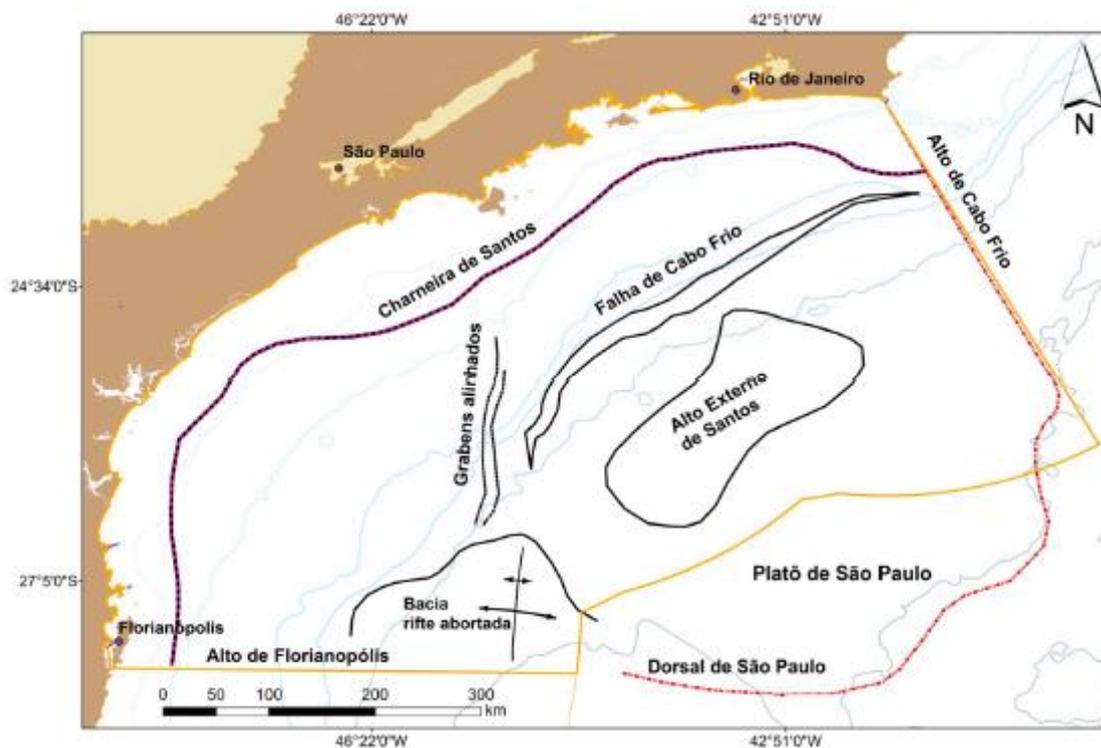


Figura 1: Mapa de localização da Bacia de Santos com os principais elementos do seu arcabouço Regional. Modificado de Garcia *et al.* (2012). Retirado de Sumário Geológico 15ª Rodada, Santos: ANP.

Atualmente a Bacia de Santos, em conjunto com a Bacia de Campos, se apresenta como uma das principais bacias produtoras de petróleo do Brasil, com 35 campos descobertos, sendo 22 na fase de desenvolvimento e 13 na fase de produção (Dados da ANP, Dezembro de 2018) (Figura 2).

As reservas 1P (provadas) de hidrocarbonetos na Bacia de Santos são da ordem de 6,1 bilhões de barris de óleo e 203.782,22 milhões de metros cúbicos de gás natural (Dados da ANP, Dezembro de 2016). No mês de Maio de 2019, a produção diária de petróleo na Bacia de Santos foi da ordem de 1,54 MMbbl/d e a produção diária de gás natural na ordem de 72,1MMm³/d, sendo equivalente à uma produção total (petróleo mais gás natural) da ordem de 1,99 MMboe/d correspondendo à 56% da produção nacional (Dados da ANP, Maio de 2019).

A Bacia de Santos é conhecida por apresentar diferentes modelos de acumulação ao longo da sua exploração, que resultaram em campos e descobertas subcomerciais em variados níveis estratigráficos, principalmente na seção drifte. Atualmente, dentre os principais *plays* exploratórios da Bacia de Santos (Figura 3) estão os carbonatos aptianos das Formação

Itapema e Formação Barra Velha (*play* Pré-Sal), os carbonatos albianos da Formação Guarujá, arenitos turbidíticos da Formação Itajaí-Açu (Membro Ilhabela) e arenitos turbidíticos da Formação Marambaia (Membro Maresias).

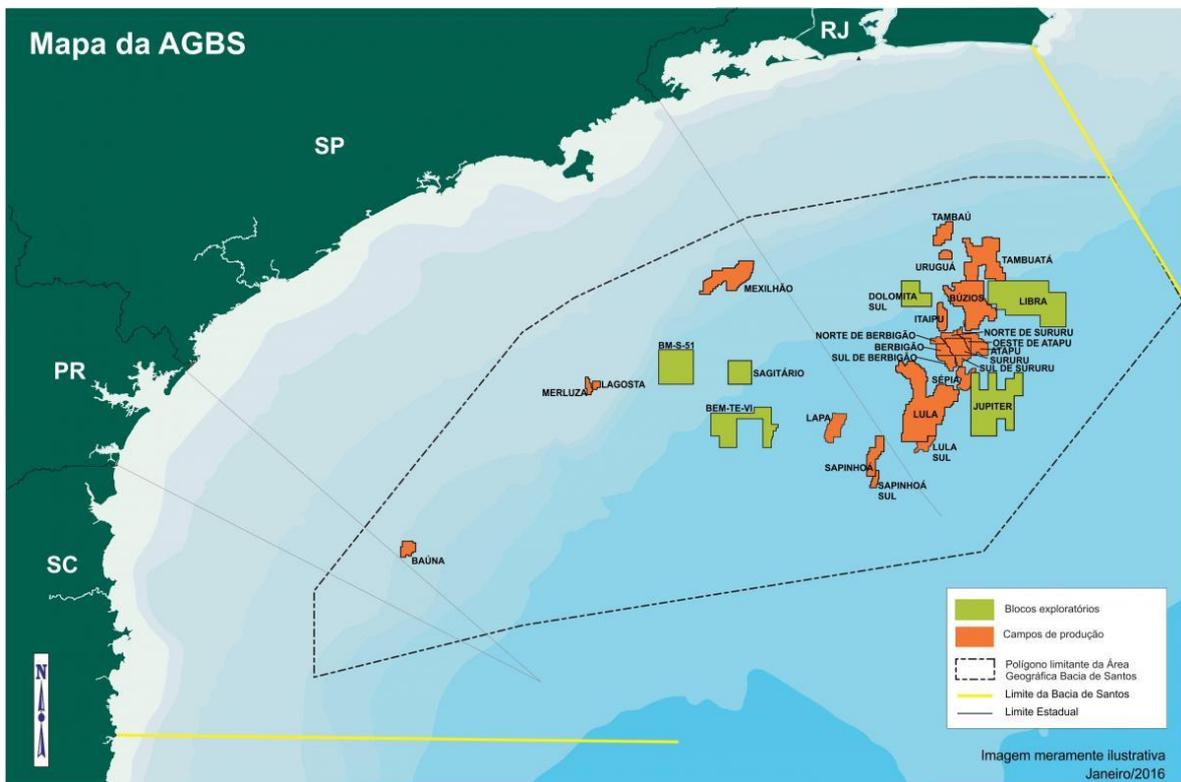


Figura 2: Mapa geográfico ilustrativo indicando a posição e áreas dos campos de produção e exploração, além dos limites da bacia e o polígono do pré-sal. (Retirado de Comunica Bacia de Santos: PCSR-BS).

O reservatório estudado nesta monografia pertence ao *play* turbidítico do Membro Ilhabela. Este reservatório foi constatado a primeira vez no Campo de Merluza, sendo inclusive a primeira descoberta da Bacia em 1980. Mas foi a partir 1997, com a aprovação da Lei do Petróleo, cuja implementação incentivou novos trabalhos exploratórios, que foram descobertos alguns campos que vieram a obter grande importância para a quantitativo total de produção da bacia, como, os campos de óleo em Oliva e Atlanta e de gás natural em Lagosta, Tambuatá, Tambaú, Mexilhão, Carapiá, Uruguá e Pirapitanga (Fernandez, 2017).

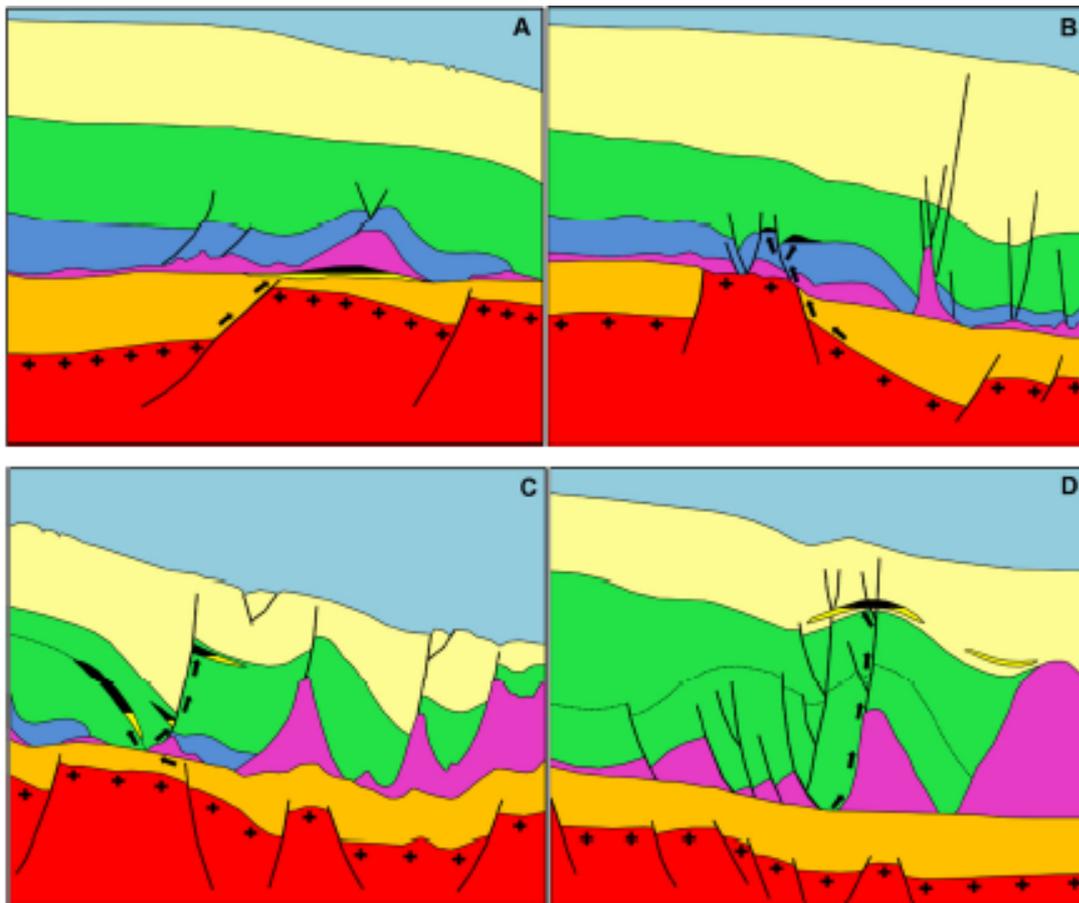


Figura 3: Principais modelos de acumulação da Bacia de Santos (Chang et al., 2008); A) Play Pré-Sal; B) Play carbonático Albiano da Formação Guarujá; C) Play turbidítico do Membro Ilhabela; D) Play turbidítico da Formação Marambaia Retirado de Sumário Geológico 15ª Rodada, Santos: ANP).

1.2.Campo de Uruguá

O Campo de Uruguá está situado a 160 km do litoral do Estado do Rio de Janeiro (Figura 4), em lâmina d'água que varia de 1200 a 1500 m. Sua descoberta se deu em junho de 2003, com a perfuração do poço exploratório 1-BRSA-211-RJS. Este campo faz parte do antigo Bloco BS-500, que também era constituído pelos campos Carapiá, Tambaú e Tambuatá. Este bloco foi adquirido integralmente pela Petrobras na chamada rodada 0.

Segundo o plano de desenvolvimento da Petrobras aprovado pela ANP em 2016, o Campo Uruguá, possui ao todo 20 poços, sendo 8 produtores, 2 injetores, e 10 abandonados. Os poços produtores tentam produzir principalmente gás não associado do reservatório turbidítico que se encontram a profundidades de 4000 a 5000 m abaixo do nível do mar. Estima-se que o volume *in situ* de gás natural chegue a 21.302 milhões de metros cúbico e o de óleo 306 milhões de barris. Até 2015 tinham sido produzidos aproximadamente apenas 10% destes valores. A Figura 5 abaixo mostra o histórico de produção do campo até 2016.

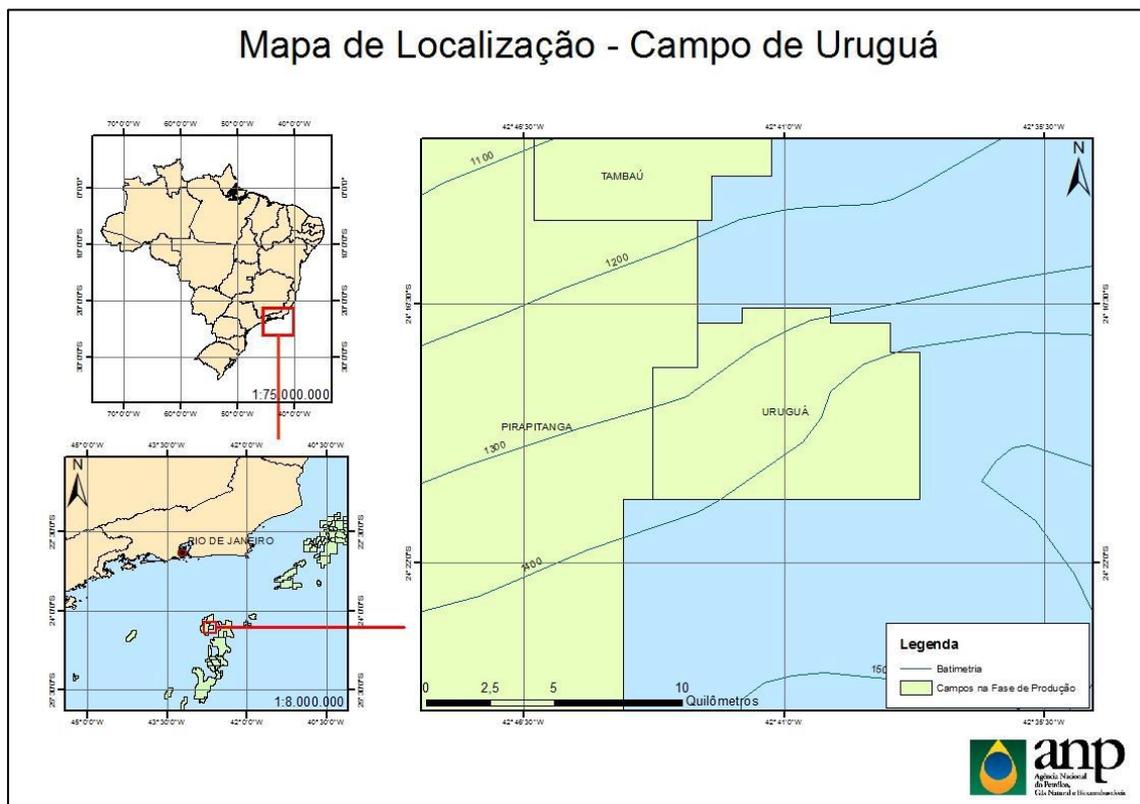


Figura 4: Mapa geográfico do Campo de Uruguá. (Retirado de Sumário, Uruguá: ANP).

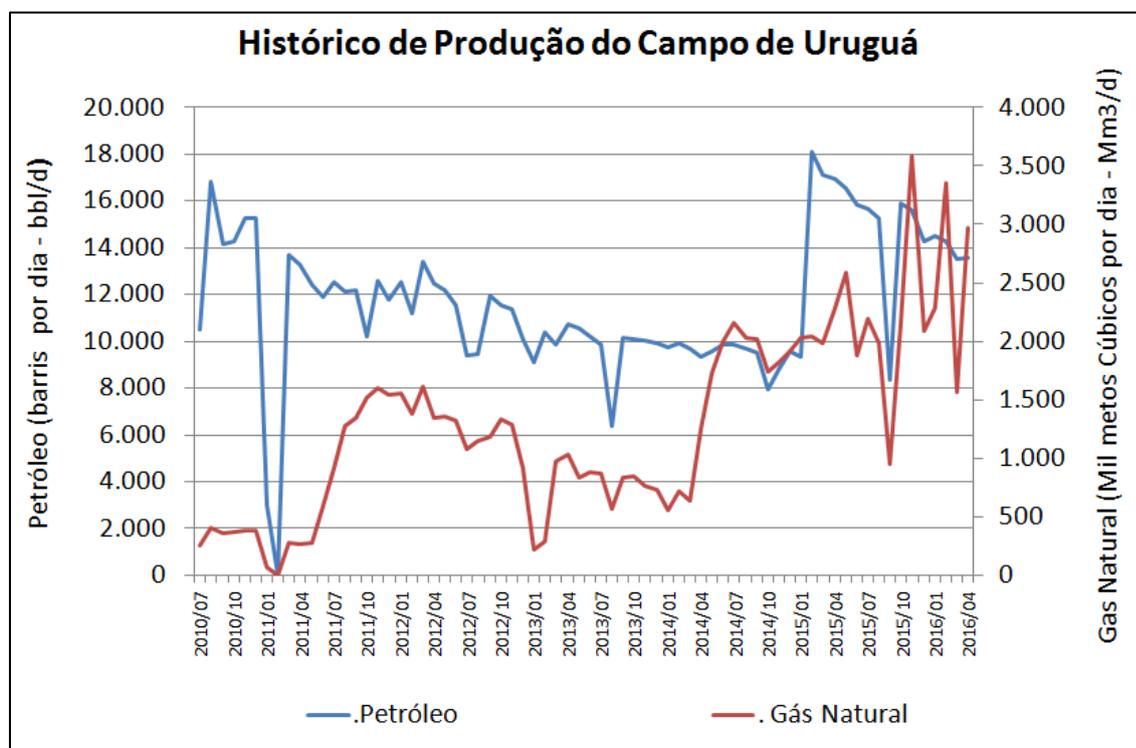


Figura 5: Histórico de produção do Campo de Uruguá de 2010 até maio de 2016. (Retirado de Sumário, Uruguá: ANP).

1.3. Sistema Petrolífero e Características do Reservatório

O sistema petrolífero do Campo de Uruguá é definido por Chang *et al.* (2003) como Itajaí-Açu-Ilhabela(!) e foi considerado provado em 2008 pelos autores. Sendo assim, todo o processo de geração, migração e acumulação ocorre dentro da unidade estratigráfica Itajaí-Açu, porém em diferentes épocas.

A geradora é caracterizada por folhelhos anóxicos do Cenomaniano e está situada na porção basal da formação. Segundo Chang *et al.* (2003), possui um COT (Carbono Orgânico Total) médio de 1% chegando a ter 6% em algumas regiões. Além disso, é composta principalmente por matéria orgânica do tipo II e III, com uma predominância em geral do tipo III (Figura 6). Tais análises explicam o fato do campo ser predominantemente um produtor de gás.

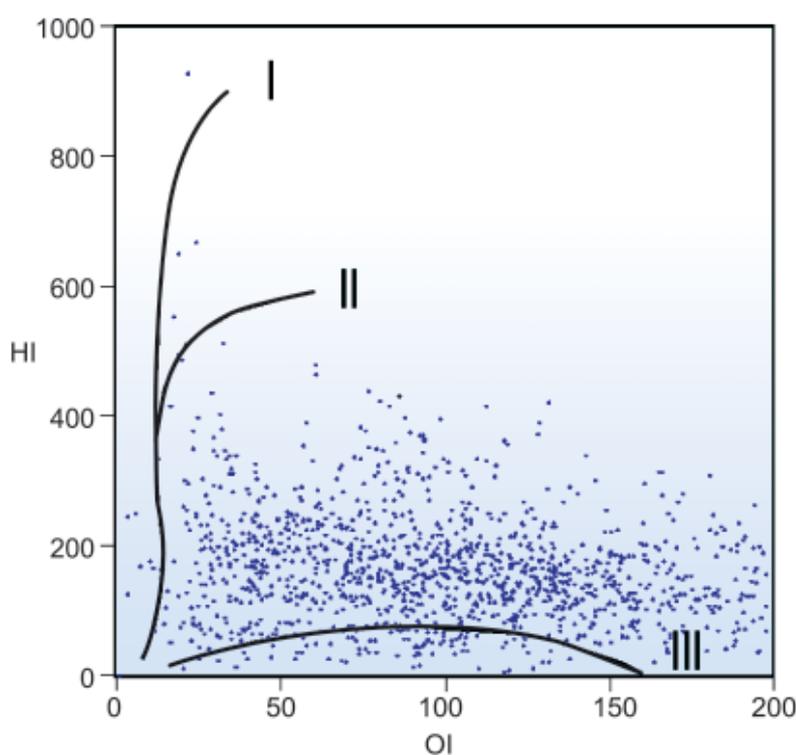


Figura 6: Diagrama de Van Krevelen referente às amostras da Formação Itajaí-Açu. Por Chang et al. (2003).

Segundo Chang *et al.* (2003), o pico de geração de hidrocarboneto na rocha fonte e também da sua migração para o reservatório ocorreu de forma tardia em relação a outras rochas geradoras, devido principalmente a falta de calor para a maturação térmica que só foi alcançar valores significativos no Oligoceno e, preferencialmente, em baixos estruturais que estariam mais soterrados. Ainda segundo os autores, a migração ocorre a partir do Maastrichtiano pelas falhas lítricas e de transferências associadas à halocinese. Além disto, o

movimento do sal serviu não só para condicionar a migração, porém também o trapeamento, visto que a maior parte dos trapeamento é de origem mista. Ou seja, possui uma fator de trapeamento estratigráfico, normalmente representados por *pinch-outs* dos corpos arenosos que estão intercalados com pelitos da formação, e existe também um contribuição estrutural, representada pelo dobramento das zonas de trapeameneto e, por vezes, coloca em contato lateral domos salíferos com a rocha reservatório.

Com relação ao reservatório, foi descrito por Chang *et al.* (2003) como tendo uma porosidade média de 20%, chegando a 24% em alguns poços e com espessura porosa superior a 100 m, chegando até 469 m representada por até 10 zonas porosas.

Miguel (2012) realizou um estudo petrofísico e faciológico dos arenitos turbidíticos do Campaniano, tendo acesso a testemunhos do campo. Em seu estudo, a autora identificou quatro petrofácies e então definiu-as como Petrofácies A, B, C e D.

A petrofácies A é representada por arenitos predominantemente maciços, finos a muito finos, caracterizados por serem de composição quartzosa, mas também com alguma presença de feldspato, mica, fragmentos de rochas vulcânicas e bioclastos. Possui porosidade média de 25% e permeabilidade entre 100 e 1000 mD, sendo assim considerada a melhor fácies de reservatório.

A petrofácies B tem as mesmas características da petrofácies A, porém com a presença de bioturbação, o que causaria uma diminuição da permeabilidade (20 a 40 mD), já que preencheira alguns poros com intraclastos lamosos.

A petrofácies C representa arenitos lamosos, lamitos arenoso e arenitos muito finos intercalado com lamitos, suportados por matriz argilosa, ao não ser no caso do arenito muito fino intercalado, que é grão suportado. A porosidade varia de 14 a 22%, sendo predominantemente microporosidade resultando em permeabilidade nula.

A petrofácies D representa a pior fácies em termos de reservatório. É composta por arenitos maciços cimentados por calcita, resultando em uma baixa porosidade, em torno de 10% e permeabilidade nula.

Como conclusão de seu estudo, a autora interpretou os depósitos do Campaniano, como sendo retrabalhados por correntes de contorno. Tal conclusão se deve à presença de bioturbação bem como pela sua distribuição permo-porosa, laminação e marcas de erosão características de depósitos retrabalhados.

1.4.Objetivo

O objetivo prévio do presente trabalho era apenas o de se utilizar atributos sísmicos para caracterizar os reservatórios turbidíticos do Membro Ihabela no Campo de Uruguá. Porém, feito uma análise primária dos dados percebeu-se a presença de reflexões sísmicas associadas com intrusões ígneas e cones vulcânicos. As intrusões muitas das vezes devido ao seu alto contraste e geometria eram confundidos com reflexões associados a corpos turbidíticos, além disso, percebeu-se também o sincronismo dos eventos extrusivos e das possíveis acumulações portanto. A partir deste ponto o escopo e objetivo do trabalho fortemente alterado.

Feita a introdução do fatores que cercam o presente trabalho, é possível defini-lo com um trabalho multitemático com três objetivos principais. O primeiro objetivo é o de estabelecer um entendimento sobre o mecanismo de deposição dos arenitos do Membro Ihabela do intervalo Albiano-Santoniano do Campo de Uruguá e se possível conceber um modelo de deposição dos arenitos baseados nos modelos de Mutti & Normark (1987) e verificara possibilidade de retrabalhamento dos depósitos turbidíticos do Santoniano em analogia com a conclusão de Miguel (2012) para os depósitos do Maastrichtiano; o segundo objetivo é compreender a relação das acumulações de hidrocarboneto com as rochas ígneas e o papel da intrusões e extrusões dentro do sistema petrolífero presente no campo; o terceiro objetivo é atestar a eficiência da análise multiatributos e de sismofácies como ferramentas nos estudos de caracterização de reservatório turbidíticos e de rochas ígneas.

2. Conceitos e modelos de correntes de turbidez e depósitos turbidíticos

Neste capítulo são apresentados alguns conceitos de correntes de turbidez, seus modelos mais difundidos e a relação genética entre os mecanismos geradores dos fluxos e tipos de depósitos resultantes. Porém, antes de entrar no mérito da exposição dos modelos é necessário fazer uma revisão conceitual de termos para facilitar a compreensão da leitura e evitar possíveis ambiguidades de interpretação do texto.

2.1.Revisão Conceitual

2.1.1. Correntes de turbidez

As correntes de turbidez são fluxos gravitacionais bipartidos, com uma base laminar mais densa e uma porção superior mais diluída e totalmente turbulenta, sendo geralmente disparadas por eventos catastróficos de curta duração, tais como, ondas de tempestade, choques induzidos por terremotos e/ou falhamentos de sedimentos em taludes íngremes) ou de longa duração como, por exemplo, grandes cheias fluviais) (d'Ávila e Paim, 2003).

Essas correntes podem ser divididas em três partes: cabeça, corpo e cauda. As Figura 7 e Figura 8 ilustram as divisões de uma correntes de turbidez em suas respectivas partes e o comportamento do fluxo para cada uma de suas seções.

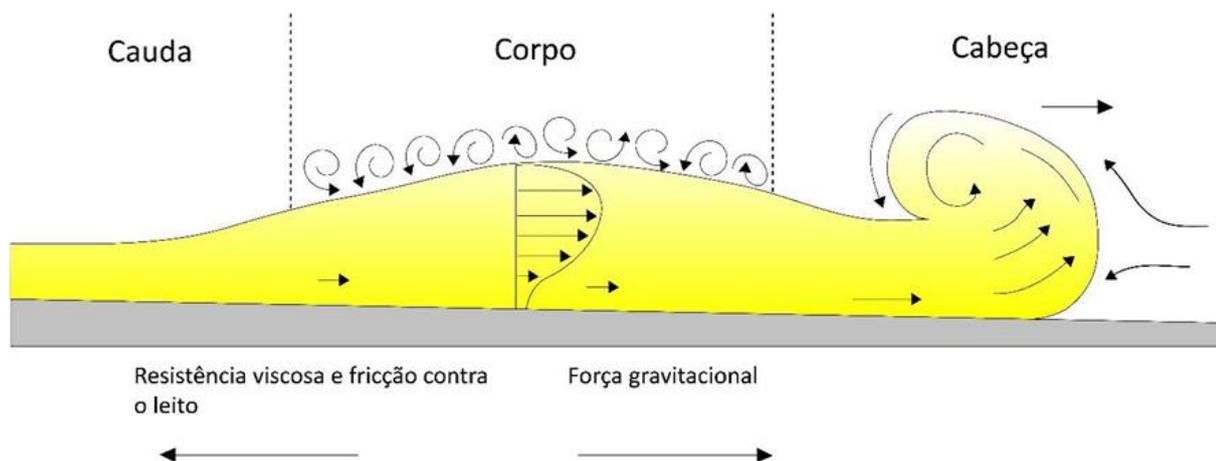


Figura 7: Subdivisão esquemática de uma corrente de turbidez (cabeça, corpo, cauda). Modificado de D'Ávila et al., 2008. Retirado de Morais, 2017.

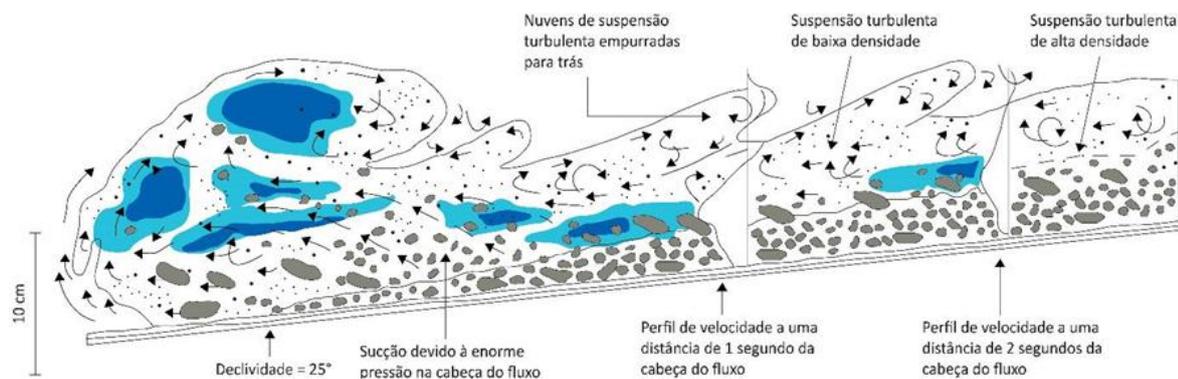


Figura 8: Esquema ilustrando uma corrente de turbidez, onde a base é densa e laminar e a camada superior turbulenta. Modificado de Postma *et al.*, 1988. Retirado de Moraes, 2017.

2.1.2. Turbidito

Depósitos de correntes de turbidez bipartidas, que têm na base um fluxo granular sobrepresurizado e na porção superior uma corrente totalmente turbulenta e de baixa densidade (d'Ávilla e Paim, 2003).

2.1.3. Leque submarino

Definido neste trabalho como o equivalente do sistema turbidítico.

2.1.4. Fluxo gravitacionais

Os fluxos gravitacionais podem ser classificados como fluxos gravitacionais de sedimentos e fluxos gravitacionais de massa. O fluxo gravitacional de sedimentos é um termo geral para descrever fluxos que fluem declive abaixo, devido à ação diferencial da gravidade causada pelo contraste de densidade entre o fluxo (subaéreo ou subaquoso) e o meio circundante (d'Ávilla e Paim, 2003). A principal diferença entre os fluxos gravitacionais de sedimento e de massa se deve ao grau de organização. Nos de fluxos de massa, a organização interna dos depósitos de origem do fluxo é mantida pelo menos parcialmente. Enquanto no fluxo de sedimentos, os depósitos possuem maior grau de remobilização, sendo assim, quase totalmente desconfigurados.

Os fluxos gravitacionais, de forma geral, produzem um amplo espectro de fácies sedimentares, variando desde o simples acúmulo de sedimentos, associados a deslizamentos de massa sem a mínima organização interna, até os depósitos sedimentares formados por correntes de turbidez, com altíssimo grau de organização interna (Carminatti, 1994 *apud* d'Ávilla & Paim, 2003). Um fluxo gravitacional de sedimento muito confundido com fluxos

turbidíticos é o fluxo hiperpicnal, apesar de poderem estarem relacionados geneticamente, eles diferem principalmente pela aceleração e local de ocorrência.

2.1.5. Fluxo hiperpicnal

É um fluxo flúvio deltaico normalmente disparado por cheias fluviais, onde a densidade do fluxo é maior que o ambiente receptor, o que faz com que o fluxo se desenvolva próximo ao fundo.

Outros termos usados em sistemas turbidíticos que precisam ser definidos nesse trabalho são canais turbidíticos, canal distributário, *scours*, correntes de fundo, corrente de contorno, contornito, fácies e associação de fácies.

2.1.6. Canal

É definido por Pires (1993) como uma expressão negativa do relevo produzida por um fluxo confinado de corrente de turbidez. O canal representa o principal caminho para o transporte de sedimentos. Mutti (1999) cita a presença de *bypass* como o principal elemento para se determinar a existência de um canal, visto que a geometria canalizada pode ser encontrada em outras feições como, por exemplo, *scours*. Mutti & Normark (1987) definem dois tipos de classificações para complexo de canais. Uma classificação é definida em termos da geometria e arquitetura dos canais, dividindo em canais largos e delimitados lateralmente por diques, então, chamados complexos canais-dique (*channel-levee complex*) e canais menores normalmente sem a presença de diques, representando os complexos de canais. A outra classificação é definida pela sua característica deposicional, podendo ser definido como canal erosivo, deposicional ou misto. Na Figura 9 é mostrado de forma esquemática esses tipos de canais.

Uma das diferenças entre os complexos de canais e canais-dique é o tipo de fonte, se são alimentados por deltas fluviais ou não (Normark *et al.*, 1993). Quando alimentados por deltas, os canais submarinos tendem a ser mais sinuosos e desenvolvem diques menos expressivos. Segundo Mutti & Normark (1987), sismicamente os complexos canais-dique podem ser reconhecidos por refletores com geometria côncava com difrações hiperbólicas, a partir do centro do canal em direção à lateral, geradas pelo dique migra para refletores que mergulham para longe do canal, esses são os depósitos de transbordamento. Ainda segundo os autores, quando o complexo canais-dique estiver abaixo da resolução sísmica, ele pode ser inferido pela ocorrência de padrões de difração hiperbólicos.

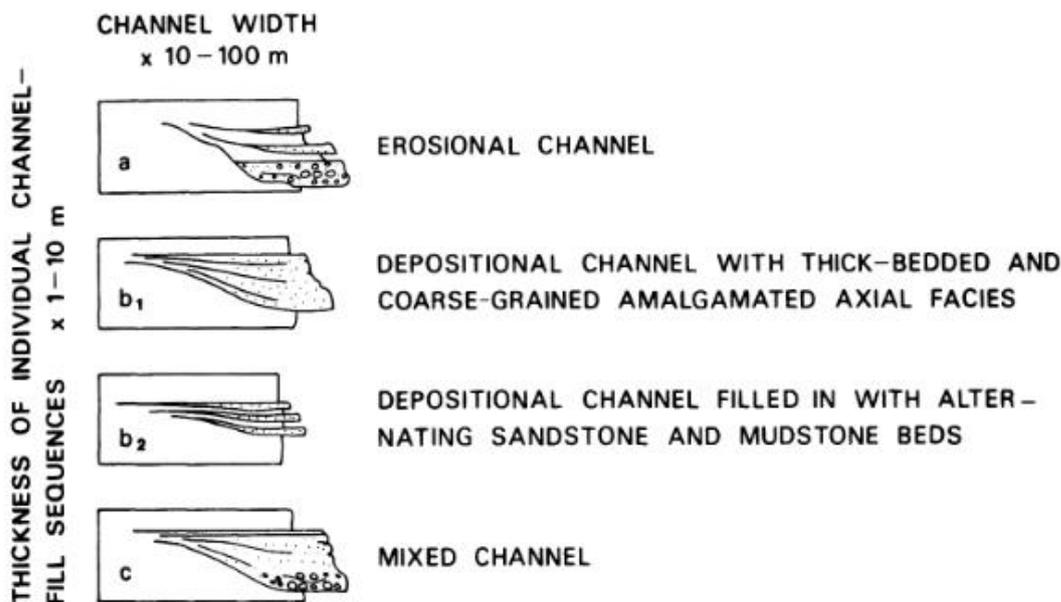


Figura 9: Tipos canais e seus depósitos observados em turbiditos. Escalas horizontais variam de centenas a dezenas de metros. Retirado de Mutti & Normark (1987).

2.1.7. Canal distributário

Canais formados quando sistemas de canais-diques alimentam diretamente os lobos e acabam tendo competência para adentrar esta região formando os complexos de canais distributários.

2.1.8. Scours

Este termo é usado para denotar feições de corte e preenchimentos rugosas, aproximadamente equidimensionais e isoladas, onde mais comumente a erosão e o preenchimentos subsequente são produzidos dentro do mesmo fluxo. *Scours* são variáveis em tamanho e geometria, variam de feições de pequena escala, como marcas de sola, até grandes depressões de escala regional. Frequentemente podem ser confundidas com canais (Mutti e Normark, 1987).

2.1.9. Correntes de fundo

Shanmugam (2006 *apud* Shanmugam, 2008) usa o termo *deep water bottom currents* (correntes de fundo de águas profundas) para definir as correntes de fundo. Segundo o autor, o termo “água profunda” é necessário, visto que essas correntes ocorrem em ambientes marinhos ou lacustres profundos. Correntes de fundo englobam, de forma geral, uma variedade de correntes com diferentes origens, direções de fluxo e velocidade, por exemplo, correntes geostróficas termohalinas, correntes de fundo induzidas por ventos, correntes de

maré de água profunda e ondas de maré internas (baroclinicas) (Shanmugam *et al.*, 1993 *apud* Shanmugam, 2008). Segundo Shanmugam (2008), as correntes de fundo transportam sedimentos arenosos a argilosos, principalmente, por tração e correm normalmente paralelo à costa ou talude, mas podem se deslocar também em movimentos circulares ou ainda para cima e para baixo através de cânions submarinos (marés).

2.1.10. Corrente de contorno

Como já mencionado, o termo corrente de contorno é dado para um tipo particular de corrente abissal e foi originalmente definida por Heezen *et al.* (1996 *apud* Zenk, 2008) como correntes de fundo mais rasas, que fluem superfícies isopícnais aproximadamente paralelas as curvas de níveis batimétricas. Zenk (2008) redefine as correntes de contorno, como correntes unidirecionais de subsuperfície, que estão em contato com uma borda fisiográfica, além de estarem em balanço geostrofico e serem altamente controladas pela morfologia do fundo.

2.1.11. Contornito

Este termo primeiramente foi definido por Hollister & Heezen (1972, *apud* Zenk, 2008) como “sedimentos depositado por correntes de contorno”. Posteriormente, foi definido por Normark *et al.* (1993) como os depósitos formados predominante pela ação de correntes de fundo, já que outros mecanismos podem estar presentes, atuando na deposição ou pelo menos ao início do transporte desses sedimentos.

2.1.12. Fácies

Grupo de estratos ou um único estrato com litologias, texturas e estruturas sedimentares bem definidas e geneticamente relacionados, expressando, portanto, o mecanismo de deposição do estrato (Mutti & Lucchi, 1992 *apud* Pires, 1993).

2.1.13. Associação de fácies

É a combinação de duas ou mais fácies em um arranjo espacial limitado. Expressam a variação no tempo e no espaço dos processos de deposição, fornecendo assim informações sobre o ambiente sedimentar de deposição.

2.2. Evolução Científica em Relação aos Conceitos de Correntes de Turbidez, Turbiditos e Complexos Turbidíticos

O conceito de correntes de turbidez foi primeiramente descrito por Kuenen e Migliorini (1950). Kuenen associou observações de campo de Migliorini com suas

conclusões obtidas através de ensaios geomecânicos em laboratórios para estudar a reologia de fluxos de sedimentos de alta densidade. Posteriormente, Kuenen (1957) finalmente definiu os depósitos gerados por estes fluxos como depósitos turbidíticos, ou, turbiditos.

Em seguida, Bouma (1962) definiu uma sequência ideal (sequência de Bouma) para depósitos turbidíticos. O autor dividiu a sequência em cinco intervalos estratigráficos, A-E, onde tais intervalos representam sedimentos geneticamente relacionados. Estes intervalos são mostrados na Figura 10.

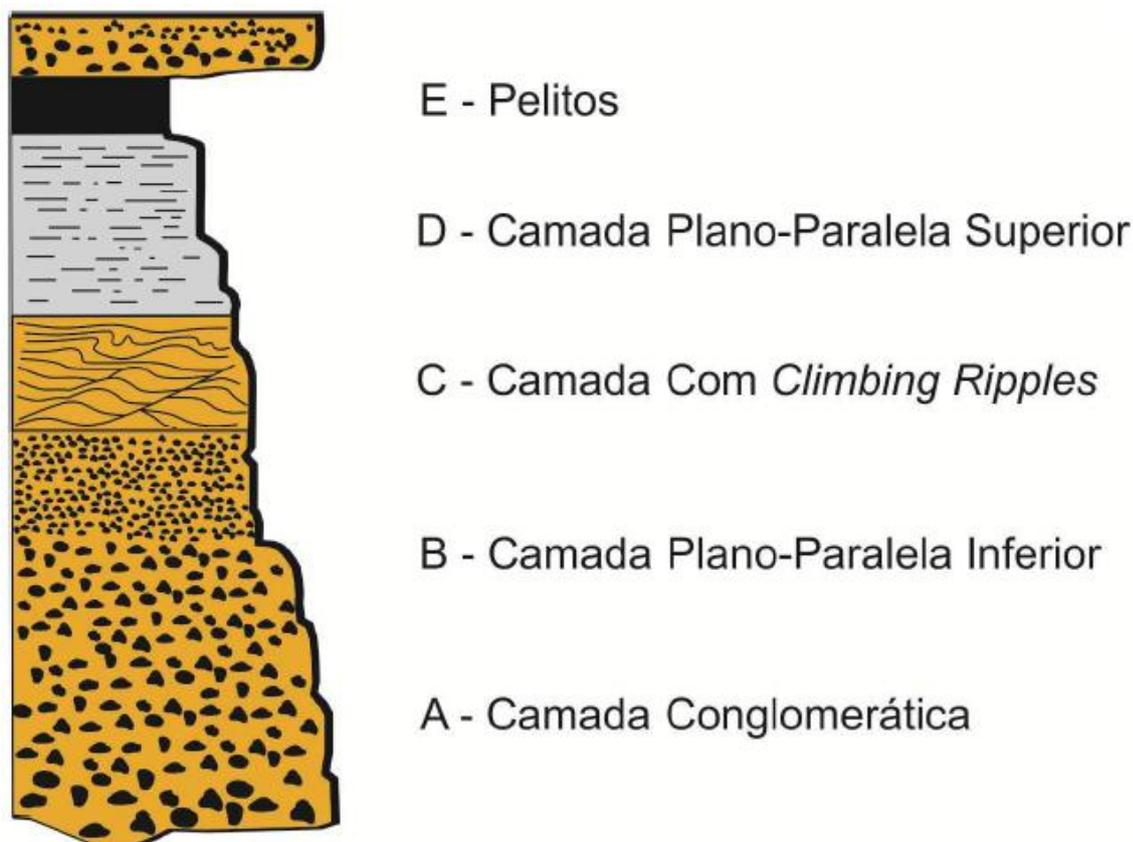


Figura 10: Sequência de Bouma e suas características. Retirado de Silva (2013).

A partir da década de 70, os estudos avançaram para a melhor compreensão da distribuição lateral dos intervalos definidos por Bouma (1962) e também do contexto geológico de associação de fácies para estes intervalos. Normark (1970) introduziu o conceito de *suprafan*, que significa uma região de deposição, predominantemente, arenosa em leques submarinos, que passariam a conter três grandes regiões (leques superior, médio e inferior) e dois elementos (cânions e canais distributários) (ver Figura 11).

Mutti & Ricci Lucchi (1972) propuseram um refinamento da sequência Bouma (1962) com uma sequência dividida em sete fácies sedimentares (A-G) e uma nova associação de

fácies para leques submarinos, classificados em porção superior do talude, porção inferior do talude, leque proximal, leque intermediário e leque distal, mostrado na Figura 12.

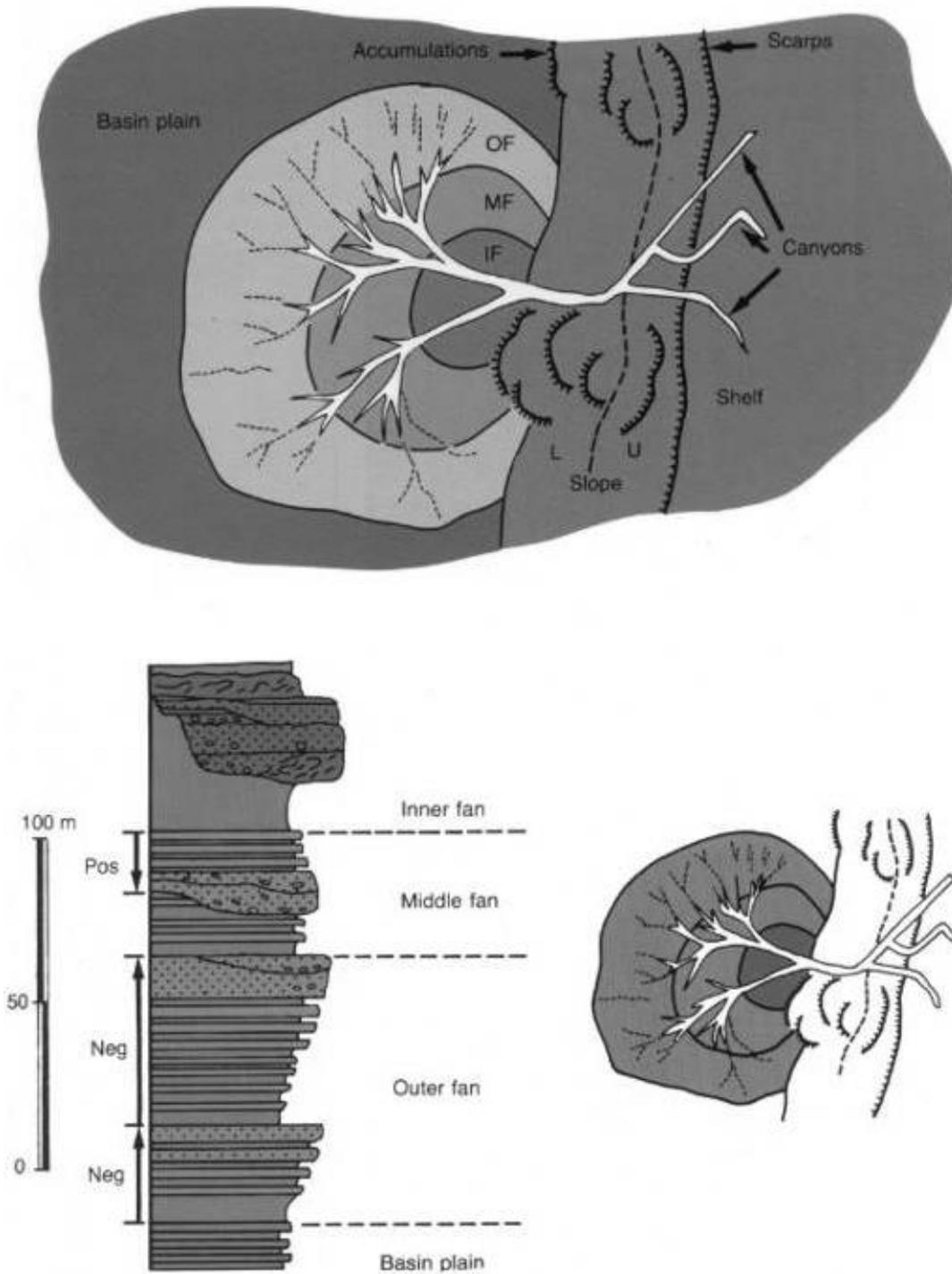


Figura 11: Modelo de Leques e suas associações de Fácies. Modificado de Ricci-Lucchi (1972).

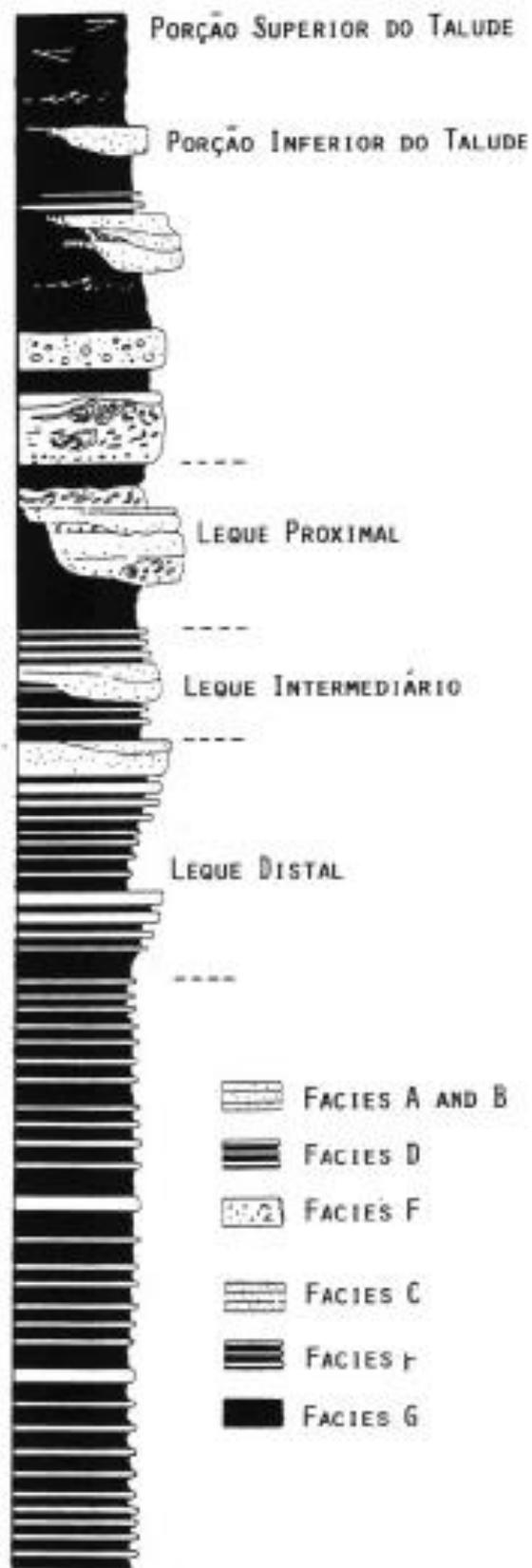


Figura 12: Modelo estratigráfico de leques submarinos. Modificado Mutti & Ricci-Lucchi (1972). Retirado de Pires (1993).

Mutti e Ghibaudo (1975 *apud* Silva, 2013), ao analisarem e compararem leques deltaicos e submarinos, demonstraram que sistemas de lobos turbidíticos progracionais resultam em ciclos de granocrescência com espessamento para o topo, já o abandono ou afogamento do sistema resulta em ciclos de afinamento e granodecrescência para o topo. Seguindo com seus estudos e percebendo que o modelo de Bouma (1962) se aplicaria apenas para casos específicos de turbiditos, em especial, os de granulometria e acamamentos predominantemente finos, Mutti (1979, *apud* Silva, 2013) analisou os afloramentos do Apenino setentrional e propôs uma nova classificação aos leques turbidíticos: leques de alta eficiência de transporte (depósitos de lobos de suspensão) e leques de baixa eficiência de transporte (depositados nos canais). Este conceito de eficiência estaria interligado com a capacidade do fluxo de sedimentos, gerado pelo leque, em transportar e segregar sedimentos de diferentes granulometrias bacia adentro.

Análogo aos modelos de eficiência de Mutti (1979), Lowe (1982) definiu dois tipos de depósitos de turbiditos: um por correntes de turbidez de alta densidade e outro de baixa densidade.

Na década de 80, com o advento da estratigrafia de seqüências, Vail *et al.* (1977) atualizaram os diversos modelos de leques criados na década anterior de forma a incorporar a influência das variações relativas do nível do mar e contextualização dos modelos dentro dos tratos estratigráficos de seqüências. Mutti & Normark (1987), por exemplo, definiram três tipos de modelos de sistemas turbidíticos (I, II e III), um para cada episódio de variação relativa do nível do mar. Estes sistemas são apresentados de forma esquemática na Figura 13.

O sistema tipo I é caracterizado por grandes pacotes de areias, dispostos sob a forma de corpos tabulares alongados e não canalizados nas porções distais do sistema deposicional, correspondente ao modelo de alta eficiência de Mutti (1979, *apud* Silva, 2013), além disso, ocorreriam em trato de sistema regressivo.

Os depósitos tipo II, diferentemente do sistema tipo I, se caracterizam por corpos dispostos ao longo de canais, que passam paulatinamente a corpos lobados. Este tipo de sistema estaria situado em um trato de sistema de mar baixo retrogradante e se correlaciona com o modelo de pouca eficiência (Mutti, 1979, *apud* Silva, 2013). Este sistema é predominantemente composto por canais, sendo os lobos encontrados nas partes onde se concentram os sedimentos de menor granulação. O sistema tipo II é correlato ao modelo de baixa energia proposto por Mutti (1979, *apud* Silva, 2013).

O sistema tipo III, basicamente, são depósitos compostos de camadas pouco espessas (centimétricas) e granulometria fina. Este sistema possui pequenos canais preenchidos por areias média a fina, restritos, e gradam rapidamente para sequências predominantemente lamíticas. As fácies arenosas canalizadas estão restritas à porção proximal do sistema, sendo constituídos, predominantemente, por depósitos de *overbank*.

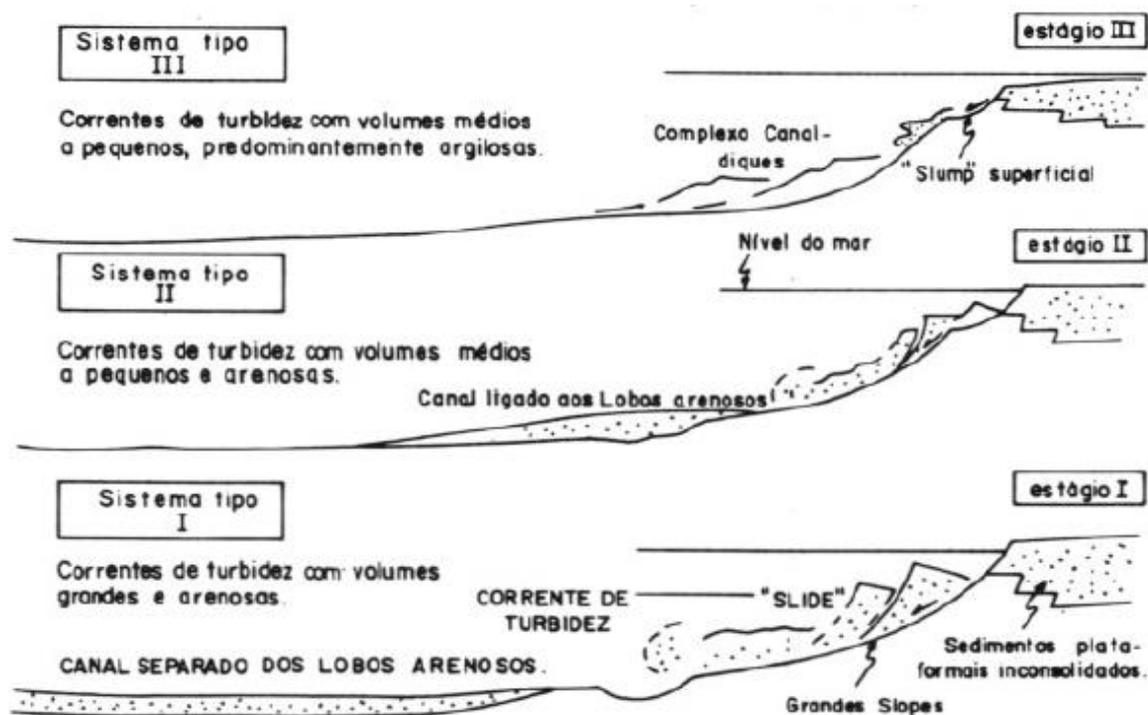


Figura 13: Modelo de relação entre o grau de instabilidade do talude, nível relativo do mar e volume das correntes de turbidez. Modificado de Mutti & Normark (1987). Retirado de Pires (1993).

Mutti e Normark (1987) também definiram uma hierarquia de eventos e suas respectivas nomenclaturas para os depósitos turbidíticos apresentados na Figura 14. Os autores ainda introduziram o conceito de elementos arquiteturais de sistema turbidíticos, sendo estes elementos cânions (*canyons*), canais (*channels*), ravinas (*gullies*), diques de canais (*channel levees*), depósitos de transbordamento (*overbank deposits*), vários tipos de lobos, zona de transição canais-lobos (ZTCL) e feições erosivas principais (*major erosional features*).

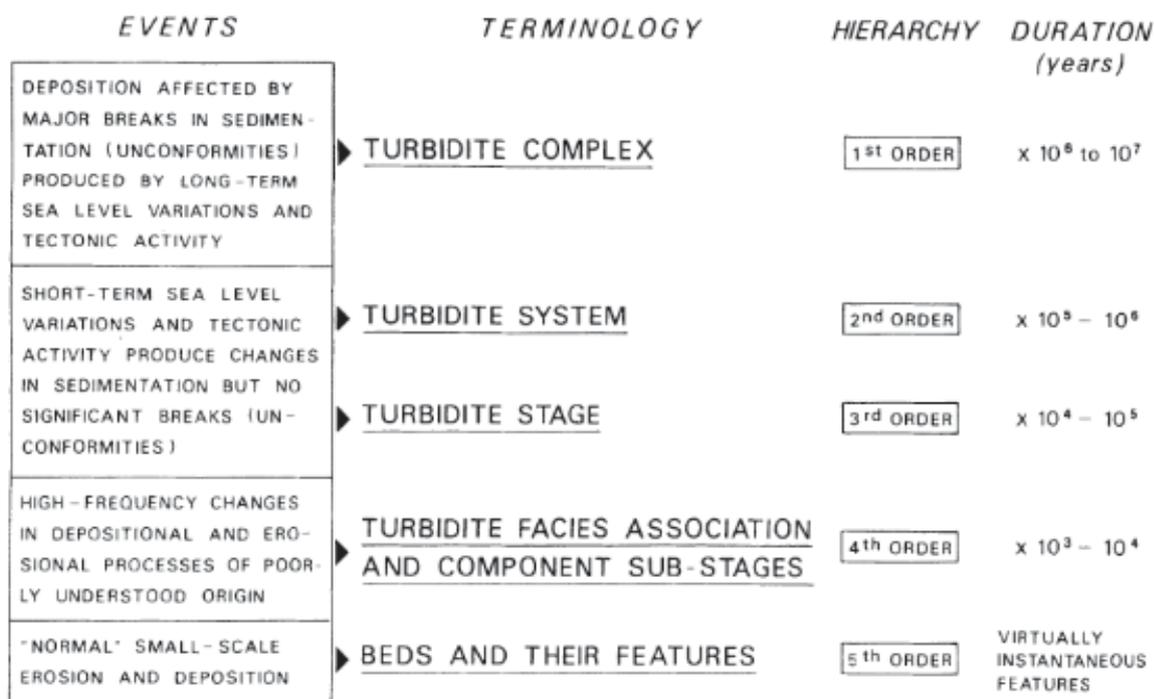
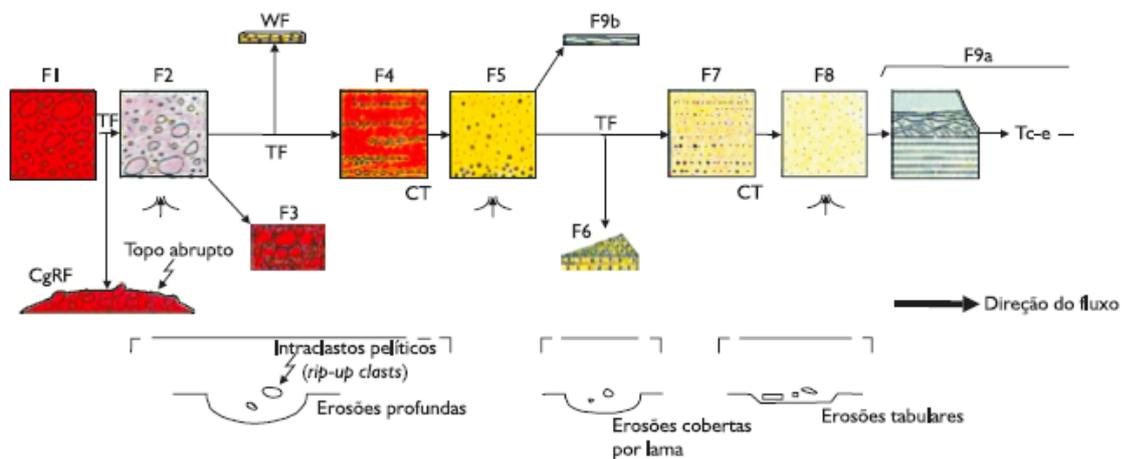


Figura 14: Classificação hierárquica de turbiditos. Por Mutti & Normark (1987).

Logo ao início da década de 90, Mutti (1991; 1992) desenvolveu o conceito de trato de fácies turbidíticas, baseado na análise detalhada de fácies dentro de pacotes de cronoequivalentes e definiu nove trato de fácies básicos e mais quatro acessórios, que representam a transformação do fluxo (ver Figura 15). Além disso, o autor também avalia como as correntes de contorno poderiam atuar sobre os depósitos turbidíticos, que são apresentados Figura 16.

Normark *et al.* (1993) relacionaram a ocorrência de elementos e associações de fácies turbidíticas à ambientes deposicionais (Figura 17) e reconheceram a possibilidade de retrabalhamento por correntes de fundo. Além disso, diferenciam os depósitos de movimento de massa como depósitos a parte dos gerados por corrente de turbidez e completam, portanto, a classificação de elementos arquiteturais de Mutti & Normark (1987) com os complexo de transporte de massa (*mass-transport complex* (MTC)) e deslizamentos erosivos e cicatrizes de escorregamentos (*erosional slides and slump scours*).



TEXTURA		
	Matação, blocos e seixos	CgRF: Fácies de conglomerados remanescentes (lentes convexas para cima)
	Seixos pequenos	
	Seixos muito pequenos, grânulos e areia muito grossas	
	Areia média à fina	WF: Fácies ondulada composta de areia e cascalho pobremente selecionados
	Areia muito fina e silte grosso	
	Lama	Estrutura de escape de fluidos
	CT: Carpetes de tração	TF: Transformação de fluxo
	TF	

Sem escala horizontal
Escala vertical similar a de camadas individuais ou suas divisões deposicionais

Figura 15: As nove fácies turbidíticas de uma corrente de turbidez ideal que tenha acelerado suficiente e que dispusesse de todas as populações de tamanho de grão. Modificado de Mutti, 1992. Retirado de Pires (1993).

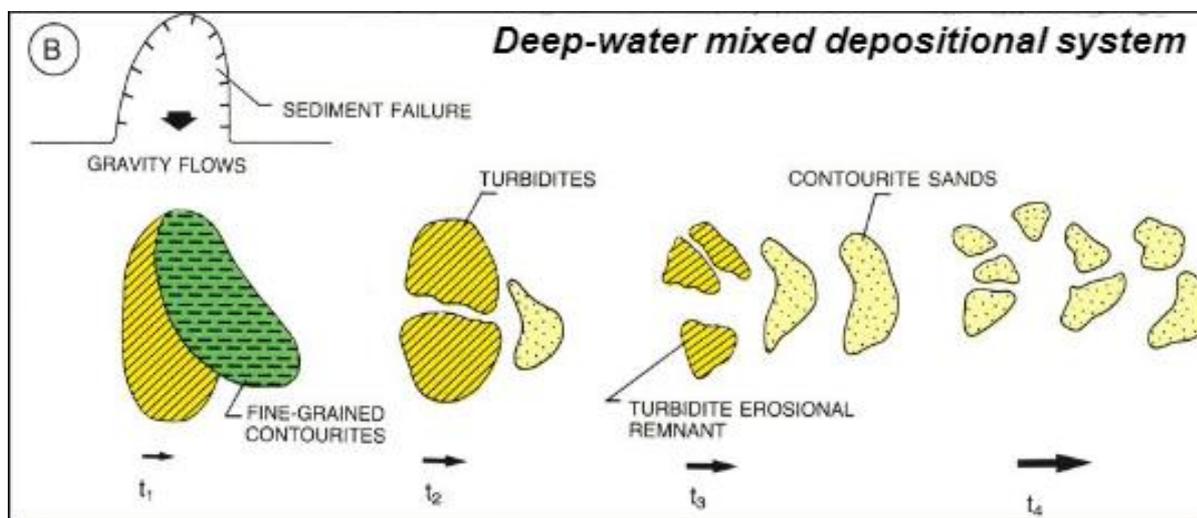


Figura 16: Esquema de transição de fácies para depósitos gravitacionais e o seu retrabalhamento até se tornarem depósitos contorníticos. Modificado de Mutti (1992). Retirado de Mutti & Carminatti (2012).

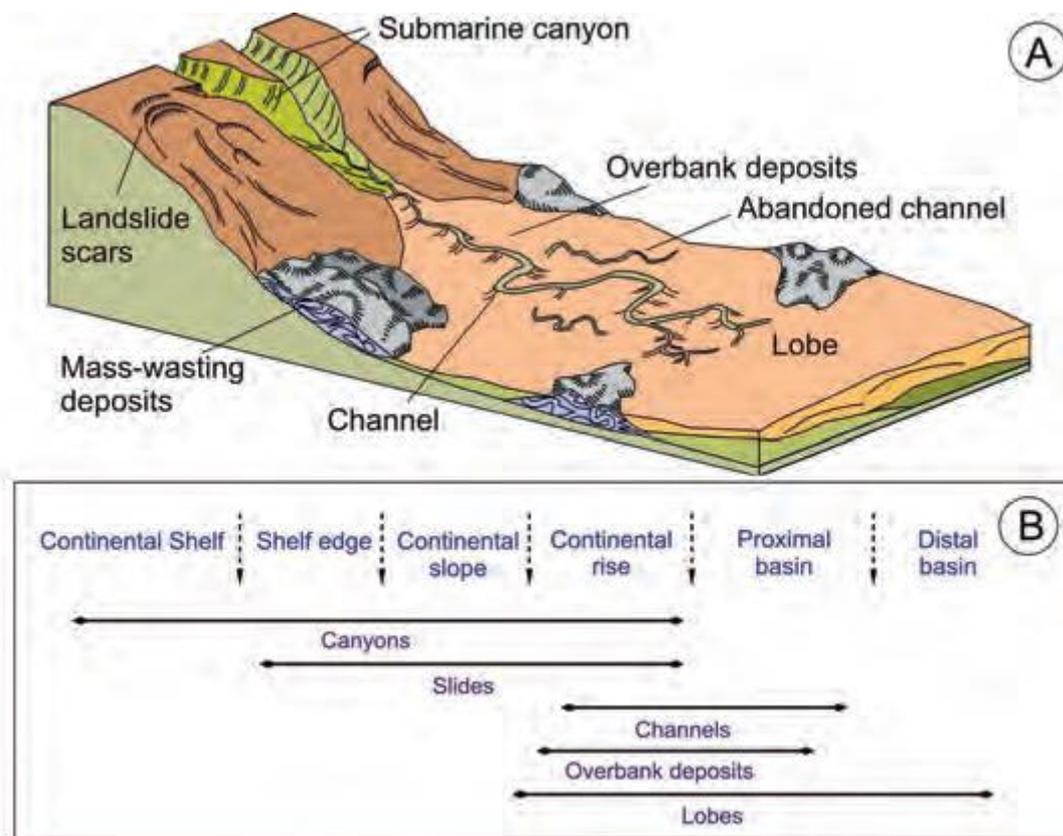


Figura 17: Modelo de elementos arquiteturais e sua relação espacial com seus respectivos ambientes deposicionais. Modificado de Normark *et al.* (1993).

Mutti *et al.* (1999) uniram o modelo de trato de fácies com o conceito de eficiência e apresentaram um modelo de associação de fácies para representar a distribuição das fácies definidas em Mutti (1992) para três tipos de sistemas, altamente eficientes, eficientes e poucos eficientes.

Já no início dos anos 2000, Bouma (2000) reconheceu que o seu modelo clássico não abrangia depósitos com granulometria grossas e então definiu dois modelos de associações de fácies para sistemas turbidíticos, um para grãos grossos e outro para grãos finos. Tal definição se assemelha bastante com os modelos de sistemas eficiente e pouco eficiente introduzidos por Mutti (1979, *apud* Silva, 2013). Em seus modelos, Bouma (2000) definiu o tectonismo, clima, fonte de sedimento e variação do nível do mar como os macroparâmetros que controlam a construção e definição do tipo de sistema. Estes macroparâmetros foram divididos em parâmetros mais específicos, que estão listados na Tabela 1. A influência destes parâmetros possui pesos diferentes entre os sistemas. Além disso, estes seriam apenas modelos ideais simples, com a realidade apontando para sistemas que estariam em algum lugar entre os dois modelos.

Tabela 1: Macroparâmetros definidos por Bouma (2000).

Parameter	Coarse-grained	Fine-grained
Type of margin	Typical for active margin	Typical for passive margin
Relative distance: source to coast	Rather short	Rather long
Gradient of fluvial system	Rather steep	Rather low
Size of fluvial system	Rather small	Commonly long
Degree of possible continental diagenesis	Rather small	Can be major
Width of coastal plain	Commonly narrow	Commonly wide
Size of deltaic system	Commonly small	Often large
Presence of incised valley	Not common	Common
Shelf width	Often narrow	Commonly wide
Basin size	Small-medium	Medium-large
Type of fan sediment feeding	Canyon-fed	Delta-fed
Influence of relative sea-level lowering	Rather small	Very important
Characteristics of marine transport	Non-efficient	Efficient
General construction of fan	Prograding	Bypassing
Turbidite complex: sand/shale ratio	High	Low
Turbidite system: sand/shale ratio	High	High, except for overbank

Posteriormente, Wynn (2002) realizou um estudo através do uso de imagens de sonar de varredura lateral para melhor caracterizar e compreender a zona de transição canal-lobo (*channel-lobe transition zone* -CLTZ). Shanmugam (2002) alertou em seu estudo “*ten turbidite myths*” para os supostos equívocos no uso do termo turbidito pela academia e indústria. Para o autor, o termo só pode ser usado para se referir aos depósitos gerados por um fluxo turbulento, não sendo aplicado aos sistemas deposicionais gerados por fluxos de detritos, fluxos de grãos e outros mecanismos capazes de transportar areias para porções distais da bacia.

Em seguida, Mutti *et al.* (2003) definiram um modelo de evolução do fluxo gravitacionais de sedimentos para depósitos turbidíticos. O modelo considera que as correntes de turbidez seriam na verdade um fluxo bipartido em um fluxo basal laminar e um outro superior turbulento. Além disso, o modelo também completa os trabalhos de Mutti (1992) e Mutti *et al.* (1999) ao demonstrar como os tratos de fácies seriam depositados ao longo do tempo e espaço, devido às mudanças de reologia do fluxo, como pode ser visualizado na Figura 18. Segundo d’Ávilla & Paim (2003), este é o modelo mais difundido.

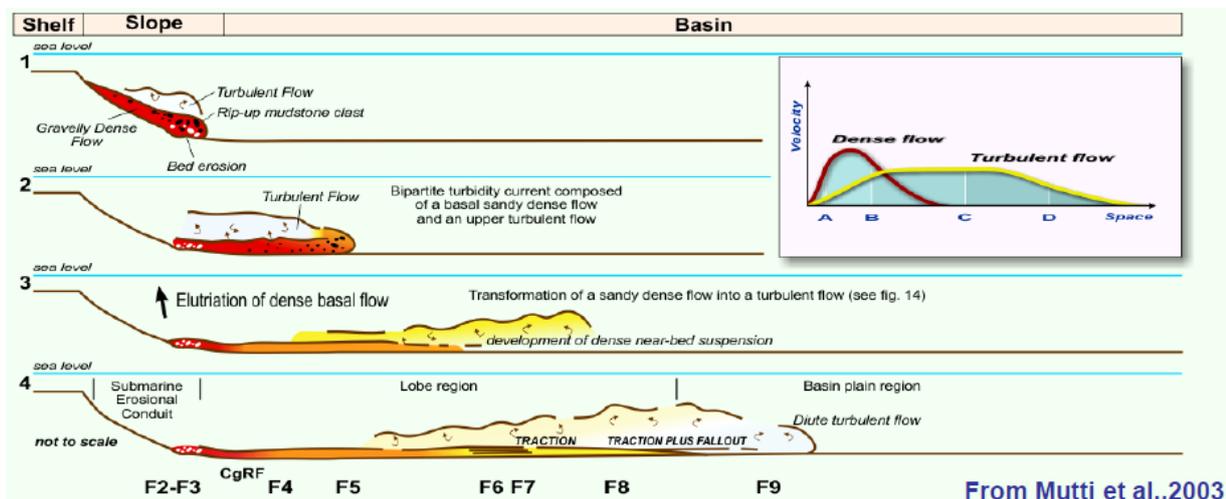


Figura 18: Modelo de evolução de um fluxo de turbidez bipartido. Modificado de Mutti *et al.* (2003). Retirado de Mutti & Carminatti (2012).

d'Ávilla e Paim (2003) revisaram os mecanismos de transporte e deposição para depósitos turbidíticos e relacionaram diferentes modelos de fácies e tratos de fácies de diversos autores, incluindo Mutti (1992; 1999), Lowe (1982) com as considerações e críticas de Shanmugam (2002). d'Ávilla e Paim (2003) propuseram um novo arcabouço genético de fácies, parecido com o definido por Mutti (1992), porém sem o trato F1 (*debris* coesivo muito lamoso). Os autores em questão consideraram que este trato teria sido depositado por um fluxo predominantemente lamoso, plástico, sem feições de erosão de substrato, não podendo ser associado assim a uma corrente de turbidez.

Prélat *et al.* (2009) definiram uma arquitetura hierárquica para lobos turbidíticos, que é mostrado na Figura 19, baseando no modelo hierárquico para sistemas turbidíticos descrito por Mutti e Normark (1987).

Nesta década, muitos trabalhos têm se voltado para inserir as correntes de contorno nos modelos de transporte e deposição de sedimentos arenosos em ambiente de mar profundo. Como exemplo disto, Mutti & Carminatti (2012) descreveram tais depósitos para as bacias *offshore* da costa brasileira. Eles demonstraram uma clara distinção entre as fácies de depósitos por corrente de contorno e os depósitos por corrente de turbidez, ainda definiram um depósito de fácies intermediárias, os turbiditos retrabalhados por corrente de contorno (Figura 20).

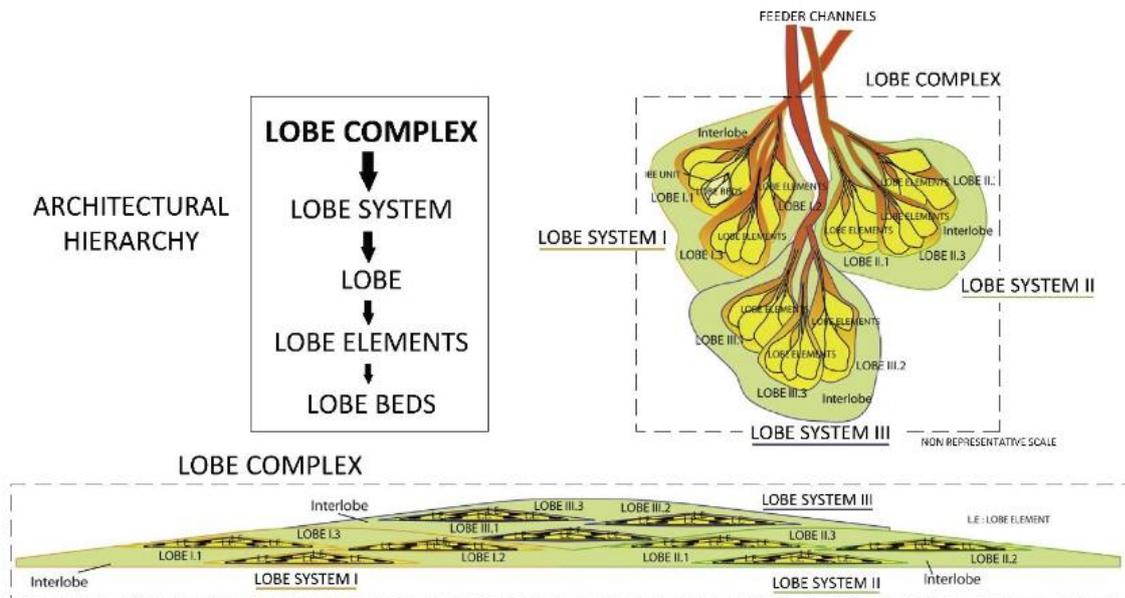


Figura 19: Modelo arquitetural de lobos turbidílicos conforme proposto por Prélat *et al.* (2009). Modificado de Morais (2017)

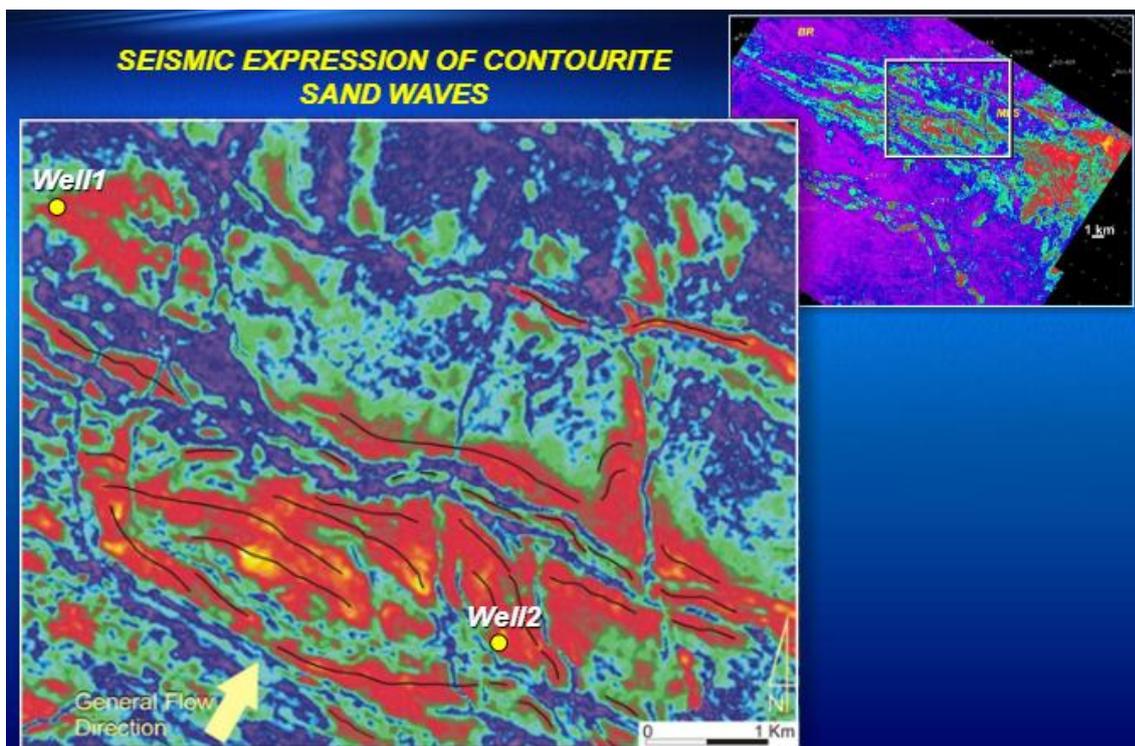


Figura 20: Mapa de amplitude RMS evidenciando sugerindo o retrabalhamento de lobos turbidílicos por correntes de contorno. Retirado de Mutti & Carminatti (2012).

Mutti *et al.* (2015) reforçaram os estudos de correntes de contornos com imagens sísmicas e análise de testemunhos. Eles apresentaram evidências para a existência dos depósitos de contornito e turbiditos retrabalhados por correntes de contorno, durante o

Cretáceo superior e Paleoceno em três bacias marginais brasileiras, bacias de Santos, Campos e Espírito Santo (Figura 21).

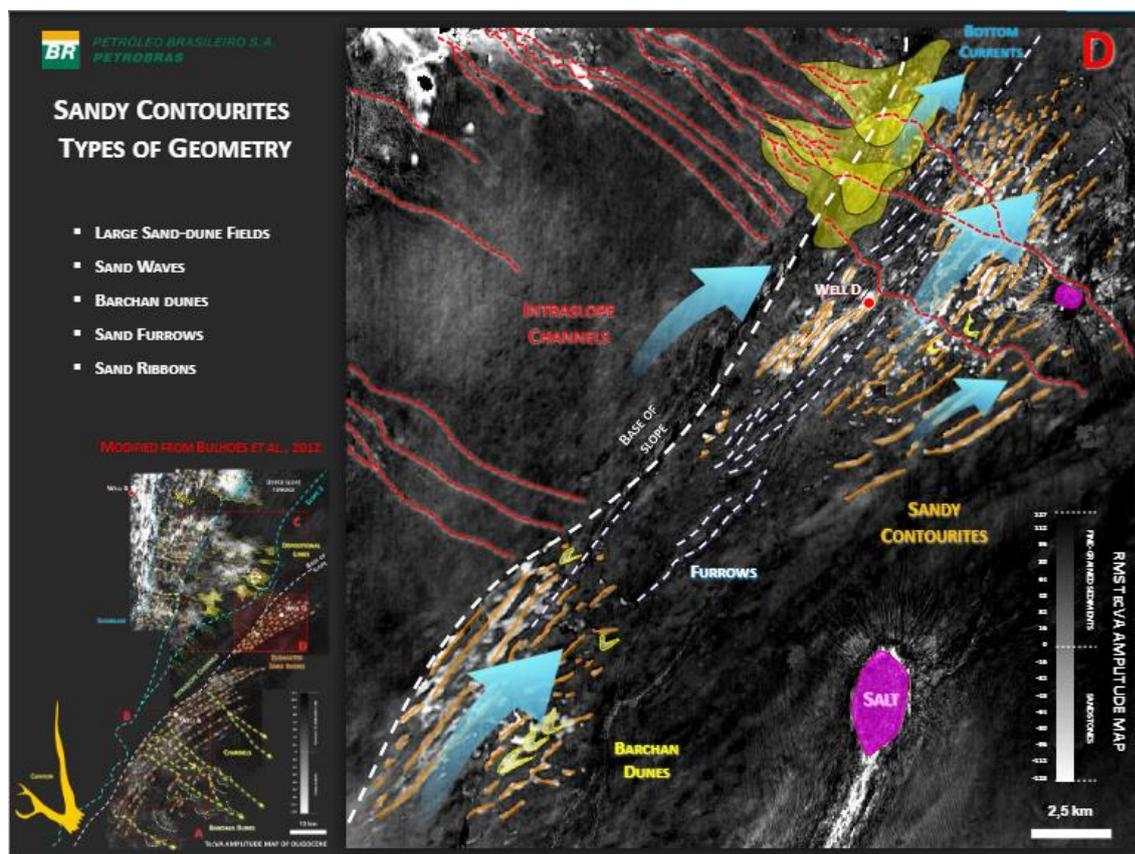


Figura 21: Mapa sísmico de TecVA interpretado evidenciando os tipos de geometria dos depósitos turbidíticos e contorníticos, e direção da paleocorrente de contorno da margem continental leste brasileira. Retirado de Mutti *et al.* (2015).

2.3. Mecanismos de Transporte e Deposição

Entender os mecanismos de transporte e deposição de turbiditos é imprescindível para a compreensão de seus modelos sedimentares. Segundo d'Ávila e Paim (2003), as fácies turbidíticas registram apenas os mecanismos deposicionais atuantes no final, sendo os mecanismos iniciais e de transporte apenas inferidos, contudo, são igualmente importantes para descrever a evolução do sistema e formação de tais depósitos.

Como já visto, diversos modelos foram gerados para se tentar explicar os depósitos turbidíticos e os processos atuantes nas correntes que os geram. Em suma, todos os autores citados anteriormente concordam que existem ao menos dois modelos distintos de transporte e deposição, um de alta densidade e outro de baixa densidade (Lowe, 1982), ou, de baixa eficiência e alta eficiência (Mutti, 1979 *apud* Silva, 2013), ou ainda, de fina granulometria e

grossa granulometria (Bouma, 2000). Tais classificações tentam de modo simplificado refletir a diversidade de fácies e suas associações encontradas em sistemas turbiditos, que podem, por exemplo, ter gradação granulométrica normal, inversa ou constante, espessamento ou afinamento para o topo, possuírem laminações, estratificações cruzadas ou serem depósitos maciços. Todas estas características são definidas pelo tipo de corrente, que por sua vez comumente sofre alterações ao longo do caminho e é controlada por diversos fatores, como os citados por Bouma (2000) e Moulder & Hüneke (2016).

O primeiro fator de grande influência na corrente de turbidez é o mecanismo disparador da corrente. Segundo d'Ávilla & Paim (2003), o início da corrente é dado quando a ação da gravidade sobre misturas de sedimento e água é tal que sobrepuja a ação da fricção ou da coesão entre as partículas. Isto pode ocorrer em diversos cenários, sendo os mais comuns, terremotos, tempestades, derretimento de geleiras, falhamentos do talude e correntes flúvio deltaicas hiperpicnais. Originalmente, nem todos esses episódios irão gerar fluxos turbulentos e sim outros tipos de fluxos, como os de detritos coesivos, grãos, liquefeitos e fluidizados (definição de fluxos de Lowe, 1982). Todavia, segundo d'Ávilla & Paim (2003), todos estes fluxos podem sofrer mudanças e evoluir para fluxos turbulentos, o que faz inclusive muitos autores compreenderem esses fluxos como parte do processo de uma corrente de turbidez. Por isso, o mecanismo disparador é tão importante, ele define o tipo de fonte sedimentar que alimenta todo o sistema. Por exemplo, um sistema alimentado por fluxos flúvio deltaicos irá, predominantemente, gerar um sistema com alta eficiência, rico em lama, que por sua vez junto com outros parâmetros irá ditar a presença e moldar morfologia dos elementos arquiteturais do sistema (Mutti, 1987; Bouma, 2000).

É importante destacar, que apesar de ser originada por períodos de cheias fluviais e consequentes correntes hiperpicnais, as correntes de turbidez não são os fluxos hiperpicnais. Segundo d'Ávilla & Paim (2003), elas se diferem por sua aceleração catastrófica, sendo muito maior na corrente turbidítica que desenvolve sua aceleração através de condutos íngremes como os cânions. Nesta etapa, a erosão do substrato aumenta sua densidade, que por sua vez aumenta sua aceleração e turbulência, aumentando novamente seu poder de erosão. Este processo em *loop* é chamado de *bulking*, mecanismo inexistente nos fluxos hiperpicnais. Tal processo é essencial para a manutenção da corrente, sendo assim, a corrente de turbidez disparada por cheias sofre duas acelerações, uma na plataforma e outra no talude (Mutti, 2002, *apud* d'Ávilla & Paim, 2003).

Segundo d'Ávilla & Paim (2003), junto ao tipo de mecanismo disparador, um dos primeiros fatores que na origem define o tipo de fluxo é a quantidade de sedimentos finos disponíveis. Segundo os autores, a presença de finos é crucial, pois ela aumenta a densidade da corrente, auxilia na geração da turbulência na camada superior do fluxo, determina o poder de erosão, além de agir como um lubrificante para os sedimentos grossos na camada basal. Desta forma, a presença de finos é crucial para a manutenção do fluxo, estando interligada com o conceito de eficiência de Mutti (1979, *apud* Silva, 2013). Por exemplo, um fluxo predominantemente conglomerático é de curta duração e segundo alguns autores (Sanders, 1965 *apud* Shanmugam, 2002; Lowe, 1982; Shanmugam, 2002; Mulder & Hüneke, 2014) sequer poderia ser classificado como fluxo turbidítico, por não apresentar porção turbulenta, sendo então classificado como fluxo de grãos ou de detritos coesivos.

Além do mecanismo de *bulking* já mencionado, existe ainda um outro processo, o “salto hidráulico”, conceito introduzido por Komar (1973, *apud* Mutti & Normark, 1987). O salto hidráulico ocorre na saída de contextos confinados (região dos cânions e canais) para contextos desconfinados (região dos lobos). Essa região onde acontece a mudança brusca de reologia foi denominada transição canal-lobo (Mutti & Normark, 1987). Segundo d'Ávilla & Paim (2003), durante o salto hidráulico a velocidade é reduzida até a metade e a espessura e turbulência do fluxo aumentada até ao dobro. Ocorreria ainda uma expressiva redução de densidade, devido ao acréscimo do volume de água no fluxo durante a expansão. Ainda segundo os autores, a soma da queda de velocidade com a redução de densidade resultaria na deposição de grande quantidade de sedimento, em especial, as partículas mais grossas, tendo como produto, a formação de *mounds* de material grosso. Porém, apesar disto, o aumento da turbulência gerada pelo salto ajudaria a manter os sedimentos areno-argilosos em suspensão, prolongando a vida do fluxo. O salto hidráulico principal que separa a zona de *bypass* de sedimentos com ocorrência de camadas lenticulares de conglomerados e arenitos grossos da zona de acumulação de sedimentos mais finos e deposição plana. Sobretudo, este salto serve como um grande rejuvenecedor da corrente, permitindo o transporte de areias para posições mais distais do sistema na bacia

2.4.Fácies, Associação de Fácies e Elementos Arquiteturais

Como já mencionado, ao longo do tempo diversos autores propuseram classificações de fácies e suas associações, além de tentar contextualizá-las no ambiente deposicional, identificando os elementos arquiteturais e descrevendo seus preenchimentos sedimentares em termos destas fácies e das suas associações. Neste estudo é utilizado as fácies definidas por

Mutti (1992) e revisada por d'Ávilla e Paim (2003) que descreveram de forma concisa os tratos de fácies de Mutti (1992). O foco aqui é dado aos tratos de fácies finais, F6 até F9b, típicas das zonas de transição canal-lobo, lobos e franjas de lobos. Mutti (1992) definiu os tratos de fácies de acordo com a sua população granulométrica e aspectos faciológicos, sendo consideradas as seguintes populações: matacão até seixos pequenos, pequenos seixos até areia grossa, areia média à fina, areia fina até lama.

O trato F6 é composto por populações de areia grossa, areia média à fina, podendo ocorrer ainda alguns pequenos seixos. Em suma, são compostas pelas mesmas populações do trato F5, porém com sedimentos que viajaram mais tempo na corrente. No trato F5, os finos sofrem peneiramento, ocorre maior escape de fluidos da porção basal da corrente e os sedimentos ainda podem ser retrabalhados por fluxos turbulentos sobrejacentes, o que resultaria na deposição de arenitos grossos a médios com laminação plano-paralela ou com estratificação cruzada acanalada, algumas vezes delimitadas ao topo por *ripples* de areia grossas. A presença desta fácies indicaria a ocorrência de fluxos com grande capacidade de *bypass*, capazes de transportar grandes volumes de areia mergulho abaixo da região de transição entre canais e lobos, onde o trato F6 tipicamente se desenvolve.

Corrente abaixo, na região proximal dos lobos, o trato mais comum é caracterizado por carpetes de tração milimétricos, com alternância de lâminas de areia grossa com média/fina. Estes depósitos caracterizam o trato F7 e são desenvolvidos por fluxos que combinam a tração da carga grossa na base do fluxo, derivada do retrabalhamento de depósitos de fluxos granulares depositados corrente acima, concomitante com a decantação de areia média e fina, derivada da suspensão turbulenta acima. Em uma região ainda mais distal se depositam os arenitos do trato F8. Este é predominantemente de grão fino e sem estruturas trativas, sendo equivalentes ao intervalo Ta de Bouma (1962). É formado pelo processo de decantação das areias antes em suspensão na porção turbulenta, portanto não há desenvolvimento de tração.

O trato F9a é o mais distal do sistema e se forma durante os estágios finais, quando o fluxo já está desacelerando e sendo depletado. Este se caracteriza pela sedimentação predominantemente fina com a sequência de Bouma incompleta (Tb-e), já que não possui a base arenosa maciça (Ta). O trato F9a representa os depósitos de franja de lobos. A areia fina é depositada por processo de tração mais decantação, apresentando então laminação oblíqua cavalgante (*climbing current ripples*). Com a redução da energia, a lama se deposita por decantação.

Nos sistemas de baixa eficiência, que não tiveram competência para desenvolver todos os tratos e segregá-los, ocorre o trato F9b. Este representa depósitos distais e finos mal desenvolvidos e sem estruturas trativas. Então, é dominado pela decantação dos finos. Este cenário é típico de escorregamentos de pequeno volume ou de surtos de curta duração e com pouca energia ou sem quantidade suficiente de finos no início para adquirir energia ao longo do caminho.

Com relação aos elementos arquiteturais, também para fins de objetividade são descritos apenas as zonas de transição canais-lobo e lobos, definidos por Mutti e Normark (1987). Segundo estes autores, a zona de transição canal-lobo não consiste em uma expressão morfológica exata, sendo mais delimitada por suas expressões estratigráficas já mencionadas anteriormente. Isto se deve ao fato de que a morfologia desta região é um tanto subjetiva, visto que irá depender muito do tipo de sistema turbidítico presente, onde o lobo pode ter conexão ou não com a região de canais (Figura 17). Em um senso mais geral, a região de transição canal-lobo dentro de qualquer sistema turbidítico, separa canais bem definidos ou depósitos de preenchimento de canais de lobos ou fácies de lobos. Dessa forma, esta região e seus sedimentos podem apresentar características tanto dos canais quanto dos lobos.

Wynn *et al.* (2002) sugerem que a CLTZ imageada em planta na subsuperfície irá mostrar uma complexa distribuição de feições erosivas e camadas deposicionais. Porém, tais características apenas seriam vistas em dados de altíssima resolução. A zona de transição canal-lobo não é delimitada lateralmente por diques como os canais e deve ser conectada acima no sistema a um cânion ou canal de baixa sinuosidade. O limite com a região de lobos é muito difícil de ser identificada, porém de suma importância para a indústria do petróleo, visto que seus depósitos podem compreender areias amalgamadas que conectam as fácies de canais e lobos. A conexão lateral dessas areias pode ser tão difícil de se determinar, quanto a fronteira com os lobos. Para Wynn *et al.* (2002), a melhor forma de se delimitar a CLTZ é realmente a tentativa de reconhecimento de padrões erosivos deposicionais típicos desta região e a identificação do ponto a partir do qual os diques desaparecem como mostrado na Figura 22.

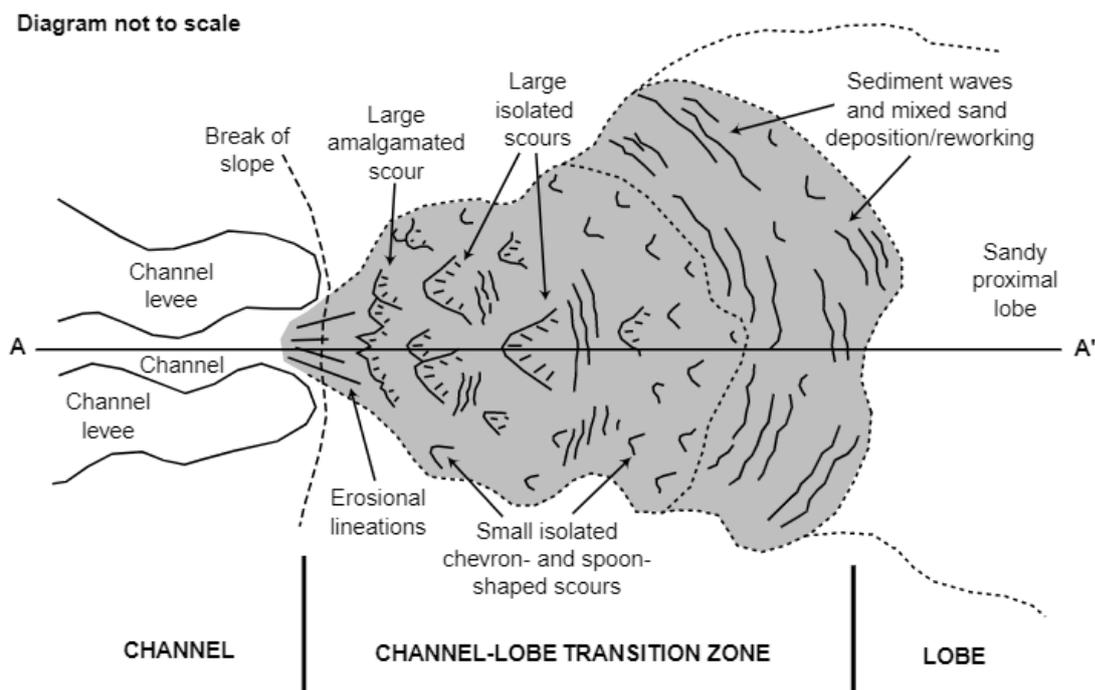


Figura 22: Esquema ilustrativo de um sistema turbidítico de baixa eficiência com o canal conectado aos complexos de canais-diques através da zona de transição canal-lobo e da distribuição espacial das feições erosivas. Retirado de Wynn *et al.* (2002).

Lobos turbidíticos são possivelmente o elemento mais proeminente em sistemas turbidíticos de águas profundas, tanto do ponto de vista estratigráfico quanto de exploração. Isto porque eles representam o ambiente onde a maioria dos sistemas desenvolvem a maior espessura e extensão lateral de corpos de arenitos. Lobos turbidíticos foram originalmente definidos como corpos não canalizados, que variam isoladamente entre 3 a 90 m de espessura. Mais comumente quando ocorre o empilhamento vertical de sucessivos sistemas, o complexo pode chegar a ter centenas de metros. Os lobos turbidíticos são compostos por espessas camadas de arenitos alternados com camadas finas de argila ou fácies interlobos. Em afloramentos, lobos comumente mostram ciclos de espessamento a granocrescência ascendente, tais ciclos são definidos como ciclos de compensação (Mutti & Normark, 1987).

Normalmente, os lobos turbidíticos são divididos em lobo proximal, intermediário e distal (franjas de lobo) (Mutti & Normark, 1987), como mostrado na Figura 23. A divisão é feita pelas fácies dos depósitos associados a cada região.

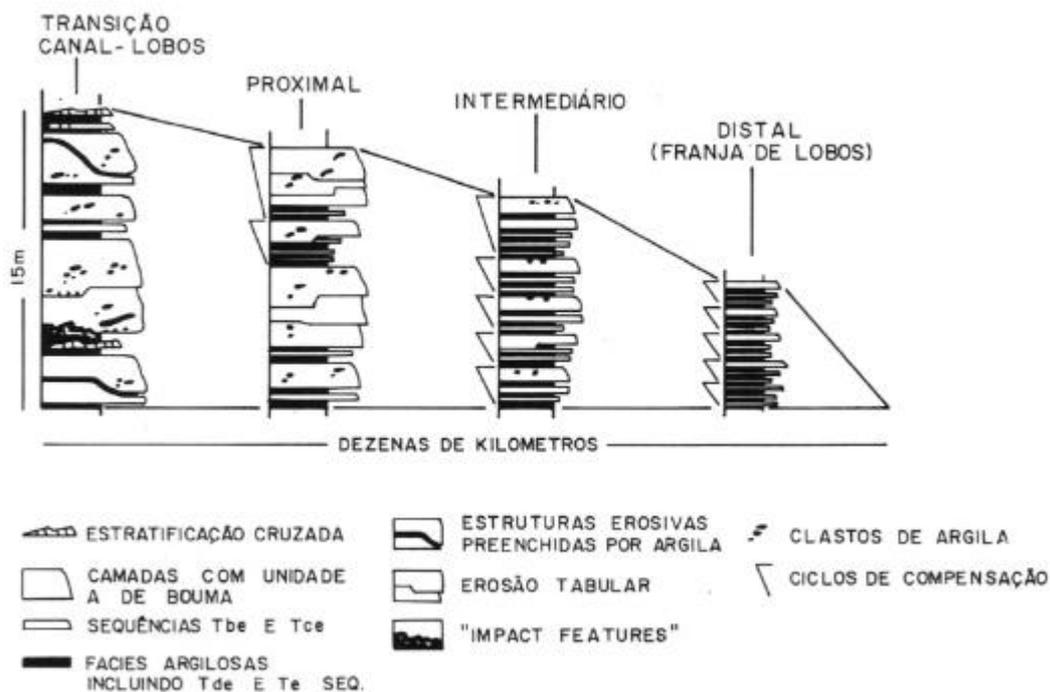


Figura 23: Esquema ilustrando a mudanças de fácies corrente abaixo em lobos arenosos e sua associação de fácies. Modificado de Mutti & Normark (1987). Retirado de Pires (1993).

Os lobos representam os elementos finais do sistema turbidítico. Portanto, eles são corpos de boa a moderada seleção e normalmente apresentam as melhores condições globais de reservatório dentro de um sistema turbidítico. De forma geral, a condição de reservatório é muito boa na região intermediária, podendo ser baixa na região próxima aos canais e na região das franjas. Na região próximos aos canais, já foi explicado anteriormente na definição de zona de transição canal-lobo. Para as franjas, o problema está na grande presença de finos tamanho silte e argila e podem estar associados a um maior grau de cimentação. Segundo Mutti & Normark (1987), a associação dos depósitos de lobos e interlobos foi interpretada como sendo resultados da interação com o ambiente deposicional de leque distal.

Assim como todo o restante do sistema, os lobos também possuem dois extremos em um modelo de espectro sedimentológico. Sendo um do tipo de alta eficiência e rico em lama ou com sedimentação mista e outro pouco eficiente rico em areia. Os lobos ricos em areia vão ser diretamente conectados aos canais, enquanto os de sedimentação mista serão desconectados e terão corpos com geometrias mais tabulares, depositados em regiões mais planas.

Internamente, depósitos de lobo podem conter estruturas que irão refletir a distribuição de sedimentos da área fonte, assim como o tamanho da bacia e a configuração (Mutti & Normark, 1987). Por isso, o lobo é um dos elementos mais estudados para se caracterizar um

sistema turbidítico. Este fato está conectado com o conceito de d'Ávilla & Paim (2003), já definido aqui, de que os depósitos turbidíticos preservam acontecimentos do momento da deposição e podem ajudar a inferir os mecanismos de origem e transporte.

Com relação a sua geometria e contatos, estes depósitos podem variar bastante. Se preencherem a bacia de forma regional podem exibir contato abrupto com as fácies de talude. Além da forma tabular, se bastante empilhados podem expressar uma forma convexa para o topo, afinando em direção às franjas. Um dos principais fatores que irá controlar sua morfologia será a fisiografia do fundo marinho. Por isso, devido a esta variedade de formas Normark *et al.* (1993) propuseram um termo aditivo fosse usado para caracterizar o lobo, podendo ser formato de lençol/prato/tabular (*sheetlike*), monteforme (*mounded*), inconfinado (*unconfined*) e confinado (*confined*).

Sismicamente, a palavra lobo pode descrever uma sucessão conforme de refletores delimitados na base e ao topo por discontinuidades (Figura 24). A discontinuidade no topo pode ocorrer tanto como uma superfície com contato em *onlap* quanto em *downlap*. O *onlap* irá representar baixos topográficos nos flancos do lobo que foram preenchidos posteriormente, já o *downlap* irá indicar a subsequente progradação de deltas. Em situações onde sucessivos lobos são depositados com substantiva mudança lateral depocentros, baixos podem ocorrer entre os lobos, desenvolvendo assim ciclos de compensação de larga escala. Nos casos da presença de correntes de fundo retrabalhando os depósitos, alguns truncamentos erosionais podem caracterizar o limite superior do lobo. Para a discontinuidade da base, os refletores são representados por geometrias em *downlap* bidirecionais ou em *onlap* com a margem da bacia. Já em áreas distantes dos limites da bacia, tanto o topo quanto a base podem ser caracterizadas por superfícies conformes (Normark *et al.*, 1993).

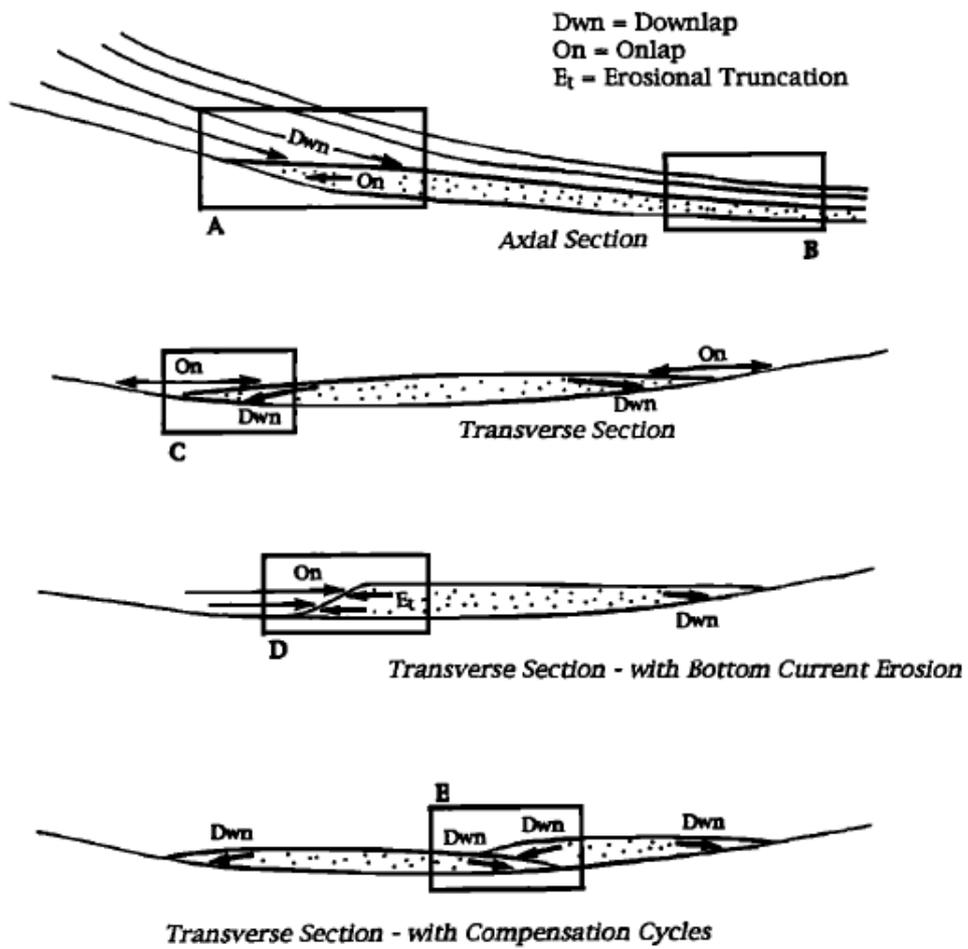


Figura 24: Esquema de seções transversais em lobos ilustrando seus possíveis contatos ao topo, na base, e na lateral. Retirado de Normark *et al.* (1993).

3. Bacia de Santos

3.1. Arcabouço Estrutural da Bacia de Santos

O arcabouço estrutural da Bacia de Santos pode ser definido em fase rifte, fase pós rifte e fase drifte. Segundo Chang *et al.* (2003), é importante ressaltar, que em ambientes distensivos, a geometria e os estilos estruturais resultam de rotação e translação de blocos ao longo de sistemas de falhas normais, que afetam o embasamento. Sendo assim, as falhas encontradas na Bacia de Santos, normalmente, apresentam geometria planar, presentes na seção crustal superior, que podem evoluir para falhas lítricas ou zonas de descolamento basais sub-horizontais em maiores profundidades. Em regiões de encontros de falhas podem ocorrer as chamadas zonas de transferência, todos estes fatores em conjunto colaboram para deixar a configuração estrutural complexa, ocorrendo diversas porções com diferentes geometrias e magnitudes de deformação.

O início da fase rifte foi controlado por falhas de bordas, que estruturavam um grande meio-gráben regional. No interior deste meio-gráben, se desenvolveram por continuação do processo de falhamento e basculamento, *horsts* e grábens menores, que por suas vezes evoluíram para calhas (depocentros) bem definidos. De forma geral, as sub-bacias formadas são delimitadas por falhas normais de direção NE-SW, a direção predominante dos falhamentos da fase rifte na bacia. Estas falhas apresentam um sub paralelismo com relação às estruturas do embasamento pré-cambriano, indicando a herança, ou aproveitamento de tais estruturas como citado anteriormente. Quando observada em grande escala, a bacia apresenta duas sub-bacias distintas (Figura 25), uma a Sul-Sudoeste e outra a Norte-Nordeste (Embaixamentos Sul e Norte segundo Pereira & Macedo, 1990 *apud* Chang *et al.*, 2003). Apesar de ambas possuírem calhas sedimentares internas com direção NE, elas se diferem em demais aspectos tectônicos e estruturais. A principal diferença em suas gêneses se deve ao fato de que a Sub-Bacia Sul foi mais influenciada pela pluma mantélica da época que esteve posicionada sob esta região. A Sub-Bacia Norte também foi influenciada pela pluma mantélica, haja vista seu embasamento constituído de basaltos toleíticos, porém, a maior distância pode ter provocado uma diferenciação tectônica em termos de geometria das calhas, o que por sua vez influenciou na composição dos sedimentos acumulados e na implantação dos diversos ambientes deposicionais, entre outros efeitos. A Sub-Bacia Sul está situada em frente à costa do estado do Paraná, limitada a sul pelo Alto de Florianópolis, a oeste pela zona de charneira e a norte pelo alto estrutural (Zona de Transferência Central), que a separa da

Sub-Bacia Norte e que se posiciona no flanco leste do Baixo de Merluza. Seu registro sedimentar da fase rifte está limitado à porção média e distal, coincidente com a presença da sequência evaporítica Aptiana. A Sub-Bacia Norte está localizada na frente do litoral sul do Rio de Janeiro e norte de São Paulo, possui área relativamente pouco maior que a Sub-Bacia Sul, também é limitada a noroeste pela zona de charneira. Já a nordeste seu limite é definido pelo Alto de Cabo Frio e a sudeste por uma grande concentração de falhas, que atuaram como uma megazona de transferência entre as principais falhas das duas sub-bacias. Estas falhas apresentam direção predominantemente NE a NNE.

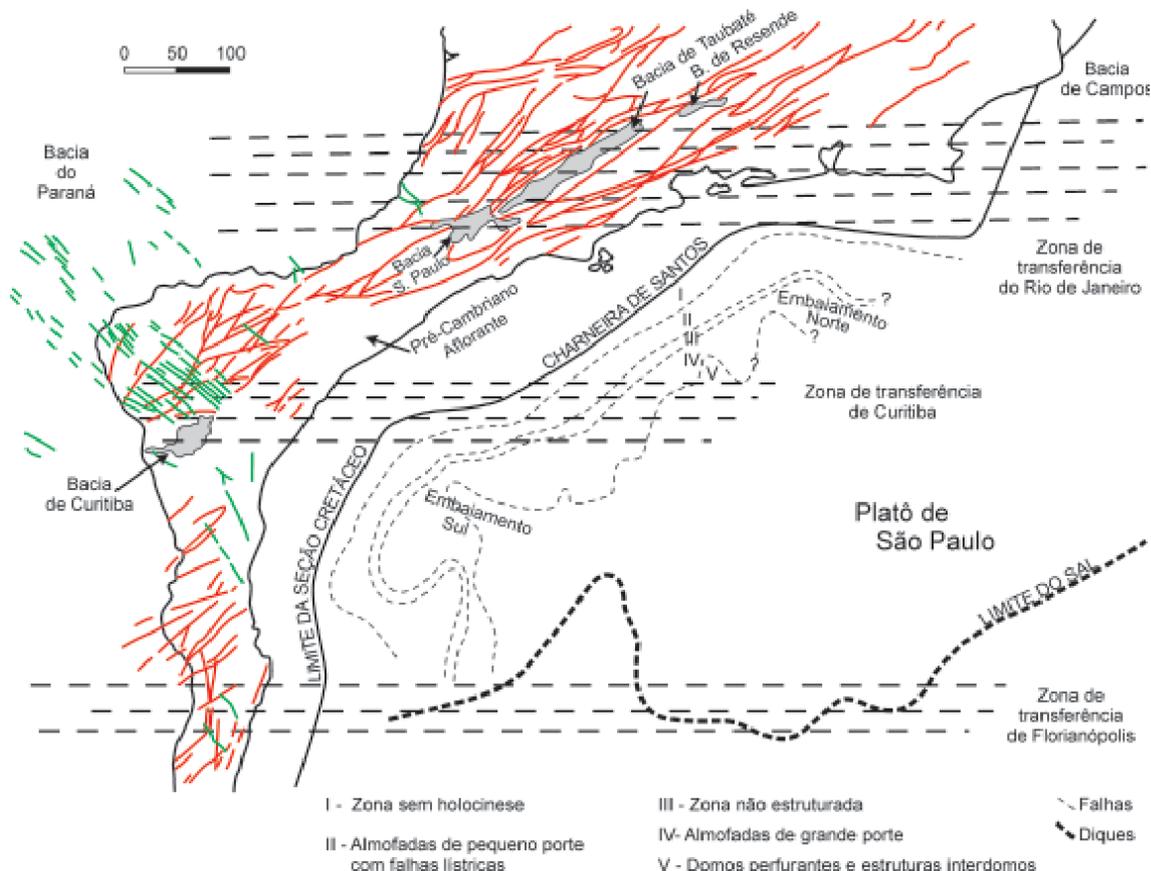


Figura 25: Principais feições estruturais da Bacia de Santos, segundo Pereira et al. (1986) e Pereira & Macedo (1990). Fonte: Chang *et al.* 2003.

Sobre a zona de transferência, que separa as duas sub-bacias, denominada zona de transferência central (ou de Curitiba), é definida como uma feição estrutural importante, um alto estrutural alongado que “acomoda” os processos deformacionais, que ocorreram em ambas as sub-bacias. Outra feição fundamental na evolução da bacia é a grande muralha de sal, associada ao alto a leste do Campo de Merluza. Este alto é formado por falhas da zona de transferência, que continuaram a se desenvolver durante a fase pós-rifte.

O arcabouço estrutural pós-rifte é praticamente controlado pela tectônica salífera. A exemplo, uma importante feição geológica, os *rafts* tectônicos, que foram iniciados no Turoniano e afetam os blocos carbonáticos do Albiano. Na compartimentação tectônica do arcabouço pós-rifte diversos são os agrupamentos e partições do domínio salífero citados na literatura, como a divisão entre o domínio proximal, tipicamente de tectonismo distensivo, e o domínio distal, de tectonismo compressivo. Outra classificação de províncias salíferas são: Província de Evaporitos do Sul e a Província de Evaporitos do Norte, além da já citada, Muralha Central de Merluzza (Figura 26). Fato é que esta diversidade de campos de tensões, associada com a fisiografia da bacia no momento de deposição do sal culminou na formação de diversos estilos estruturais, desde falhas de regime distensivo, como do tipo *roller*, *rollover*, crista, cúpula (*Keystone*), até falhas de regime compressivo, como do tipo *toe-thrust*, *break-thrust*, além de mini-bacias. (Figura 27).

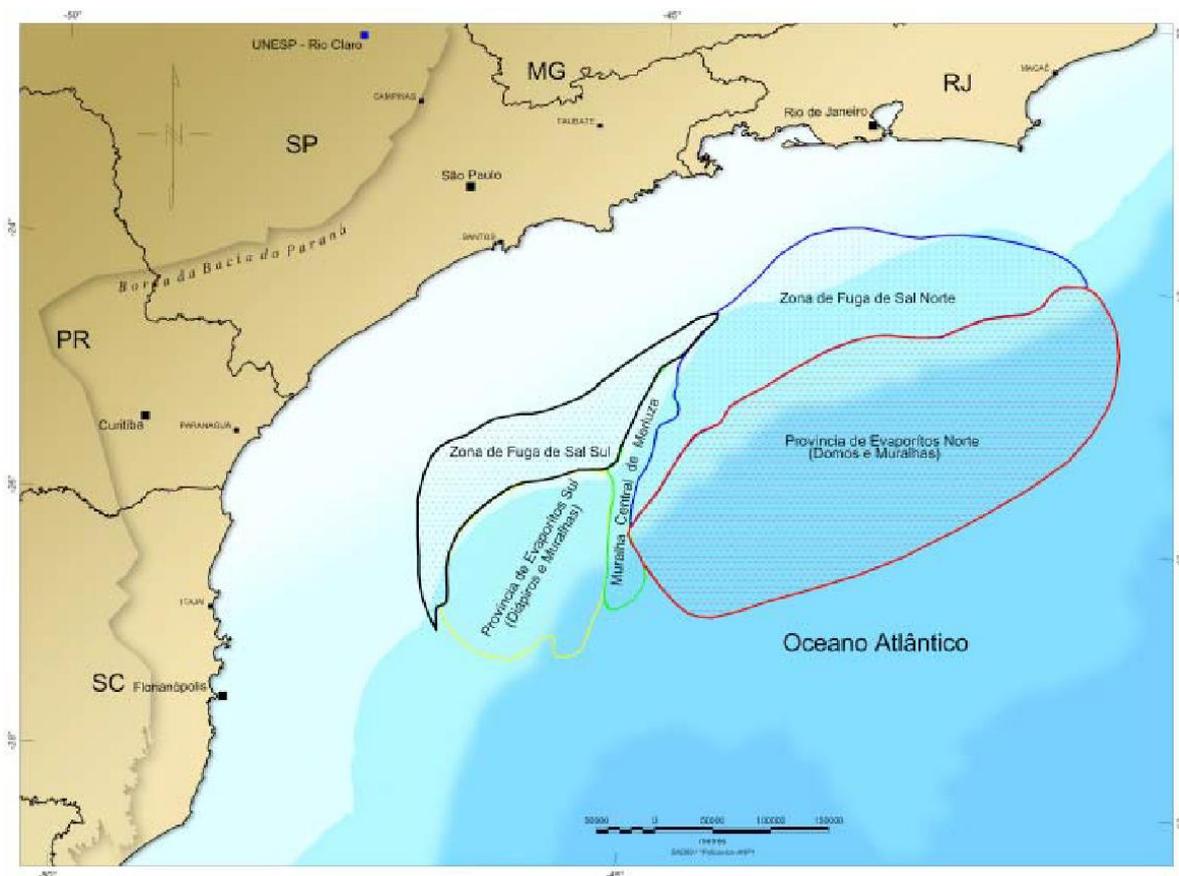


Figura 26: Mapa das províncias de sal propostas por Chang *et al.* (2003).

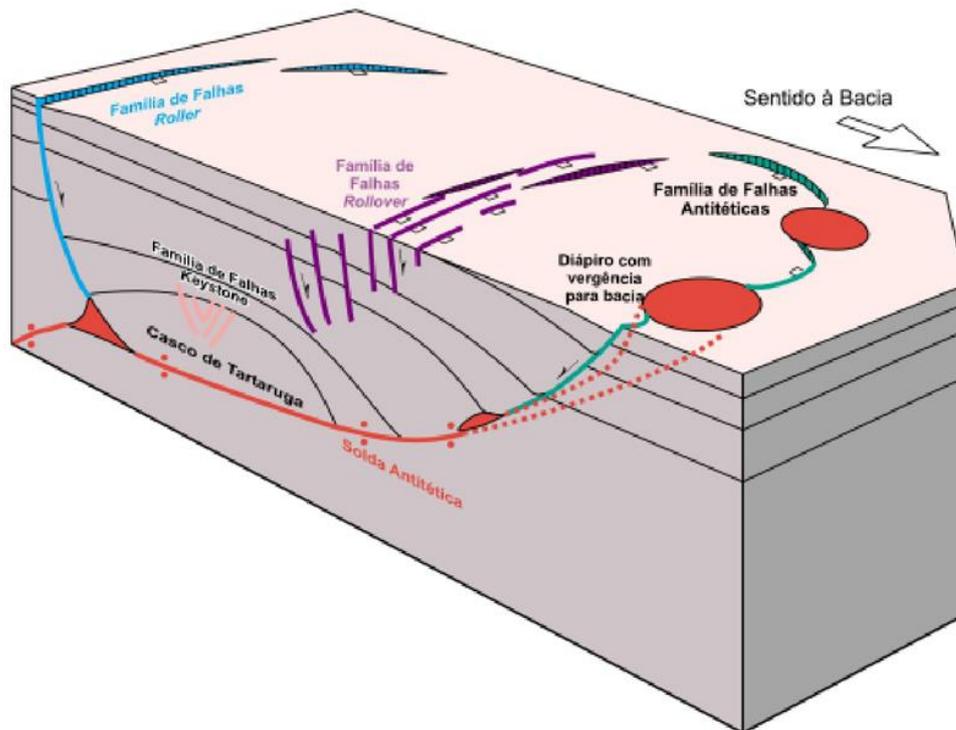


Figura 27: Bloco diagrama esquemático mostrando as famílias de falhas típicas associadas a uma camada de evaporitos alóctone (Rowan et al., 1999). Fonte: Chang et al. 2003.

3.2. Evolução tectonoestratigráfica da Bacia de Santos

Existe um grande acervo bibliográfico sobre a evolução tectonoestratigráfica da Bacia de Santos, em especial, seu mecanismo de formação e modelos de evolução. O modelo aqui usado foi descrito por Cainelli e Mohriak (1998), citado em Chang *et al.* (2003), combinado com a evolução tectônica de Macedo (1989) e preenchimento sedimentar definido por Pereira & Feijó (1994), e atualizado por Moreira *et al.* (2007) (Figura 28). Importante ressaltar, que independente do modelo utilizado, é possível observar uma concordância científica com relação à importância da Pluma de Tristão da Cunha (White & Mackenzie 1989 *apud* Chang *et al.* 2003) como mecanismo de grande influência na evolução da bacia durante as fases precursoras, pré-rifte e rifte.

O processo de formação da Bacia de Santos tem como precursor as atividades tectônicas do Jurássico Superior/Cretáceo Inferior relacionadas à abertura do Atlântico Sul. Cainelli e Mohriak (1998) dividiram o desenvolvimento desta bacia em cinco fases tectono-sedimentares.

3.2.1. Fase I

A primeira fase, datada do final do Jurássico Superior (147 Ma aprox.), engloba os fenômenos iniciais do processo de quebra do Gondwana, como soerguimento localizado, falhas incipientes, intumescência termal. O calor associado a pluma mantélica teria provocado mudanças na reologia da crosta, controlando a geometria de futuras deformações. Não existiria ainda espaço de acomodação e, conseqüentemente, registro de sedimentação. Nesta fase, a bacia seria composta apenas pelo seu embasamento cristalino, o Cinturão/Faixa Ribeira.

3.2.2. Fase II

A segunda fase, que teve seu início no Eocretáceo (145 Ma), é marcada pelo processo de estiramento litosférico, devido ao mecanismo de cisalhamento, acompanhado de extrusões vulcânicas de natureza toelítica em platôs regionais, gênese de meio-grábens, intensificação do tectonismo, além de rotação do polo de abertura. Segundo Macedo (1989), tais vulcanismos citados acima se desenvolveram através do fissuramento da crosta e do manto superior. Ao fim desta fase, já ocorreriam sedimentação de cunhas clásticas nos blocos basculados.

3.2.3. Fase III

Na terceira fase, a partir do Barremiano (130 Ma), a deformação crustal sofreu um aumento e atingiu o seu ápice, sendo representada por um limite erosivo regional, identificado como o *break-up unconformity*, discordância que separa a seção rifte da seção transicional. Nesta fase continua ocorrendo algumas extrusões vulcânicas, porém por efeito de fusão parcial do manto (Chang e Jowsmann, 1984 *apud* Macedo, 1989), além do preenchimento por depósitos clásticos continentais nos blocos gerados por acomodação das falhas.

3.2.4. Fase IV

A quarta fase, que tem início no Aptiano (aproximadamente 125 Ma), marca o início do pós-rifte e corresponde a seção carbonática aptiana formada em ambiente de mar efêmero e de depósitos terrígenos na parte continental. Estes depósitos englobam as rochas geradoras de hidrocarbonetos do pré-sal e os evaporitos no topo da sequência. Em suma, esta fase representa as primeiras incursões marinhas na bacia ao longo do rifte.

3.2.5. Fase V

A quinta fase pode ser dividida em duas, devido ao grande contraste sedimentar entre os depósitos do Cretáceo e Paleógeno em diante.

No cretáceo é possível identificar diferenças nos depósitos de idade Albiana, em sua maioria de ambiente plataforma carbonática, sendo a partir daí gradualmente substituídos por depósitos clásticos. Tal substituição é uma consequência do aprofundamento da bacia, resultado da alta taxa de subsidência tectônica. A plataforma carbonática Albiana se desenvolveu devido a entrada definitiva das águas oceânicas, enquanto os depósitos clásticos do Neocretáceo, na Bacia de Santos, são provenientes do soerguimento local da época, tendo sido definido por diversos autores como “Proto-Serra do Mar”. Foi também durante esta fase, que teve o início dos primeiros movimentos halocinéticos. Segundo Macedo (1989) a grande espessura da plataforma carbonática foi um importante componente gravitacional, sendo assim o mecanismo disparador da tectônica salífera, que posteriormente foi acentuada devido à deposição dos espessos pacotes clásticos.

Os depósitos do Paleógeno e do Neógeno são evidenciados por cunhas sedimentares prográdantes, que se intercalam com sedimentos retrogradantes. Sendo assim, esta sequência totalmente controlada pelos processos eustáticos. Os depósitos do Paleógeno e do Neógeno possuem granulometria mais fina, do que os do Neocretáceo, pois a partir do Paleógeno e do Neógeno se instalou no continente o rio Paraíba do Sul, que capturaria a sedimentação mais grosseira e a depositaria na Bacia de Campos. Enquanto no Neocretáceo ocorre situação análoga, porém reversa entre as bacias (Macedo, 1989).

3.3.Litoestratigrafia da Bacia de Santos

3.3.1. Embasamento

O embasamento cristalino da Bacia de Santos aflorante na região de São Paulo é caracterizado por granitos e gnaisses de idade pré-cambriana pertencentes ao Complexo Costeiro e metassedimentos do ciclo brasileiro compondo a Faixa Ribeira (Moreira *et al.*, 2007). Macedo (1989) advoga que a Faixa Ribeira comporia predominantemente a porção rasa da bacia, enquanto a porção profunda seria composta por uma parcela de Faixa Ribeira estirada durante o processo de rifteamento.

3.3.2. Grupo Guaratiba

- Formação Camboriú

A Formação Camboriú tida como o embasamento econômico da Bacia de Santos é descrito por Moreira *et al.* (2007) como um basalto cinza escuro, holocristalino de granulação média e textura ofítica (diabásio) de idade Eocretácea, tendo por seus constituintes principais o plagioclásio e o piroxênio. Compreende a sequência estratigráfica K20-K34, definida por Moreira *et al.* (2007).

- Formação Piçarras

Moreira *et al.* (2007), dividiu a Formação Piçarras em porção proximal e porção lacustre. A proximal é composta por leques aluviais de conglomerados polimíticos, constituídos de fragmentos de basalto, quartzo e feldspato. Enquanto a lacustre, por arenitos, siltitos e folhelhos de composição talco estevensítica, ricos em matéria orgânica. As duas porções juntas somam mais de 150 metros de espessura. A formação ocorre sobre a discordância de 130 Ma (Topo do Basalto) até os 123,1 Ma onde está em contato erosivo com a Formação Itapema. Segundo Moreira *et al.* (2007), a formação é rastreável via sísmica e compreende toda a sequência K36.

- Formação Itapema

A Formação Itapema, idade barremiana (123,1 Ma), é de rápida deposição e espessura moderada (170 metros), depositou-se até início do Aptiano, situando-se abaixo da discordância Pré-Alagoas (123,1 Ma). Reconhecida por apresentar intercalações de *grainstones* e *packstones*, coquinas e folhelhos escuros ricos em matéria orgânica nas

porções distais e leques aluviais de conglomerados e arenitos nas fácies proximais. Compreende a sequência K38.

- Formação Barra Velha

A Formação Barra Velha está situada sobre a discordância erosiva Pré-Alagoas (123,1 Ma), esta unidade é formada por calcários microbiais, estromatólitos e laminitos em sua porção proximal e folhelhos nas porções distais. A partir da discordância Intra-Alagoas (117 Ma), em sua porção mais proximal são encontrados depósitos conglomeráticos e areníticos de leques aluviais. Porém, ainda predominam os depósitos carbonáticos, chegando a ter 300 metros de espessura em algumas regiões. Segundo Moreira *et al.* (2007), ocorrem ainda, *grainstones* e *packstones* compostos por fragmentos de estromatólitos e bioclastos (ostracodes), por vezes, é possível encontrar tais rochas dolomitizadas. Compreende as sequências K44 e K46-K48. O limite entre as sequências corresponde à discordância erosiva de 117 Ma, registrada na sísmica como um intenso refletor regional de amplitude positiva.

- Formação Ariri

A Formação Ariri, de idade Neopatiana com seu topo datado em 113 Ma, é composta de rochas evaporíticas constituídas predominante de halita, porém, com alguma presença residual de anidrita em determinadas regiões, todavia, não contribuindo mais do que 10% para formação. Porém, segundo Moreira *et al.* (2007), é possível encontrar sais mais solúveis, como, taquidrita, carnalita e, localmente, silvinita. Em regiões de almofadas salinas pode chegar a ter mais de 2000 metros de espessura. Compreende a Sequência K50.

3.3.3. Grupo Camburi

- Formação Florianópolis

A Formação Florianópolis possui espesso pacote clástico de idade Albiana. Segundo Pereira & Feijó (1994), atestou-se uma espessura de 373 metros no poço exploratório 1-SPS-23. É composta por depósitos conglomeráticos, além de arenitos vermelhos de matriz argilosa, folhelhos e siltitos vermelhos micromicáceos associados a leques aluviais e deltaicos que se interdigitam com os carbonatos da Formação Guarujá. Compreende as sequências estratigráficas K60 e K70, além de uma parte da porção proximal da sequência K82-K86.

- Formação Guarujá

A Formação Guarujá é composta por depósitos distais da sequência K60. Depositada em ambiente plataformal carbonático situado em todo o Albiano. Compreende fácies geológicas de plataformas interna e externa. Na parte interna foram depositados folhelhos e *mudstones* associados a sistemas lagunares, além de *rudstones* e *packstones* oolíticos de borda de plataforma. Já na parte externa, depositou-se *mudstones* e margas, que tendem por gradar que ou se intercalar com folhelhos escuros bacia adentro.

- Formação Itanhaém

A Formação Itanhaém é uma unidade com grande espessura (832 metros no poço 1-SPS-14A, segundo Pereira e Feijó (1994)) de idade Neoalbiana (105 Ma aprox.). Corresponde a depósitos clásticos como folhelhos cinza escuros radioativos laminados, margas e *mudstones* cinza claro. Abrange as sequências K60, K70 e K82-K86. O ambiente de deposição varia do plataformal até depositados desde a plataforma até região de planície abissal. Também é associada às areias do Membro Tombo, pertencentes a sequência K70. Estes depósitos marcam um período de transgressão marinha, que culminou no afogamento da plataforma carbonática albiana, e são sucedidos pela Formação Itajaí-Açu.

- Membro. Tombo

O Membro Tombo, datado do Albiano Superior (100 Ma) ao marco radioativo turoniano (91,2 Ma), é composto por depósitos arenosos provenientes de fluxos gravitacionais hiperpicnais canalizados na porção proximal e em forma de leques na parte mais distal. Possui uma grande espessura – chega atingir 550 metros em alguns poços – com os intervalos arenosos chegando, por vezes, a centenas de metros. Segundo Moreira *et al.* (2007), estes arenitos ocorrem compartimentados em baixos deposicionais, que por sua vez foram gerados e controlados pela halocinese albiana.

3.3.4. Grupo Frade

- Formação Santos

A Formação Santos, registrada a partir do Turoniano (aproximadamente 94 Ma) até o fim do Cretáceo, corresponde a uma espessa seção de rocha siliciclástica, disposta de forma discordante a Formação Florianópolis. Segundo Pereira & Feijó (1994), perfurou-se 1275 metros de rocha relacionadas a esta formação no poço 1-SPS-29. Esta formação é caracterizada por sedimentos conglomeráticos avermelhados e de origem continental, com

algumas ocorrências de arenitos e argilitos também avermelhados, todos correspondentes a depósitos de leques aluviais, rios entrelaçados e deltas. A Formação Santos interdígita-se com as Formações Juréia e Itajaí-Açu e compreende as sequências K82-8K6, K88, K90, K100, K110.

- Formação Juréia

A Formação Juréia possui uma grande área deposicional, ocorrendo desde os ambientes continentais até a beira de plataforma. Devido a isto, também é variável a granulometria de seus depósitos, como arenitos, folhelhos cinza escuros a esverdeados e castanho avermelhados, além de siltitos cinza escuros. Ocorrem ainda rápidos episódios de coquinas e *mudstones*, que se intercalam com os depósitos clásticos citados. Compreende quase todo o nealbiano, contemporânea à Formação Santos, abrangendo assim as sequências K82-8K6, K88, K90, K100, K110 e perfazendo uma espessura total de 952 metros no poço 1-PRS-3 (Pereira & Feijó, 1994).

- Fm. Itajaí-Açu

Espessa unidade silto argilosa depositada a partir do Turoniano/Cenomaniano superior com mais de 2500 metros de um mesmo intervalo registrados no poço 1-RJS-199B (Pereira & Feijó, 1994). A Formação Itajaí-Açu é representada em sua maioria por folhelhos, siltitos e argilitos cinza escuros depositados em ambientes diversos como plataformal distal, talude e bacia (abissal). Ocorrem ainda depósitos turbidíticos depositados em diferentes tratos de maré associados ao regime eustático regressivo do neocretáceo. Abrange desde a sequência K82-K86 até a sequência K130, onde a partir da sequência K100 encontram-se também depósitos de diamictitos e margas associados à formação.

- Membro Ilhabela

Os arenitos relacionados ao Membro Ilhabela do andar Turoniano variam bastante com relação às suas fácies deposicionais. Inicialmente, na sequência K88 foram depositados em ambiente batial superior a partir de fluxos não tão encaixados quanto por exemplo, os dos arenitos do Membro Tombo. Já a partir da sequência K90 com avanço da linha de costa, os depósitos passaram a estarem associados a fácies de canais distributários flúvio deltaicos. Da sequência K100 em diante, com a presença de uma regressão forçada, tais areias se depositam por processos gravitacionais em fácies canalizadas e relacionados a escavação do talude e da plataforma, processo inerente de uma regressão forçada.

Ocorreram ainda nesta época, a deposição das areias em fácies de lobos turbidíticos, resultante do desconfinamento do fluxo bacia adentro.

3.3.5. Grupo Itamambuca

- Formação Ponta Aguda

A Formação Ponta Aguda ocorre desde o início do Paleoceno (65,5 Ma) até o fim do plioceno (1,6 Ma), correspondendo a uma espessura de 500 metros em alguns poços já perfurados na região (Moreira *et al.* 2007). Caracterizada por arenitos avermelhados de granulometria grossa a fina, depositados em ambiente de leques aluviais, sistemas fluviais e depósitos costeiros, sendo bem distribuída espacialmente. Porém, com o desenvolvimento da plataforma carbonática oligocênica (Formação Iguape), os depósitos passam a ficar restritos às fácies mais proximais da bacia. Abrange as sequências E10, E20, E30-E40, E50, E60, E70, E80, N10-N30, N40 e N50-60.

- Formação Iguape

A Formação Iguape foi depositada a partir do Oligoceno (33,9 Ma) até o Plioceno. Esta é constituída por *packstones* e *granstones* bioclástico intercalados com argilito cinza esverdeado, siltito e margas, depositados após o evento transgressivo do Oligoceno, numa ampla plataforma carbonática. No entanto, após o início da fase de regressão (aprox. 20 Ma) os depósitos tornam-se restritos ao ambiente de beira de plataforma, ocorrendo apenas nos episódios (periódicos de maior ordem) de subida do nível do mar. Também podem ocorrer de forma esporádica, arenitos cinzentos finos a médios. Ocorre a partir da sequência E70 até N50-N60.

- Formação Marambaia

Formação Marambaia foi depositada de forma concordante sobre a Formação Itajaí-Açu a partir do Paleógeno. Interdigita-se com as Formações Iguape e Ponta Aguda. Está relacionada a ambientes de plataforma distal, talude e bacia, sendo assim, predominam depósitos de siltitos e folhelhos, além de diamictitos e margas. Possui intervalos com mais de 600 metros em alguns poços (Pereira & Feijó, 1994) e é definida desde a sequência E10 até N50-N60.

- Formação Maresias

No interior de cânions que cortam a Formação Marambaia e nas regiões batiais ocorrem os arenitos resultantes de fluxos turbidíticos densos fortemente canalizados.

Datado do paleoceno até os dias atuais, segundo Moreira *et al.* (2007), o Membro Maresias foi definido no poço pioneiro 1-RJS-583, perfazendo um total de 150 metros, com os intervalos de areia chegando a dezenas de metros. Caracteriza-se por arenitos arcoseanos médios a finos, bem selecionados. Ainda segundo Moreira *et al.* (2007), o poder erosivo dos fluxos que depositaram o Membro Maresias foi forte o suficiente para que em alguns locais ocorressem depósitos conglomeráticos. Tais depósitos conglomeráticos tiveram como fonte principal os sedimentos pelíticos do talude e da bacia. É comum a ocorrência de arenitos ricos em radiolários, que imprimem aos perfis elétricos um padrão bastante conspícuo (baixíssimas densidades e velocidades).

- Formação Sepetiba

A Formação Sepetiba, de idade quaternária, é composta por arenitos plataformais cinza esbranquiçados com granulometria variando entre grossa a fina e, por vezes, glauconítico depositados por leques costeiros. Também constituída por coquinas de moluscos, briozoários e foraminíferos. Está inserida na sequência estratigráfica N50-N60.

4. Atributos Sísmicos

Diversos autores realizaram definições conceituais de atributos sísmicos. Por exemplo, Taner (2001) se baseou na definição gramática de atributo dada pelo dicionário de Oxford, que define um atributo como “uma qualidade atribuída a qualquer pessoa ou coisa”. A partir deste conceito, Taner (2001) definiu um atributo sísmico como: “Toda informação extraída do dado sísmico, seja por medições diretas, lógicas ou por análise empírica baseada em experiência”. Barnes (2001) definiu o atributo sísmico como um subconjunto ou um componente do dado sísmico, tal que o dado sísmico pode ser visto como uma soma de seus componentes. Para Barnes (2001), o atributo sísmico também pode ser visto como um filtro, que remove algumas informações do dado sísmico para destacar outras.

Os primeiros atributos sísmicos, na definição de manipulação do dado sísmico para se obter informações, tem origem na década de 50, através do trabalho de Rummerfield (1954) *apud* Barnes (2001), que buscou mapear a qualidade da reflexão sísmica, para identificar mudanças estratigráficas. Durante os anos 60, veio o advento dos atributos de amplitude voltados para identificar anomalias indicadoras de acumulações de gás, conhecidos como *bright spots*. Passou a utilizar também a coloração da sísmica, ou seja, o uso de paletas de cor “coloridas” ao invés da clássica preta e branca (Balch, 1971 *apud* Barnes, 2001), atributos de frequência como indicadores de hidrocarbonetos (Dobrin, 1976, *apud* Barnes, 2001), até que Taner e Sheriff (1977 *apud* Barnes, 2001) e Taner *et al.* (1979) introduziram o conceito de atributos complexos, um grande passo para auxiliar a interpretação sísmica.

As décadas de 80 e 90 foram marcadas pelo surgimento de centenas de novos atributos sísmicos. Este movimento fez inclusive com que surgisse a análise multiatributos, onde, inicialmente, buscava-se apenas encontrar relações entre os atributos através de *crossplots* e, posteriormente, com o uso de técnicas de aprendizado de máquina. Após mais de 70 anos do desenvolvimento e uso de atributos sísmicos, existe um grande número de atributos com “infinitas” aplicações. Como utilidade, uma das formas de se tentar diminuir esta enorme quantidade de atributos é classificá-los em categorias.

Segundo Barnes (2016), atributos sísmicos podem ser classificados em função de seu significado, sendo definidos como geológicos, geofísicos ou matemáticos (Figura 29). Ainda segundo o autor, os atributos geológicos são os que tem a maior utilidade na nos

estudos de interpretação sísmica para exploração de hidrocarbonetos e caracterização de reservatórios, atributos matemáticos a menor utilidade e os atributos geofísicos uma utilidade intermediária.

Atributos sísmicos podem ser expressos como mapas, como seções cruzadas ou como volumes. Normalmente, mapas são os mais usados devido ao seu grau de facilidade em termos de interpretação e também de seu baixo custo computacional. Mapas de atributos são obtidos a partir de horizontes sísmicos, podendo ser calculados na intersecção do horizonte, sendo desta forma, considerado um atributo do horizonte ou, por vezes, atributos de superfície. Também podem ser calculados em janelas de intervalo (atributos intervalares), sendo guiado pelo horizonte. A Figura 30 ilustra uma classificação com alguns exemplos de atributos sísmicos de superfície.

Atributos sísmicos intervalares podem ser atributos sísmicos de superfície ou do traço sísmico. Para o atributo de traço sísmico, o intervalo será uma janela temporal e irá realizar o cálculo percorrendo o traço sísmico, normalmente, de cima a baixo. Para atributos de superfície, o intervalo é definido como um comprimento vertical constante a partir de um horizonte ou uma região entre dois horizontes (Figura 31).

Abaixo são listados alguns atributos, que serão avaliados neste trabalho. A ordem apresentada segue a classificação definida na Figura 29, com a adição da categoria de atributos geométricos e dos atributos complexos. Isto se deve ao fato de diversos atributos estarem inseridos nestas duas subcategorias, o que faz com que mereçam ser destacados.

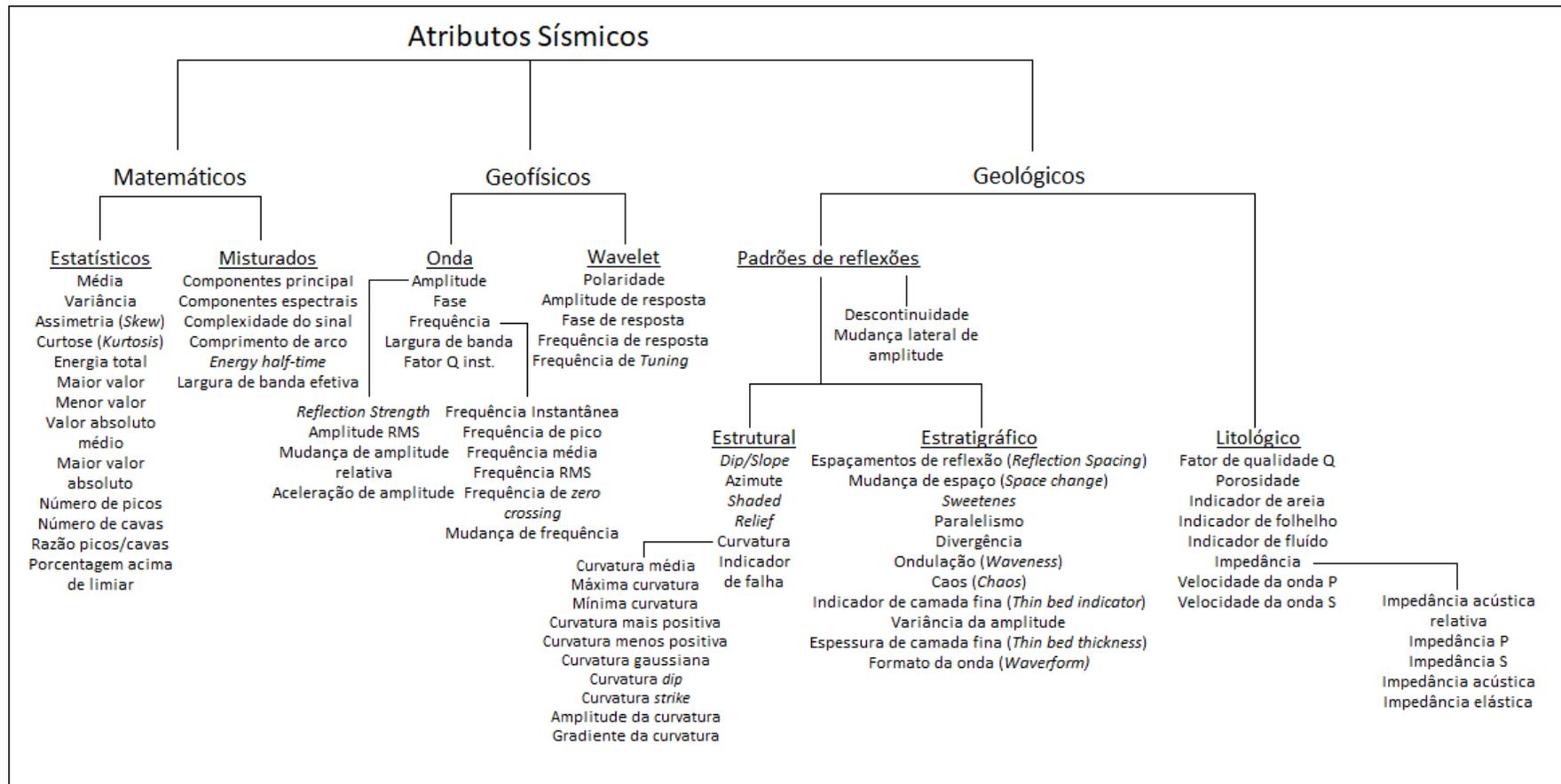


Figura 29: Classificação de atributos sísmicos de acordo com as suas propriedades (Chen e Sidney, 1997; Brown, 2011). Modificado de Barnes (2016).

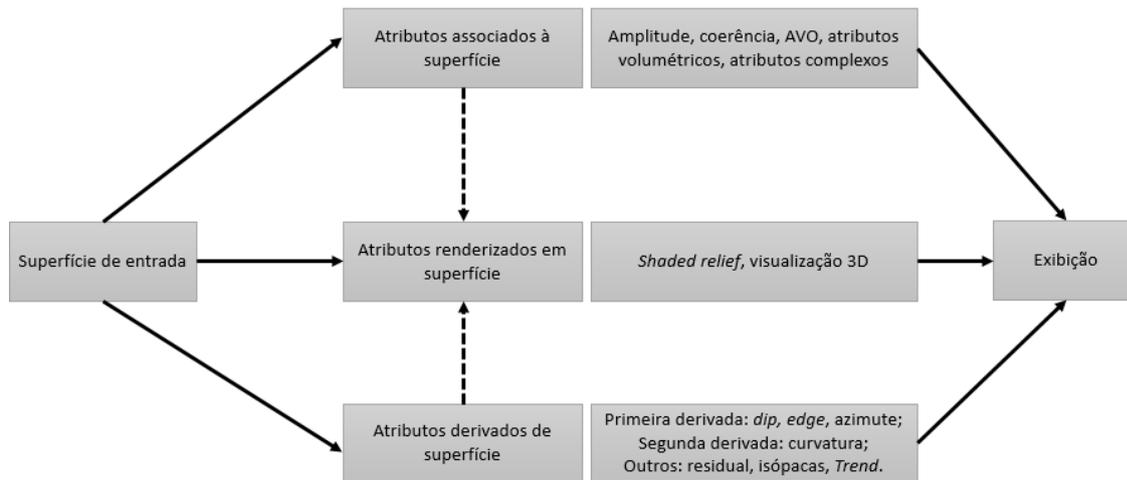


Figura 30: Classificação dos atributos sísmicos relacionados à superfície dividido em três principais categorias: associados à superfície, renderizados em superfície e derivados de superfície. Modificado de Andy Roberts (2001).

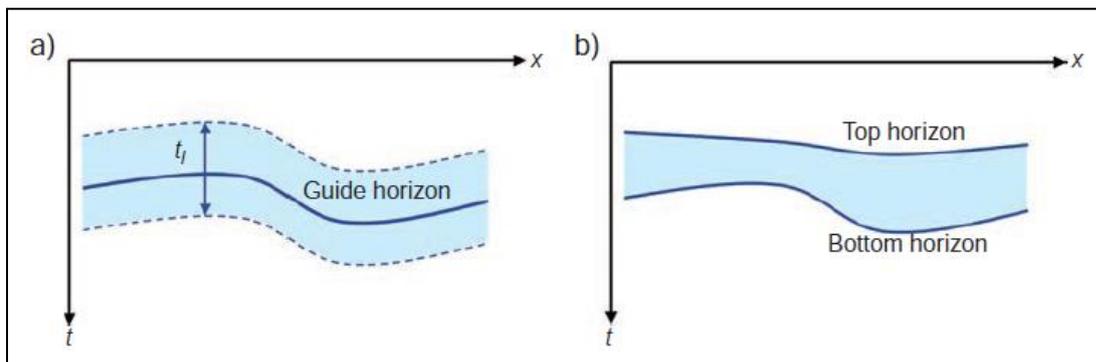


Figura 31: Forma de calcular atributos sísmicos intervalares guiado por horizontes (a) e entre dois horizontes (b). Modificado de Barnes (2016).

4.1. Atributos Sísmicos Geológicos

Os atributos sísmicos geológicos *slope*, *dip* e *azimute* são apresentados e discutidos nesta seção.

4.1.1. *Slope* e *Dip*

Segundo Barnes (2016), os termos *dip* e *slope* são comumente usados para descrever a mesma propriedade, porém, na realidade são distintos. Para um dado em profundidade, p_x , é taxa de mudança em profundidade de um refletor dada uma determinada distância horizontal, ou seja, matematicamente:

$$p_x = \partial z / \partial x.$$

1

Ele é um atributo adimensional. Para o dado em tempo é definido de forma análoga, porém, tem a sua dimensão definida como o inverso da velocidade, ou, a vagarosidade. *Dip* (mergulho) é o ângulo em graus, γ , que o refletor faz com a horizontal, também pode ser definido como o arco tangente do *slope*. No caso de uma seção sísmica, os sinais do *slope*, por convenção, são dados conforme mostra a Figura 32.

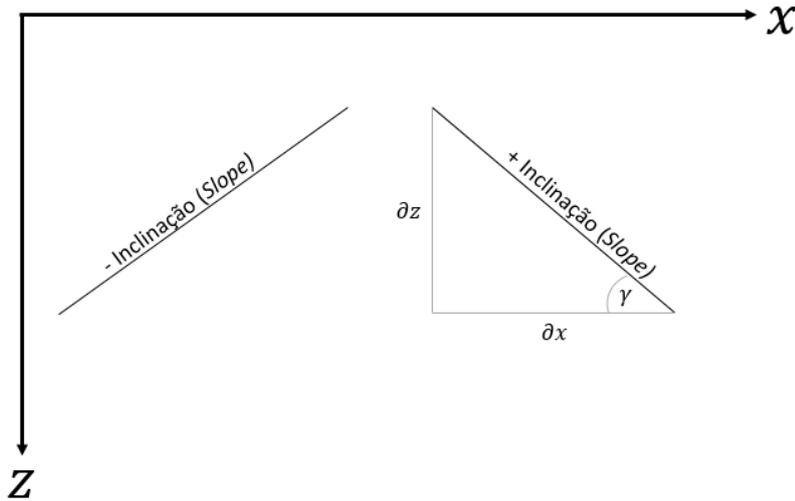


Figura 32: Convenção de sinais do *slope*. O *dip*, ângulo γ , possui sinal equivalente. Os componentes 3D p_x e p_y também seguem a mesma convenção. Modificado de Barnes (2016).

No caso de um volume sísmico tanto o *slope* quanto o *dip* são magnitudes positivas, correspondente ao *slope* e *dip* máximos que são dados segundo a direção do azimute. Para o dado em profundidade, o ângulo γ é dado como:

$$\gamma = \tan^{-1}(p), \quad 2$$

na qual $p = |\partial z / \partial r|$ e ∂r é definido como $1/\partial r^2 = 1/(\partial x^2 + \partial y^2)$. A Figura 33 mostra a geometria usada para calcular estes atributos.

Apesar de serem usados para mapear discontinuidades e identificar orientações de estruturas geológicas (Figura 34), esses atributos irão servir como entrada para os cálculos de outros atributos, visto que diversos atributos sísmicos precisam de uma estimar uma orientação para serem computados. É devido a este pressuposto que os atributos de *dip*, *slope* e azimute recebem aqui este destaque.

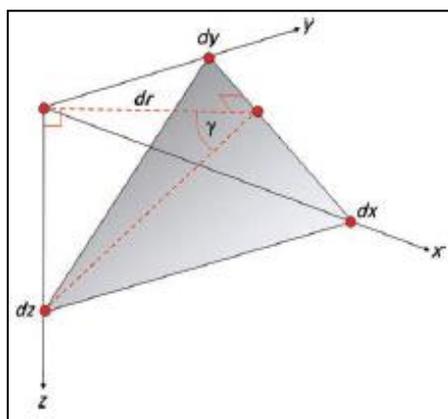


Figura 33: Slope e dip calculados para em um volume sísmico. Retirado de Barnes (2016).

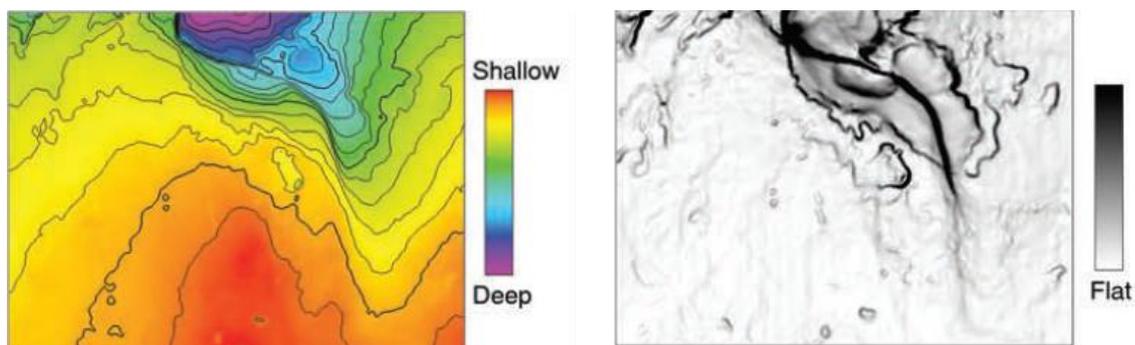


Figura 34: Exemplo de mapa estrutural de horizonte sísmico à esquerda e à direita o seu mapa correspondente de *dip*. Modificado de Barnes (2016).

4.1.2. Azimute

O azimute é o ângulo (ϕ) medido no sentido horário que o refletor faz em relação ao seu mergulho, sendo o mergulho neste caso considerado como a direção de máximo *slope* ou *dip*. O azimute é definido matematicamente como:

$$\phi = \arctan\left(\frac{p_x}{p_y}\right) + \phi_o, \quad 3$$

na qual ϕ_o é o ângulo entre o *survey* e o norte verdadeiro (Figura 35). A Figura 36 ilustra como o atributo de azimute ajuda a destacar as direções de mergulho dos refletores.

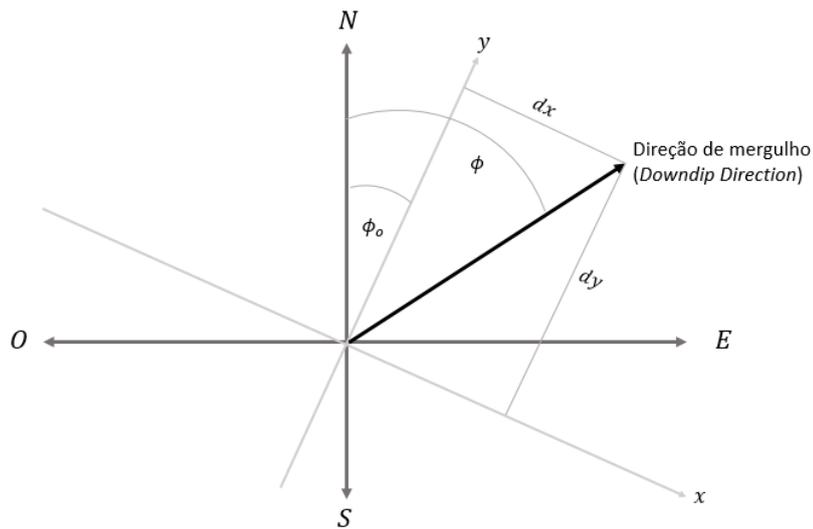


Figura 35: Representação esquemática do azimute com relação às coordenadas x e y do *survey* e o norte verdadeiro. Modificado de Barnes (2016).

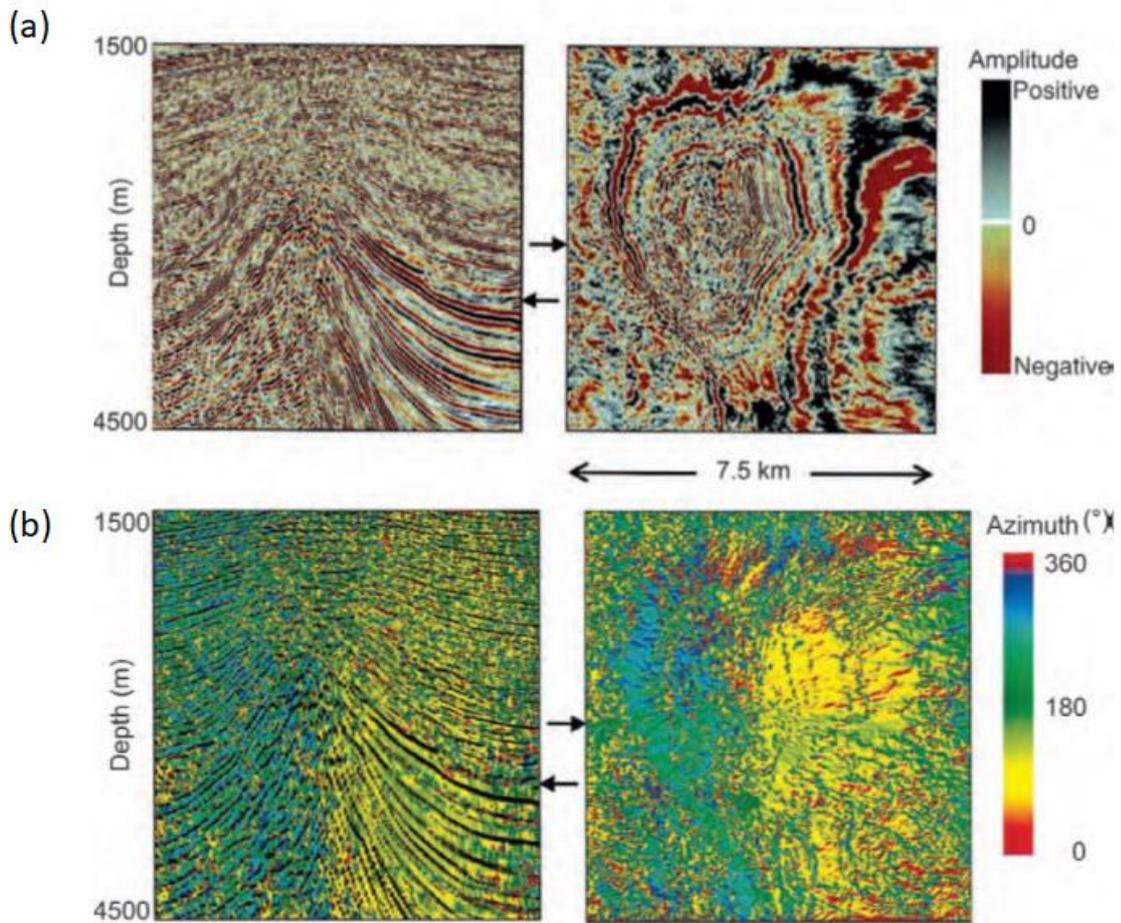


Figura 36: (a) Seção sísmica vertical e horizontal (*depth slice*) de um domo salino. (b) Seção sísmica vertical e horizontal do atributo sísmico de azimute correspondente do dado em (a). Modificado de Chopra & Marfurt (2007).

4.2. Atributos Sísmicos Geométricos

Os atributos geométricos possuem diversas finalidades. De forma geral, eles retiram a informação de amplitude e destacam informações geométricas do traço, como continuidade e descontinuidade laterais entre os formatos dos traços sísmicos. A seguir são apresentados os atributos da família de curvatura, a razão de energia e o *semblance*.

4.2.1. Atributo Curvatura

O atributo curvatura está mais relacionado a mudanças na morfologia (*shape*) do que na amplitude do traço, ou seja, ele é mais influenciado pela presença de falhas e dobramentos e menos afetado por mudanças na amplitude sísmica causadas por variações na litologia ou conteúdo de fluido. Este atributo é utilizado como um bom indicador de delineamento de falhas, além de ser útil para predição de distribuição e orientação de fraturas. Também pode ser usado para delinear canais.

Este atributo é bastante sensível ao ruído e demanda relativamente altos custo computacional. Chopra e Marfurt (2007) definiram um algoritmo que faz uso de derivadas fracionárias do *dip* em cada intervalo de tempo para extrair medições da curvatura em cada amostra do volume. West *et al.* (2003 *apud* Klein *et al.* 2008) desenvolveram um método onde curvaturas individuais são computadas como gradientes horizontais do *dip* para um dado número de direções e, então, são combinadas para gerar o volume de curvatura.

O atributo curvatura é uma propriedade 2D de uma superfície, que descreve o quão curvado esta essa superfície é em um ponto particular da curva, ou seja, o quanto a curva desvia da reta tangente neste ponto ou simplesmente a taxa de mudança de direção da curva. Se considerar um ponto P em uma trajetória, a curvatura dada será definida como a taxa de mudança do ângulo $\partial\omega$ de acordo com o comprimento do arco ∂S . Além disto, existe também um círculo, que possui uma tangente no ponto P e que faz melhor contato possível com a curva. Este círculo é chamado de círculo osculatório. O raio do círculo é definido como raio de curvatura, R (Figura 37). Desta forma a curvatura K é dada por:

$$K = \frac{\partial\omega}{\partial S} = \frac{2\pi}{2\pi R} = \frac{1}{R}, \quad 4$$

ou em termos de derivadas:

$$K = \frac{\partial^2 y / \partial x^2}{(1 + (\partial y / \partial x)^2)^{3/2}}$$

5

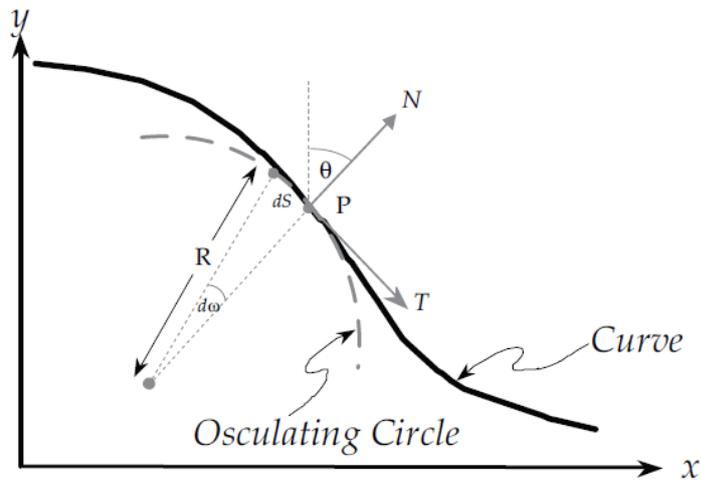


Figura 37: Definição matemática de curvatura para um dado P em uma trajetória. Por Roberts (2001).

A curvatura pode ser medida em qualquer ponto da superfície como um valor de deformação (*bending number*) positivo ou negativo em qualquer azimuth. Um destes azimuthes apresentará o maior valor de curvatura e é chamado de máxima curvatura (*max curvature*), já o azimuth ortogonal define a mínima curvatura (*min curvature*). Este par de curvaturas podem definir uma série de outros atributos de curvatura, por exemplo, curvatura média (*mean curvature*) que é definida como a média entre as curvaturas máxima e mínima ou qualquer outro par de curvaturas com azimuthes ortogonais entre si (Figura 38).

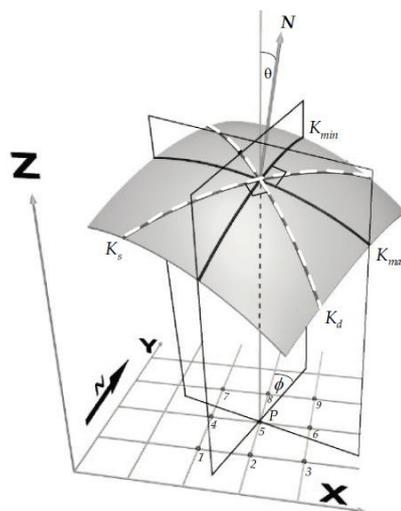


Figura 38: Ilustração da curvatura de uma superfície 3D. Por Roberts (2001).

O produto da máxima curvatura com a mínima curvatura define a curvatura gaussiana (*gauss curvature*). Superfícies inicialmente planas apresentarão valores de curvaturas máxima e mínima iguais a zero. Consequentemente, a curvatura gaussiana também será zero. Se estas superfícies foram dobradas, a máxima curvatura poderá aumentar, mas, desde que a mínima curvatura permaneça zero, a curvatura gaussiana ainda será nula. Porém, se durante o dobramento, ocorrem fraturas, a curvatura gaussiana apresentará valores não nulos, indicando deformação.

Em resumo, a curvatura de superfície pode ser definida pelas seguintes afirmações: superfícies dômicas possuem curvatura positiva, enquanto superfícies em formato de bacia apresentarão curvatura negativa e celas apresentarão curvaturas tanto negativas quanto positivas. Dorsais ou antiformais possuirão valores positivos cruzando a dorsal e zero na direção ao longo da linha da dorsal. Vales ou sinformais apresentarão valores negativos de curvatura cruzando o vale e zero na direção ao longo da linha de vale. A Figura 39 ilustra essas afirmações.

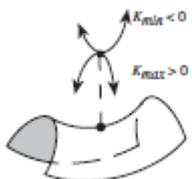
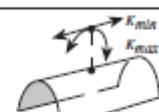
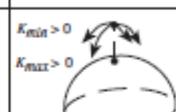
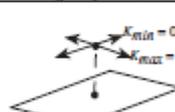
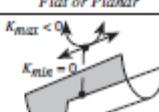
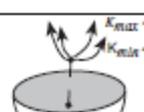
		GAUSSIAN CURVATURE		
		$K_g < 0$	$K_g = 0$	$K_g > 0$
MEAN CURVATURE	$K_m > 0$	 Saddle	 Ridge (Cylinder)	 Dome (Ellipsoid)
	$K_m = 0$		 Flat or Planar	
	$K_m < 0$		 Valley (Cylinder)	 Bowl (Ellipsoid)

Figura 39: Classificação dos valores de curvatura (máxima, mínima e gaussiana) para cada tipo de superfície.

Fonte: Roberts (2001).

Também existem outros atributos de curvatura, como a curvatura mais positiva e a curvatura mais negativa. Estes dois atributos preservam o sinal da curvatura, definindo melhor regiões de altos e baixos. Além destes, ainda podem ser definidos diversos outros atributos de curvatura, a exemplo, a curvatura *dip* e a curvatura *strike*, que são, respectivamente, a curvatura projetada ao longo da direção *dip* de um plano tangente à superfície e a componente da curvatura projetada ao longo da direção *strike* de um plano tangente à superfície. Outro

atributo muito utilizado é o de *curvdeness*, que representa a deformação total da superfície e é portanto definido como:

$$c = \sqrt{k_{min}^2 + k_{max}^2}, \quad 6$$

na qual k_{min} e k_{max} são as curvaturas mínima e máxima, respectivamente.

A curvatura volumétrica, em contraste com a curvatura de superfícies, pode ser calculada a partir de qualquer ponto do volume sísmico. Com isso, ela pode ser extraída de um *time slice* ou *depth slice* ou qualquer tipo de seção sísmica. Também podem ser visualizadas em *voxels* ou volumes de atributos. Klein *et al.* (2008) demonstraram que curvaturas volumétricas extraídas de horizontes interpretados são menos ruidosas que a curvatura de superfície no mesmo horizonte. Segundo estes autores, isto se deve ao fato de que a curvatura volumétrica é medida diretamente a partir da curvatura do campo de amplitude, enquanto a curvatura de superfície segue um horizonte rastreado e interpolado, que é influenciado pelo formato do traço ou de uma falha interpretada manualmente, cujo os quais possuirão ruído ou artefatos, devido a "picagem" manual, como mostrado na Figura 40.

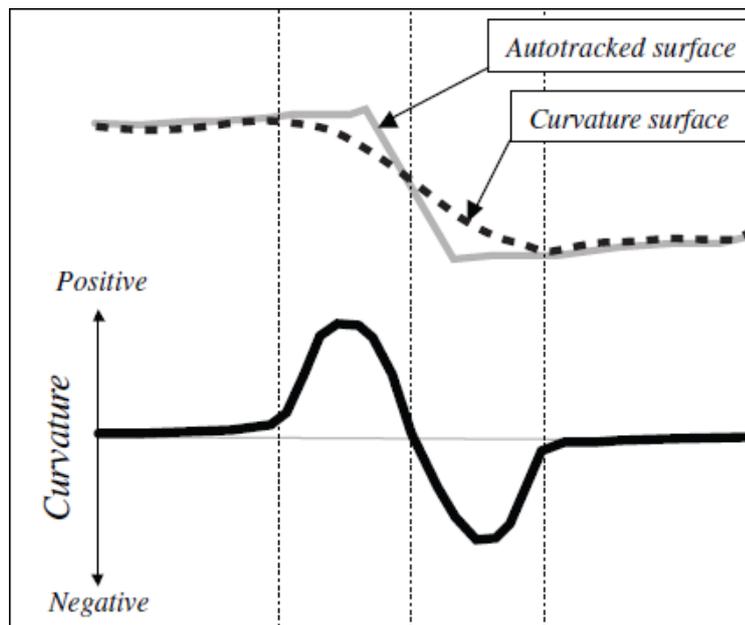


Figura 40: Exemplo de atributo de curvatura de superfície extraído a partir de um horizonte "pickado" (rastreado). Fonte: Roberts (2001).

Algumas respostas típicas e particulares visualizadas nos atributos de curvatura são citadas por Klein *et al.* (2008), como por exemplo, o fato de que a curvatura volumétrica mostrará altos valores onde os horizontes estão preferencialmente curvados e não

necessariamente falhados ou fraturados. Por exemplo, a curvatura volumétrica calculada em uma região de falhas normais de pequeno rejeito irá mostrar altos valores de curvatura positiva na parede da lapa, seguido de altos valores de curvatura negativa na parede da capa.

Para este trabalho uma das grandes vantagens do atributo de curvatura será na identificação de possíveis lineamentos estruturais, que por sua vez podem estar associados à processos vulcânicos como intrusões, fraturas pela construção do estrato vulcânico e outros. Também pode ser útil na identificação de canais como exemplificado na Figura 41.

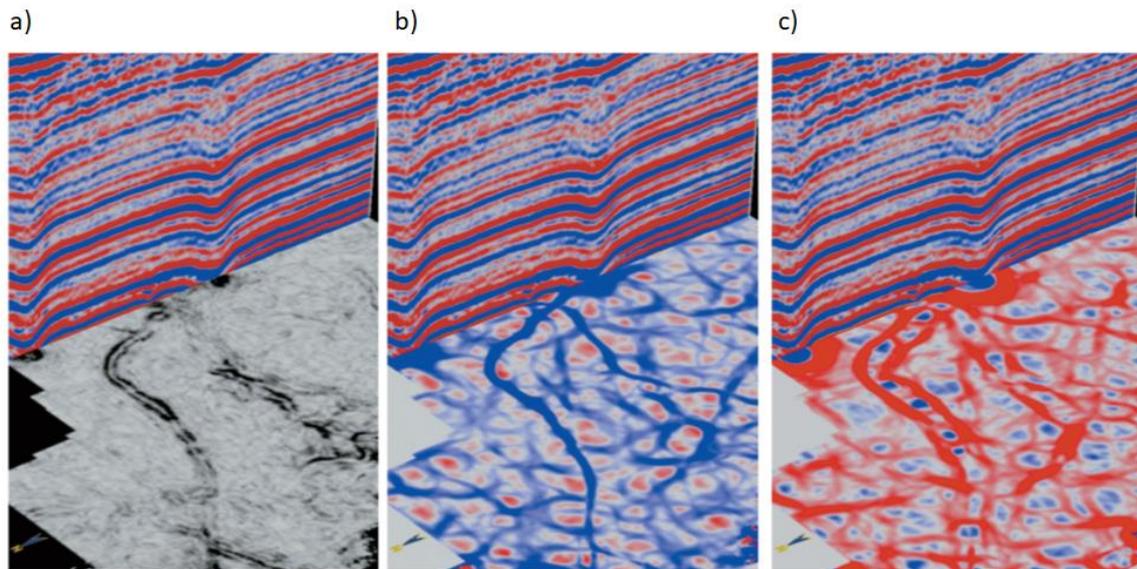


Figura 41: Volumes sísmicos com três diferentes atributos em *time slice* identificando canais e estruturas de colapso. a) *Time slice de coerência*. b) *Time slice de curvatura mais negativa*. c) *Time slice de curvatura mais positiva*. Atributos de curvatura mais negativa rastreia melhor o centro do canal, enquanto o de curvatura mais positiva rastreia melhor os diques de canal. Modificado de Chopra & Marfurt (2007).

4.3. Atributos Geofísicos

4.3.1. Amplitude RMS

A amplitude RMS é um atributo intervalar de amplitude. Definido por diversos autores (Chopra & Marfurt, 2007; Barnes, 2016) como o correspondente intervalar da amplitude instantânea, visto que seus resultados são muito parecidos. A amplitude RMS de um traço sísmico x_n com N amostras é definido matematicamente como:

$$x^2_{rms} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N x^2_n}. \quad 7$$

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 42.

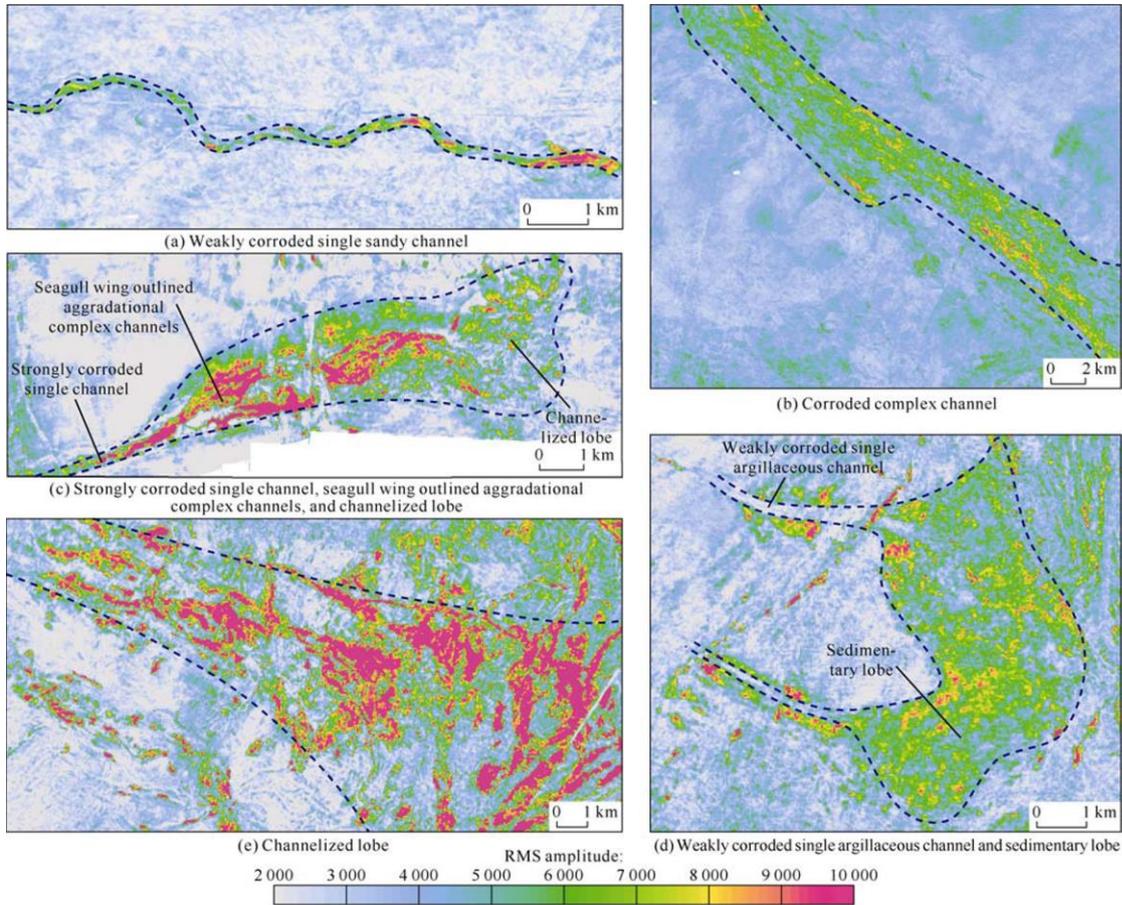


Figura 42: Mapas de amplitude RMS dos diferentes tipos depósitos de mar profundo encontrados na Bacia de Campos. Por Kang *et al.* (2018).

4.3.2. Frequência Média

Segundo Barnes (2016), existem diversas formas de calcular a frequência média, f_m . A mais comum é computá-la como a média da frequência espectral obtida pela transformada de Fourier, ponderada pelo espectro de potência $A^2(f)$. Definindo a energia espectral total como $E = \int_0^\infty A^2(f)df$, a frequência média é:

$$f_m = \frac{1}{E} \int_0^\infty f A^2(f) df = \langle f \rangle_f. \quad 8$$

na qual o subscrito f denota a média ponderada no domínio da frequência. Com isto, este atributo é equivalente ao atributo complexo da média ponderada da frequência instantânea (Barnes, 2016).

A frequência média possui diversas aplicações, por exemplo, serve como um indicador direto de hidrocarboneto, já que acumulações de gás tendem a atenuar rapidamente as altas frequências e gerar as chamadas “sombras de baixa frequência” (*low frequency shadows*) (Barnes, 2016). Este atributo também pode ser útil na identificação de litologias e em uma melhor compreensão da distribuição dos espectros de frequência ao longo do volume sísmico. Todavia, raramente o atributo de frequência média é utilizado, sendo preferível a utilização da frequência RMS, frequência dominante ou frequência instantânea. Porém, ainda assim é pertinente o seu destaque aqui para a introdução dos demais atributos.

4.3.3. Frequência RMS

A frequência RMS é definida matematicamente como:

$$f^2_{rms} = \frac{1}{E} \int_0^{\infty} f^2 A^2(f) df = \langle f^2 \rangle_f. \quad 9$$

Possui o mesmo propósito do atributo citado anteriormente, porém possui uma melhor relação sinal-ruído.

4.4. Atributos Complexos

O traço sísmico como qualquer sinal pode ser representado em termo de sua fase e amplitude. Para tal, é usada Transformada Hilbert. A resposta de saída ao utilizá-la é um traço em quadratura (Figura 43). Basicamente, parte-se da ideia que o traço sísmico pode ser descrito como uma função $x(t)$ com:

$$x(t) = a(t) \cos \theta_i(t), \quad 10$$

sendo $a(t)$ a amplitude instantânea e $\theta_i(t)$ a fase instantânea. Já o traço de quadratura é dado pela equação:

$$y(t) = a(t) \sin \theta_i(t), \quad 11$$

e é definido como a Transformada Hilbert do traço:

$$y(t) = h(t) * x(t),$$

12

na qual $h(t)$ é o operador da Transformada Hilbert, que na prática, transforma uma onda do tipo cosseno em uma onda do tipo seno através de uma rotação de fase de -90° .

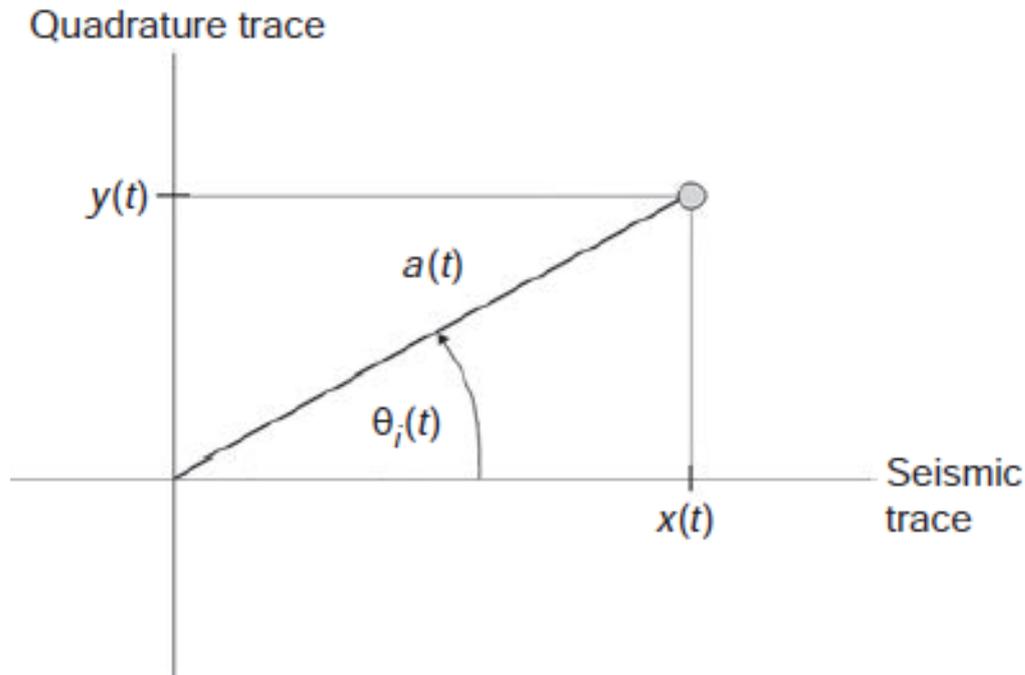


Figura 43: O traço de quadratura em coordenadas polares, representado como função da amplitude e fase instantâneas do sinal. Por Barnes (2016).

Segundo Barnes (2016), em geral é preferível usar o traço analítico com a chamada notação complexa, por ser mais sucinta e simples matematicamente. Sua base é o traço analítico $z(t)$, definido como:

$$z(t) = x(t) + iy(t) = a(t) \exp i\theta_i(t), \quad 13$$

na qual i é raiz quadra de -1 e $x(t)$, $y(t)$, $a(t)$ e $\theta_i(t)$, foram definidos previamente acima. Neste contexto, os traços sísmico e de quadratura são chamados de traço real e imaginário, respectivamente.

4.4.1. Amplitude Instantânea (Envelope do Traço)

A amplitude instantânea 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 Baner (2016), este atributo é definido mais precisamente

como o equivalente do 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 44 e Figura 45). Como todos os atributos relacionados à amplitude, ela ajuda a destacar *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 seqüências (Figura 46).

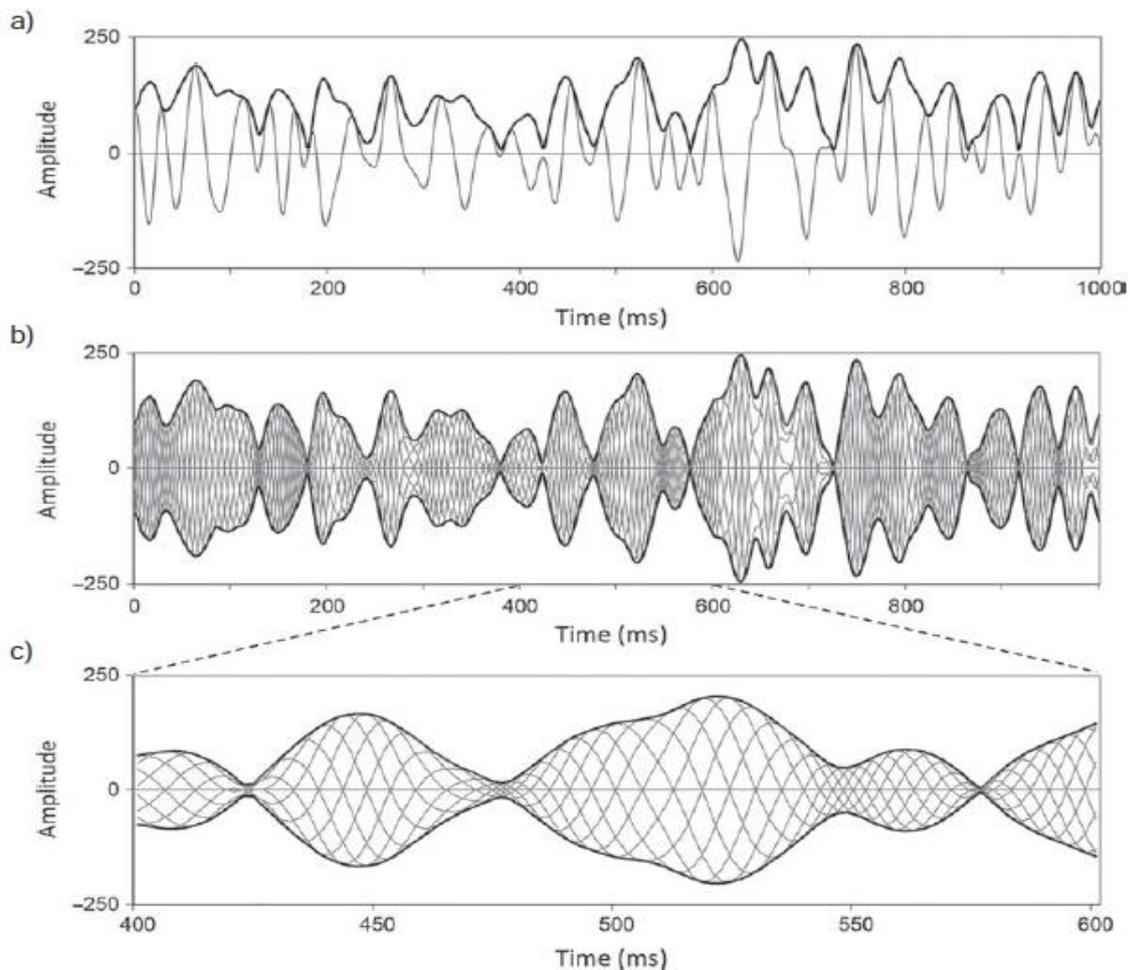


Figura 44: O envelope envolve todas as rotações de fase do traço sísmico. Em um dado instante de tempo, é o máximo valor que o traço pode obter através de uma rotação de fase. a) Um traço sísmico (linha clara) e seu respectivo envelope (linha escura). b) O traço rotacionado por 0, 45, 90, 135, 180, 225, 270 e 315 graus. c) Destaque da porção central de b) ampliada. O envelope é a linha escura acima de todas as rotações de fase, assim como também o seu reverso (multiplicado por -1) abaixo. Por Barnes (2016).

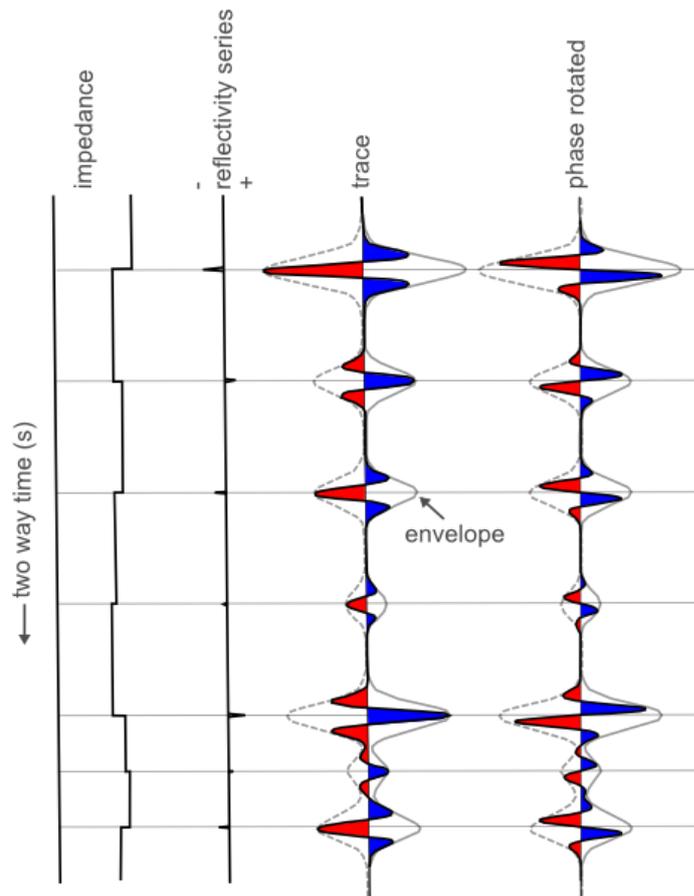


Figura 45: Ilustração de um dado sísmico sintético de sete interfaces e de como o envelope (traço claro envolvendo o traço sísmico) ajuda a retirar as informações de *sibe lobes*, suprimindo “ruído” diminuindo ambiguidade. Fonte: Bianco (2011).

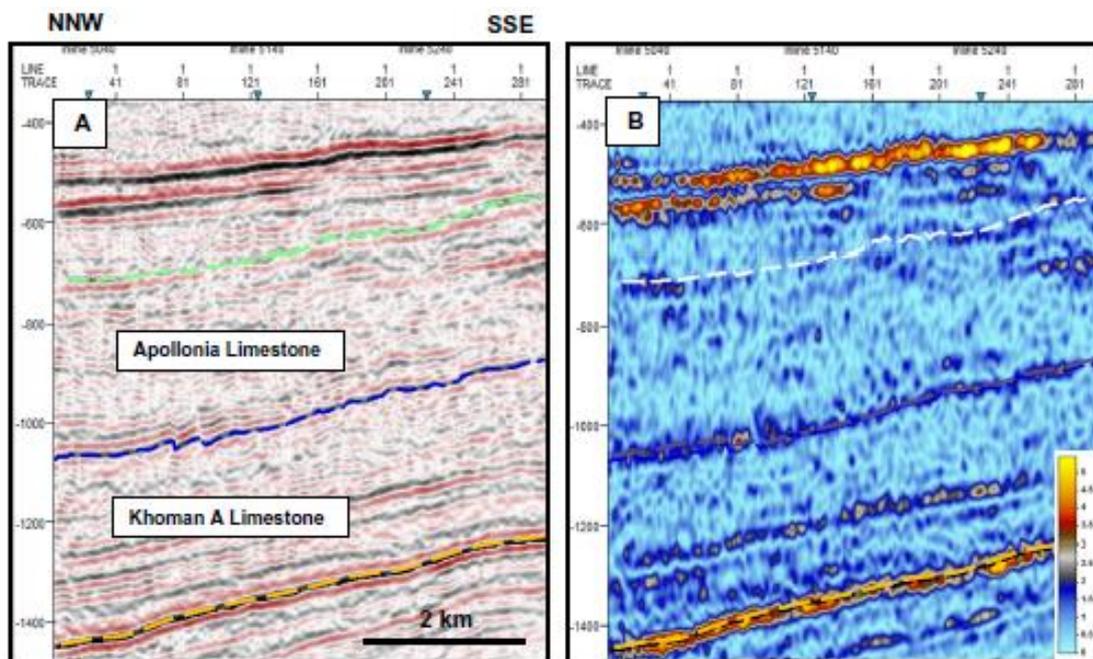


Figura 46: A) Seção sísmica em amplitude e horizontes mapeados marcando topo e base de formações. B) Envelope correspondente ao dado em A). Fonte: Sarhan (2017).

4.4.2. Frequência RMS

Fase instantânea é a medição angular em graus da posição relativa de senoide. Num dado instante de tempo, representa a fase da senoide que melhor representa o traço sísmico em um intervalo pequeno centrado neste tempo. Esta fase instantânea é 0° no pico, 180° nos vales, $+90^\circ$ na região de descida em direção ao zero e -90° na região de subida (ver Figura 47). Como a fase é uma função matematicamente descontínua que varia entre -180° e $+180^\circ$, comumente se usa o cosseno da fase, que na prática funciona como um ganho automático, removendo toda a informação de amplitude. Porém, reflexões sísmicas podem ser mais fáceis de seguir no atributo de fase ou cosseno da fase do que no dado de amplitude convencional já que ele melhora a continuidade lateral dos eventos (Figura 48).

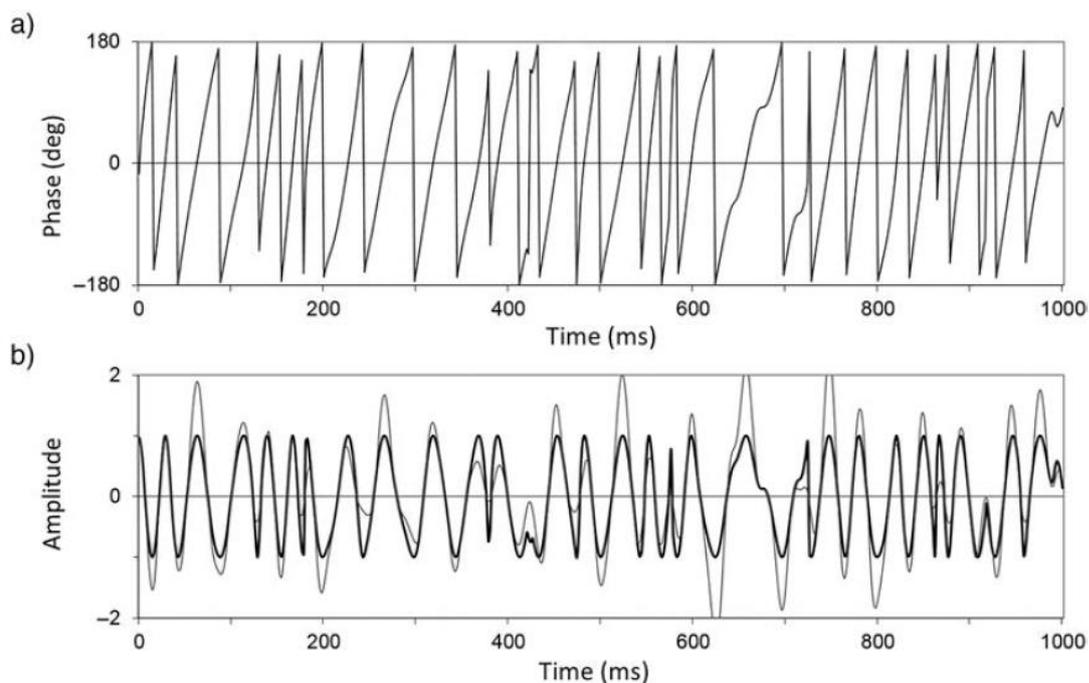


Figura 47: Fase instantânea (a) e cosseno da fase (b) linha escura para o traço sísmico da Figura 44 (linha clara).

Por Barnes (2016).

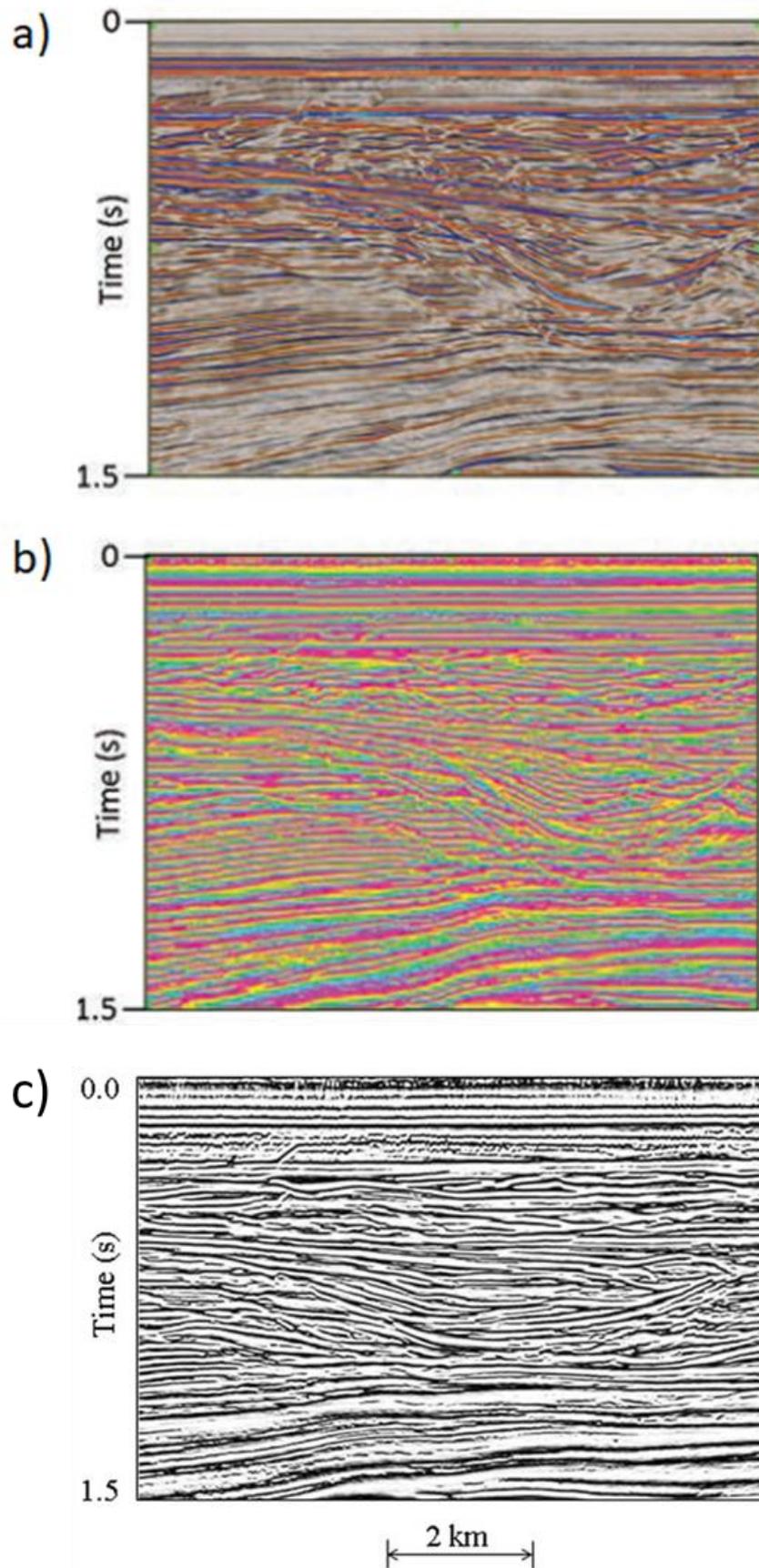


Figura 48: a) Seção sísmica amplitude; b) Atributo fase instantânea; c) Atributo cosseno da fase. Modificado de Barnes (2016).

4.4.3. Frequência Instantânea

A frequência instantânea é equivalente à derivada no tempo da fase instantânea, definida como:

$$f_i = \frac{1}{2\pi} \frac{d}{dt} \theta_i(t). \quad 14$$

Ela possui definição análoga com a fase e amplitude instantânea. No entanto, esta equação é inadequada, visto que como $\theta_i(t)$ não é contínua, com isto não é diferenciável em todo seu domínio. Porém, substituindo $\theta_i(t)$ por $y(t)/x(t)$ tem-se:

$$f_i = \frac{1}{2\pi} \frac{d}{dt} \arctang \left[\frac{y(t)}{x(t)} \right], \quad 15$$

que é expansível através da regra do quociente para:

$$f_i = \frac{1}{2\pi} \frac{x(t)y'(t) - x'y(t)}{x^2(t) + y^2(t)}, \quad 16$$

sendo essa uma função contínua. Esse atributo é útil em diversas situações como, por exemplo, indicadores de hidrocarbonetos, de espessura de camada e de zonas de fratura, como pode ser visualizado na Figura 49).

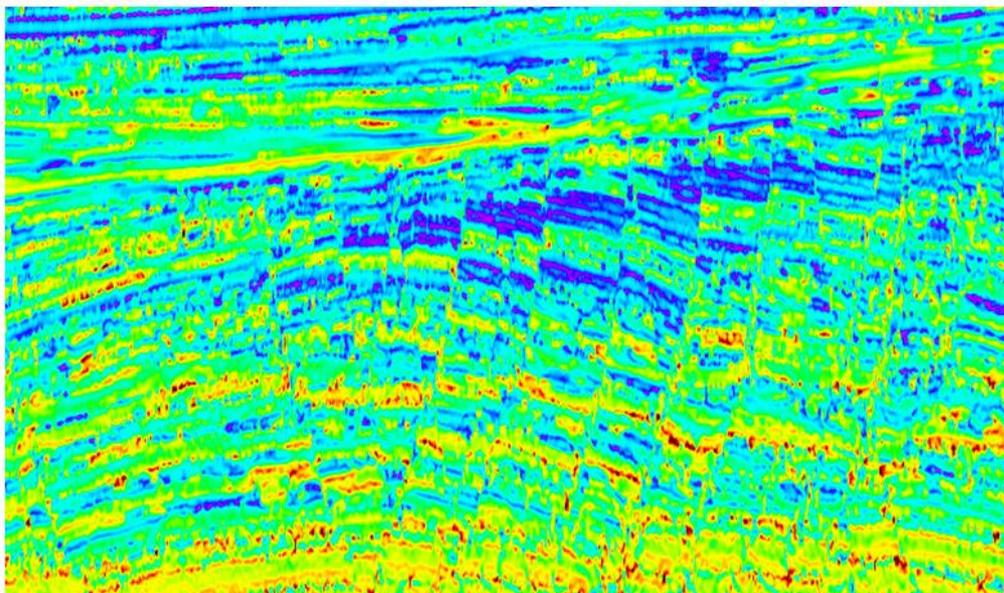


Figura 49: Seção sísmica de um volume de frequência instantânea. Possível identificar mudanças de litologia, falhas e fraturas, feições estratigráficas e espessura de camadas. Retirado do *Software Petrel* (2016).

Dado que a frequência instantânea é sensível a mudanças, tanto na propagação da onda quanto a características de posicionamento, ela acaba por se tornar um atributo ambíguo para a diferenciação entre processos relacionados a propagação da onda de posicionamento, o que traz algumas desvantagens. Soma-se ainda o fato de que é um atributo com muitos *spikes* (variações abruptas), tornando uma prática comum o uso dos atributos *response phase* (resposta da fase), frequência instantânea média ponderada ou frequência dominante.

4.4.4. Frequência Dominante

A frequência dominante é calculada como a hipotenusa entre a frequência instantânea e a largura de banda instantânea (ver Figura 50). Este atributo, em conjunto com a largura de banda instantânea, age como um suplemento da frequência instantânea. Estes três atributos combinados mostram a variação no tempo das propriedades espectrais do dado. O atributo de frequência dominante também é comumente conhecido como frequência rms instantânea e está exemplificado na Figura 51.

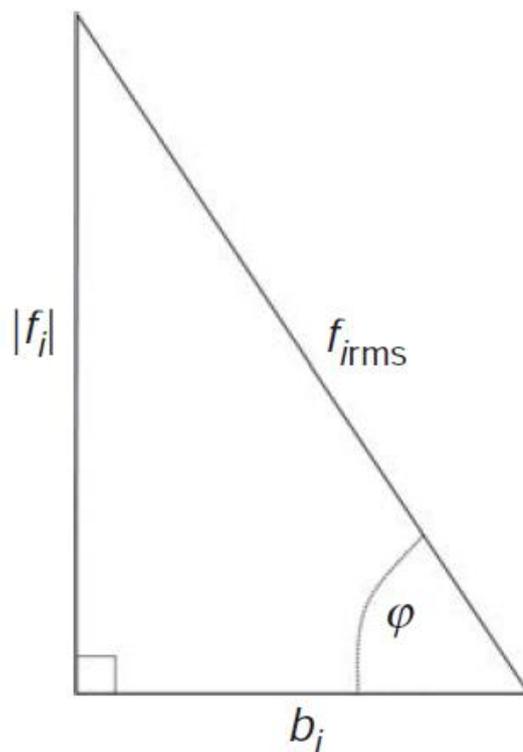


Figura 50: Relação entre a frequência instantânea f_i , largura de banda instantânea b_i e a frequência rms instantânea. Fonte: Barnes (2016).

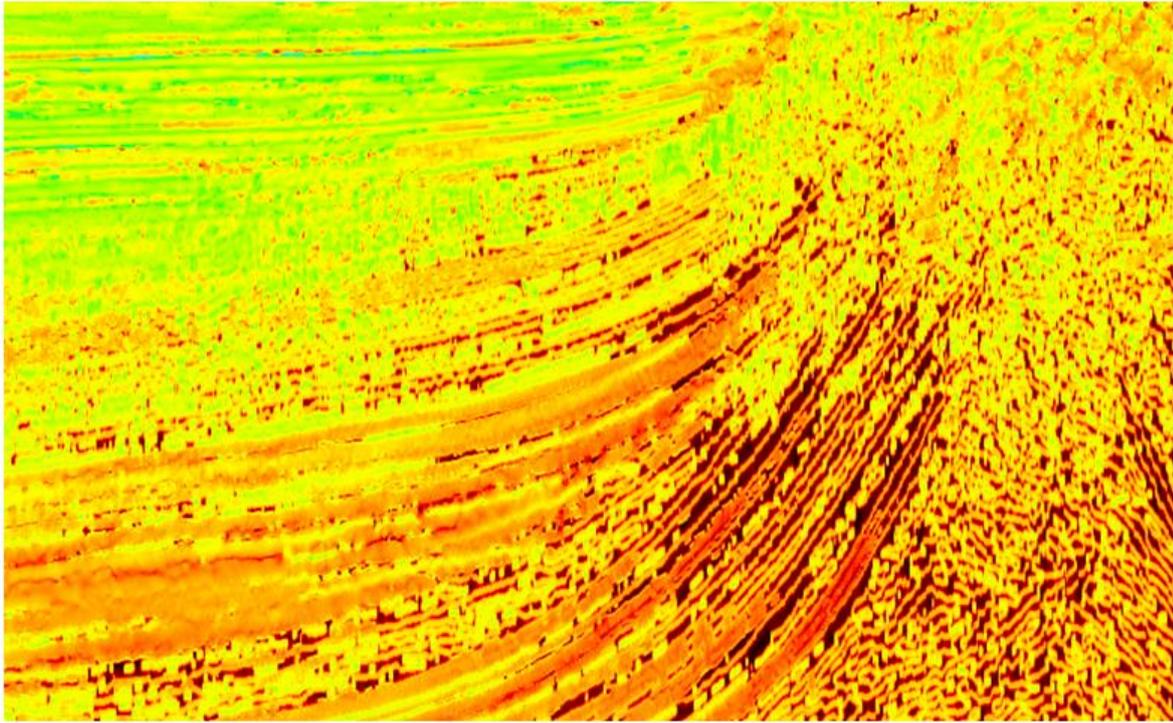


Figura 51: Atributo frequência dominante. É possível identificar mudanças de domínios litológicos, fraturas, feições estratigráficas, espessura de camadas e variação do conteúdo de frequência com a profundidade. Retirado do Help do *Software* Petrel (2016).

4.4.5. *Sweetness*

O atributo *sweetness* é definido como:

$$s_r(t) = \frac{a(t)}{\sqrt{f_i(t)}} \quad 17$$

no qual $a(t)$ é a amplitude sísmica $f_i(t)$ a frequência instantânea. Também podem ser usados as médias da amplitude e da frequência ao invés de usar os valores instantâneos dessas propriedades.

O *sweetness* tende a destacar unidades litológica espessas e com altas acumulações de hidrocarbonetos. Isso ocorre, pois a presença de gás por si só já resulta em altos valores de amplitude e baixos valores de frequência. Somado a isso, ainda existe a possibilidade deste tipo de acumulação estar associado à um evento estratigraficamente espesso, o que irá acarretar um evento sísmico de longo período, ou seja, de baixa frequência. Tais acumulações costumam ser denominadas de “*sweet spots*”, daí é derivado o nome do atributo, *sweetness*. Deste modo, é considerado também um atributo estratigráfico, já que geralmente auxilia a destacar grandes pacotes areníticos.

Por exemplo, Hart (2008) correlacionou este atributo com canais arenosos de alta porosidade e altos valores de *net-to-gross*, como destacado nas Figura 52 e Figura 53. Porém, segundo o autor, o atributo não funcionará em todos os cenários geológicos, principalmente em regiões com intercalações delgadas de arenito e folhelho. Especialmente, para os casos em que houver mudança significativa das pressões de poro ou de processos diagenéticos, tais como, cimentação por sílica no arenito, o que pode diminuir o contraste de impedância acústica relativa do arenito com o folhelho.

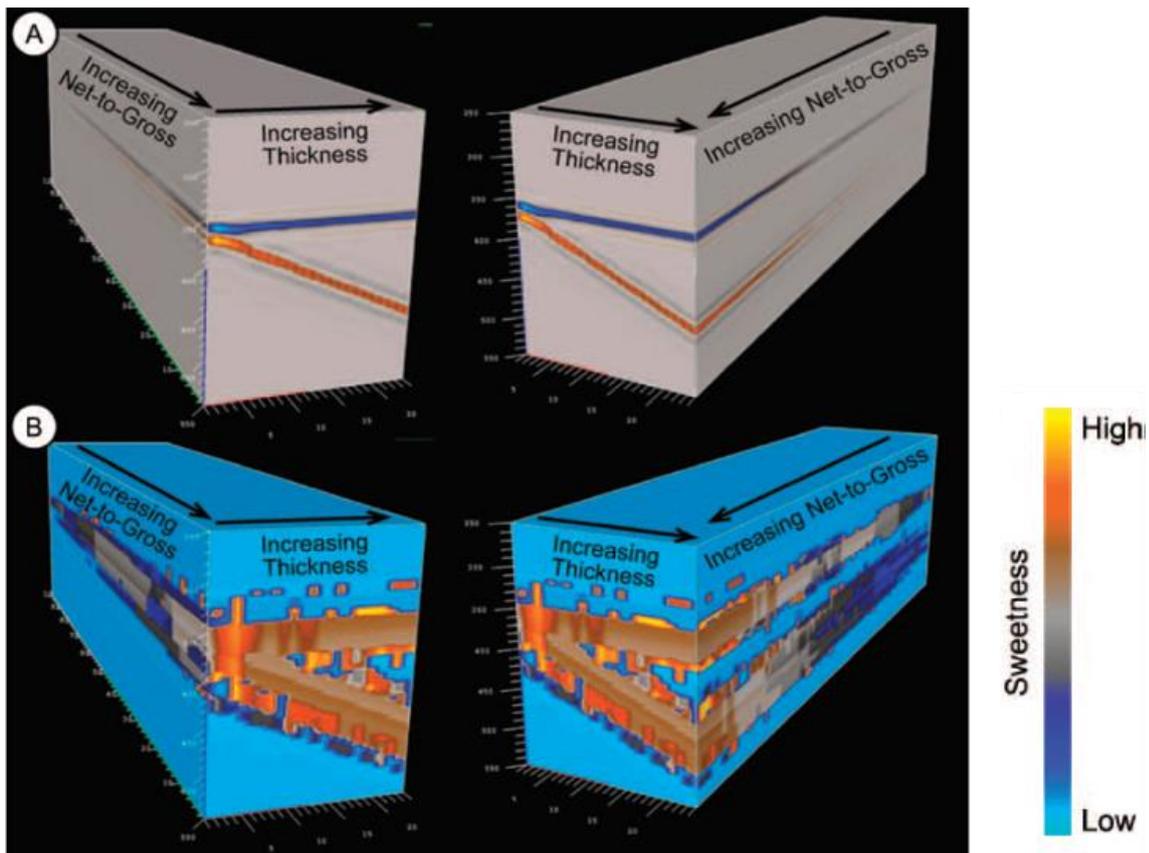


Figura 52: (A) Cubos de amplitude sísmica sintéticos gerados pela convolução de diferentes modelos geológicos com uma *wavelet Butterworth* com frequência. Reflexão em azul marcando o topo do intervalo de areia e em laranja marcando a base. (B) Volume de *sweetness* gerado a partir dos volumes sísmicos da parte (A).

Modificado de Hart (2008).

Zelenika *et al.* (2018) também usaram o atributo de *sweetness* para a extração de mapas em corpos turbidíticos. Estes autores comparam e correlacionaram os mapas do *sweetness* com os de espessura-porosa (*porosity-thickness*), gerados a partir de perfis de poços usando krigagem. Os autores demonstraram que não só o *sweetness* rastreou melhor os depósitos de canais em regiões de grande espessura dos arenitos, como teve uma boa correlação com os mapas de espessura porosa (Figura 54). Contudo, assim como Hart (2008),

os autores também indicaram uma queda da correlação e consequentemente da capacidade do atributo de indicar intervalos areníticos em regiões de diminuição da espessura.

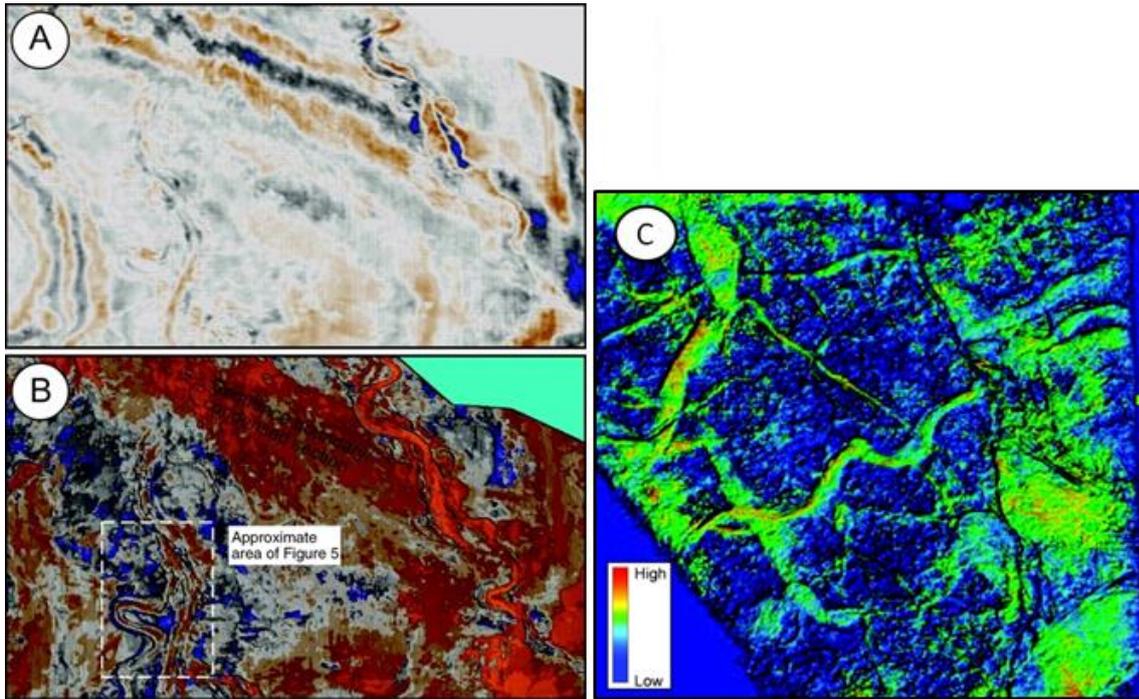


Figura 53: Comparação entre *time slices* com diferentes atributos sísmicos para identificação de canais turbidíticos. A) Atributo de amplitude. B) Atributo de *sweetness* com atributo de *semblance* ao fundo. C) Atributo de *sweetness* renderizado junto com o *semblance* para outro dado sísmico. Modificado de Hart (2008).

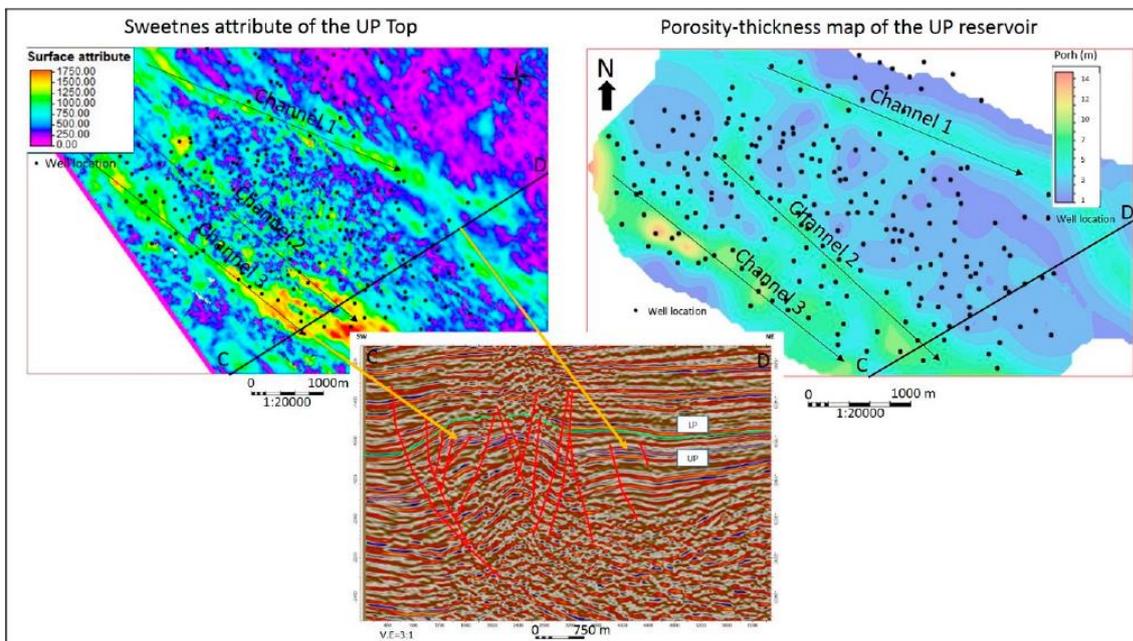


Figura 54: Comparação entre o mapa de *sweetness* em janelas de 4 ms em torno do horizonte do topo do reservatório com o mapa (à esquerda) e com o mapa de espessura porosa (à direita). Na parte debaixo da seção sísmica indica a localização dos canais na seção sísmica de amplitude. Retirado de Zelenika *et al.* (2018).

5. Fácies Sísmicas

As fácies sísmicas têm seu conceito associado a sismoestratigrafia, que por sua vez está fortemente relacionada à estratigrafia de seqüências. 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 da estratigrafia sísmica para identificar sistemas deposicionais. Após isto, diversos trabalhos começaram a ser publicados, até que em 1977 uma publicação na AAPG Memor #26 definiu alguns conceitos utilizados até hoje. Nesta publicação, Vail & Mitchum Jr. subdividiram a interpretação sismoestratigráfica em três etapas: análises de seqüências sísmicas, de fácies sísmicas e de variações relativas de nível do mar. Nesta monografia é focado apenas as duas primeiras análises.

Ainda segundo Severiano Ribeiro (2001), o conceito definido em 1977 de seqüência sísmica, foi atualizado por Emery & Myers (1996) para unidades sísmicas, como sendo subdivisões de uma seção sísmica em pacotes de reflexões concordantes limitados por terminações de reflexões, no qual estas terminações podem ser concordantes ou discordantes, podendo estes serem interpretados em última instância como limites de tratos de sistemas deposicionais. Os padrões de terminação de reflexões definidos inicialmente por Vail & Mitchum Jr (1977) são representados na Figura 55.

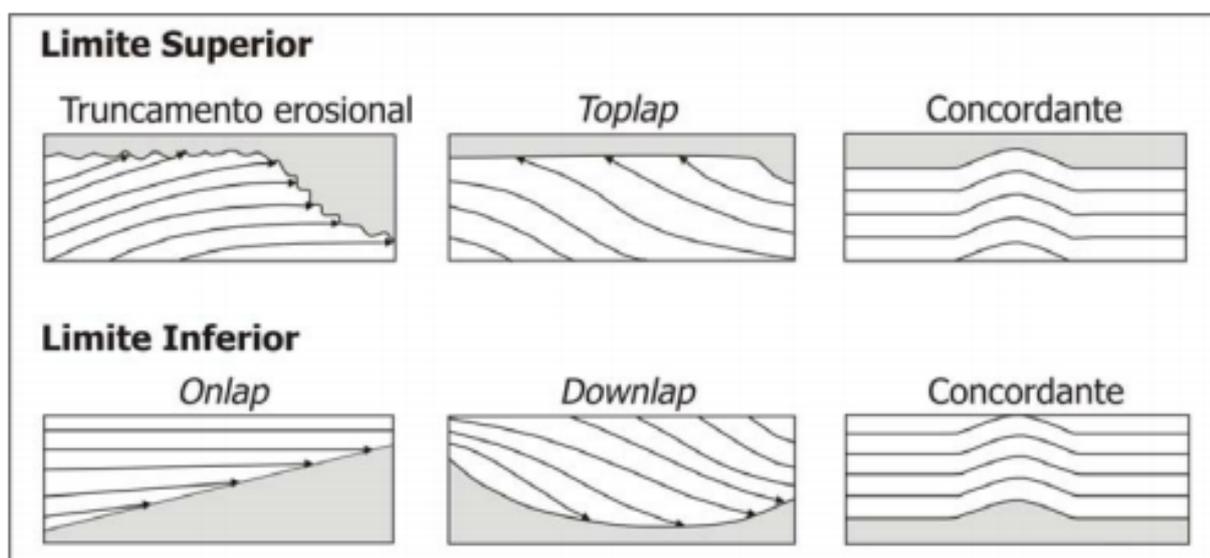


Figura 55: Padrão de terminações de reflexões sísmicas por Vail & Mitchum (1977). Fonte: Severiano Ribeiro (2001).

Definido as unidades sísmicas e seus limites, pode ser introduzido o processo de interpretação de padrões internos de reflexões. Tal processo é definido como a análise de fácies sísmicas (ou sismofácies) (Vail & Mitchum Jr., 1977). Na estratigrafia, o conceito de fácies, ou fácies sedimentares, é definida como uma parte limitada em área de uma determinada unidade estratigráfica, que exhibe características significativamente diferentes das outras partes da unidade (Moore, 1949 *apud* Suguio, 2003). Uma fácies sedimentar pode ser caracterizada e diferenciada das demais segundo a geometria de sua litossoma, sua litologia, estruturas sedimentares, padrão de paleocorrentes e fósseis (Selley, 1970 *apud* Suguio, 2003).

O conceito de fácies sísmicas possui definição análoga ao de fácies sedimentar: é uma unidade tridimensional, arealmente definida, constituída por reflexões sísmicas cujos parâmetros inerentes diferem das fácies adjacentes (Brown Jr. & Fischer, 1980 *apud* Severiano Ribeiro, 2001). De tal modo, segundo Severiano Ribeiro (2001), as fácies sísmicas podem ser consideradas o registro dos fatores geológicos que as geraram, tais como, litologia, estratificação, feições deposicionais e outros. Portanto, observa-se a relação íntima que o conceito de fácies sísmicas carrega com as fácies sedimentares.

Durante os últimos anos, porém, o termo fácies sísmica tem sido aplicado para classificação automática de sismofácies, fazendo uso de técnicas de *machine learning*, desde a classificação pelo formato do traço até mais recentemente pela análise de multi-atributos.

O processo de análise de fácies sísmicas mais conhecido é o que é descrito como o reconhecimento dos padrões de reflexões sísmicas e suas inter-relações dentro das unidades sísmicas, e que interpreta o seu significado geológico (Mitchum Jr. *et al* em 1977, *apud* Ribeiro, 2001). Ainda segundo Severiano Ribeiro (2001), os parâmetros dos padrões de reflexões citados por Mitchum Jr. *et al.* (1977) podem ser categorizados como: configuração, amplitude, frequência, velocidade intervalar, geometria, etc., sendo cada um destes uma representatividade de uma ou mais características geológicas da unidade. Porém, o parâmetro mais comumente usados na sismoestratigrafia é da configuração de reflexão, como ilustrados na Figura 56.

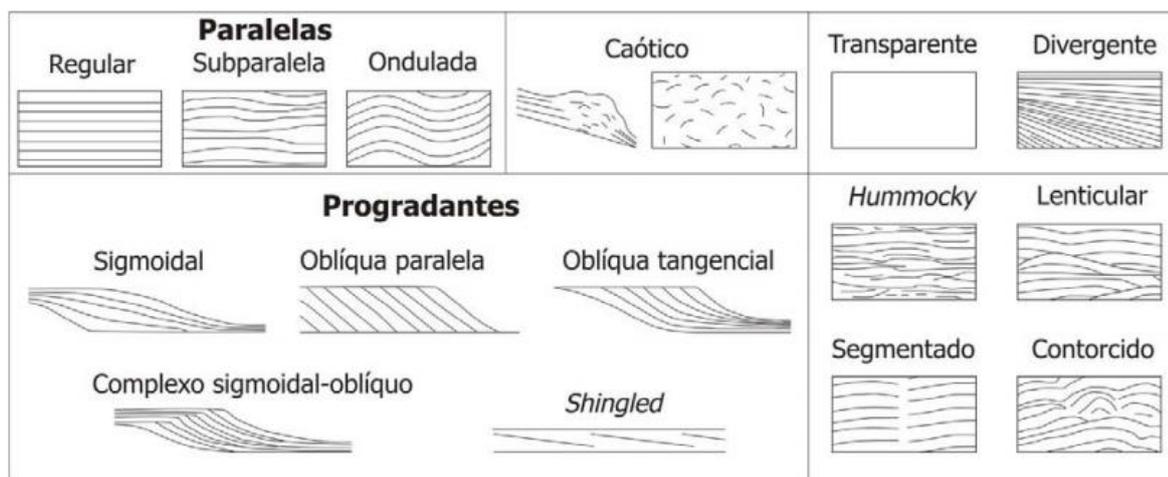


Figura 56: Configurações de reflexões sísmicas. Por Mitchum Jr. *et al.* (1977). Fonte: Severiano Ribeiro (2001).

As configurações representadas acima na Figura 56 podem ser associadas a diversos fatores geológicos, como padrão de estratificação, processo deposicional, erosão e paleotopografia e eventualmente até ao conteúdo de fluido. Por exemplo, as configurações paralelas/subparalelas indicam uma taxa de deposição uniforme das camadas sobre uma superfície estável ou uniformemente subsidente, enquanto a configuração divergente indica variação na taxa de deposição e/ou inclinação progressiva do substrato. As configurações progradantes variam com relação ao formato e inclinação, indicando maior ou menor aporte sedimentar, taxas de variações do nível do mar local ou subsidência e energia do sistema deposicional.

Existem ainda as configurações caóticas e livres de reflexões, representando respectivamente ambientes de alta energia ou de retrabalhamento e de litogias homogêneas ou não estratificadas. Os padrões de reflexões *hummocky*, lenticulares, segmentados e contorcidos são variações dos outros padrões. Por exemplo, o padrão *hummocky* é associado a lobos interdigitados de pró-delta, lobos turbidíticos de sopé de talude ou ainda de áreas interdeltáicas de águas rasas, ou seja, depósitos predominantes de ambientes progradantes, porém também associados a depósitos caóticos. Segundo Severiano Ribeiro (2001), o padrão *hummocky* é mais comumente encontrado em seções *strikes* de leques e lobos.

Outras características importantes das sismofácies são suas formas tridimensionais e sua expressão areal, denominadas geometria de fácies sísmicas (Brown Jr. & Fischer, 1980 *apud* Severiano Ribeiro, 2001). As geometrias podem ser em formato de lençol (*sheet*), cunhas (*wedge*), bancos (*bank*), montiformas (*mounds*) e de preenchimento (*fill types*). Tais geometrias estão representadas nas Figura 57, Figura 58 e Figura 59.

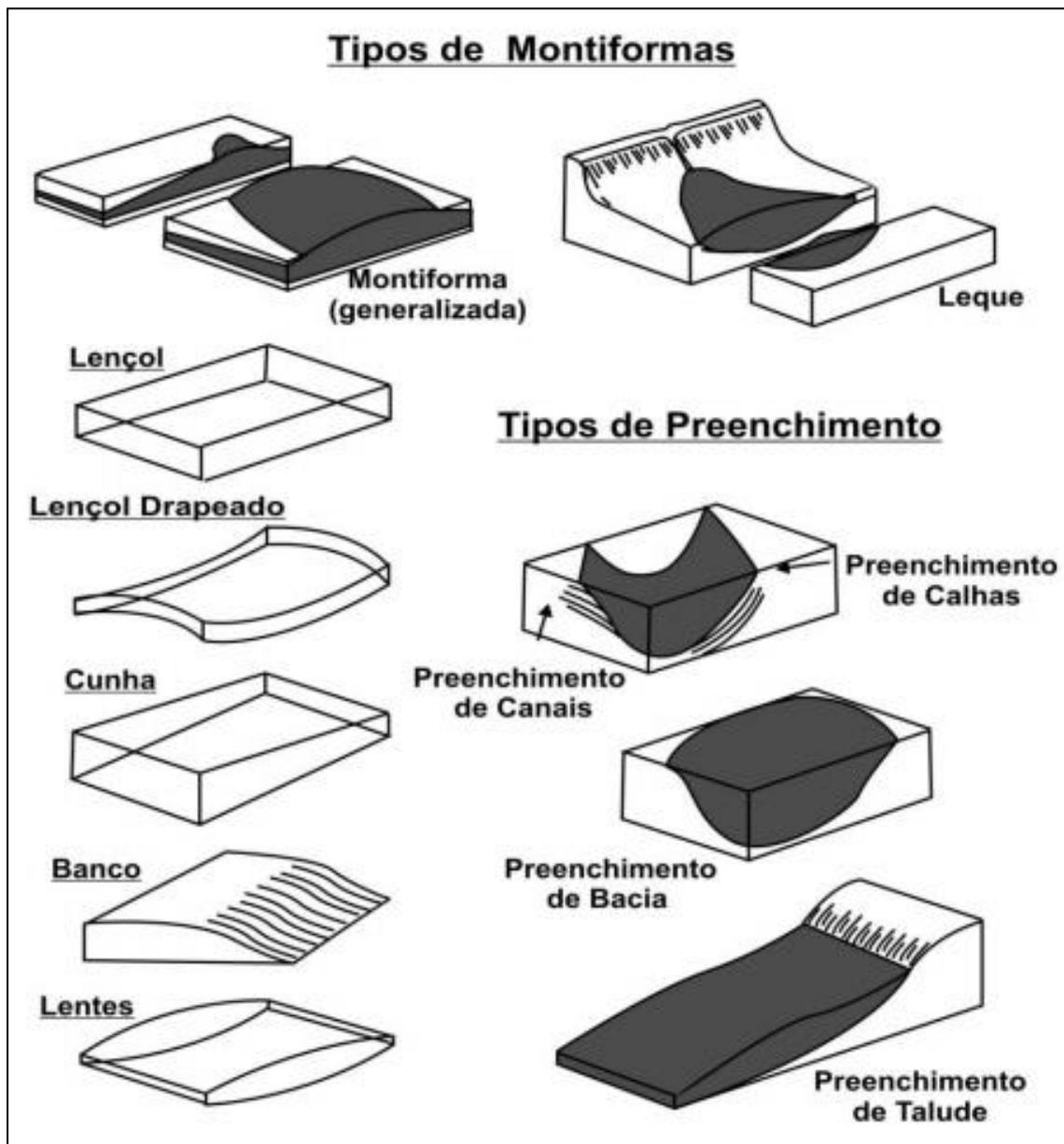


Figura 57: Geometrias de fácies sísmicas por Mitchum Junior et al. (1977). Extraído de Ribeiro (2001).

As geometrias mais estudadas neste trabalho serão os de lentes, cunhas, preenchimento de calhas e *mounds*, em especial os *mounds* de escorregamento e os de leques, ambos podendo estar associados a depósitos turbidíticos. Porém, algumas destas geometrias também podem ser associadas com corpos ígneos.

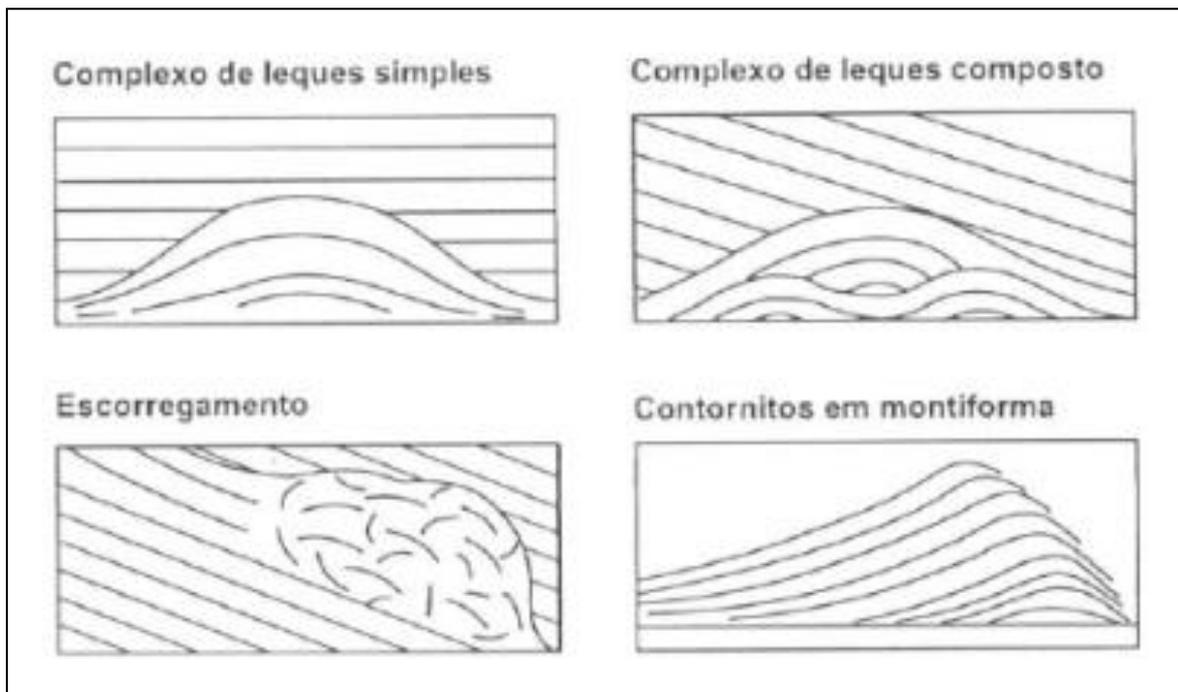


Figura 58: Configurações de reflexões de geometrias montiformais que poderão ser encontradas neste trabalho por Mitchum Jr. et al. (1977). Modificado de Severiano Ribeiro (2001).

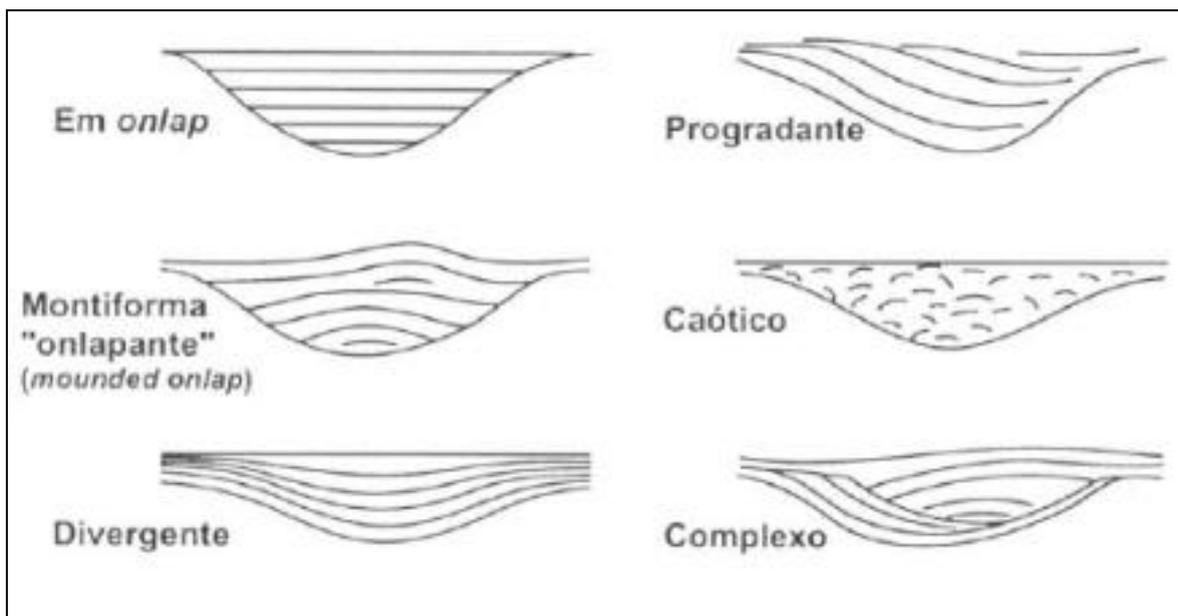


Figura 59: Esquema ilustrando os padrões de configuração de reflexões internas de fácies sísmicas de preenchimento por Mitchum Jr. et al. (1977). Modificado de Severiano Ribeiro (2001).

5.1.Fácies Sísmicas ígneas

Como os corpos ígneos são expressivos e importantes para este estudo – além do fato dos exemplos de fácies sísmicas para depósitos siliciclásticos já terem sido amplamente

cobertos ao longo dos capítulos anteriores – se faz necessário a inserção deste tópico fazendo uma breve revisão sobre as fácies sísmicas vulcânicas.

Plank (1999) e Plank *et al.* (2005) descrevem diversos tipos refletores para corpos ígneos intrusivos e extrusivos bem como estruturas hidrotermais através das características de suas respostas sísmicas. Entre estes refletores definidos estão os *saucer shaped reflectors* ou refletores em formatos de pires, que por sua vez teriam ainda diversas variações a depender do seu grau de concavidade. Segundo os autores, estes refletores estão associados a intrusões ígneas de soleiras de diabásio. Os diversos tipos de refletores relacionados às intrusões ígneas estão ilustrados na Figura 60.

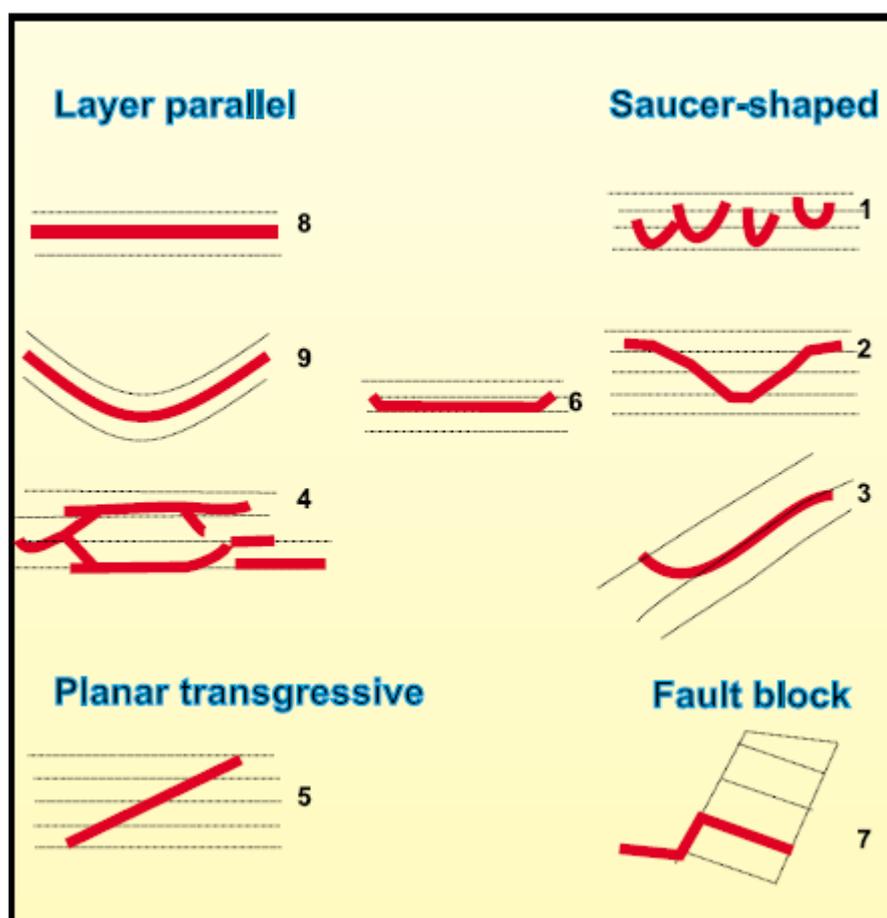


Figura 60: Esquema ilustrando os padrões de configuração de reflexões internas de fácies sísmicas de preenchimento. Por Mitchum Jr. *et al.*, 1977. Retirado de Severiano Ribeiro, 2001.

As soleiras e diques de diabásio são algumas das ocorrências ígneas mais recorrentes nas bacias da margem leste brasileira. Por exemplo, Alvarenga *et al.* (2016) caracterizaram a distribuição e formato de *vents hidrotermais* na seção cretácea da Bacia de Campos, de acordo com os modelos de Plank *et al.* (2005) e demonstraram através das fácies sísmicas de

multiatributos que mesmo estas estruturas extrusivas seriam alimentadas por sistemas diques e soleiras, como são mostradas na Figura 61.

Bischoff (2018) em seu estudo caracterizou diversos complexos ígneos e seus corpos através de sua geometria de reflexão sísmica. Por exemplo, o autor conseguiu distinguir dois tipos dominantes de estratosvulcões, seriam estes, os de formato cônicos (*cone like*) e os dominados por crateras de formato em funil (*funnel-like*). O autor ainda definiu diversos formatos de reflexão para rochas ígneas intrusivas (ver Figura 62).

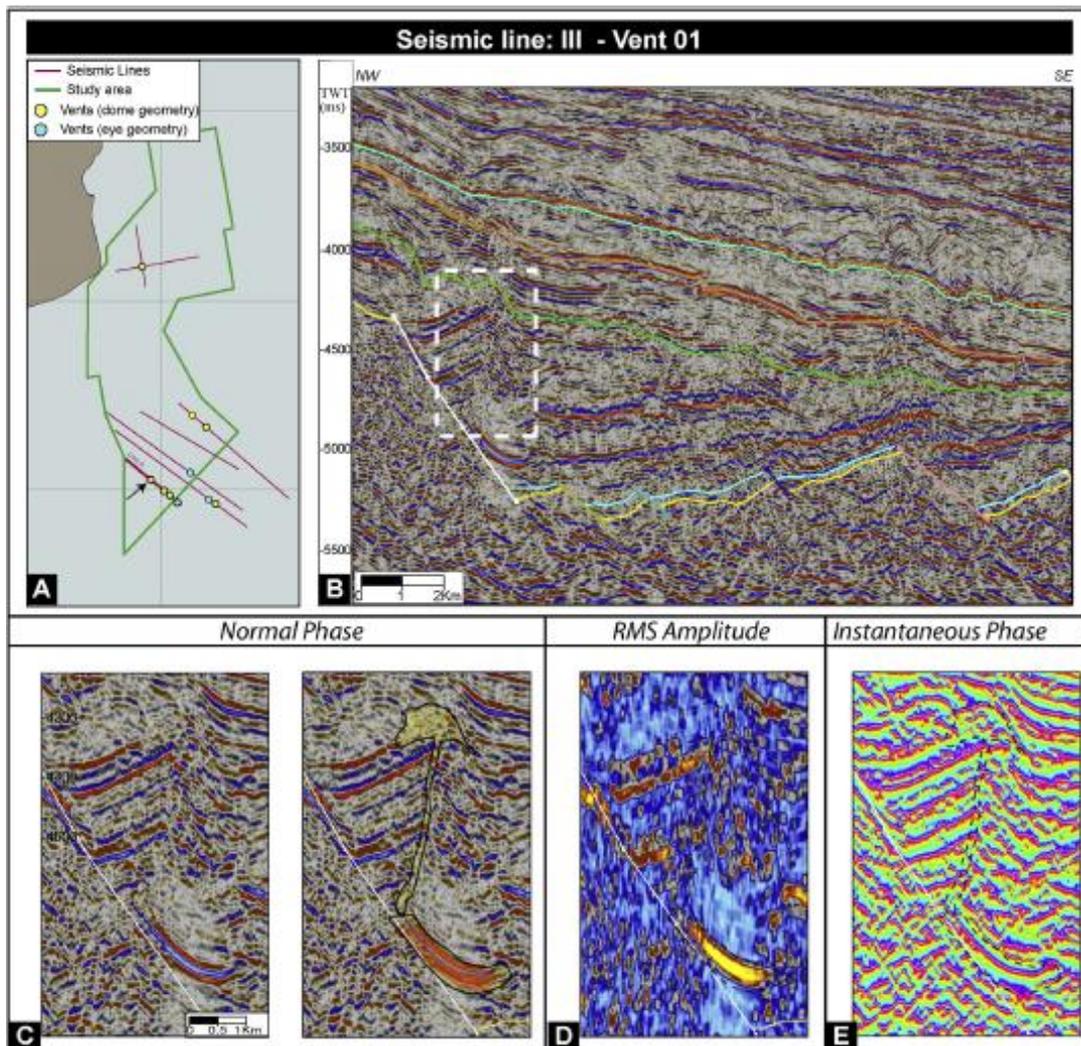


Figura 61: A) mapa de localização da das linhas estudadas por Alvarenga et al. (2016) B) Seção sísmica identificando os *vents* hidrotermais. C) Zoom da seção em amplitude da seção em B). D) Intepretação da seção em C). D) Seção sísmica com o atributo de amplitude RMS. E) Seção sísmica com o atributo de fase instantânea. Fonte: Alvarenga et al. (2016).

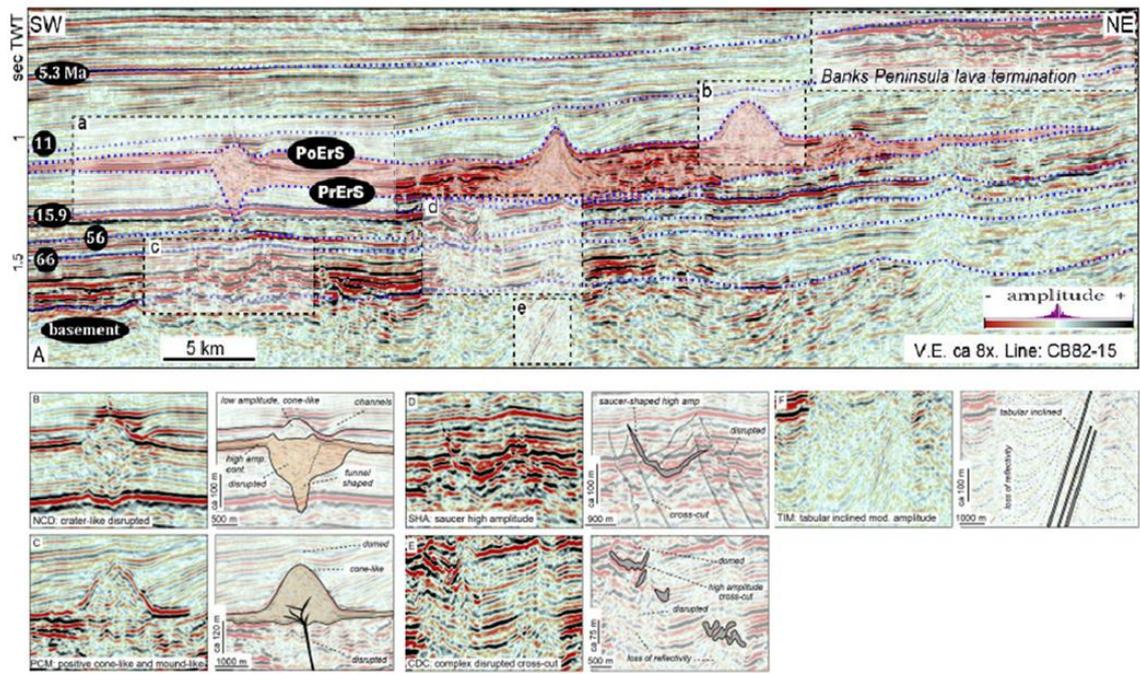


Figura 62: Seção sísmicas com interpretação feita por Bichoff (2018) identificando padrões de edifícios vulcânicos e intrusões ígneas. Fonte: Bichoff (2018).

6. Metodologia

O presente trabalho tem como materiais disponíveis, um volume sísmico 3D pós-empilhamento migrado em profundidade e 11 poços (Tabela 2), com dados descritos pela Figura 63. Todos os dados foram cedidos pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustível (ANP).

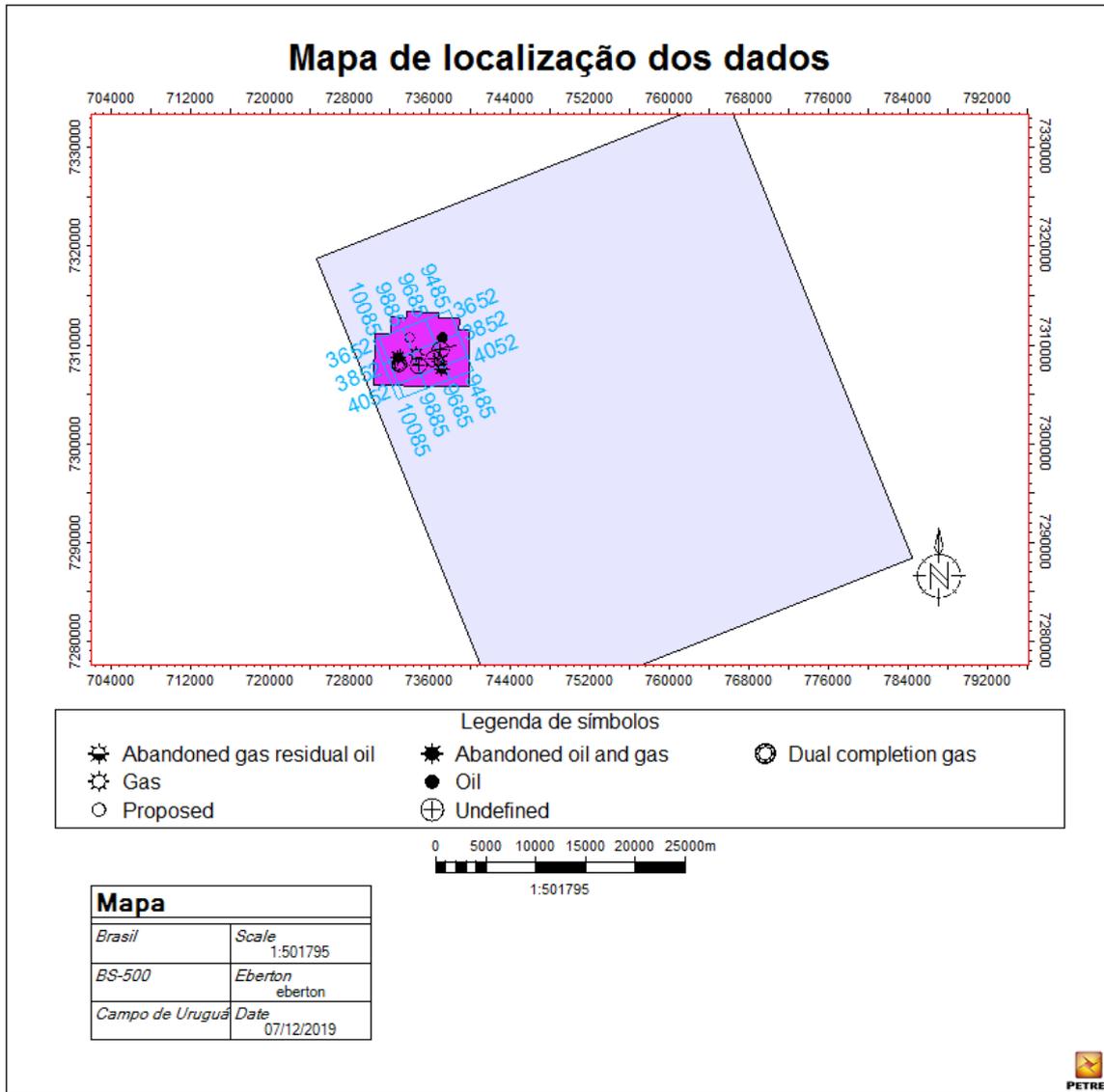


Figura 63: Mapa de localização dos dados de estudo. Área retangular cinza – geometria do *survey* sísmico original 0302_TAMBAU_URUGUA_TAMBUATA.3D. PSDM.1. Área retangular quadriculada azul – volume sísmico cedido pela ANP de 50 km². Polígono roxo – *ring fence* do Campo de Urugua. Símbolos pretos com localização e classificação dos poços conforme a legenda abaixo do mapa.

Tabela 2: Dados dos poços disponíveis para o estudo e cedidos pela ANP.

Dados	Poços										
	1- BRSA -211	3- BRSA -331	3- BRSA -545	6- BRSA -566	6- BRSA -570	7- URG -4	7- URG- 14HP	7- URG -17D	7- URG- 17DA	7- URG -19D	8- URG -20H
Perfis de poço	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Perfil composto	x	x	x	x	x						
Sísmica de poço	x	x	x	x	x						
Relatórios de poços	x	x	x	x	x	x					x
Dados geoquímicos	x										
Relatórios petrofísicos	x										
Dados de teste de formação				x	x						
Relatórios de teste de formação	x	x	x	x	x						
Marcadores cronoestratigráficos	x	x	x	x	x						

O presente trabalho visa realizar uma análise multiatributos dos corpos ígneos e turbidíticos do Santoniano no Campo de Uruguá. O fluxograma utilizado é mostrado na Figura 64.

O fluxograma de trabalho proposto é dividido entre as atividades referentes aos dados de poços e aos dados sísmicos. Além disso, foram definidas três macroetapas principais denominadas: carregamento e controle de qualidade (CQ), produtos primários e conclusão.

A primeira etapa consiste em carregar os dados recebidos pela ANP. Para tal, foram utilizados os *softwares* Petrel 2016 da Schlumberger e IP da Lloyd's Register. Os dados sísmicos e de poços foram carregados simultaneamente, contudo, o carregamento dos dados de poços demandou maior tempo, pois precisaram passar por um controle de qualidade prévio no *software* IP. Após isso, foram exportados no formato adequado para a importação dos dados no Petrel junto com os marcadores cronoestratigráficos, que são informações primordiais na etapa posterior de análise dos perfis de poços para a identificação dos intervalos de ocorrência dos reservatórios de arenito e das rochas ígneas.

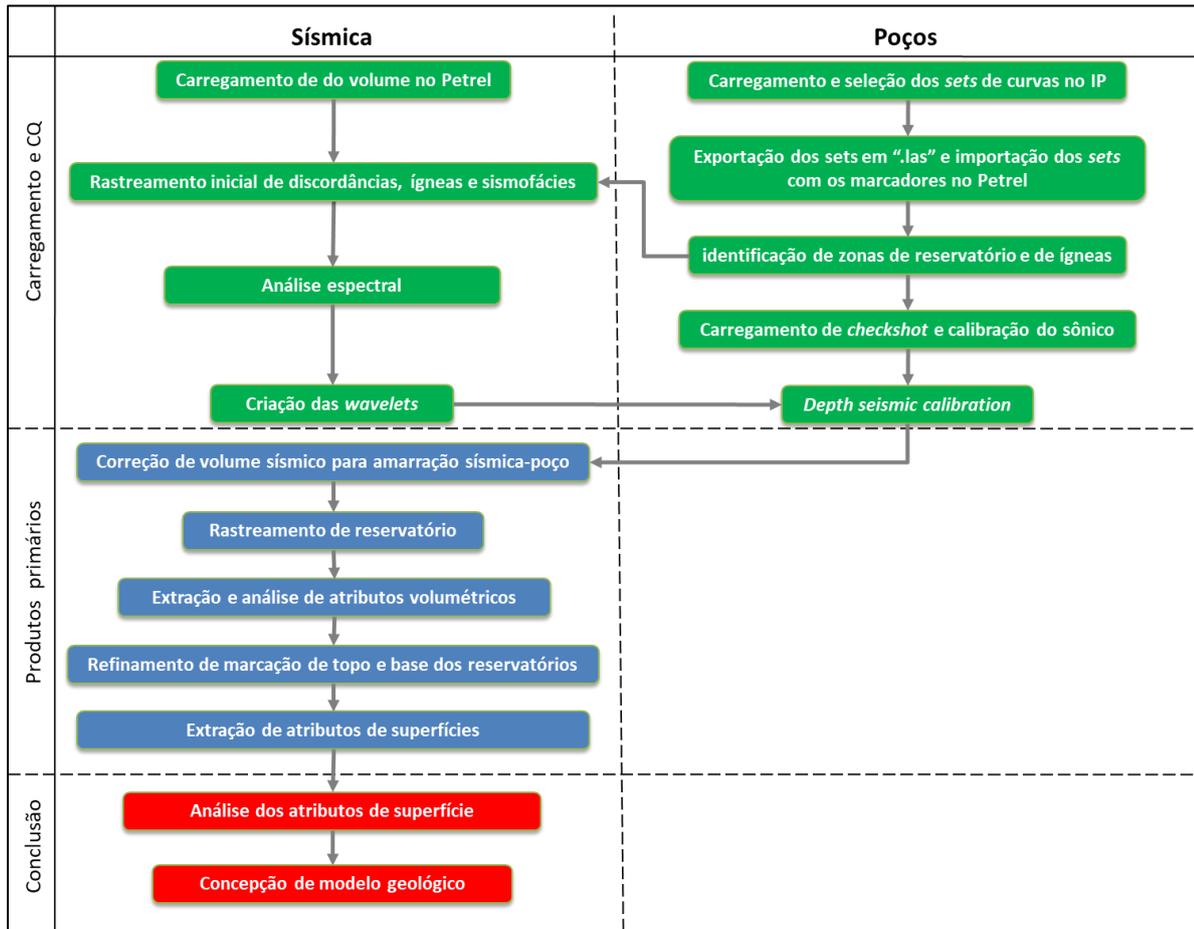


Figura 64: Fluxograma de trabalho do estudo. Cores indicam macroetapas. Verde, macroetapa 1, carregamento e controle de qualidade dos ados. Azul, macroetapa 2, produtos primários. Vermelho, macroetapa 3, conclusão e análise de resultados.

Feita a avaliação dos perfis, passou-se para a etapa de rastreamento dos horizontes sísmicos, correspondentes às discordâncias que delimitam a ocorrência da zona de interesse. Nesta etapa foi utilizada a ferramenta de *guided-tracking* do software Petrel, que permite realizar o rastreamento em todo o volume 3D de forma semiautomática a partir de sementes "*seeds*" marcadas pelo intérprete no volume sísmico. Durante o rastreamento foram identificados os principais padrões de reflexão dos dados e as sismofácies correspondentes para cada depósito de interesse. Durante esta etapa foi feito um controle de qualidade do ajuste entre a informação de poço e da sísmica. Atestou-se no presente trabalho que de fato havia um desajuste e, portanto, a necessidade de calibração para amarração das informações.

Nos estudos de interpretação sísmica normalmente estão disponíveis os dados sísmicos no domínio do tempo e profundidade simultaneamente. No presente trabalho estava disponível apenas o dado sísmico em profundidade. Tal fato alterou o fluxograma tradicional

de amarração sísmica-poço. Normalmente, para tal atividade, são utilizados os *checkshots* que servem para criar relações tempo e profundidade para os poços, de modo que se possa transportar o poço para o domínio do tempo, e através da calibração dessa relação tempo profundidade ajustar o poço à sísmica. Neste trabalho foi realizado o ajuste da sísmica ao poço, visto que a informação de maior confiabilidade no domínio da profundidade é a do poço. Todavia, para se obter análises quantitativas de desajuste do poço com o dado sísmico é necessário calcular o sismograma sintético. Usualmente, para estimar a *wavelet* são realizadas análises espectrais utilizando análise de Fourier, no entanto, novamente, como o presente dado não está no domínio do tempo, também foi necessário, neste ponto, mudar a abordagem.

Para contornar o problema citado acima, foi criado o atributo de frequência dominante, sendo que para o dado em profundidade este atributo é definido como número de onda dominante. Segundo Veenhof (2016), como o número de onda é o análogo da frequência para o domínio do espaço, é possível correlacionar os dois ponderando o número de onda por mil. Sendo assim, o método de análise usado foi observar o padrão de resposta do volume de frequência dominante para criar as *wavelets* com espectro de potência similar ao do dado. Para a amarração foram utilizadas diferentes *wavelets* variando no tempo visto que o conteúdo de frequência do dado muda ao longo do tempo, com as altas frequências sendo atenuadas devido os efeitos de absorção. Portanto, não sendo plausível utilizar apenas uma *wavelet* para descrever o conteúdo de frequência do dado ao longo de toda sua extensão. Com as *wavelets* criadas e o sintético gerado foi possível estimar o desajuste entre o poço e a sísmica e criar um volume sísmico ajustado aos poços para o intervalo de interesse.

Com este novo volume ajustado foi dado início à próxima etapa que é a de interpretação dos horizontes sísmicos referentes aos topos e bases dos reservatórios definidos na análise dos poços. Posteriormente, foram calculados diversos atributos volumétricos com o intuito de que destaquem algumas feições geológicas associadas com os reservatórios ou com corpos ígneos, em especial as feições que estiverem relacionadas com a distribuição espacial de propriedades de reservatório. Os atributos gerados foram computados a partir de subvolumes que compreendem a zona de interesse, de modo a facilitar o seu processo de computação. Após serem gerados, todos os atributos foram analisados de forma qualitativa, definindo quais apresentam bons resultados e de fato destacam informações geológicas e quais possuem alto grau de ambiguidade ou ruído. Dentre os atributos calculados para análises estão os atributos de amplitude RMS, envelope, frequência instantânea, *sweetness*, *dip* de alta resolução, e as curvaturas mais positiva e mais negativa de alta resolução.

Os atributos de curvatura e *dip* são aqui denominados de alta resolução, pois eles foram calculados não pelo método tradicional que faz uma simples estimativa de *dip*, e sim por outro método mais aprimorado. Neste método são calculados os volumes de *dip* na direção *inline* e na direção *crossline* e são posteriormente combinados para gerarem os atributos geométricos de alta resolução. No caso do *dip* de alta resolução, este é chamado no Petrel de *directional blended dip illumination*, pois além de combinar as duas direções de *dip*, o atributo ainda utiliza um filtro de iluminação direcional para destacar feições em uma direção preferencial dada pelo usuário.

Após a definição do conjunto de atributos que contemplam o estudo, alguns destes foram selecionados para refinar o mapeamento do horizonte reservatório. Esta etapa se mostrou necessária, pois foi observado que os refletores relativos ao topo e base dos reservatórios podem ser confundidos com os refletores ígneos, tanto pela sua geometria, quanto pela sua intensidade de reflexão. Além disso, em diversos momentos ocorrem *pinch-outs* ou diminuição lateral da amplitude destes refletores fazendo com que o volume sísmico de amplitude não resolva satisfatoriamente esses eventos e agregue ambiguidade na interpretação e rastreamento destes.

Com os horizontes refinados foram calculadas as suas superfícies e extraídas os atributos de superfície que foram considerados úteis em destacar as feições geológicas de interesse dos reservatórios e também dos corpos ígneos. Após análise dos atributos de superfície, na última etapa, de concepção do modelo geológico, hipóteses quanto ao mecanismo de deposição das areias foram levantadas e confrontadas através da análise de multiatributos de superfície.

7. Resultados e discussões

Neste capítulo serão apresentados os resultados das etapas descritas no fluxo de trabalho proposto apresentado no capítulo anterior. Para fins de objetividade algumas etapas não terão nenhum resultado exposto, por exemplo, algumas etapas de carregamento dos dados.

7.1. Análise dos perfis de poços

A primeira etapa a ter seus resultados apresentados será a de identificação de possíveis zonas de reservatório e ocorrência de ígneas através da avaliação dos perfis de poço e do perfil litológico presentes nos perfis compostos de alguns dos poços da área de estudo.

Apesar de o trabalho ter contado com onze poços, apenas foram analisados os poços que atravessaram o intervalo do Santoniano. São estes os poços: 1-BRSA-211, 1-BRSA-311, 6-BRSA-566, 6-BRSA-570, 7-URG-14HP, 7-URG-17D, 7-URG-17DA e 7-URG-4. Dentre estes, serão apresentados apenas o poço pioneiro 1-BRSA-211, o poço de extensão 3-BRSA-311 e os produtores 7-URG-17DA e 7-URG-14HP, visto que esses poços são suficientes para apresentação dos padrões de resposta nos perfis referentes as litologias de interesse.

7.1.1. Poço 1-BRSA-211

No poço pioneiro 1-BRSA-211 (Figura 65) foram definidos dois intervalos de ocorrência do Membro Ilhabela. Tal observação pode ser definida através da interpretação do *crossover* dos perfis de densidade (RHOB) e do neutrão (NPOR), e pela análise dos perfis raios gama e litológico, bem como pelos marcadores estratigráficos.

Para os intervalos ígneos de forma geral foi observado que estes são caracterizados por uma queda do tempo de trânsito (aumento da velocidade compressional), aumento do fator foto elétrico, e das resistividades, principalmente da média e da profunda, o que faz aumentar a separação das curvas de resistividade. Porém, os perfis que melhor marcam a ocorrência das ígneas são os de raios gama e a combinação densidade e neutrão. Para os diabásios, o perfil de raios gama decai rapidamente para valores em torno de 30, tomando a forma de "caixotes". Já no perfil combinado RHOB-NPOR ocorre um afastamento dos perfis na direção oposta da que ocorre para intervalos de areia.

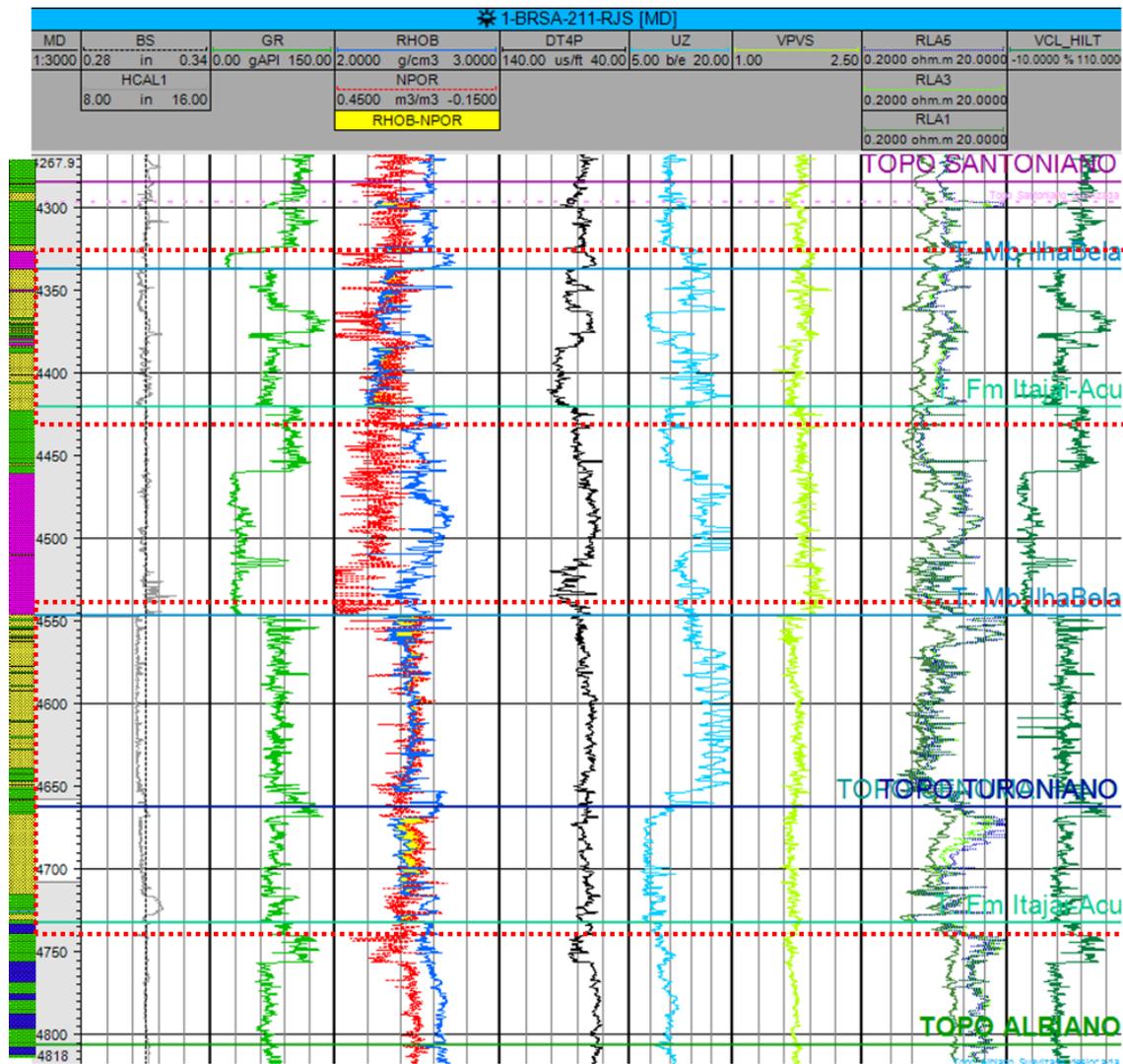


Figura 65: Poço 1-BRSA-211 com os perfis de *bit size* (BS), *caliper* (HCAL1), raio gama, densidade (RHOB), porosidade neutrão (NPOR), sônico (DT4P), UZ (fator fotoelétrico), razão VP-VS, resistividades profunda, média e rasa (RLA 5, RLA3, RLA 1) e Volume de argila (VCL_HILT). Retângulos tracejados vermelhos indicando macro intervalos de ocorrência do Membro Ilhabela.

O primeiro intervalo compreende as profundidades entre 4546 m e 4732 m. Este intervalo está compreendido entre a Formação Itajaí-Açu e um intervalo ígneo que é descrito pelas amostras de calha como sendo composto de diabásio. O intervalo ígneo possui aproximadamente 85 metros de espessura, porém com uma pequena ocorrência de arenito em seu interior, o que pode se associar com a ocorrência de dois eventos intrusivos distintos. Outras características que reforçam a afirmação anterior são dadas pelo padrão de resposta dos perfis de poço. Tanto a velocidade compressional, quanto o fator foto elétrico possuem valores mais baixos na seção ígnea antes da lente de arenito em comparação com a seção acima, enquanto a razão VP/VS aumenta. Com relação à resposta dos perfis para os corpos areníticos deste intervalo, um padrão característico é ocorrência de um patamar de

resistividade (principalmente na resistividade profunda) de 2.5 ohm.m indo da base em direção ao topo, porém com uma rápida ascensão para valores em torno de 20 ohm.m próximos ao topo. Esse comportamento pode estar associado a reservatórios com capas de gás. Ainda sobre os corpos areníticos deste intervalo, esses possuem espessura média de 30 m, porém pode alcançar até 48 m, como no intervalo logo abaixo do horizonte estratigráfico do Turoniano. Segundo as diversas amostras laterais realizadas, os arenitos são caracterizados por possuírem granulometria predominantemente média, porém com um nível de granulometria grossa próximo a sua base.

O segundo intervalo compreende as profundidades entre 4337 m e 4420 m, delimitado em sua base pelo topo da Formação Itajaí-Açu e ao topo pelo topo do Membro Ilhabela, que é sucedida de um corpo ígneo. Além de ter uma espessura menor, esse intervalo é caracterizado por corpos de arenitos menos espessos, de granulometria fina e com maiores intercalações de folhelho, bem como, com menores valores máximos de resistividade, porém ainda relativamente altos, em média, 3.0 ohm.m.

Foram realizados diversos testes de formação para este poço, tanto por tubulação quanto a cabo. Segundo os relatórios, através dos testes conclui-se para intervalos portadores de gás e condensado não depletivos para os seguintes níveis, 4670 / 4700 m; 4547 / 4562 m; 4499 m; 4385 / 4419 m; 4330.9 m; O grau API variou entre 43.78 e 45.62 a 14.7 psi e 60 F.

7.1.2. Poço 3-BRSA-311

Seguindo os mesmos critérios para avaliação dos perfis usados no poço anterior também foi possível identificar no poço 3-BRSA-311 (Figura 66) dois intervalos do Membro Ilhabela. Contudo, desta vez também estiveram disponíveis para análise os perfis de ressonância: fluido livre (MFFI), porosidade efetiva (MPHI) e porosidade total (MSIG) e a permeabilidade (MPERMT).

Os dois intervalos estão separados por um espesso (117 metros) intervalo ígneo composto de diabásio. Apesar de não ocorrerem intercalações de depósitos clásticos segundo o perfil litológico, essa intrusão também apresenta variações nas suas respostas de perfis, marcado principalmente pelo perfil sônico. Contudo, ao contrário do poço pioneiro, no qual a ígnea é dividida por duas zonas com características petrofísicas distintas, em especial a velocidade, para este poço existem três zonas, estando a de baixa velocidade situada ao meio do depósito e intercalada com duas zonas de alta velocidade. Novamente, esta configuração pode ser interpretada como a resposta de eventos intrusivos distintos.

Com relação aos intervalos do Ilhabela, o primeiro está situado entre as profundidades de 4560 m e 4749. Na base está delimitado por uma pequena (12 metros de espessura) camada de folhelho que marca o topo do Membro Ilhabela e que precede o intervalo ígneo. Ao topo está delimitado pelo topo da Formação Itajaí-Açu. O segundo intervalo compreende as profundidades entre 4371 m e 4467 m, sendo delimitado em sua base pelo topo da Formação Itajaí-Açu e no topo pelo Membro Ilhabela que está a apenas 7 m do marco cronoestratigráfico do Santoniano.

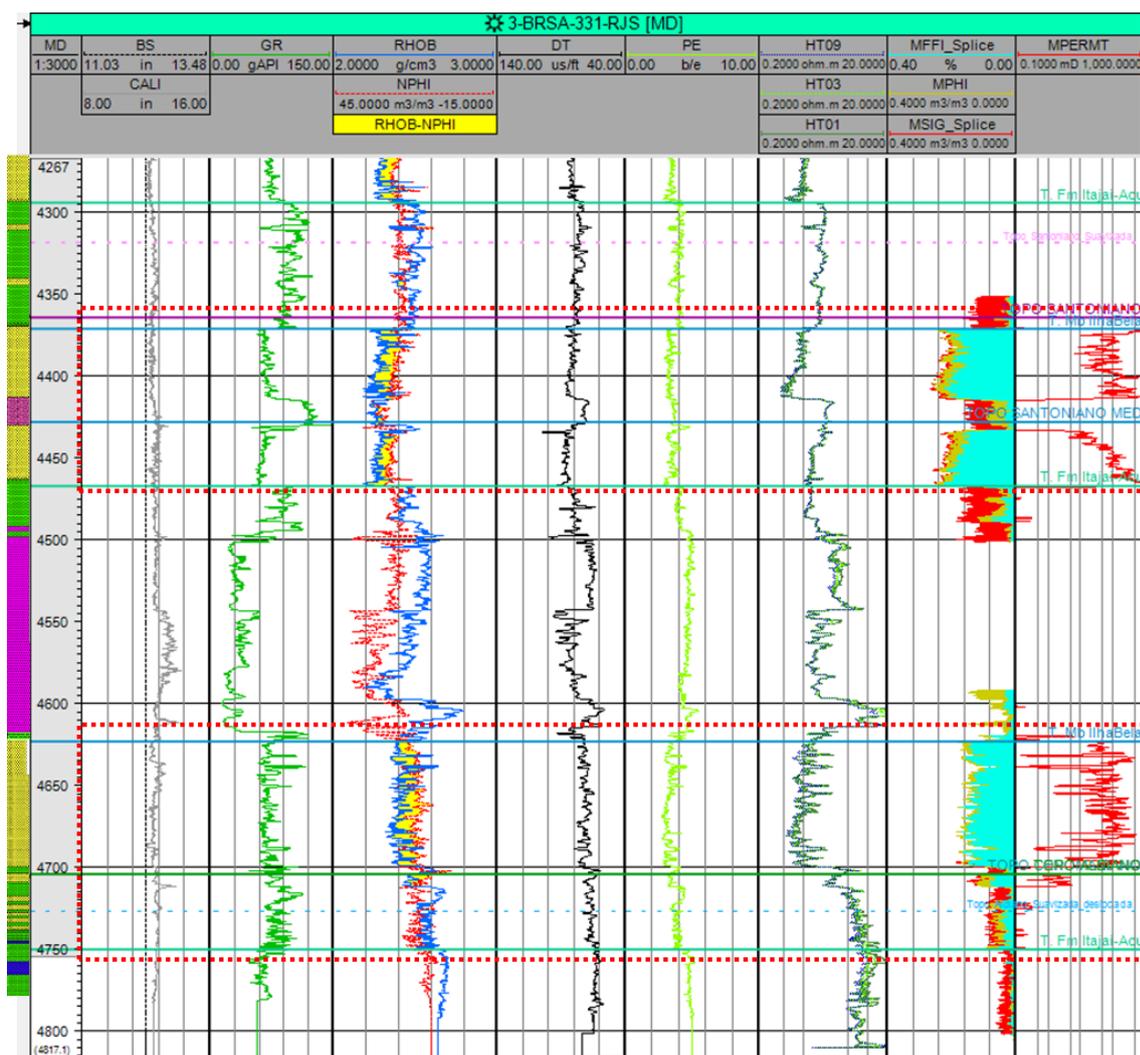


Figura 66: Poço 1-BRSA-331 com os perfis de *bit size* (BS), *caliper* (CALI), raios gama, densidade (RHOB), porosidade neutrão (NPOR), sônico (DT), PE (fato fotoelétrico), resistividades profunda, média e rasa (HT09, HT03, HT01), fluido livre (MFFI_Splice), porosidade efetiva (MPHI), porosidade total (MSIG_Splice) e permeabilidade (MPERMET). Retângulos tracejados vermelhos indicando intervalos de ocorrência do Membro Ilhabela.

O intervalo inferior possui maior espessura e o seu início é marcado por intercalações frequentes de arenitos médio – novamente existe um pequeno intervalo de arenito grosso em

sua base – e folhelhos, passando a ter, segundo os perfis de fluído livre, porosidade efetiva e permeabilidade, boas características permo-porosas, apenas logo acima marco cronoestratigráfico do Albiano/Cenomaniano à 4699 m. Além disso, de forma geral, as suas respostas de resistividade são baixas, em torno de 0.8 ohm.m, podendo indicar uma alta saturação de água com exceção da parte superior desse intervalo, que já possui, por exemplo, valores de resistividade em torno de 1.5 ohm.m além de indícios de óleo e gás.

O intervalo superior foi dividido em dois intervalos menores (níveis), separados por um corpo ígneo identificado como tufo vulcânico. Este corpo é caracterizado por, de forma similar ao diabásio, possuir altos valores de resistividade e baixos valores de tempo de trânsito (alta velocidade compressional). Porém, ao contrário do diabásio, não ocorre aumento do perfil fotoelétrico, nem afastamento nos perfis de densidade e neutrão. Além disso, também de forma contrária ao diabásio, o perfil de raios-gama possui um formato “caixote”, porém, com valores altos. Ambos os níveis são compostos por arenitos finos e são caracterizados por altos valores relativos de fluido livre, 17% em média, podendo chegar a ter picos de 21%. Apenas o nível abaixo do tufo vulcânico possui altos valores de resistividade, inclusive estando próximo do patamar de resposta do tufo (2.5 ohm.m). Em termos de espessura, o nível acima do tufo é maior, possui 43 m, 13 m a mais que o nível abaixo do tufo.

Para este poço também foram realizados teste de formação a cabo e por tubulação. Porém, o teste de formação por tubulação foi avaliou apenas intervalos do Campaniano. O teste de formação a recuperou gás nos arenitos do Santoniano apenas no nível de 4434.0 metros, ou seja, no intervalo superior.

7.1.3. Poço 6-BRSA-566

Também foi possível identificar dois intervalos de ocorrência dos arenitos do Membro Ilhabela no poço 6-BRSA-566 (Figura 67). Contudo, em ambos os intervalos os corpos areníticos se intercalam frequentemente com folhelhos, o que faz com que o maior nível de arenito sem intercalação, segundo o perfil litológico, tenha apenas 20 m. Assim como nos outros poços, os dois intervalos são separados pela Formação Itajaí-Açu e pela ocorrência de um intervalo ígneo de diabásio. Neste poço, o diabásio possui 68 m de espessura e, apesar de não apresentar uma destacada variação nas respostas dos perfis como nos poços descritos anteriormente, é possível identificar um aumento dos valores de raios gama, bem como da densidade e da resistividade, acompanhado ainda de um pequeno aumento da velocidade compressional. Além disso, segundo o perfil litológico é encontrado um contato é definido

um contato litológico e que marca a interface de variações das propriedades citadas anteriormente. Novamente, é corroborada a hipótese de dois eventos intrusivos distintos.

O primeiro intervalo do Membro Ilhabela compreende as profundidades entre 4610 m e 4670 m, delimitado em sua base pelo topo da Fm. Itajaí-Açu e em seu topo pelo Mb. Ilhabela, que está em contato com a Fm. Itajaí-Açu. Além de ser pouco espesso quando comparado com outros poços, as camadas de arenitos médios e finos (por vezes grossos) são frequentemente intercaladas com folhelhos, às vezes pequenas lentes como na porção inferior deste intervalo, porém as vezes por depósitos mais espessos, como os níveis de arenitos da porção superior do intervalo. As resistividades são bastante baixas quando comparados com os outros poços, com apenas um intervalo isolado, situado na porção superior, com 20 m e apresentando picos de resistividade acima de 2 ohm.m.

O segundo intervalo, também está situado entre a Fm. Itajaí-Açu, com seu topo e sua base nas profundidades de 4360 m e 4485 m, respectivamente. As suas camadas são de arenitos finos um pouco mais espessos que do primeiro intervalo, porém com resistividade menores, em torno de 0.8 ohm.m, e apenas a resistividade rasa chegando perto e ultrapassando esporadicamente o patamar de 2 ohm.m.

Também para este poço foram realizados os testes de formação por tubulação e a cabo. Segundo os relatórios, o único intervalo do Santoniano que se conclui como sendo portador de hidrocarboneto, neste caso, óleo (29 °API), foi o de 4509.0 / 4578.0 m. Todavia esse intervalo possui baixíssima permeabilidade efetiva (0,007 mD). Esta zona corresponde exatamente ao intervalo ígneo descrito como diabásio.

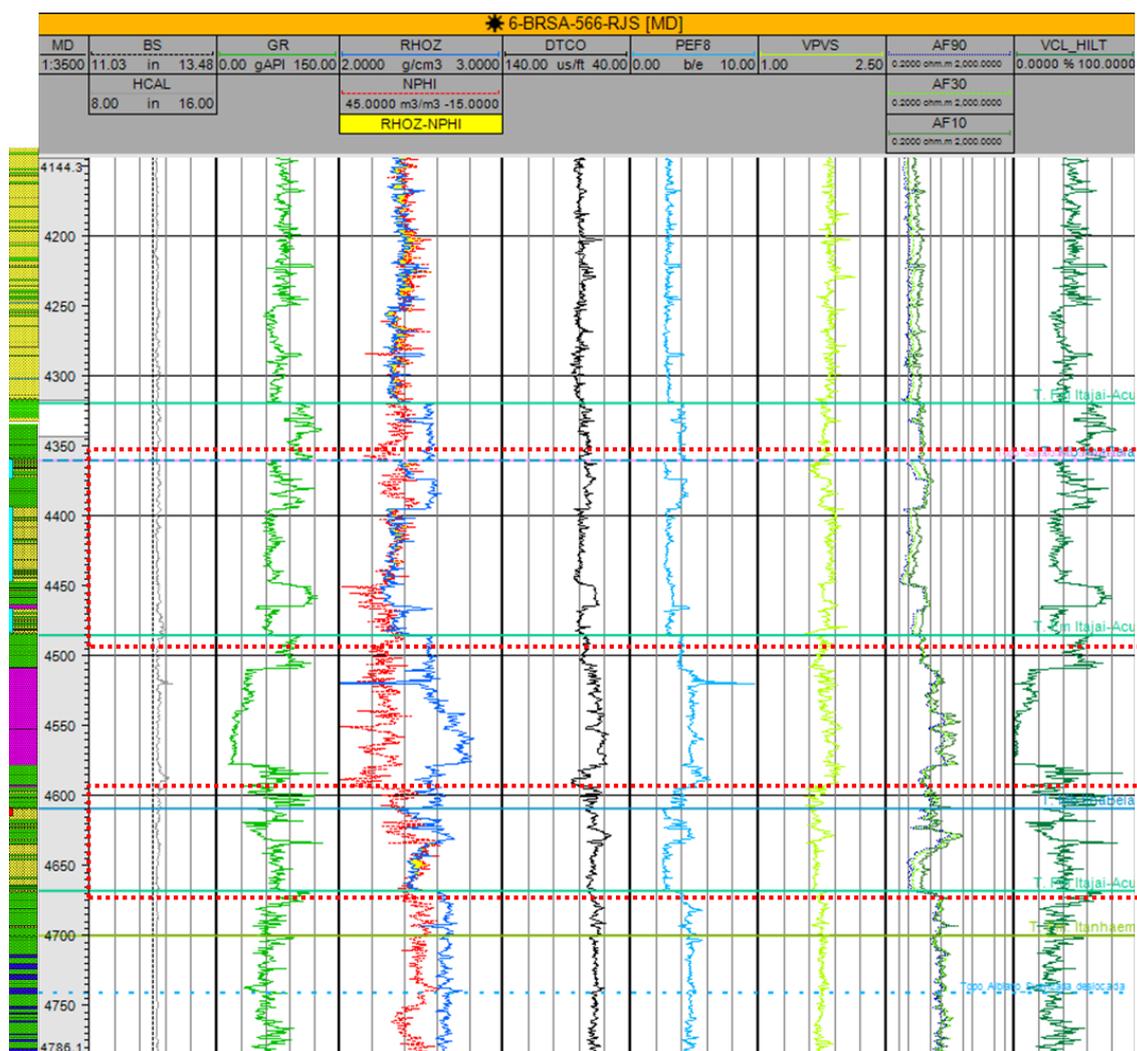


Figura 67: Poço 6-BRSA-566 com os perfis de *bit size* (BS), caliper (HCAL), raio gama, densidade (RHOZ), porosidade neutrão (NPOR) (porosidade neutrão), sônico (DTCO), PEF8 (fator fotoelétrico), razão VP-VS, resistividades profunda, média e rasa (HT09, HT03, HT01). Retângulos tracejados vermelhos indicando intervalos de ocorrência do Membro Ilhabela.

7.1.4. Poço 7-URG-14HP

O poço 7-URG-14HP (Figura 68) é um poço produtor horizontal e, portanto, seus valores de profundidade em MD (*measured depth*) não podem ser relacionados às demais profundidades citadas anteriormente nos outros poços. Além disso, ele buscou produzir um nível específico. Será analisado posteriormente junto com a sísmica que nível é este. Analisando os perfis deste poço é possível afirmar que este nível é próximo ao marco cronoestratigráfico do Santoniano, portanto é um nível de arenito referente aos intervalos superiores descritos nos poços anteriores.

Fazendo uma análise sucinta dos perfis deste poço é possível afirmar que as melhores condições de reservatório estão após uma barreira estratigráfica de permeabilidade situada

aproximadamente na profundidade (MD) de 5685 m, pois é quando ocorrem os maiores valores de fluido livre, entre 12 e 16% e também de permeabilidade e de resistividade que chegam a ter picos 998 mD. e 10 ohm.m. respectivamente. Ao contrário dos poços exploratórios discutidos anteriormente, este poço produtor não possui perfil litológico.

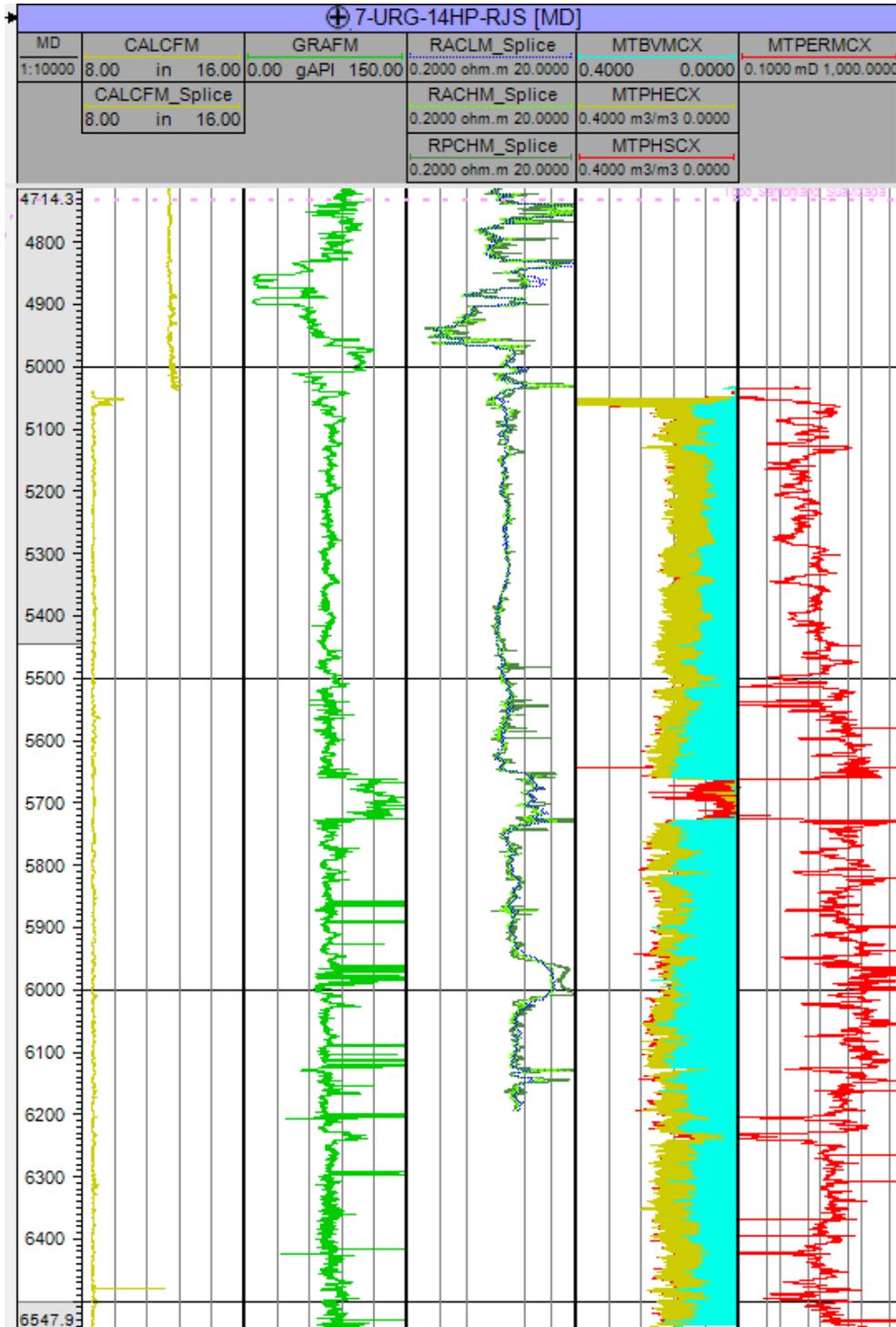


Figura 68: Poço 7-URG-14HP com os perfis de *caliper* (CALCFM, CALCFM_Splice), raio gama, resistividades profunda, média e rasa (RACL_{M_Splice}, RACHM_{Splice}, RPCHM_{Splice}), fluido livre (MTBV_{MCX}), porosidade efetiva (MTPHECX), porosidade total (MTPHSCX) e permeabilidade (MTPERM_{CX}).

7.1.5. Poço 7-URG-17DA

O poço 7-URG-17DA (Figura 69) é um poço direcional e é um poço repetido, sendo o seu original, o 7-URG-17D. Este poço perfurou diversos níveis de arenitos com acumulação de hidrocarboneto, isso pode ser dito pois ele mostra regiões com altos valores de resistividade e que estão associados com possíveis intervalos de arenito, visto que esses mesmos intervalos apresentam ainda valores médios de raios gama, e altos valores de permeabilidade, porosidade efetiva, porosidade total e de fluido livre. Assim como nos outros poços, foi possível identificar dois intervalos que, provavelmente, estão associados ao Membro Ilhabela e separados por uma intrusão ígnea de diabásio, identificada pelo formato caixote de baixos valores no perfil de raios gama e altos valores de resistividade, bem como, baixos valores nos perfis de ressonância. A intrusão possui uma espessura de 52 m, em consonância com os valores de espessura apresentados anteriormente. Este intervalo ígneo volta a apresentar o padrão de duas respostas diferentes de perfis, tanto no perfil de raios gama, quanto nos de resistividade e de ressonância. Além disso, ocorrem ainda dois picos nos perfis de raios gama que podem estar relacionados com intercalações de folhelho ou de tufo vulcânico. Todavia é preciso ser cauteloso quanto a esta análise, já que não está disponível para esse poço o perfil caliper.

O intervalo inferior compreende as profundidades de 4998 m (4730 m em TVD) e 4790 m (4537 m em TVD) em MD, perfazendo um total de 208 metros de espessura no poço e 193 metros em espessura real (TVD). Esse intervalo é limitado ao topo por uma intrusão ígnea e abaixo por um aumento da curva de raios gama, provavelmente associado com níveis de folhelho. Além disso, ele é dividido, em termos de reservatório, em dois intervalos menores (níveis), esta divisão se dá por uma barreira de permeabilidade situada em 4920 m e correlata com um aumento da curva de raios gama. Os dois níveis de reservatório possuem altos valores de resistividade no topo em torno 30 ohm.m, com picos de até 57 ohm.m, mas, que decrescem abruptamente para o patamar de 3 ohm.m, que por sua vez decresce gradualmente para os patamares de 1 ohm.m. Este comportamento pode estar relacionado com capas de gás. As curvas dos perfis de ressonância apresentam comportamentos iguais para os dois intervalos, porosidades com médias de 15% e fluido livre de 13% próximo à base, diminuindo em direção ao topo para 12% e 9%, respectivamente.

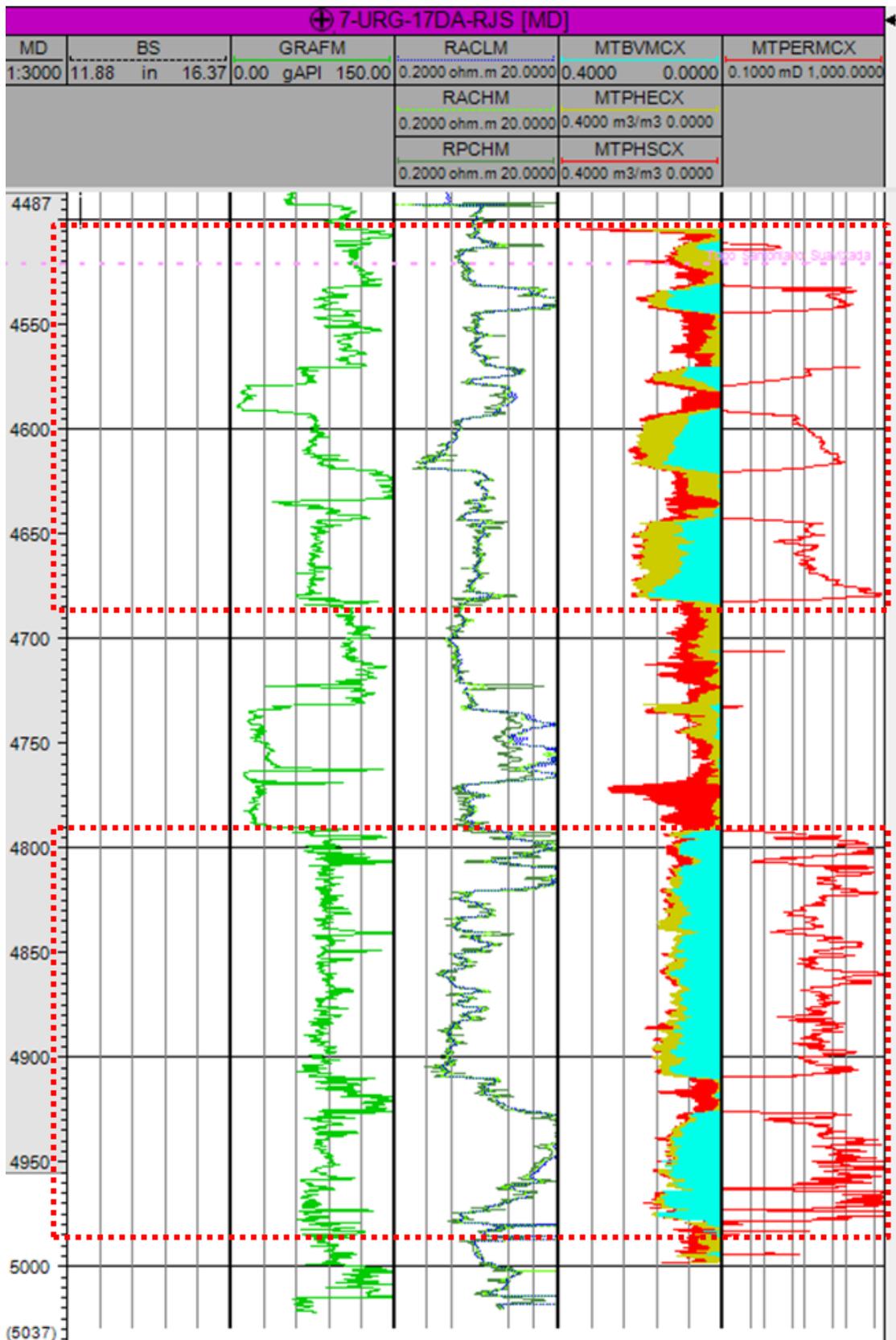


Figura 69: Poço 7-URG-17DA com os perfis de *bit size* (BS), raio gama, resistividades profunda, média e rasa (RACLM, RACHM, RPCHM), fluido livre (MTBVMCX), porosidade efetiva (MTPHECX), porosidade total (MTPHSCX) e permeabilidade (MTPERM CX). Retângulos tracejados vermelhos indicando intervalos de ocorrência do Membro Ilhabela.

O intervalo superior compreende as profundidades entre 4531 m (4302 m em TVD) e 4683 m (4438 m em TVD) em MD, perfazendo um total de 107 metros de espessura medida no poço e 93 metros de espessura real. Este intervalo, quando comparado com o primeiro, possui menor *net-to-gross*, visto que seus níveis com características permo-porosas de reservatório são constantemente intercalados por níveis de baixa permeabilidade e de baixa porosidade efetiva, que se correlacionam com um aumento na curva de raios gama, indicando aumento de argilosidade, com exceção da profundidade (MD) em torno de 4580 m, que apresenta um formato “caixote” de baixo valor de raios gama e alto valor de resistividade (aproximadamente 5 ohm.m), correlato portanto com as intrusões ígneas. Esse intervalo apresenta 4 intervalos menores (níveis) com altos valores dos perfis de ressonância. Esses níveis apresentam diferentes espessuras e repostas de resistividade. O primeiro nível, mais abaixo, possui espessura de 37 m em TVD e resistividade média de 2 ohm.m. O segundo nível, logo acima do primeiro, possui espessura de 27 m (TVD) e resistividade média variando de 0.5 ohm.m, crescendo em direção ao topo para 2 ohm.m. Os dois últimos níveis possuem espessuras permo-porosas ainda menores, sendo um com 6 m com apenas os 4 m superiores correlatos com valores de resistividade maiores que 2 ohm.m e o último nível com 12 m de espessura com o todo o nível correlato com altos valores de resistividade, entre 5 ohm.m e 28 ohm.m. Este último nível está situado a 10 m do horizonte sísmico do Santoniano rastreado no dado.

7.1.6. Poço 7-URG-4

Para fins de objetividade as análises de perfis do poço 7-URG-4 (Figura 70) serão feitas de forma sucinta, isso se deve ao fato de que este poço apresenta os mesmos padrões do poço 7-URG-17DA mostrado anteriormente. O poço 7-URG-4 também possui dois intervalos separados por uma intrusão ígnea e marcado pelos padrões já citados nos perfis de raios gama, sônico, fator fotoelétrico e resistividade. A análise, portanto, irá focar apenas nas suas particularidades.

O intervalo inferior possui uma espessura de 157 m (TVD) e é dividido em dois níveis de reservatórios, por um nível de menor permeabilidade e maior argilosidade próximo a 4656 m (MD). Assim como no poço 7-URG-17DA, existe um aumento da curva de resistividade para picos de até 30 ohm.m, que inclusive é correlato com um aumento da separação das curvas de densidade e neutrão, porém possui menor espessura, apenas 6 m.

O intervalo superior possui uma espessura de 135 m, porém com a mesma característica de baixo *net-to-gross* visto no poço 7-URG-17DA, inclusive tendo maiores

intercalações de níveis não permeáveis, fazendo com que ocorram cinco níveis permo-porosos que se correlacionam com o *crossover* dos perfis de densidade e neutrão. Duas intercalações são dadas pelos padrões de curvas típicas de corpos ígneos.

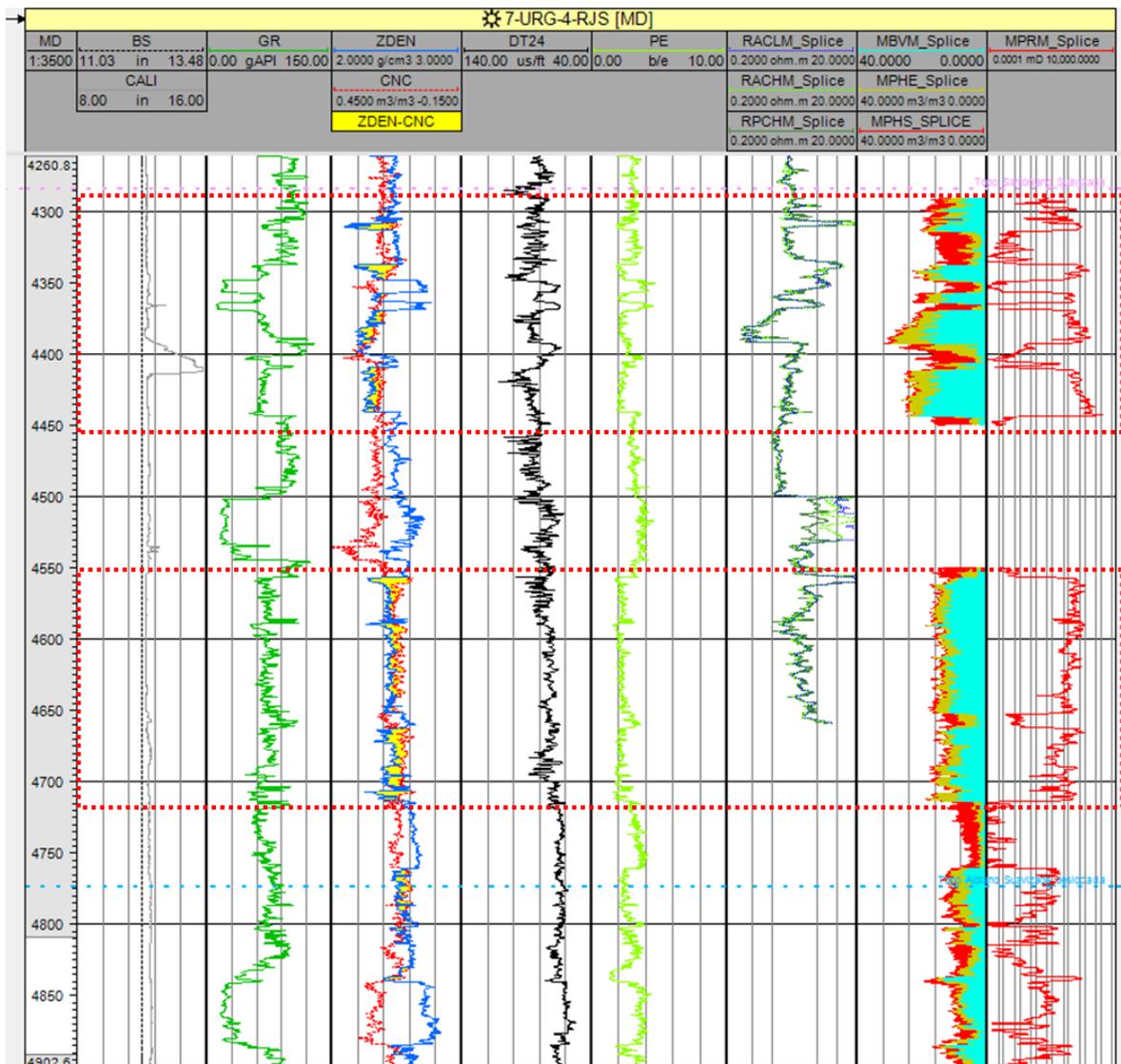


Figura 70: Poço 7-URG-14HP com os perfis de *bit size* (BS), caliper (CALI), raio gama (GR), densidade (ZDEN), porosidade neutrão (CNC), sônico (DT24), fator foto elétrico (PE), resistividades profunda, média e rasa (RACLM_Splice, RACHM_Splice, RPCHM_Splice), fluido livre (MBVM), porosidade efetiva (MPHE), porosidade total (MPHS) e permeabilidade (MPRM).

7.1.7. Resumo das Avaliações dos Poços

De forma geral, analisando os perfis dos poços é possível afirmar que existe uma grande intrusão ígnea que separa os intervalos de ocorrência dos arenitos do Membro Ilhabela. Seguindo o conceito hierárquico de Mutti & Normark (1987), estes intervalos podem ser interpretados como correspondentes aos sistemas turbidíticos, e seus intervalos internos são os estágios turbidíticos. Isto se deve ao fato de o intervalo estar sempre encaixado entre

duas espessas sequências pelíticas da Formação Itajaí-Açu, uma das características típicas, segundo os autores, para se delimitar a ocorrência de um sistema. Em alguns poços o sistema do Membro Ilhabela acima da intrusão ígnea apresentou melhores características de reservatório, mas em geral o sistema abaixo da intrusão é o que possui melhor espessura e *net-to-gross*, devido principalmente à intercalação de folhelhos, todavia possui maior presença de granulometria grossa e menor grau de seleção, além disso, este sistema possui valores de resistividade mais baixos. A correlação sísmica-poço irá ajudar a compreender a disposição espacial destes sistemas, bem como identificar os intervalos ígneos que separam. Pelo forte contraste de impedância acústica, as ígneas irão servir também como um bom indicador de ajuste entre a sísmica e os poços. Além disso, foi possível observar que as discordâncias cronoestratigráficas do topo do Albiano e do Santoniano envelopam as ocorrências dos depósitos do Membro Ilhabela para o intervalo de interesse.

7.2. Rastreamento inicial de discordâncias, de ígneas e de sismofácies

Nesta primeira etapa foram mapeados os horizontes sísmicos correspondentes aos marcadores cronoestratigráfico do Albiano, Santoniano, Campaniano Médio, Campaniano e do Maastrichtiano. Para fins de objetividade só serão apresentadas as superfícies geradas a partir dos horizontes rastreados do Albiano (Figura 71) e do Santoniano (Figura 72).

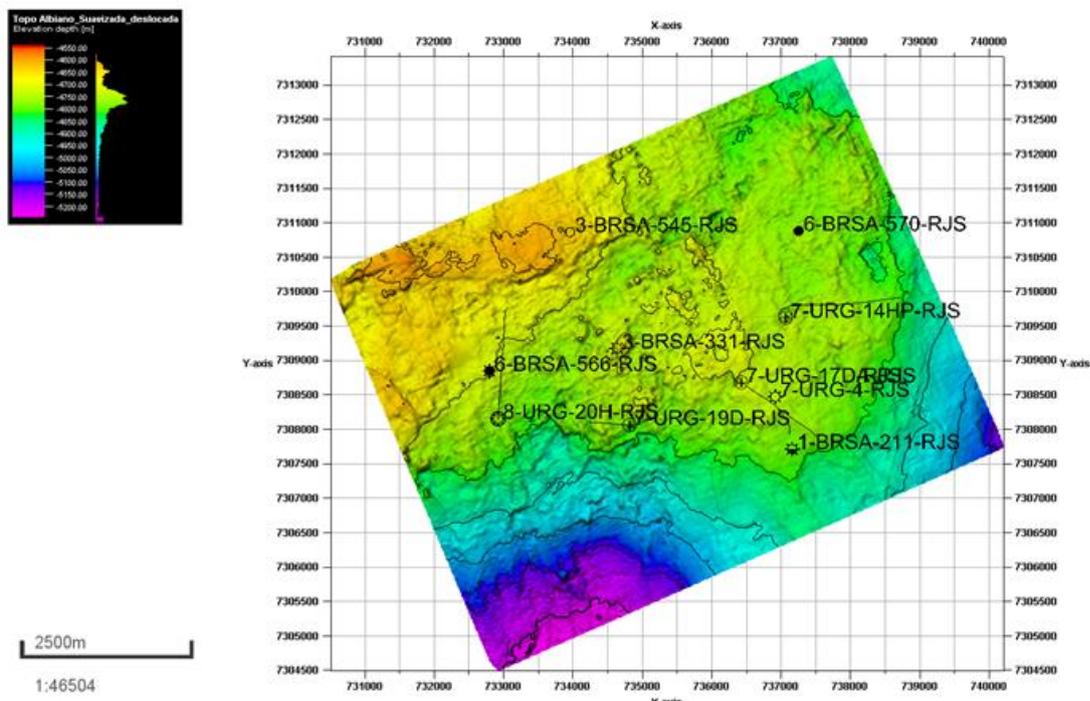


Figura 71: Superfície representando o mapa estrutural do horizonte do Albiano.

Nesta análise inicial dos padrões de reflexões e das principais estruturas presentes na área de estudo no intervalo Santoniano foi possível identificar três estruturas correspondentes a estratovulcões, todos presentes no intervalo delimitado pelos horizontes sísmicos do Albiano e do Santoniano. Dois destes estratovulcões estão próximos, situados na porção N-NE do campo. Como pode ser visto na Figura 73, ambos possuem formato cônico e estão assentados sobre reflexões relativamente fortes, aproximadamente plano-paralelas e concordantes com os refletores adjacentes. Lateralmente também ocorre este mesmo padrão de reflexão, quase sempre caracterizado por um par de reflexões de longo período (baixa frequência), sendo o par, um pico preto (positivo) ao topo e um pico branco (negativo) na base. Estas reflexões são interpretadas como associadas a soleiras de diabásio. O terceiro estratovulcão está situado na porção SO e possui um maior volume. Essa morfoestrutura, ao contrário das outros, é caracterizado pela ausência de uma base bem definida, e possui inclusive o formato *eye-shaped* como descrito por Planke *et al.* (2005) ou *funnel-like* como descrito por Bichoff (2018), o que sugere a presença de uma raiz vulcânica. Foi interpretado que a sua raiz estaria associada com intumescência de diques, que também extravasou material lateralmente formando soleiras ao lado do estrato. Para facilitar a observação da interpretação para este caso, foram expostas as seções sísmicas sem e com na interpretação na Figura 74.

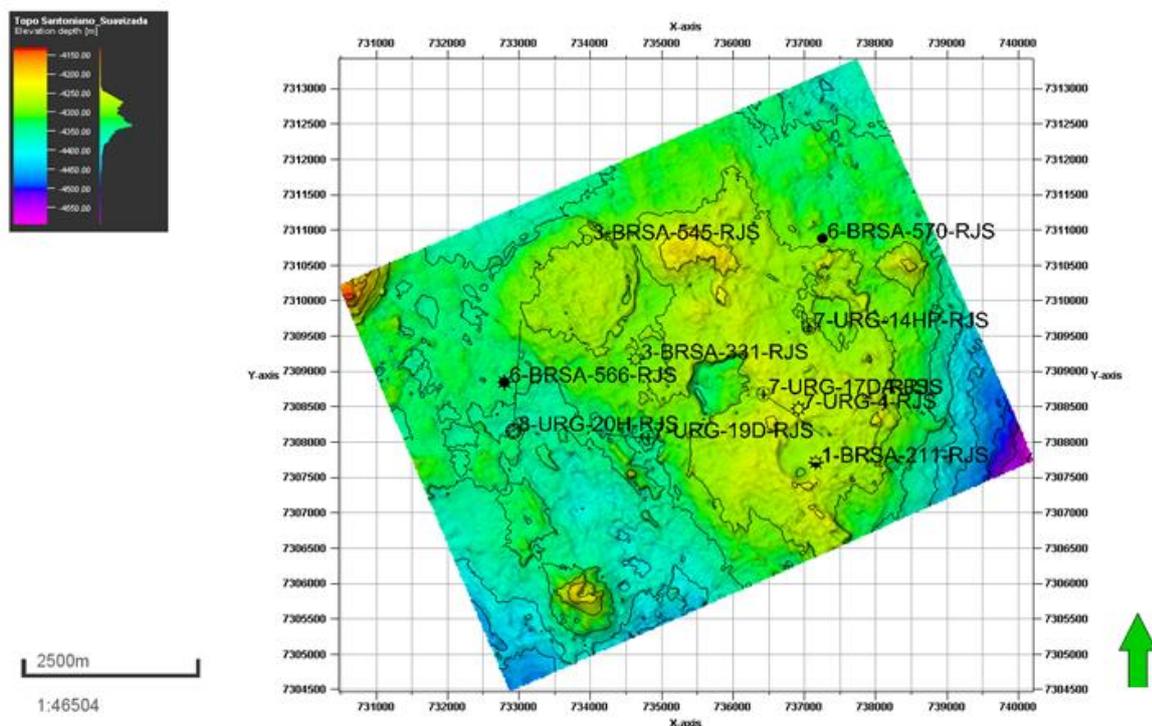


Figura 72: Superfície representando o mapa estrutural do horizonte do santoniano.

Além dos três estratovulcões apresentados no intervalo Albiano-Santoniano, também foi identificado acima, no intervalo do Campaniano, um grande estratovulcão, que foi interpretado como sendo alimentado por diques. Na Figura 75 são expostas uma seção *crossline*, que cruza a estrutura e uma seção *inline* que intersecta a seção *crossline* e atravessa também o estratovulcão do Santoniano da Figura 74. É possível verificar a repetição de padrão de ocorrência de um refletor mais abaixo com a geometria em formato de pires (*saucer-shaped*) (Planke *et al.*, 2005) e com possível conexão com regiões de falhamento, que podem estar associados com diques.

Além das geometrias já citadas são observadas ainda geometrias tabulares (Figura 73 e Figura 74), tabulares inclinadas (Figura 73, Figura 74 e Figura 75), de escadas (formato de pires cavalgante) (Figura 74 e Figura 75), de pires irregular (Figura 75), todas essas geometrias estão definidas em Planke *et al.* (2005).

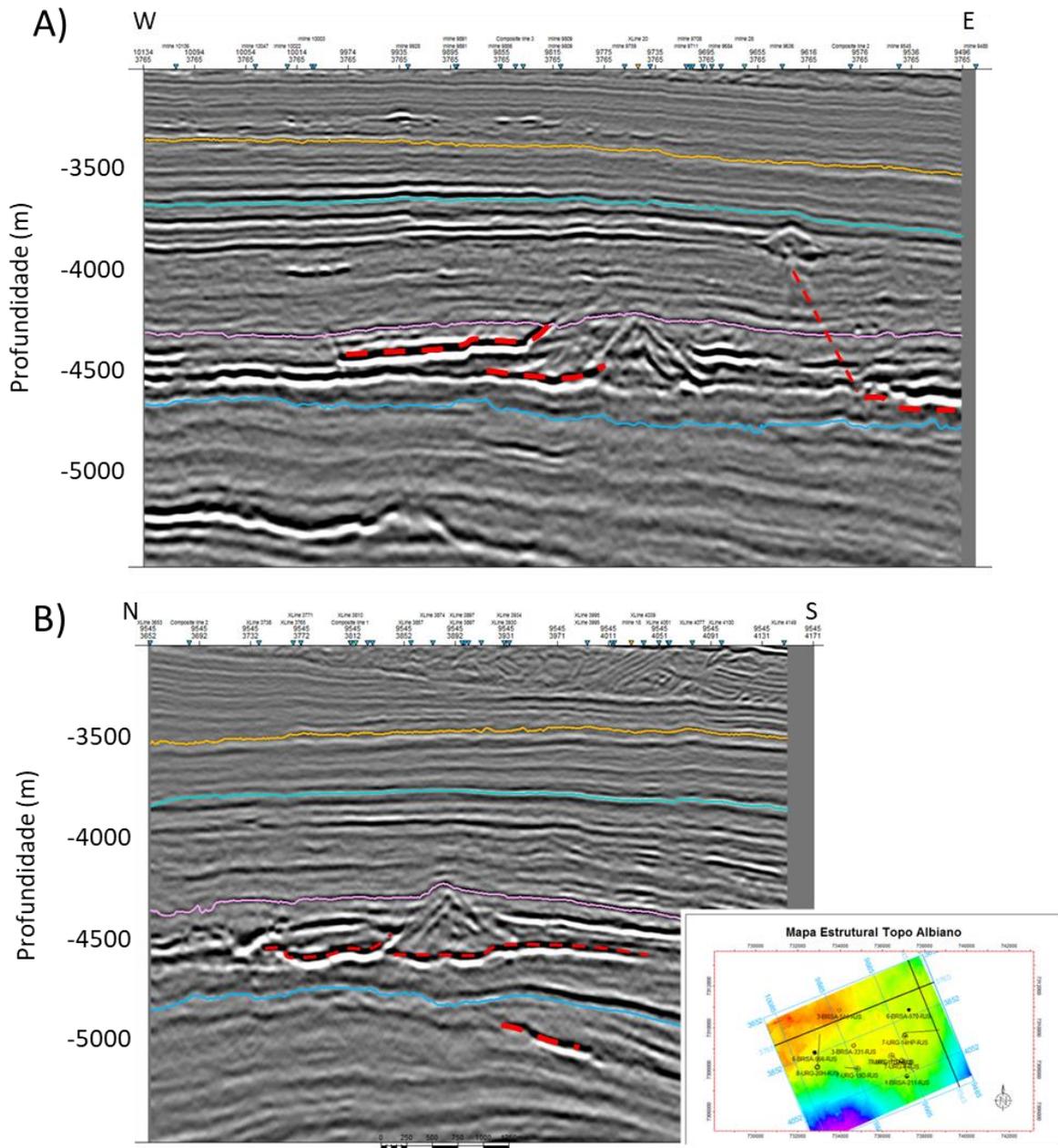


Figura 73:A) Seção *crossline* e sua interpretação dos corpos ígneos de soleira e diques, tracejados em vermelho. B) Seção *inline* e sua interpretação dos corpos ígneos de soleira e diques, tracejados em vermelho. Refletores das soleiras em formatos tabulares, semitabulares, *saucer shaped* e ligeiramente em formato de pires (*slightly saucer shaped*) (Planke *et al.*, 2005). Horizontes interpretados: Albiano (azul), Santoniano (rosa), Campaniano médio (verde), Maastrichtiano (laranja).

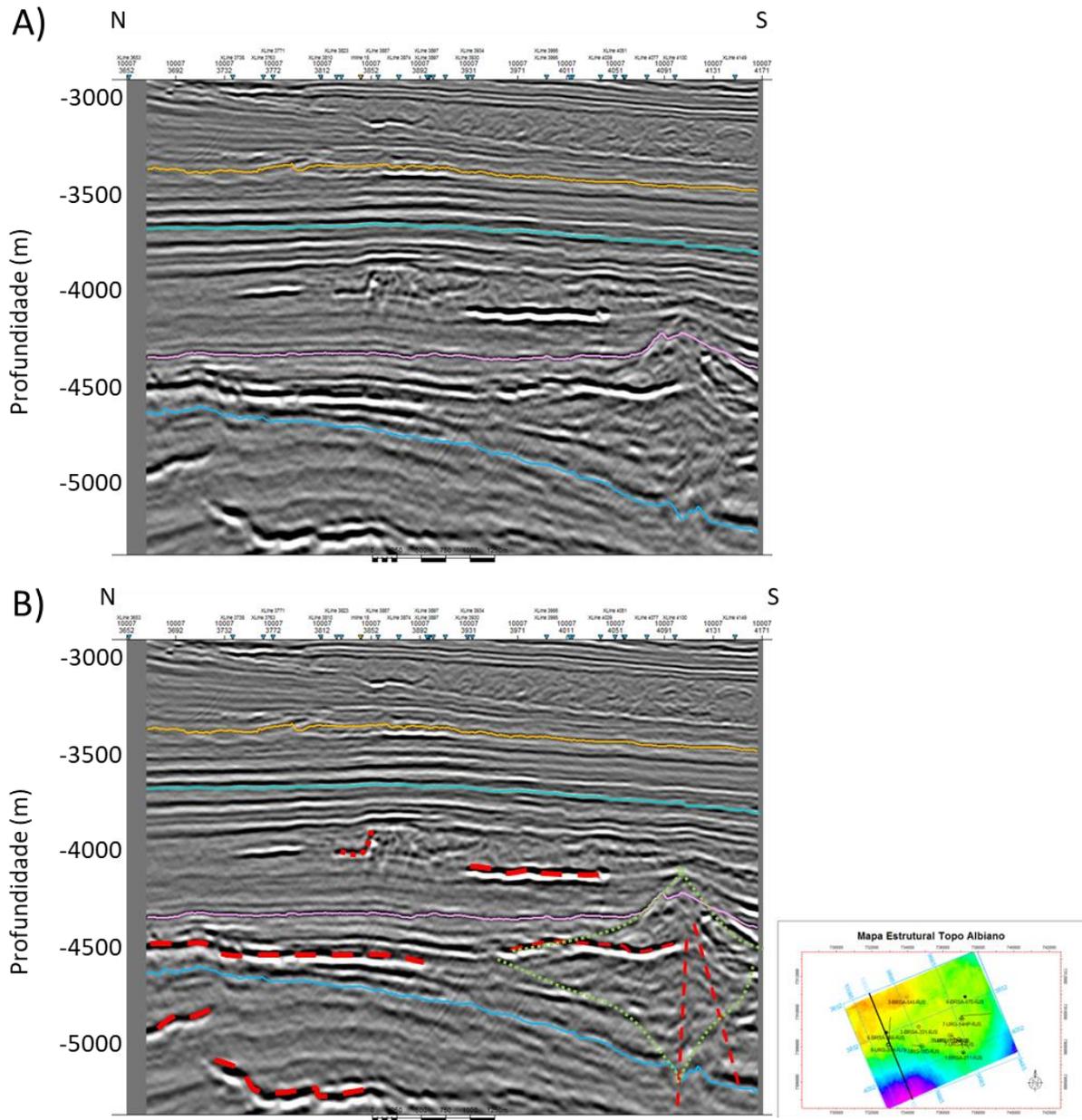


Figura 74: A) Seção *inline* com soleiras, diques e extrato vulcânico. B) Seção em B com interpretação dos refletores referentes aos corpos ígneos de soleira e diques marcado por tracejados vermelhos. Contorno do estrato vulcânico em verde claro tracejado. Geometrias tabulares, semi-tabulares, tabulares inclinados, *saucer shaped* e de escada (Plank *et al.*, 2005). Horizontes interpretados: Albiano (azul), Santoniano (rosa), Campaniano médio (verde), Maastrichtiano (laranja).

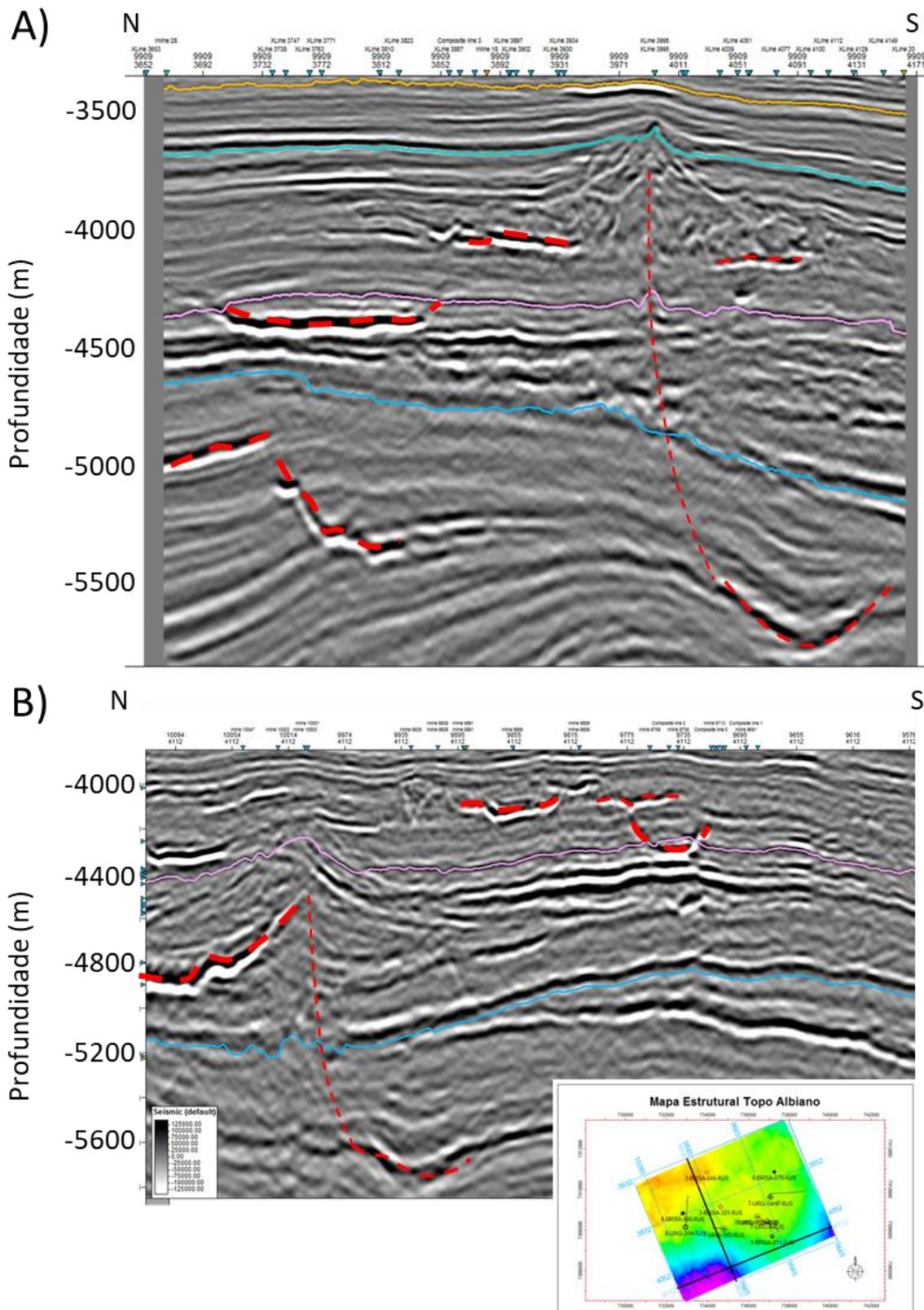


Figura 75: A) Seção *inline* com soleiras, diques e extrato vulcânico. B) Seção em B com interpretação dos refletores referentes aos corpos ígneos de soleira e diques marcado por tracejados vermelhos. Geometrias tabulares, semi-tabulares, tabulares inclinados, *saucer shaped* e de escada (Plank *et al.*, 2005 Horizontes interpretados: Albiano (azul), Santoniano (rosa), Campaniano médio (verde), Maastrichtiano (laranja).

Um dos problemas que se encontrou para mapear as discordâncias foi que existe um desajuste entre a sísmica e o poço. Foi possível identificar este desajuste principalmente pela defasagem de resposta na sísmica para corpos ígneos, quando comparado com as informações dos poços. Esse desajuste se deve ao fato de que o modelo de velocidade usado para a migração de um dado sísmico não corresponde necessariamente às velocidades observadas nos poços, o que ocorre principalmente pela diferença de resoluções. Para exemplificar isto foram criadas linhas compostas arbitrárias passando pelos poços que cruzam o Santoniano (Figura 76). Essas linhas foram chamadas de Linhas Compostas 1, 2 e 3. Para fins de objetividade serão apenas as linhas 2 e 3, Figura 77 e Figura 78, respectivamente.

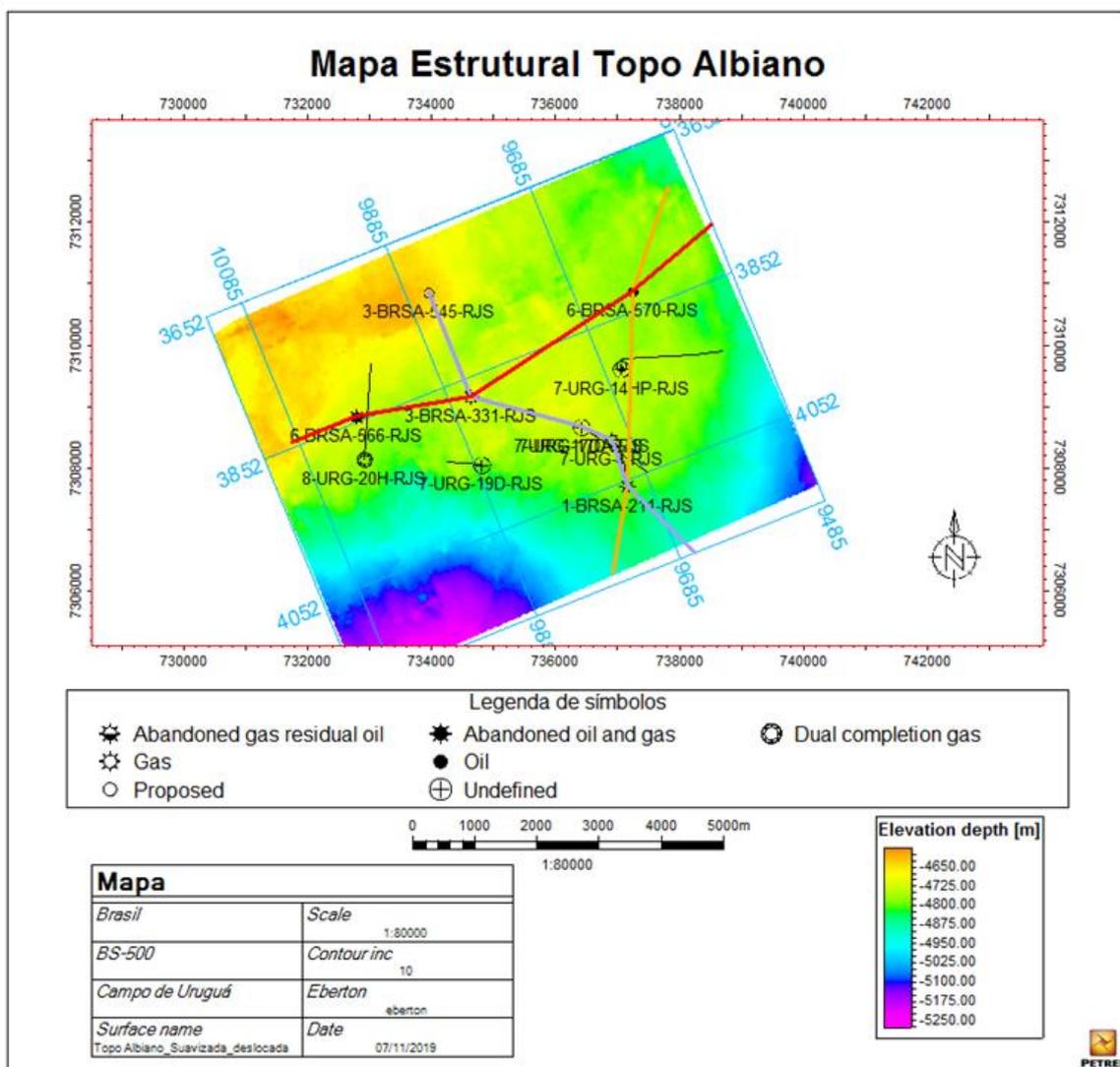


Figura 76: Mapa estrutural do horizonte do Albiano com as linhas compostas 1 (roxo), 2 (amarelo) e 3 (vermelho).

Analisando as Figura 77 e Figura 78 verifica-se que existe uma defasagem de 90° graus em relação à informação do poço. Ou seja, as variações litológicas marcadas pelas quebras abruptas dos perfis de raios gama e sônico estão situadas entre as interfaces das reflexões, na zona de *zero crossing* enquanto deveriam estar nos ápices. Para obter uma maior confiabilidade do mapeamento dos reservatórios e amarração de informações do poço com a sísmica foi necessário realizar um ajuste na sísmica.

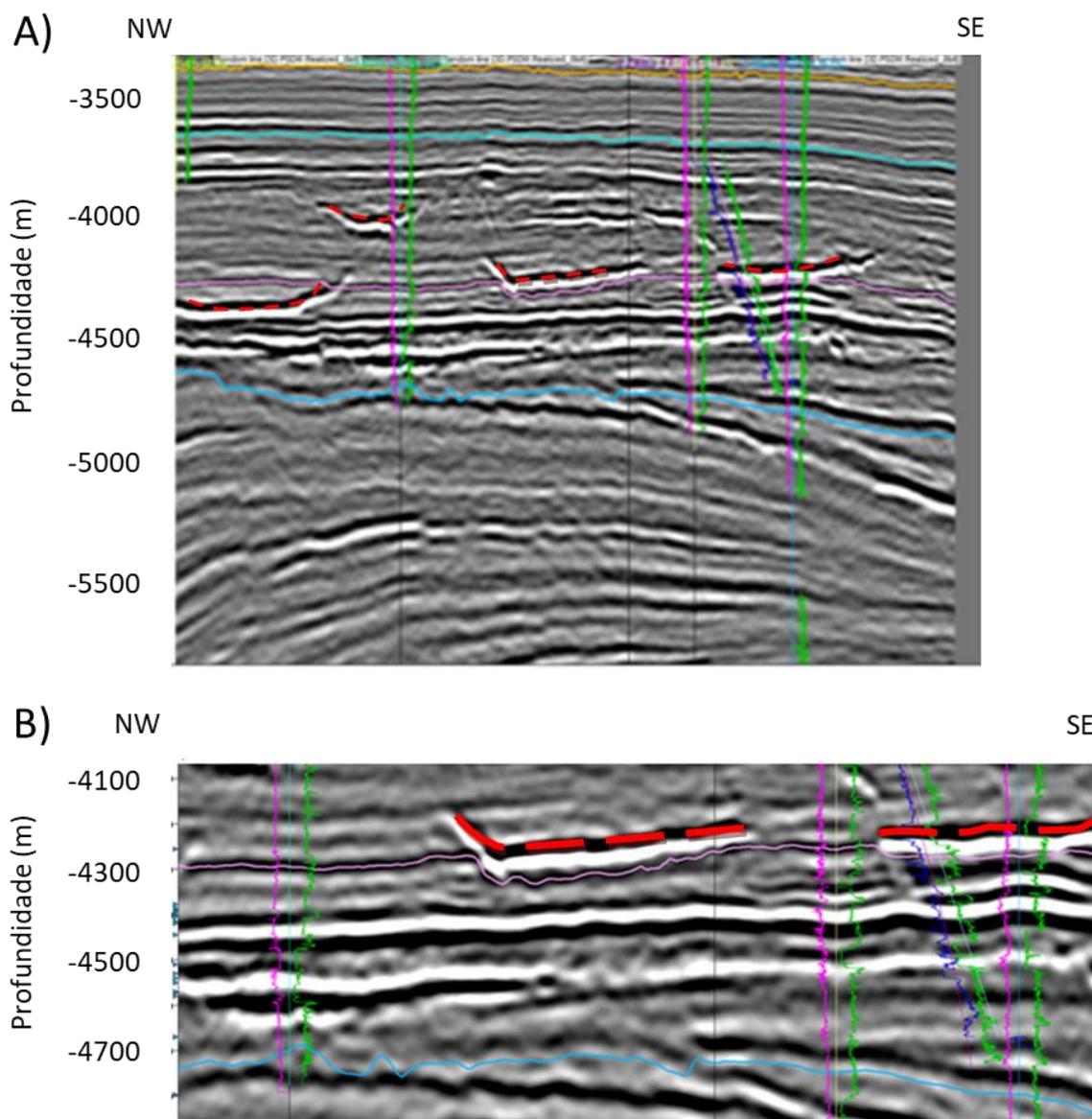


Figura 77: Seção sísmica da linha composta 2 com os poços da esquerda para a direita: 3-BRSA-331, 7-URG-4, 7-URG-17DA, 7-URG-17D e 1-BRSA-211. Perfis: raio gama (verde), sônico (rosa), resistividade (azul). Curvas aumentam o seu valor para longe do poço. Horizontes interpretados: Albiano (azul), do Santoniano (rosa), Campaniano médio (verde), Maastrichtiano (laranja). Tracejados vermelhos identificando refletos associados a corposígneos.

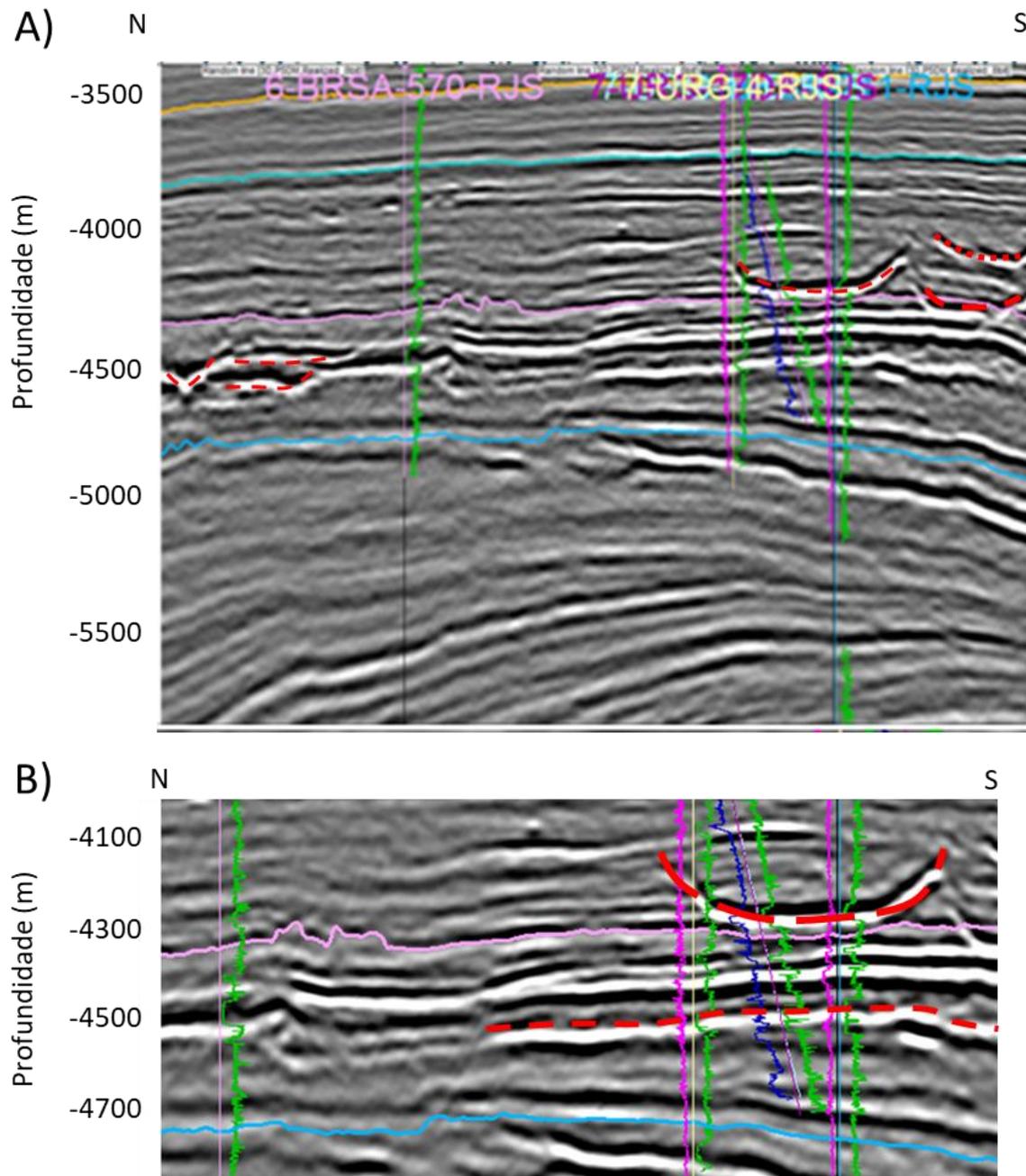


Figura 78: Seção sísmica da linha composta 3 com os poços da esquerda para a direita: 6-BRSA-570, 7-URG-4, 7-URG-17DA, 7-URG-17D e 1-BRSA-211. Perfis: raio gama (verde), sônico (rosa), resistividade (azul). Curvas aumentam o seu valor para longe do poço. Horizontes interpretados: Albiano (azul), Santoniano (rosa), Campaniano médio (verde), Maastrichtiano (laranja). Tracejados vermelhos identificando refletos associados a corpos ígneos.

7.3. Amarração poço-sísmica

Analisando o atributo de frequência dominante do volume sísmico foi possível determinar ao menos cinco domínios equivalentes às sismofácies, sendo chamados de sismofácies espectrais. A partir disso foram criados subvolumes para analisar os histogramas para cada domínio de sismofácies (Figura 79). O 1º domínio vai de -2295 até -2700 m; O 2º domínio vai de -2720 até -3020 m; O 3º domínio vai de -3040 até -3540 m; O 4º domínio vai de -3560 até -4260 m; O 5º domínio vai de 4280 até -5270 m.

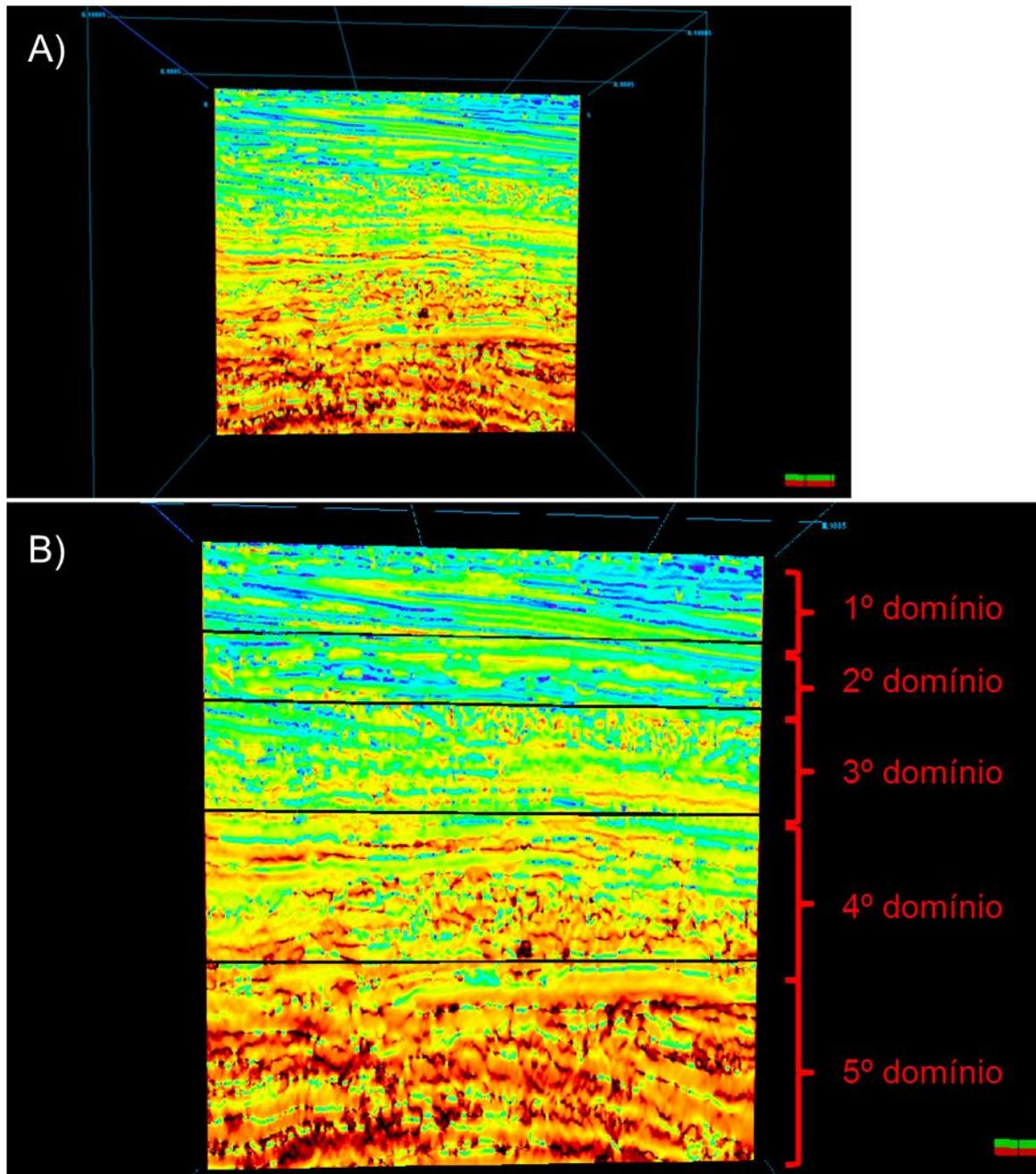


Figura 79: a) Seção sísmica *inline* do volume de frequência dominante. b) Seções *inlines* dos subvolumes de frequência dominante com os seus intervalos e denominações identificadas ao lado.

Analisando os histogramas de cada volume chegou-se à conclusão de que na realidade só existem quatro domínios com espectros de frequência diferentes (Figura 80). Portanto foi necessário criar quatro *wavelets*, e após alguns testes de amarração observou-se que apenas três *wavelets* eram suficientes para a amarração. As *wavelets* usadas para amarração foram estimadas através do método analítico e estão expostas na Figura 81.

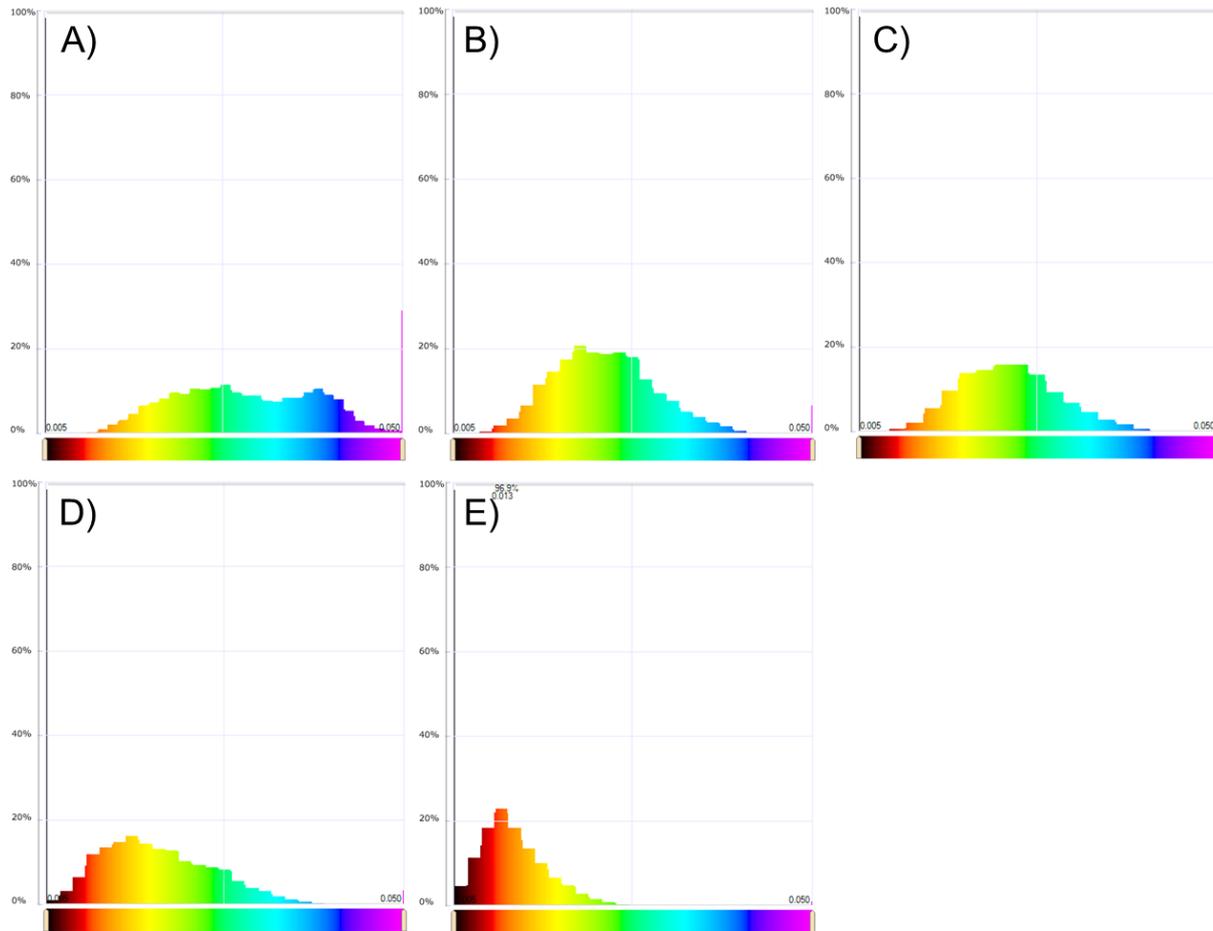


Figura 80: Histogramas dos domínios de sismofácies espectrais definidos na Figura 15. a) 1º domínio. b) 2º domínio. c) 3º domínio. d) 4º domínio. e) 5º domínio.

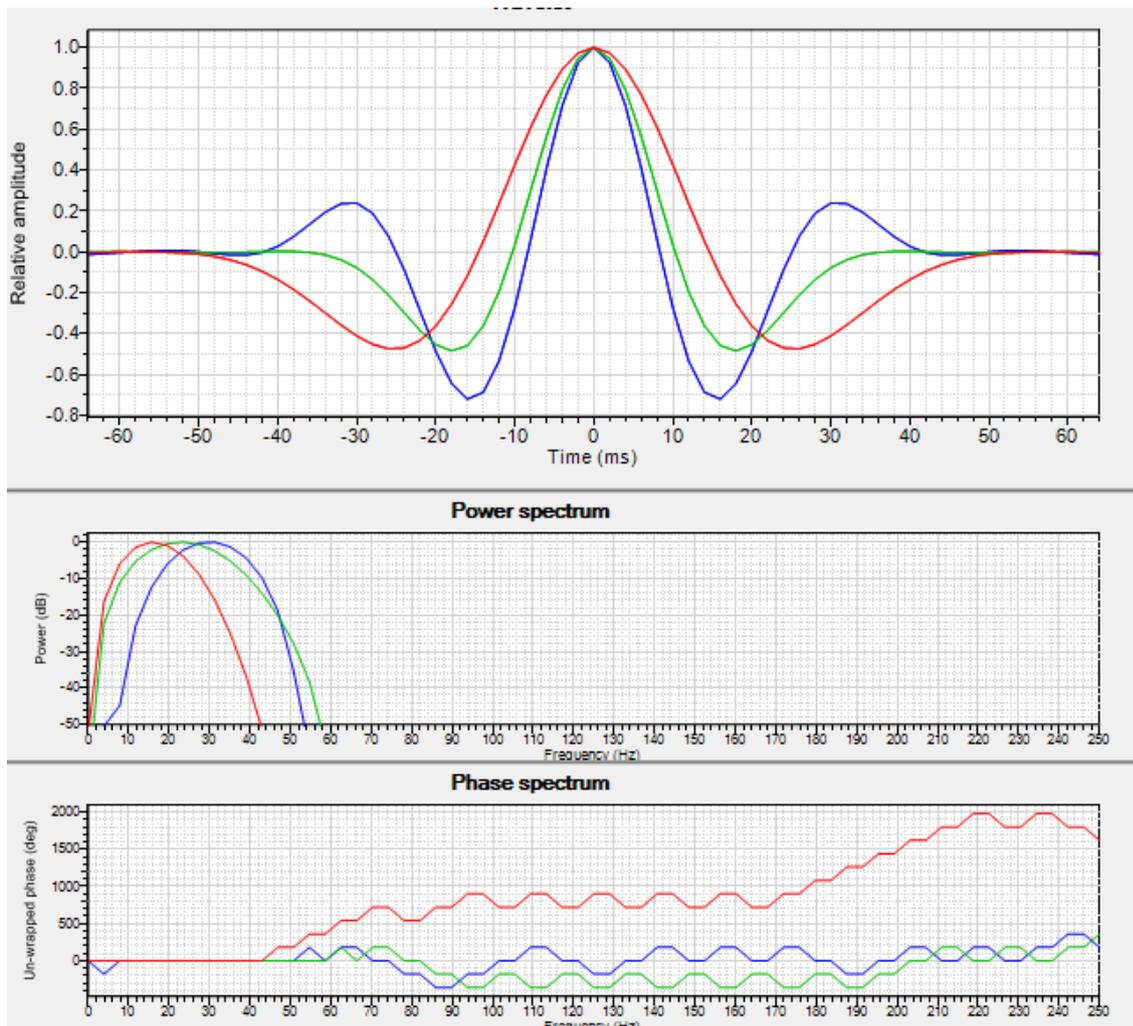


Figura 81: Ilustração das *wavelets* estimadas e seus espectrogramas de amplitude e fase.

7.3.1. Ajuste da Sísmica

Após as estimativas das *wavelets* e usando a correlação tempo-profundidade foi possível calcular o dado sísmico sintético em profundidade e compará-lo com o dado sísmico do estudo para se quantificar o desajuste entre a sísmica e os dados dos poços. Este procedimento foi feito apenas para os poços 1-BRSA-211 e 3-BRSA-331. Posteriormente, quantificado o desajuste através da diferença entre os marcadores e as superfícies mapeadas foi criado um novo volume sísmico ajustado aos marcadores. Como pode ser visto nas Figura 82 e Figura 83, com o ajuste feito, a correlação aumentou significativamente para os dois poços, em especial para o poço 1-BRSA-331, o qual possuía regiões defasadas em até 180 graus (inversão de polaridade). Com isto o mapeamento dos intervalos de arenitos na sísmica a partir dos dados dos poços, como marcadores estratigráficos e perfis de poços pode ser feito de forma mais confiável.

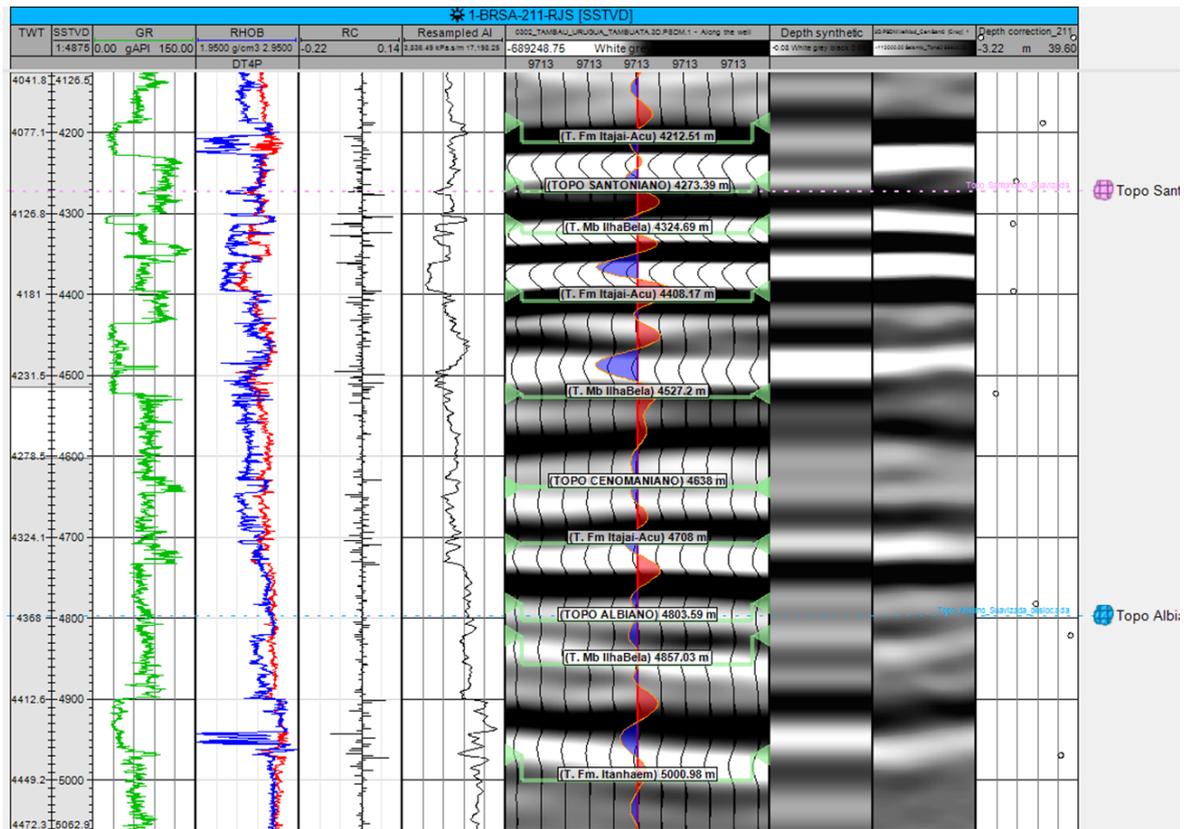


Figura 82: Janela de *depth seismic calibration* do *software* Petrel para o poço 1-BRSA-211 mostrando os perfis de raio gama, densidade, sônico, refletividade, impedância acústica reamostrada, sísmico original com o traço do sintético por cima, sintético, sísmica ajustada e atributo de ajuste do marcador. Marcadores com seus nomes e posições de ajuste em verdade. Tracejados azul claro e rosa marcando as superfícies mapeadas dos horizontes do albiiano e santoniano respectivamente.

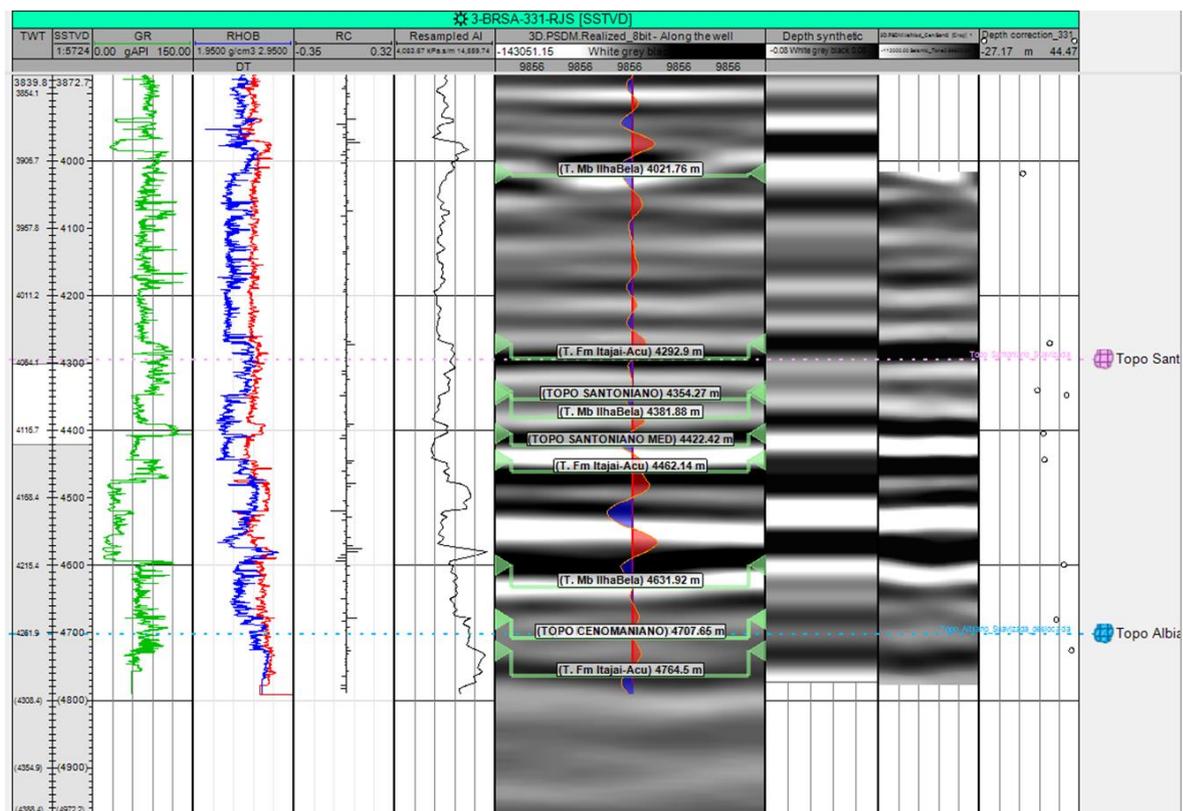


Figura 83: Janela de *depth seismic calibration* do software Petrel para o poço 3-BRSA-331 mostrando os perfis de raio gama, densidade, sônico, refletividade, impedância acústica reamostrada, sísmico original com o traço do sintético por cima, sintético, sísmica ajustada e atributo de ajuste do marcador. Marcadores com seus nomes e posições de ajuste em verdade. Tracejados azul claro e rosa marcando as superfícies mapeadas dos horizontes do albio e santoniano respectivamente.

7.4. Rastreamento dos Reservatórios

Ao todo foram mapeados seis horizontes referentes aos intervalos do Membro Ilhabela: topo e base do reservatório Ilhabela 1 (Figura 84 e Figura 85, respectivamente); topo e base do reservatório Ilhabela 2 (Figura 86 e Figura 87, respectivamente); topo e base do reservatório Ilhabela 3 e topo da Formação Itajaí-Açu. Os números dos reservatórios indicam sua posição estratigráfica em profundidade, sendo o Ilhabela 3 o mais inferior e o Ilhabela 1 o mais superior. O topo da Formação Itajaí-Açu é o horizonte mais basal e marca o início do complexo turbidítico. O topo e base dos reservatórios Ilhabela 3 e topo da Formação Itajaí-Açu não são rastreáveis por todo o volume, portanto não foram geradas as superfícies de seus horizontes mapeados, já que estes foram identificados apenas em partes de algumas seções.

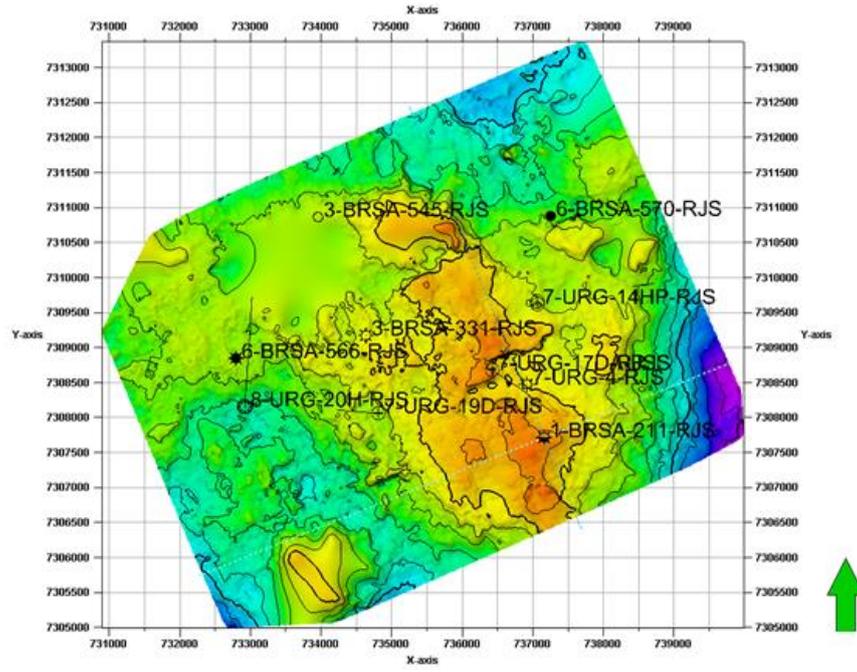
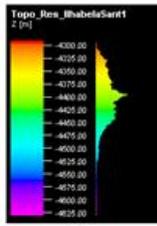


Figura 84: Mapa estrutural do topo do reservatório Ilhabela 1.

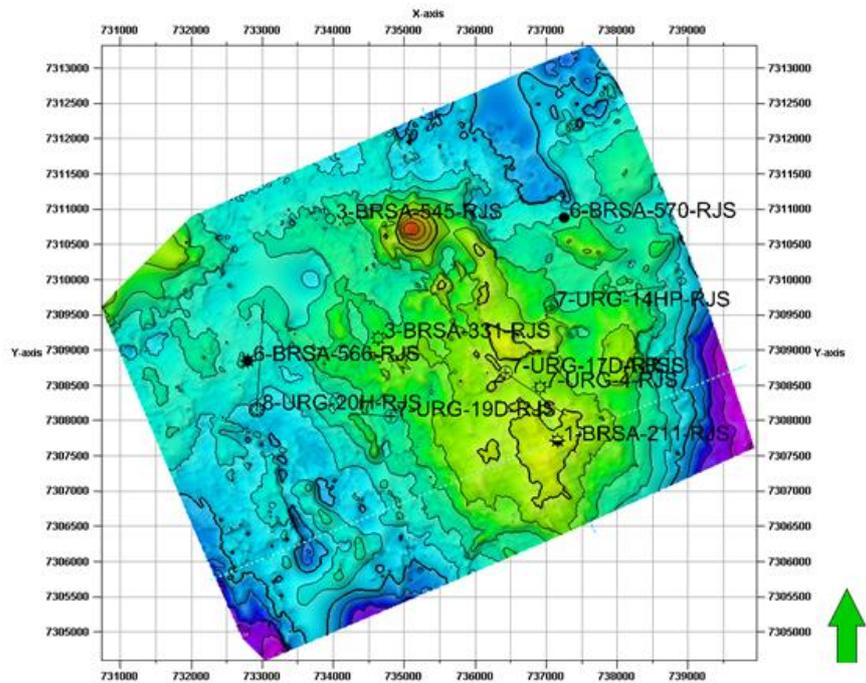
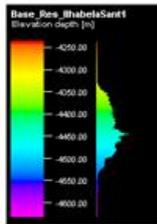


Figura 85: Mapa estrutural da base do reservatório Ilhabela 1.

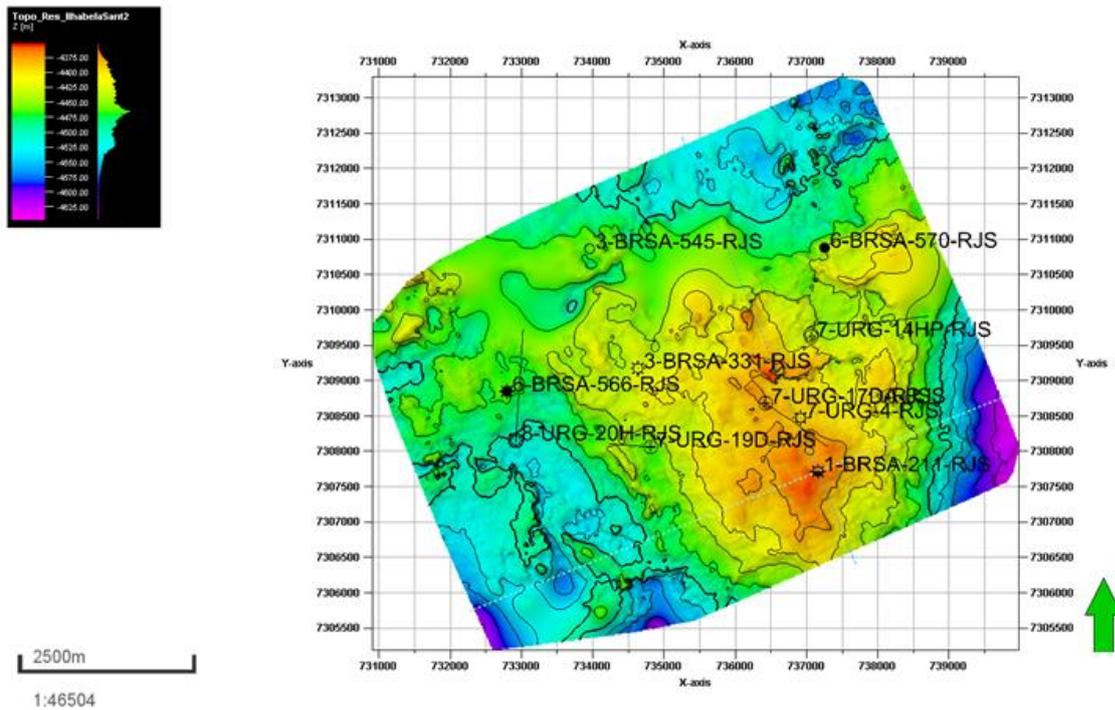


Figura 86: Mapa estatural do topo do reservatório Ilhabela 2

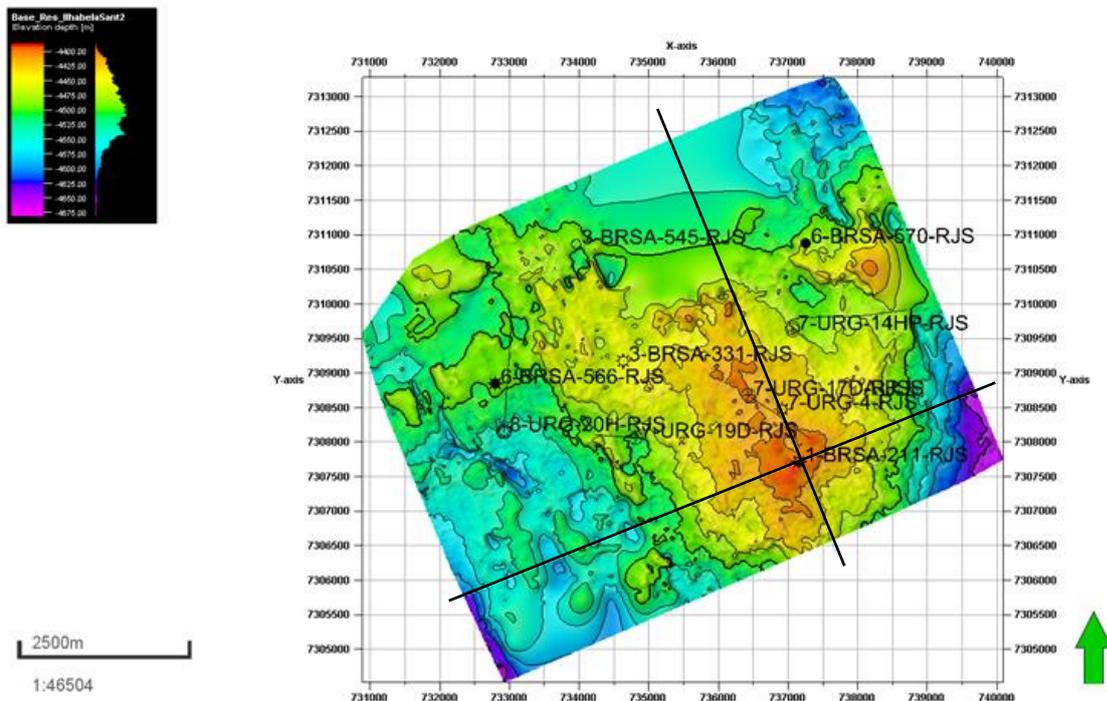


Figura 87: Mapa estatural da base do reservatório Ilhabela 2. Linhas pretas indicando as seções *inline* e *crossline* das Figura 88 e Figura 89, respectivamente.

Como pode ser visualizado nas Figura 88 e Figura 89, os reservatórios Ilhabela 1 e 2 estão inseridos no sistema turbidítico superior do Santoniano, definido anteriormente nos

poços. Estes reservatórios são os intervalos areníticos com espessuras médias de 30 m e altos valores de fluido livre e de resistividade. São caracterizados por sismofácies aproximadamente plano-paralelas e de forte caráter reflexivo, podendo ser inclusive confundidos com os refletores tabulares associados às soleiras de diabásio. Já o reservatório Ilhabela 3 está situado no sistema turbidítico inferior e possui sismofácies caótica e livre de reflexão, com topo e base bem definidos só em algumas regiões. Tal configuração interna de reflexão se dá pela sua maior espessura da areia bem como por outros motivos que serão mais bem expostos e analisados posteriormente.

Na *crossline* mostrada na Figura 89 foi possível identificar um refletor positivo em formato aparentemente plano e que estaria associado com uma diminuição da resistividade no poço 7-URG-17D. Como discutido previamente nas análises dos perfis de poços, esta diminuição abrupta da resistividade pode estar associada com um possível contato gás-óleo, portanto este refletor localizado com formato plano-paralelo foi interpretado como um *flat spot* referente ao contato.

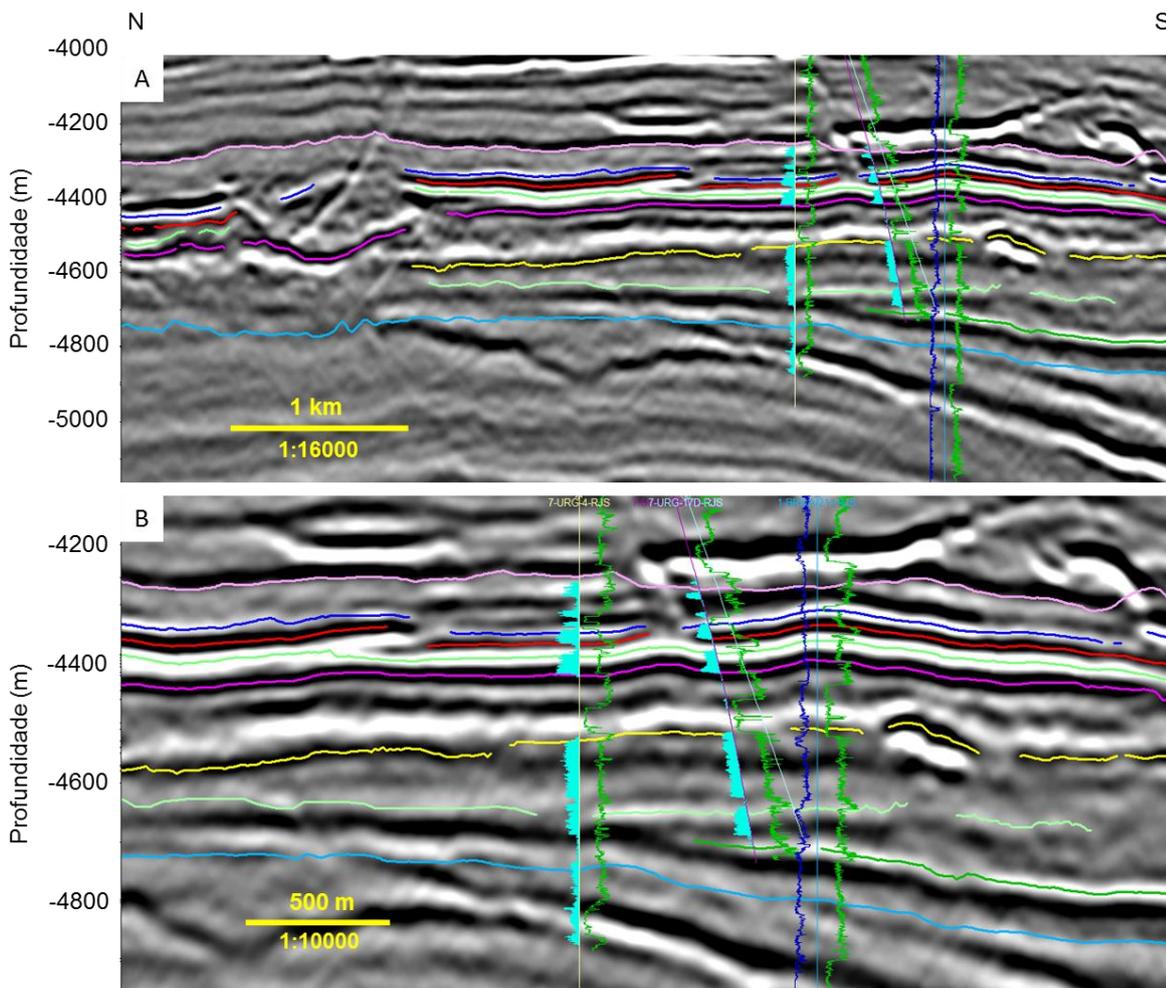


Figura 88: A) Seção *inline* marcada na Figura 23 com os poços 7-URG-4 (amarelo), 7-URG-17DA (roxo), 7-URG-17D (ciano) e 1-BRSA-211 (azul claro). Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde claro, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2; horizonte amarelo, topo do reservatório Ilhabela3; horizonte verde claro, base do reservatório Ilhabela3; horizonte verde escuro, topo da Fm. Itajaí-Açu; perfil de azul claro, fluido livre; perfil de poço azul escuro, resistividade média; perfil de poço verde, raio-gama. B) Mesma seção em A) com zoom para análise em detalhe da correlação dos perfis com a sísmica. Poços 7-URG-17DA e 7-URG-17D projetados.

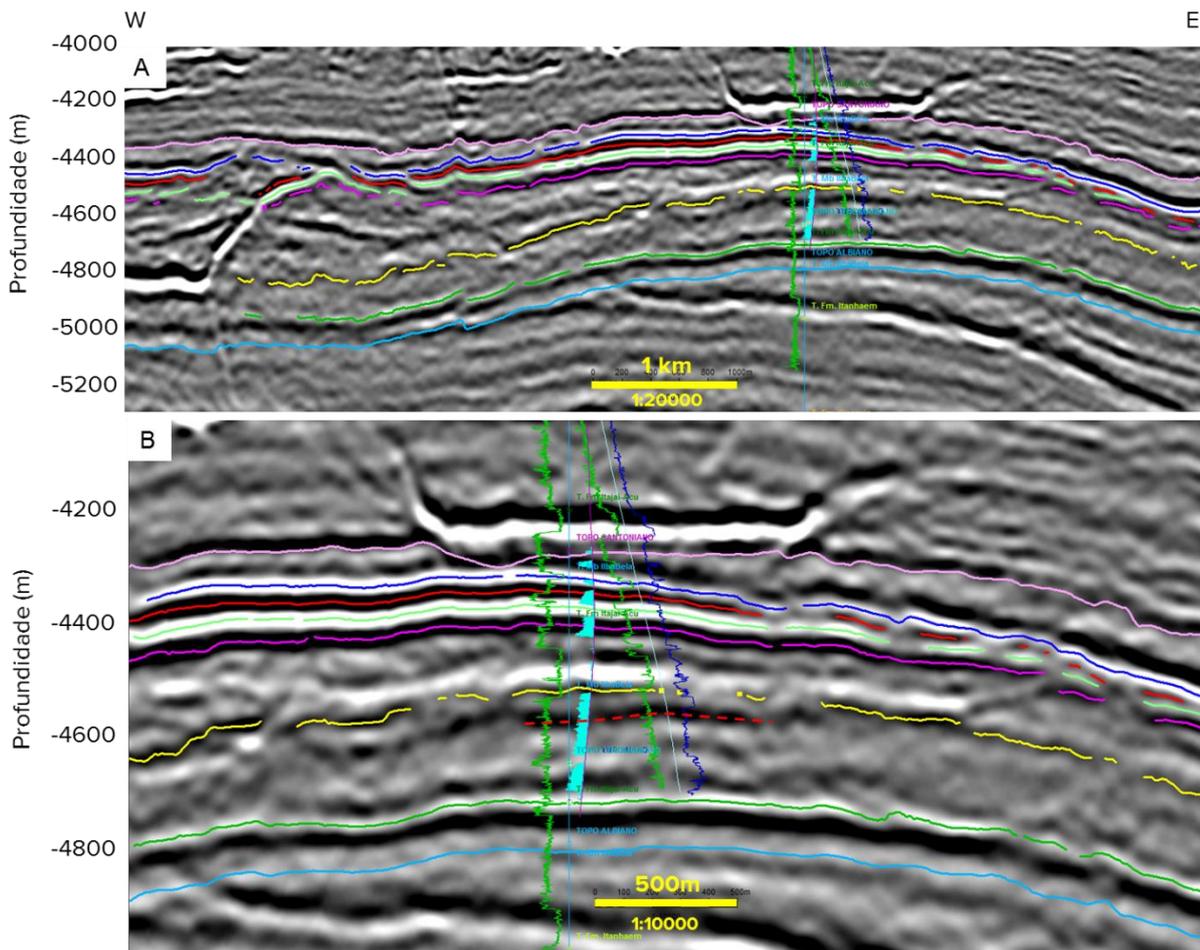


Figura 89: A) Seção *inline* marcada na Figura 42 os poços 7-URG-4 (amarelo), 7-URG-17DA (roxo), 7-URG-17D (ciano) e 1-BRSA-211 (azul claro). Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde claro, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2; horizonte amarelo, topo do reservatório Ilhabela3; linha tracejada vermelha, possível contato gás-óleo; horizonte verde escuro, topo da Fm. Itajaí-Açu; perfil de azul claro, fluido livre; perfil de poço azul escuro, resistividade média; perfil de poço verde, raio-gama. B) Mesma seção em A) com *zoom* para análise em detalhe da correlação dos perfis com a sísmica. Perfis do poço URG-17DA um pouco desajustados devido à projeção.

7.4.1. Extração e Análise de Atributos Volumétricos

Neste tópico serão mostrados os atributos volumétricos que foram usados para ajudar no destaque dos corpos turbidíticos e ígneos. Os atributos calculados foram os de fase instantânea, cosseno da fase, amplitude RMS, envelope, frequência instantânea e *sweetness*. Como um dos principais problemas encontrados foi a continuidade lateral dos refletores associados com corpos turbidíticos optou-se por trabalhar com o atributo de fase instantânea. Todavia, como explicitado no Capítulo 4 (atributos sísmicos), esse atributo apresenta um caráter excessivamente descontínuo com muitos *spikes* (ver Figura 90), então se preferiu

trabalhar com o cosseno da fase, que mostrou uma resposta mais suave a ajudou na interpretação sismoestratigráfica (Figura 91). Com o cosseno da fase foi possível delimitar melhor a terminação lateral de refletores e seus contatos, sendo assim ajudou a tornar as terminações em *pinch-outs* mais evidentes, e auxiliou a destacar a configuração mais caótica dos depósitos turbidíticos do Ilhabela 3, quando comparado com os do Ilhabela 1 e Ilhabela 2. Apesar de ao retirar a informação de amplitude, a continuidade lateral dos refletores ser melhorada, o mapeamento das soleiras torna-se mais difícil, visto que duas das principais características destes refletores são a sua intensidade e polaridade de reflexão.

Quantos aos atributos relacionados com a amplitude, todos apresentaram o mesmo padrão de resposta, sendo diferenciados quanto à resolução. A amplitude RMS e o envelope quando usados com a mesma paleta de cores demonstram a afirmação acima (Figura 91). Na comparação destes dois atributos, a amplitude RMS apresentou uma melhor definição de eventos que o envelope. Porém, o que de fato apresentou a melhor resolução entre os atributos relacionados a amplitude foi o de *sweetness* (Figura 92). Assim como o *envelope*, o *sweetness* não diferencia tão bem os corpos ígneos dos turbidíticos, com os dois depósitos tendo praticamente a mesma intensidade de resposta como pode ser evidenciado nas Figura 93 e Figura 94.

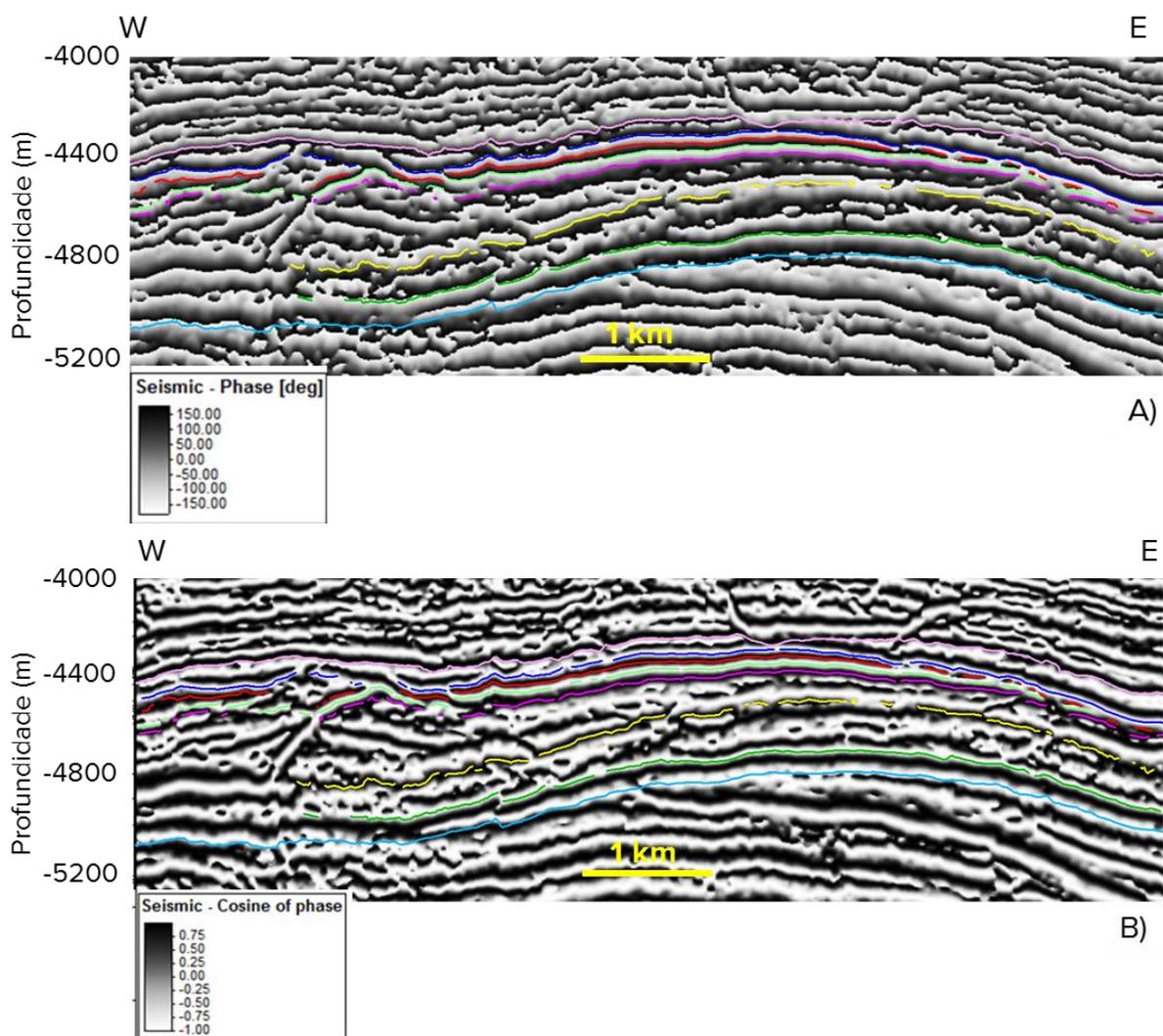


Figura 90: Comparação das respostas da fase instantânea (A) e do cosseno da fase (B) correspondentes a seção *crossline* exposta na Figura 89 A). Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde claro, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2; horizonte amarelo, topo do reservatório Ilhabela3; horizonte verde escuro, topo da Fm. Itajaí-Açu.

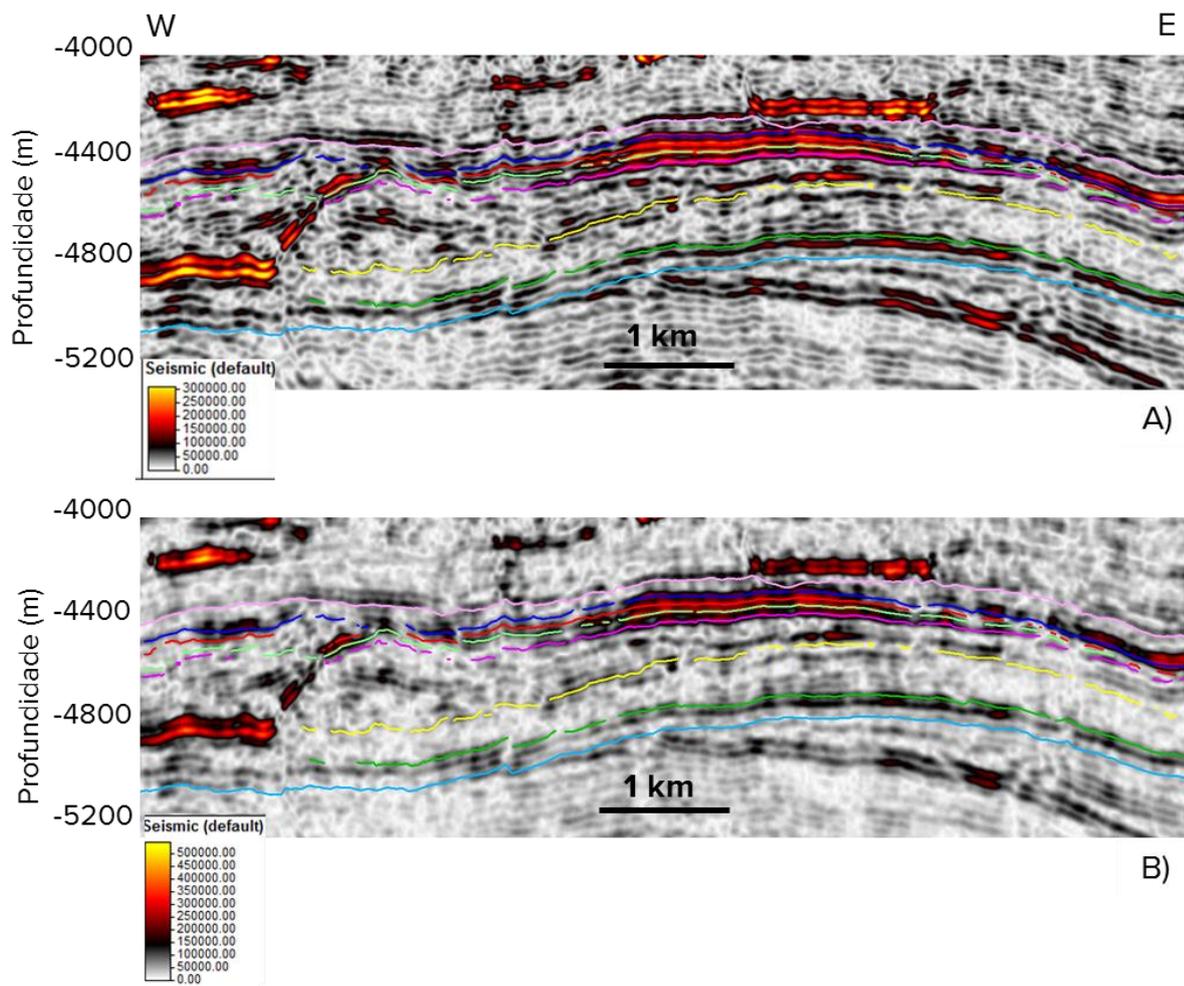


Figura 91: Comparação das respostas da fase amplitude RMS (A) e do Envelope (B) correspondentes a seção *crossline* exposta na Figura 89 A). Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde claro, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2; horizonte amarelo, topo do reservatório Ilhabela3; horizonte verde escuro, topo da Fm. Itajaí-Açu.

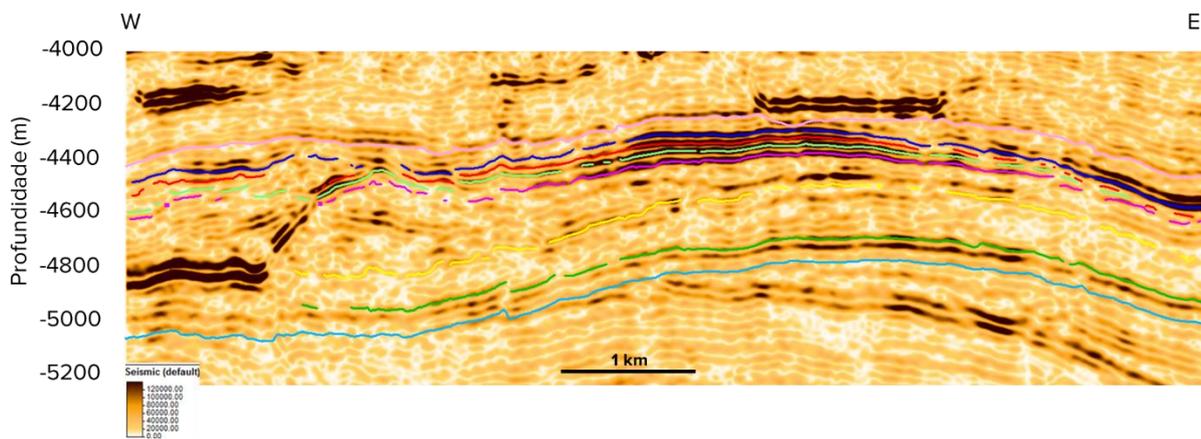


Figura 92 – Resposta do *Sweetness* correspondentes a seção *crossline* exposta na Figura 89 A). Horizonte rosa, topo do Santoniano; Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde claro, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2; horizonte amarelo, topo do reservatório Ilhabela 3; horizonte verde escuro, topo da Fm. Itajaí-Açu; Horizonte azul claro, horizonte sísmico do Albiano.

Uma das formas de se retirar a ambiguidade do *sweetness* é avaliar se, para o caso de interesse, o alto valor do atributo é mais influenciado pela resposta da frequência instantânea ou da amplitude instantânea (envelope). Para realizar tal análise foi selecionada uma seção *inline* a leste do *survey* (Figura 93). Analisando as Figura 93 e Figura 94 é possível perceber que tanto a resposta das soleiras quanto do turbiditos no atributo de *sweetness* são influenciados por ambos os componentes de frequência e amplitude. Isto se deve ao fato de que no dado de frequência instantânea, os turbiditos possuem maiores anomalias de baixa frequência, devido à presença de gás, contudo essas são bem localizadas. Enquanto as soleiras apesar de não terem anomalias tão altas, possuem anomalias mais contínuas para toda sua extensão, isso somado com o fato de a resposta de envelope da soleira ser maior que a dos turbiditos, faz com que ambos os depósitos tenham aproximadamente a mesma resposta de *sweetness*. Durante a análise também foi possível perceber a utilidade do atributo de frequência instantânea para identificar zonas de baixa frequência em formato de faixa, usualmente chamadas de sombras de baixa frequência, elas podem ter sido geradas pelos complexos ígneos de estratovulcão e soleiras.

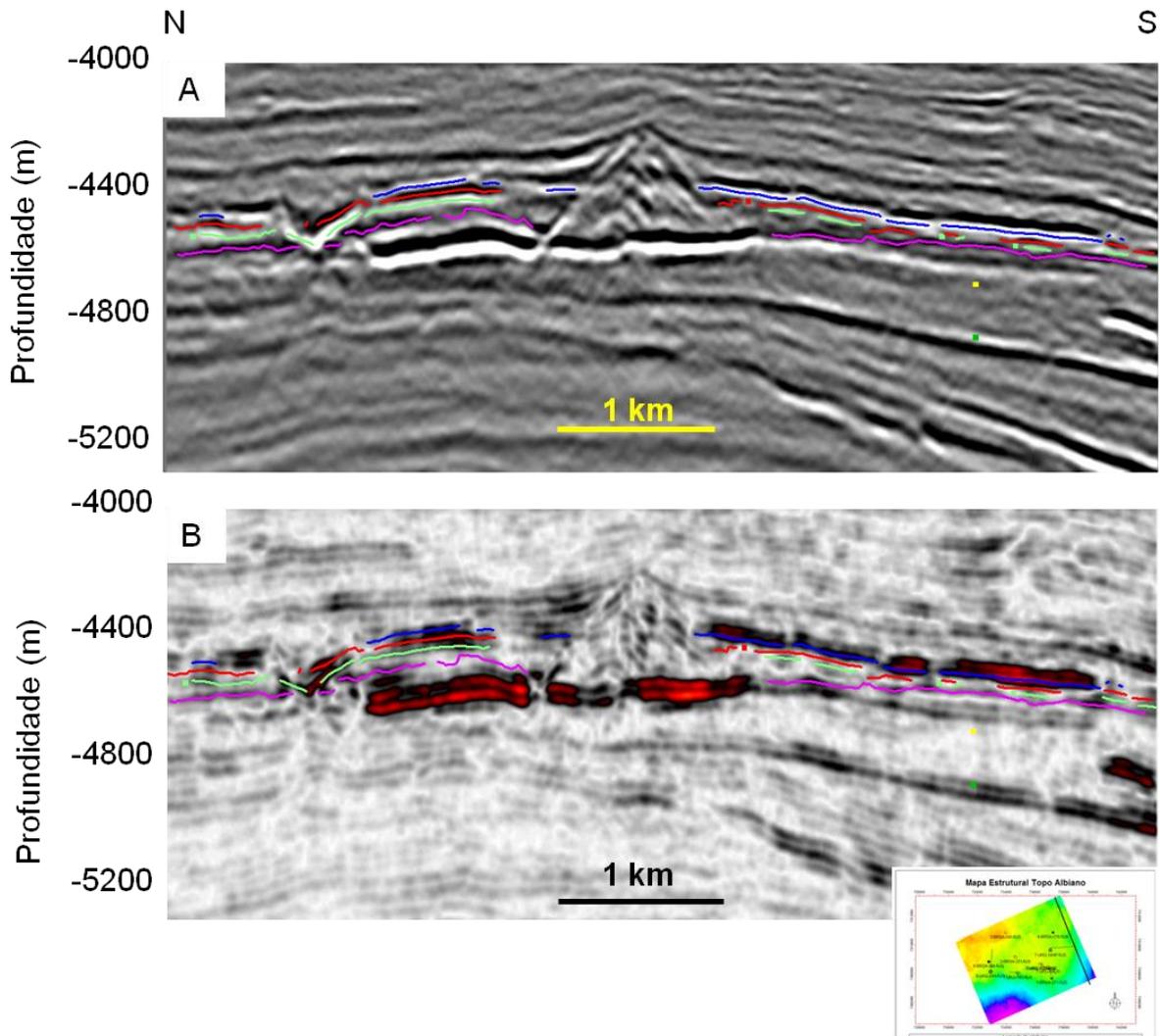


Figura 93: A) Seção sísmica de amplitude; B) Seção sísmica de envelope. Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde claro, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2. Estrato vulcânico e soleiras em sua base e depósitos turbidíticos a frente do estrato.

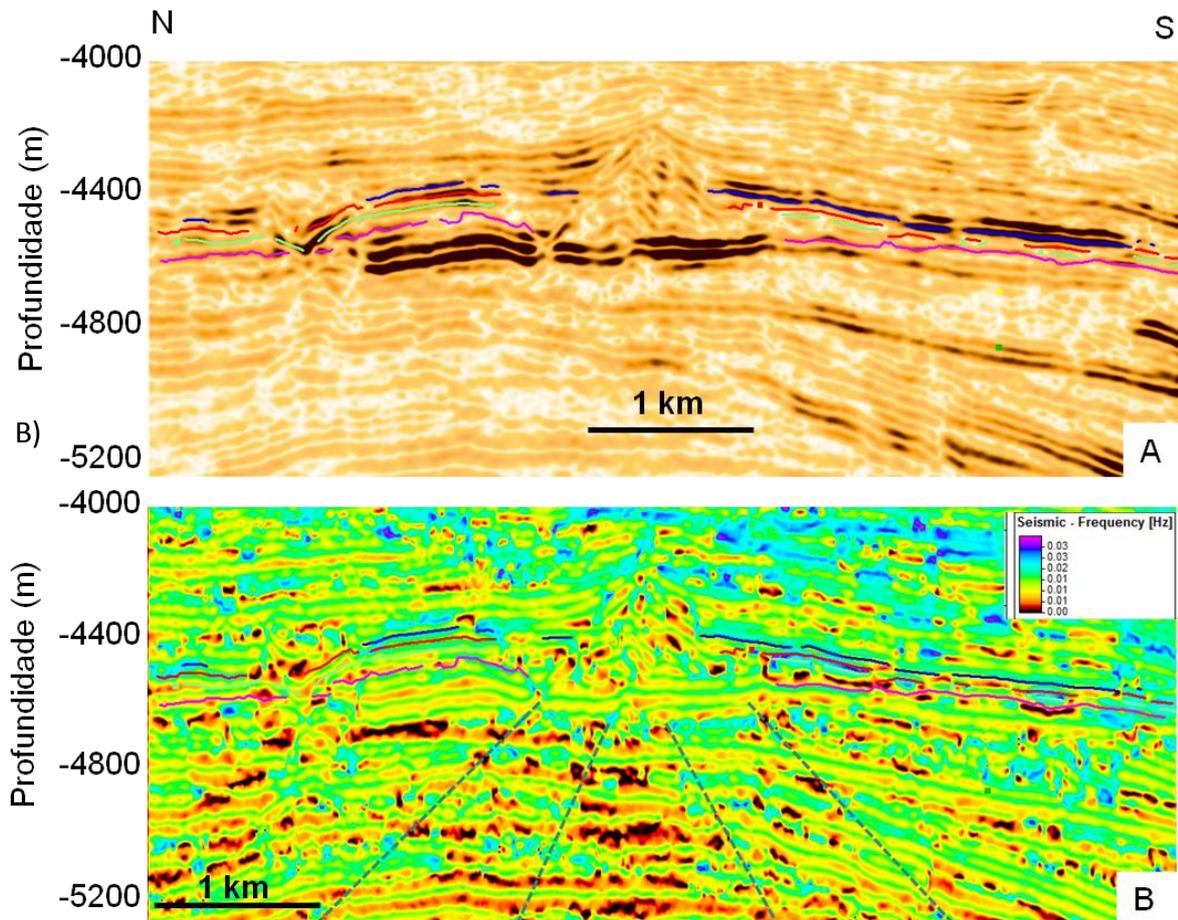


Figura 94 – A) Seção *inline* da Figura 93 com os atributos sísmicos de frequência instantânea (A) e *sweetness* B). Em A) círculo preto contínuo indicando refletores relativos à soleira; círculos pretos listrados a direita indicando localização de anomalias de baixa frequência associadas a acumulações de gás; retas listradas indicando faixas de sombras de alta frequência geradas pelo complexo ígneo, estrato vulcânico e soleiras. Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde claro, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2.

Atestada a correlação do *sweetness* com acumulações de gás, este foi o principal atributo usado para as análises posteriores. Uma destas análises foi a identificação do alvo atingido pelo poço horizontal 7-URG-14HP. O poço perfurou um *bright spot* que é corroborado pela anomalia de *sweetness* como mostrado na Figura 95. A seção sísmica está localizada próxima a seção exposta nas Figura 93 e Figura 94.

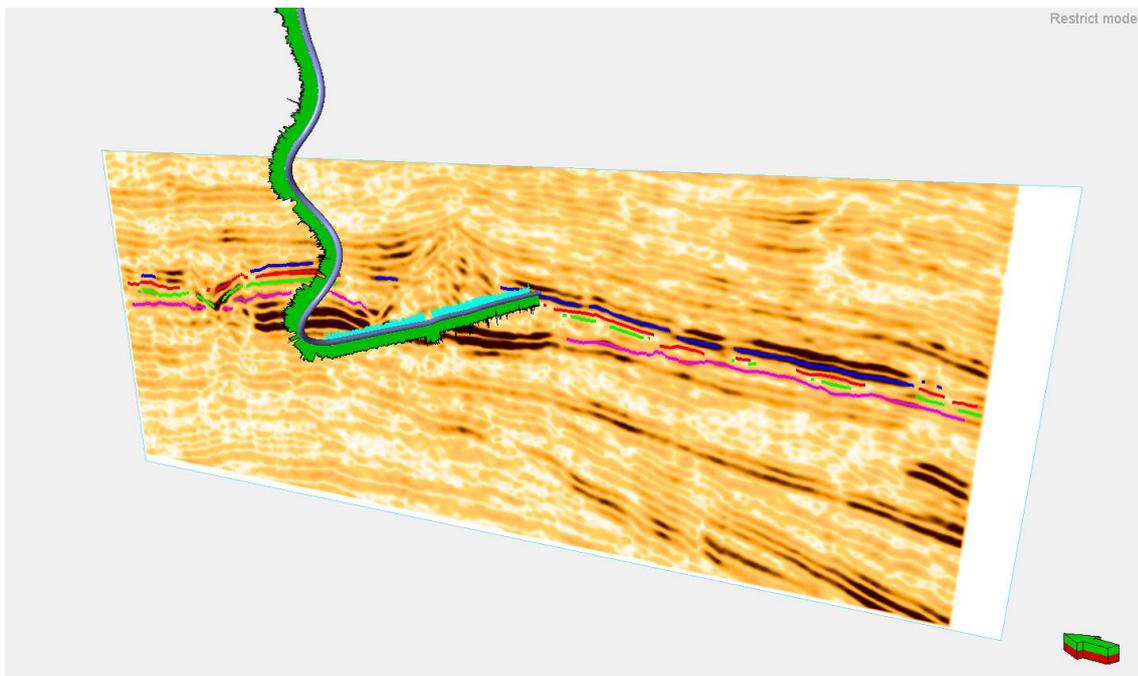


Figura 95: Seção sísmica de *sweetness* com os horizontes do Ilhabela 1 e 2. Horizonte azul escuro, topo do reservatório Ilhabela 1; horizonte vermelho, base do reservatório Ilhabela 1; horizonte verde, topo do reservatório Ilhabela 2; horizonte roxo, base do reservatório Ilhabela 2. Poço horizontal 7-URG-14HP ao centro da imagem com os perfis de raio-gama (traço preto com preenchimento verde) e fluido livre (ciano).

Uma das ferramentas que se buscou para diminuir a ambiguidade dos atributos foi combiná-los através da ferramenta *mixer* do Petrel. Esta ferramenta serve para realizar análise multiatributos com técnicas de corenderização (visualização simultânea com opacidade). O *mixer* também permite colocar os volumes em ordem de modo que cada um vai ter um peso diferente para o volume final. Foram utilizados os atributos de amplitude, *sweetness* e cosseno da fase, sendo o *sweetness* com opacidade para os baixos valores, de modo que fossem introduzidos no volume combinado final apenas os altos valores. Desta forma, foi possível combinar a resolução lateral do cosseno da fase, com o contraste de amplitude do volume tradicional e os destaques de anomalias do *sweetness* (Figura 96). Através deste volume foi possível refinar o mapeamento dos topos e principalmente das bases dos reservatórios Ilhabela 1 e Ilhabela 2.

É fácil perceber através da Figura 96 o ganho de resolução proporcionado pelo o volume combinado com a sismoestratigrafia da seção se tornando mais aparente, porém ao mesmo tempo destacando as anomalias de amplitude.

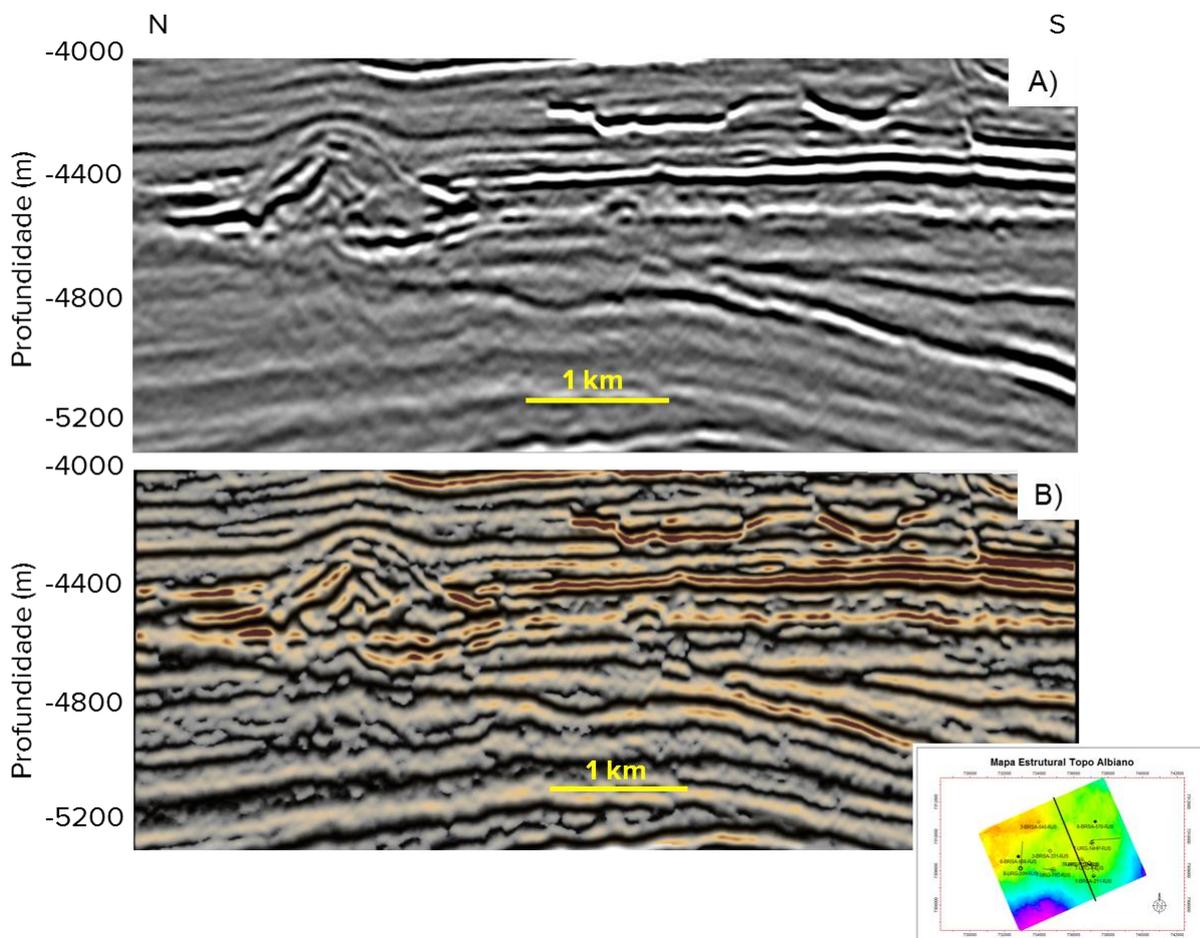


Figura 96 - Comparação entre o volume sísmico de amplitude o volume corenderizado de amplitude, *sweetness* e cosseno da fase.

7.4.2. Análise dos Atributos de Superfície

Para esta última etapa de análise foram criados os atributos de superfície: amplitude, amplitude RMS, *sweetness*, *dip* de alta resolução e as curvaturas mais positiva e mais negativa de alta resolução para os reservatórios Ilhabela 1 e Ilhabela 2. O reservatório Ilhabela 3 não foi analisado, devido a sua baixa resolução e ausência de anomalias de amplitude descritos no tópico anterior.

Como análise prévia foram avaliados as respostas de alguns atributos e da amplitude em *depth slice*, um exemplo é mostrado na Figura 97, onde é possível perceber que que ambos os atributos definiram uma anomalia lobada a leste, que está associada aos depósitos turbidíticos, e uma anomalia circular a oeste associada com uma soleira. No entanto, apesar de apresentarem respostas parecidas, assim como nas seções verticais, o atributo de *sweetness* também isolou melhor as anomalias na seção horizontal, portanto é plausível esperar o mesmo resultado para os atributos em superfície.

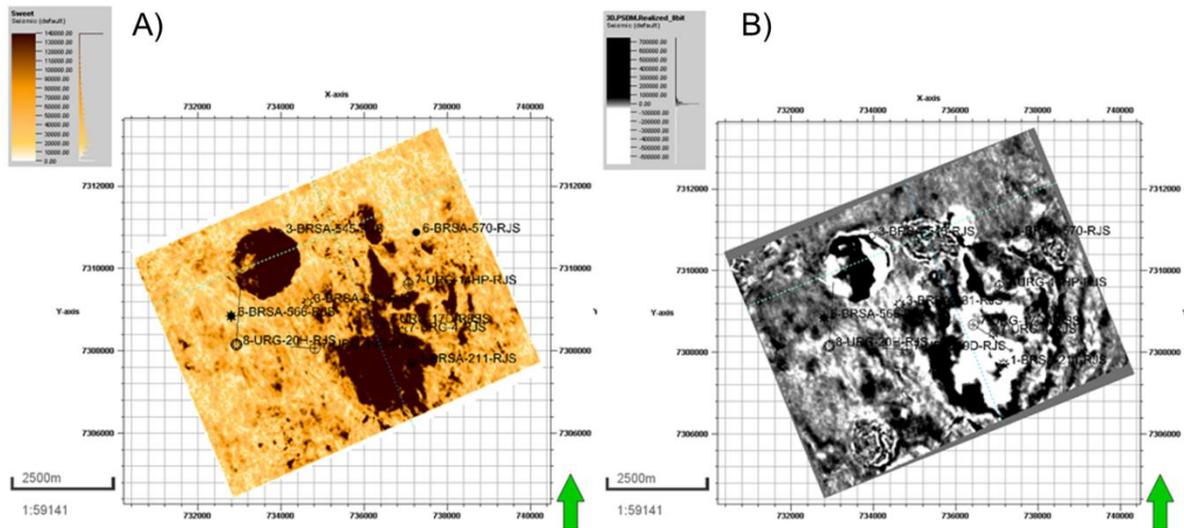


Figura 97 - *Depth Slice* em 4400 m dos atributos de *sweetness* (A) e amplitude (B).

Em seguida, foi extraído o mapa de amplitude (Figura 98 e Figura 99) que serviu como parâmetro para saber se os mapas dos atributos ajudaram a realçar alguma feição geológica ou não, que já estivesse visível através do atributo convencional de amplitude.

Após a extração dos mapas de amplitude foi possível observar a dificuldade em identificar os corpos turbidíticos através deste atributo. Os outros atributos calculados foram melhores em definir a geometria espacial destes corpos. Por exemplo, como nos mapas de amplitude RMS calculado no topo do reservatório Ilhabela 1 e de *sweetness* médio para o intervalo entre seu topo e sua base (Figura 100). Nestes mapas é possível identificar as anomalias representando o fluxo turbidítico confinado vindo de norte, contornado a região do estratovulcão (definido na Figura 101 no mapa de *dip*) ir em direção à sudoeste, passar por uma zona livre de anomalia de *sweetness* e desconfinar o seu fluxo em um lobo turbidítico representado pela anomalia em forma lobada. A zona livre de anomalia foi interpretada aqui como o final da zona de transição canal-lobo (Mutti & Normark, 1987; Wynn, 2002). Também é possível identificar uma zona de anomalia de amplitude RMS à sudeste, que corresponde ao objetivo do poço horizontal 7-URG-14HP. Percebe-se, que assim como nas seções verticais, o atributo de *sweetness* possui melhor resolução lateral que a amplitude RMS.

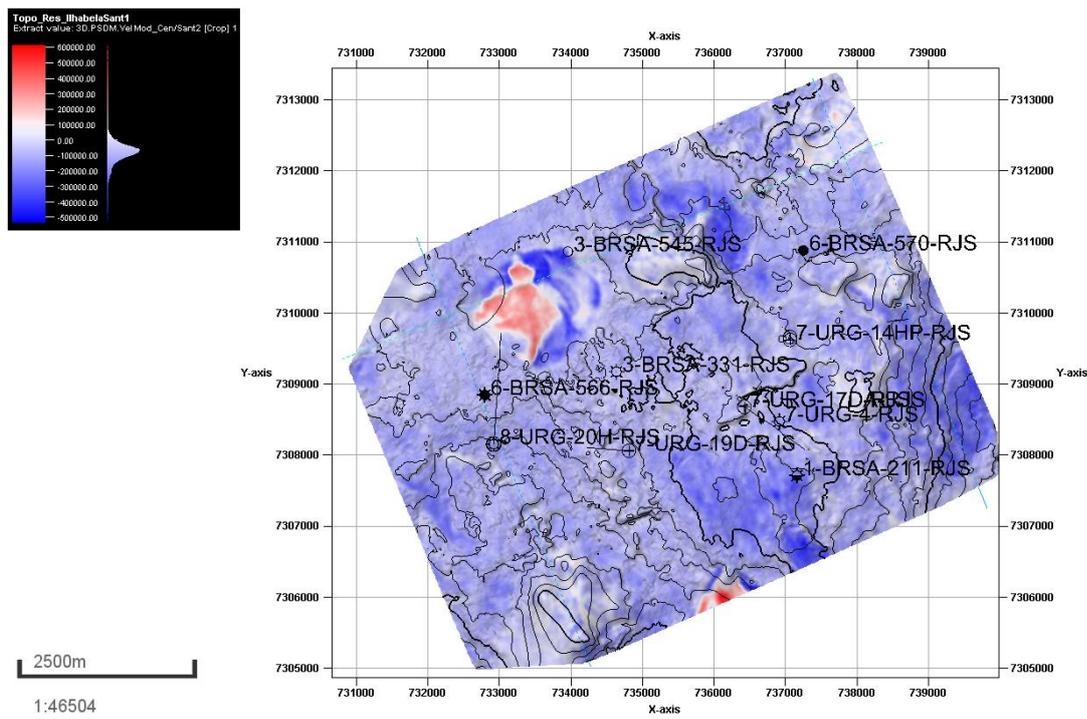


Figura 98: Mapa de amplitude média do topo do reservatório Ilhabela 2.

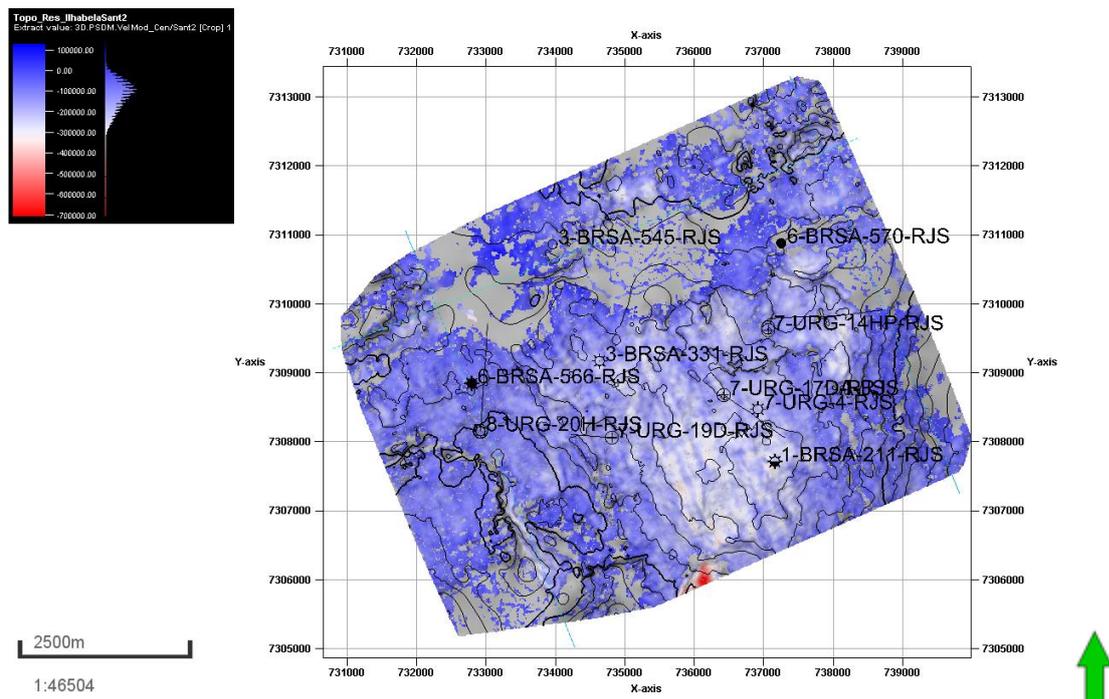


Figura 99: Mapa de amplitude média do topo do reservatório Ilhabela 2.

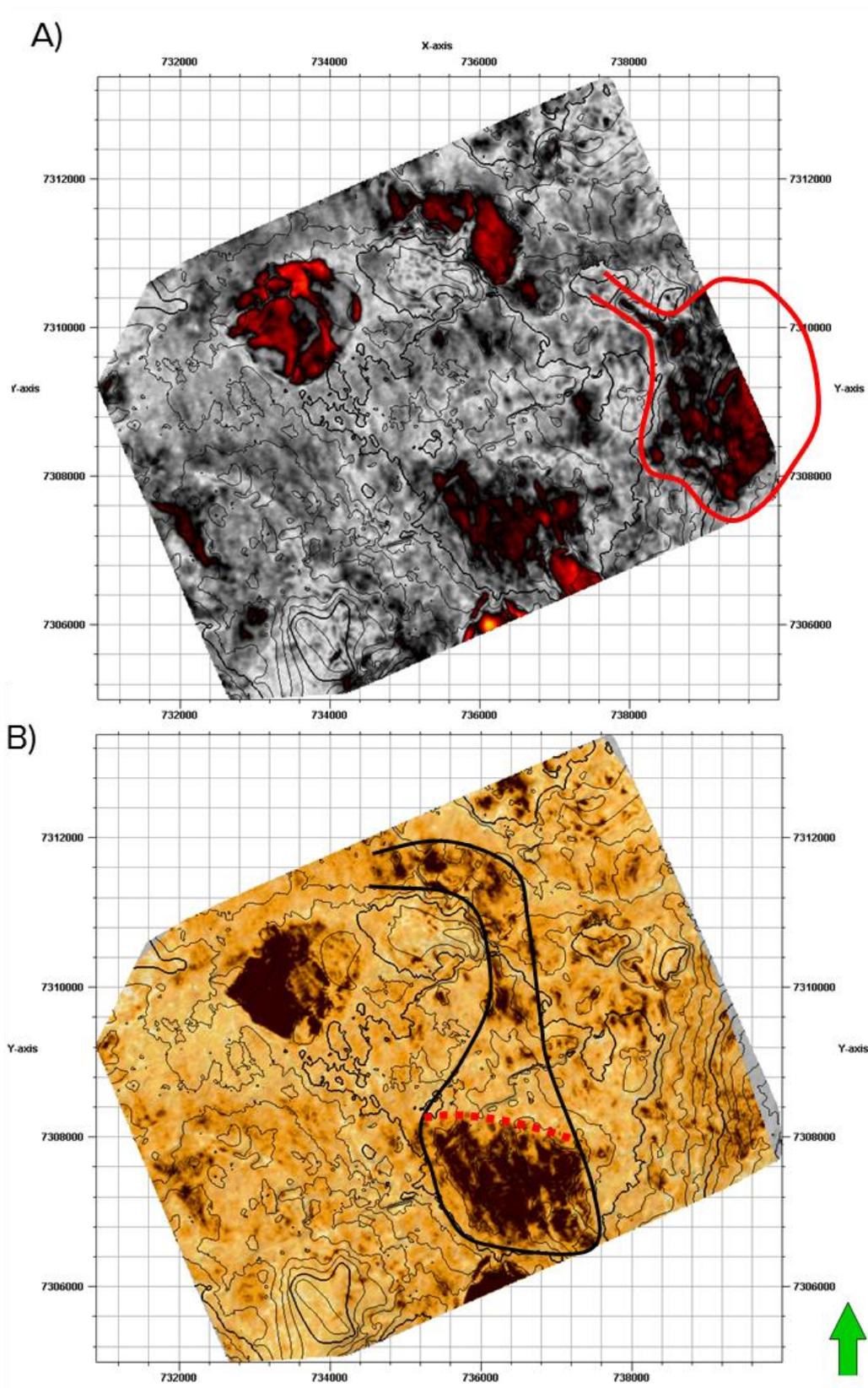


Figura 100: Mapas do topo do reservatório Ilhabela 1. A) Atributo de superfície de amplitude RMS com desenho em vermelho da interpretação da possível extensão do lobo correspondente ao alvo do poço 7-URG-14HP. B) Atributo de superfície de *sweetness* com o desenho em preto da interpretação da extensão do lobo turbidítico e com arco em vermelho interpretado como marcando o limite entra zona de transição canal-lobo.

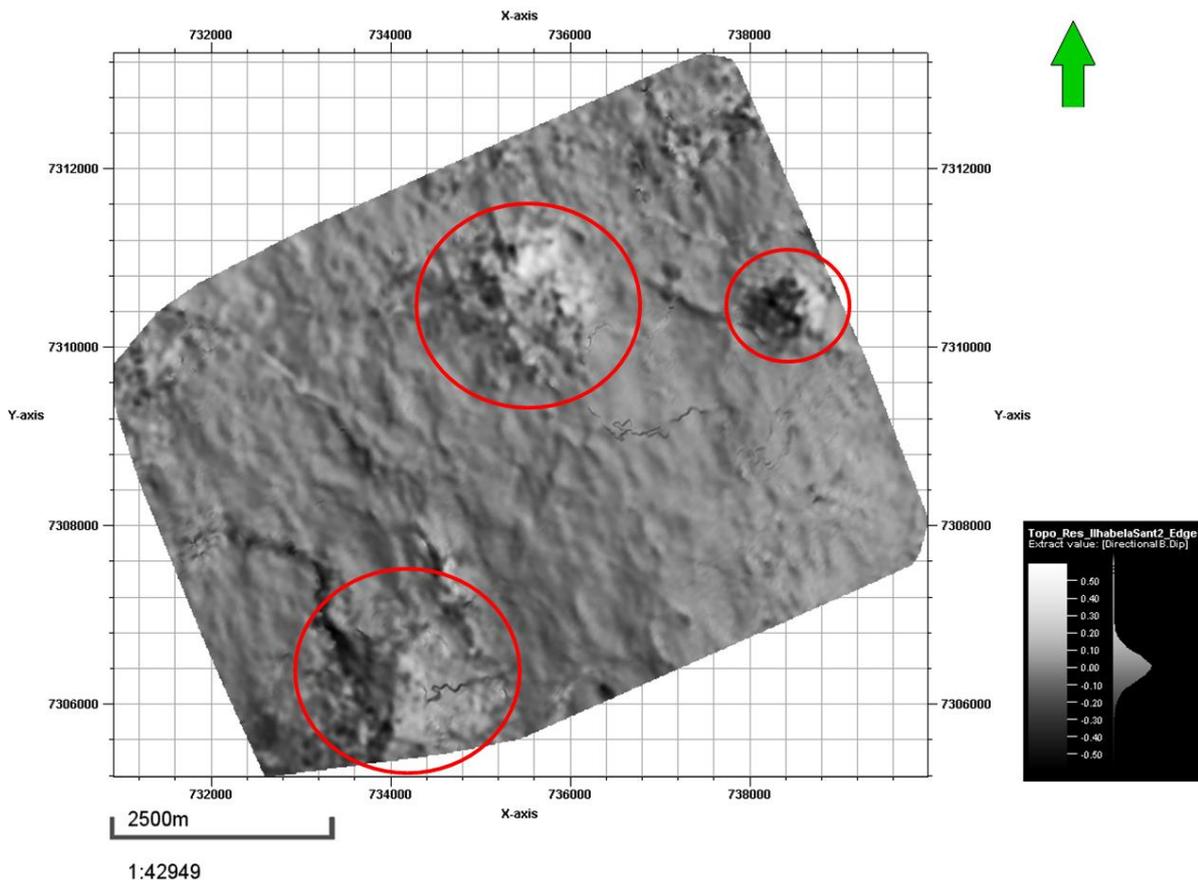


Figura 101: Mapa de Dip de alta resolução para o topo do reservatório Ilhabela 1. Círculos vermelhos indicando posição dos estratos vulcânicos.

Os atributos de superfícies de *sweetness* e amplitude RMS do reservatório Ilhabela 2 têm respostas características muito similares entre si. Contudo, novamente o *sweetness* mostrou melhor resolução lateral, tornando possível inclusive, definir melhor lineamentos de anomalias associadas no presente trabalho como lineamentos de deposição do arenito nos lobos turbidíticos (Figura 102). Em nenhum dos dois atributos foi possível identificar a zona de transição canal-lobo, ou qualquer região de confinamento de fluxo que sugerisse conexão com o lobo.

Os lineamentos de anomalias dos atributos de *sweetness* e amplitude RMS associadas neste trabalho com lineamentos de deposição de arenitos podem ser explicadas por diversos motivos, por exemplo, canais distributários presentes nos lobos bem como outros tipos de mecanismos e serão mais bem abordadas no tópico de discussões.

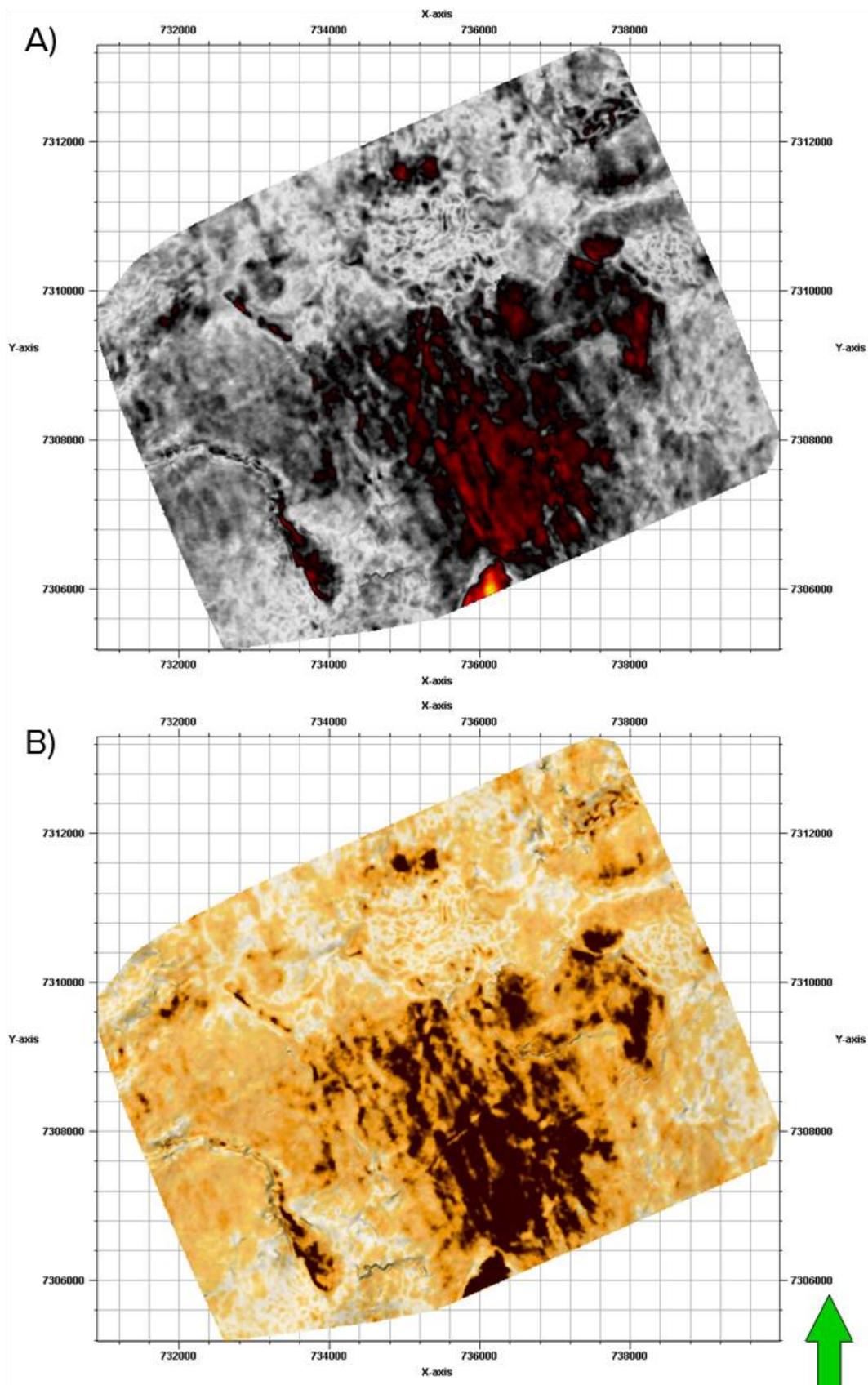


Figura 102: Mapas do topo do reservatório Ilhabela 1. A) Atributo de superfície de amplitude RMS com desenho em vermelho da interpretação da possível extensão do lobo correspondente ao alvo do poço 7-URG-14HP. B) Atributo de superfície de *Sweetness*.

7.5. Discussões

7.5.1. Ígneas como Elementos de Destaque do Sistema Petrolífero

São diversos os motivos dos destaques dados para as ígneas neste trabalho, elas aparecem durante toda a extensão do cretáceo superior, como visto nas seções sísmicas mostradas. Também aparecem majoritariamente como corpos espessos de até mais de 100 m, como vistos nos poços e quase sempre separando dois sistemas turbidíticos do Membro Ilhabela. Posteriormente, na sísmica, esse corpo que separa os sistemas foi reconhecido como o refletor de uma soleira que separa o sistema inferior com o reservatório Ilhabela 3 do sistema superior com os reservatórios Ilhabela 1 e Ilhabela 2. Além disto, este refletor possui boa extensão areal, podendo indicar então que essa soleira pode ter servido como selo para o reservatório Ilhabela 3.

Além de ígneas agindo como selo, são vários os indícios de que os estratovulcões influenciaram estruturalmente a paleomorfologia do entorno, criando, portanto, grandes depocentros que desviaram e guiaram os fluxos turbidíticos. Existe ainda a possibilidade da intrusão de diques e soleiras terem ajudado nos processos de migração, criando fraturas na Formação Itajaí-Açu permitindo que o hidrocarboneto migrasse para os arenitos do Ilhabela. Porém, essa última hipótese carece de maiores evidências e não possui os elementos necessários para serem analisados neste trabalho.

Como último fato e já citado, fica aqui o registro de alguns poços terem encontrado segundo seus relatórios, acumulações de hidrocarboneto em meio aos diabásios, porém devido a sua baixíssima permeabilidade, esses depósitos não foram bem-sucedidos nos testes de formação.

7.5.2. Ambiguidade entre Ígneas e Turbiditos

Como expostos anteriormente, não foi possível encontrar nenhum atributo que ajudasse na clara distinção dos refletores dos corpos ígneos para os refletores dos depósitos turbiditos. O melhor resultado para esta distinção foi obtido pela amplitude e a amplitude RMS, principalmente pelo primeiro, quando se leva em consideração que majoritariamente os corpos ígneos são caracterizados por possuírem um pico de reflexão positivo ao topo e negativo na base. Porém, como mostrado, existem alguns intervalos das intrusões de soleiras de diabásio que possuem baixa velocidade, o que acarreta em uma inversão no padrão lógico de polaridade deste refletor. O motivo de tal comportamento (baixa velocidade) ainda é incerto, no entanto é plausível admitir dado esta e outras evidências, que os intervalos de

baixa velocidade compressional bem como com outras características petrofísicas anômalas da soleira no entorno, representam uma sucessão de eventos intrusivos distintos formando rochas ígneas com características petrofísicas diferentes.

7.5.3. Baixa Resolução do Reservatório Ilhabela 3

O sistema turbidítico do reservatório Ilhabela 3 possui baixíssima resolução sísmica. Um dos motivos é o fato de ser um depósito caótico de arenito com espessuras às vezes superior a 100 m. Todavia, ainda que não possua reflexão interna, o seu topo e sua base deveriam ser bem marcados, porém não o são. Como mostrado, um dos motivos podem ser as sombras de baixa frequência que ocorrem abaixo dos corpos ígneos, principalmente nos complexos de soleiras e estratos vulcânicos.

Existem ainda outros dois motivos plausíveis. O primeiro são as já citadas soleiras de diabásio de baixa velocidade. Como pode ser observado em algumas seções sísmicas, mas, principalmente nas janelas de *depth seismic calibration*, estes depósitos apresentam a mesma característica de impedância acústica que os níveis pelíticos do Membro Ilhabela e da Formação Itajaí-Açu, e ainda por vezes, uma impedância acústica ligeiramente mais baixa. Portanto este baixo contraste resultaria na ausência de reflexão para o topo do reservatório, que é normalmente drapeado pelos níveis pelíticos que marcam o final do sistema. Soma-se ainda a esses fatos, um quarto motivo que é a grande atenuação de frequência causada pelas acumulações de gás dos reservatórios Ilhabela 1 e Ilhabela 2, que resulta em perda de resolução do sinal a partir destes níveis e abaixo.

7.5.4. Modelo Depositional Turbidítico

Um dos objetivos do estudo era compreender o sistema deposicional turbidítico do Membro Ilhabela para o intervalo do Santoniano. Para tal, uma das primeiras aferições era definir qual modelo descrito por Mutti & Normark (1987) (Modelos I, II e III) melhor se encaixaria com os depósitos encontrados. Todavia, não foi possível encontrar evidências conclusivas. As poucas evidências são ambíguas, ora indicando para o Modelo I, de trato regressivo, ora indicando para o Modelo II, de trato de mar baixo, por vezes até o Modelo III pode ser usado como argumento. Por exemplo, no sistema inferior, relativo ao Ilhabela 3 e que está situado abaixo da grande intrusão ígnea. A sua maior espessura, bem como a presença de arenitos de granulometria grossa e o menor grau de seleção, são características típicas de um sistema de baixa eficiência que não consegue estender o seu fluxo bacía adentro e tão pouco separar as populações granulométricas, podendo, portanto, ser representado pelo

modelo III. No sistema superior, composto pelo Ilhabela 2 e 1, é todo definido como sendo composto por arenitos finos, portanto predomina aqui as características do Modelo I e II. Para o Ilhabela 2 não foi possível definir qualquer conexão do lobo com região de fluxo confinado. Além disso, este intervalo é caracterizado por ser extenso lateralmente, o que pode levar a conclusão de que se trata do Modelo I, de alta eficiência. Porém, no reservatório Ilhabela 1 que é proveniente do mesmo sistema, é possível definir a conexão entre o lobo e a região canalizada, o que sugere que seja o Modelo II, de baixa eficiência, além de possuir menor extensão areal.

Além disso, o volume sísmico compreende apenas uma região de 50m² e possui baixa resolução lateral para a região proximal do lobo e perto dos estratos vulcânicos ao norte. Portanto, a não inferência de região canalizada para o reservatório Ilhabela 2 não pode ser inferida com certeza.

7.5.5. Lineamentos nos Lobos

Uma expressão sísmica que foi observada para ambos os atributos de *sweetness* e de amplitude RMS nos reservatórios Ilhabela 1 e Ilhabela 2, principalmente neste último, foi a presença de lineamentos de anomalias associadas até então com lineamentos de deposição de arenitos. Para melhor compreender a deposição dos turbiditos é preciso avaliar o motivo da existência desses lineamentos e inferir qual mecanismo deposicional pode os ter criado.

Analisando a bibliografia é possível observar uma semelhança desses lineamentos com as expressões deposicionais de *sand waves* definidas por Mutti & Carminatti (2012) e ilustrada no presente trabalho no capítulo 2. São vários os fatores que corroboram esta hipótese, não obstante a presença dos lineamentos, eles ocorrem de forma aproximadamente equiespaçadas lateralmente, algo que por exemplo não ocorreria na presença de canais distributários. Além disso, o lobo de fato possui uma morfologia espraiada, para a direita, com os lineamentos e os espaços entre eles ocorrendo ortogonalmente à direção principal da paleocorrente de contorno da margem continental brasileira. Todavia, existe ainda outra hipótese que explica os lineamentos e que deve ser testada.

Analisando algumas seções sísmicas como as da Figura 89 é fácil perceber que o reservatório possui uma geometria domificada, inclusive com a maioria dos poços perfurando na região de ápice deste alto estrutural. Portanto, o reservatório foi depositado em um baixo e posteriormente sofreu alteração morfoestrutural de domificação. Durante este processo, lineamentos de alívio de tensão podem ter sido criados e gerados pequenas fraturas com

pouco rejeito, sendo estas subsísmicas ou quase imperceptíveis ao olho humano no dado sísmico (exemplos na Figura 103 e Figura 104). Estas fraturas estariam supostamente localizadas entre os lineamentos de anomalias. Portanto um dos testes possíveis é definir se as fraturas ocorrem entre os lineamentos de anomalia, mostrando, portanto, um controle estrutural ou não. Porém, analisar pela seção sísmica citada acima é uma tarefa difícil e incerta, por isto foi utilizado os atributos de curvatura (Figura 105 e Figura 106) e posteriormente corenderizados com o atributo de *sweetness* (Figura 107 e Figura 108) para determinar a relação entre os lineamentos vistos nos atributos de curvatura e nos atributos de *sweetness* e entender se são portanto, expressões sin-deposicionais, relacionados com a formação de *sand waves* ou pós-deposicionais, referentes a alívios de tensão.

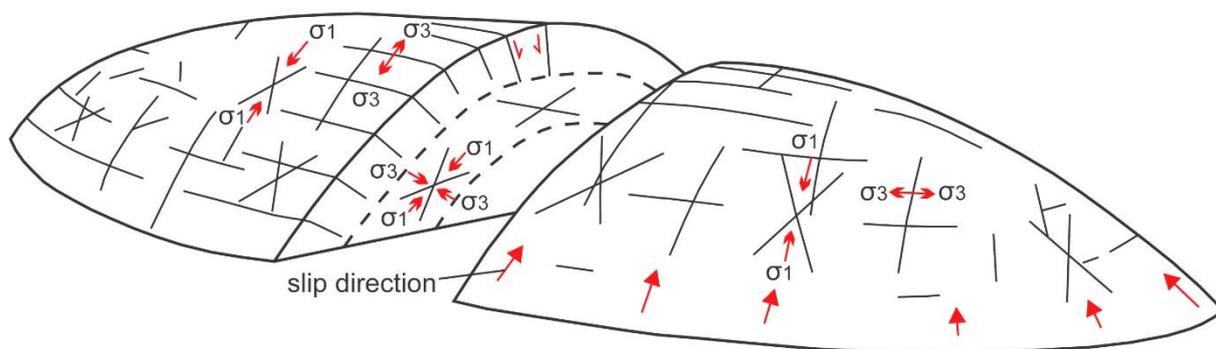


Figura 103: Modelo de conjuntos de fraturas relacionados com um anticlinal dômico. Ilustrados os conjuntos paralelos ao eixo de dobra, perpendicular ao eixo de dobra e de fraturas cisalhantes conjugadas. Modificado de Stearns (1969). Fonte: Watkins *et al.* (2017).

Analisando a Figura 105 e Figura 106 é possível enxergar os padrões de fraturas radiais para as zonas do entorno do estratovulcão e diferencia-las dos padrões de fraturas suaves (baixa resposta) retilíneas para a região do lobo turbidítico. Portanto, a existência das fraturas por domificação pode ser inferida, com as fraturas paralelas ao eixo de dobra sendo mais intensas. Contudo, resta saber se principalmente os conjuntos paralelos estão associadas com os lineamentos de anomalias de *sweetness*. Quando analisado o *sweetness* com a curvatura, é possível observar que os lineamentos de fraturas paralelas vistos nas Figura 105 e Figura 106 não estão caracteristicamente associados aos lineamentos de *sweetness*, portanto, mais prováveis que sejam elementos sin-deposicionais.

Soma-se ainda à esta evidência o fato de Miguel (2012) ter analisado os testemunhos do Campaniano e ter também achado indícios de retrabalhamento dos turbiditos. Portanto, é plausível supor a presença do mesmo mecanismo para o intervalo do Santoniano. Todavia, mais análises precisam ser feitas para se realizar essa afirmação com mais confiança. A hipótese em questão é que, caso as correntes de contorno tenham realizado o retrabalhamento

dos depósitos turbidíticos, ela pode ter sido crucial para a melhoria das propriedades de reservatório dos depósitos turbidíticos do Santoniano no Campo de Uruguá. Cabe lembrar que Mutti & Carminatti (2012) descrevem os turbiditos retrabalhados como possuindo fácies de reservatório melhores que os depósitos tradicionais, já que a corrente de contorno iria transportar os grãos finos dos depósitos bacia a dentro, fazendo melhorar o *net to gross* dos reservatórios e a permeabilidade dos intervalos de areia. Isso explicaria, portanto, os altos valores de até 2500 mD encontrados em alguns poços.

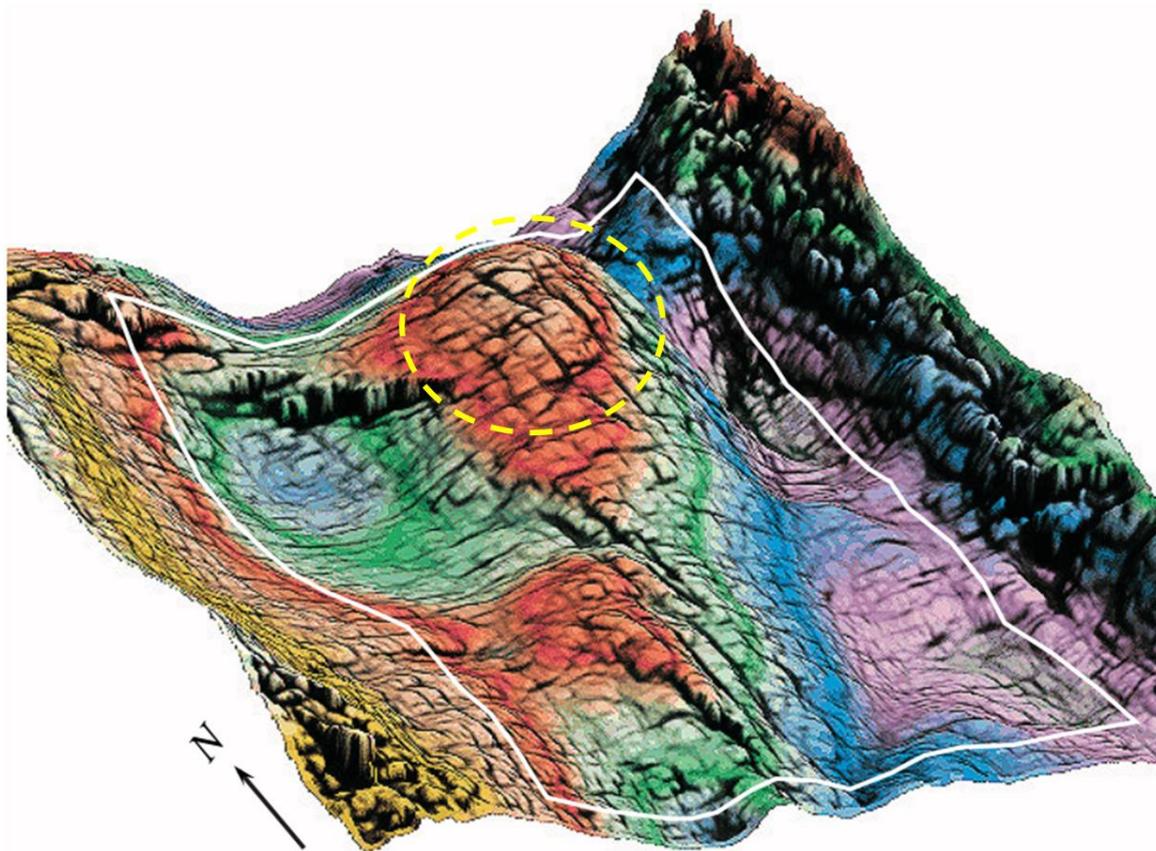


Figura 104: Exemplo de superfície com o atributo de curvatura corenderizado com o mapa de elevação estrutural. Círculo amarelo pontilhado indicando localização de fraturas análogas com as possíveis fraturas do presente estudo. Fonte: Andy Roberts (2001).

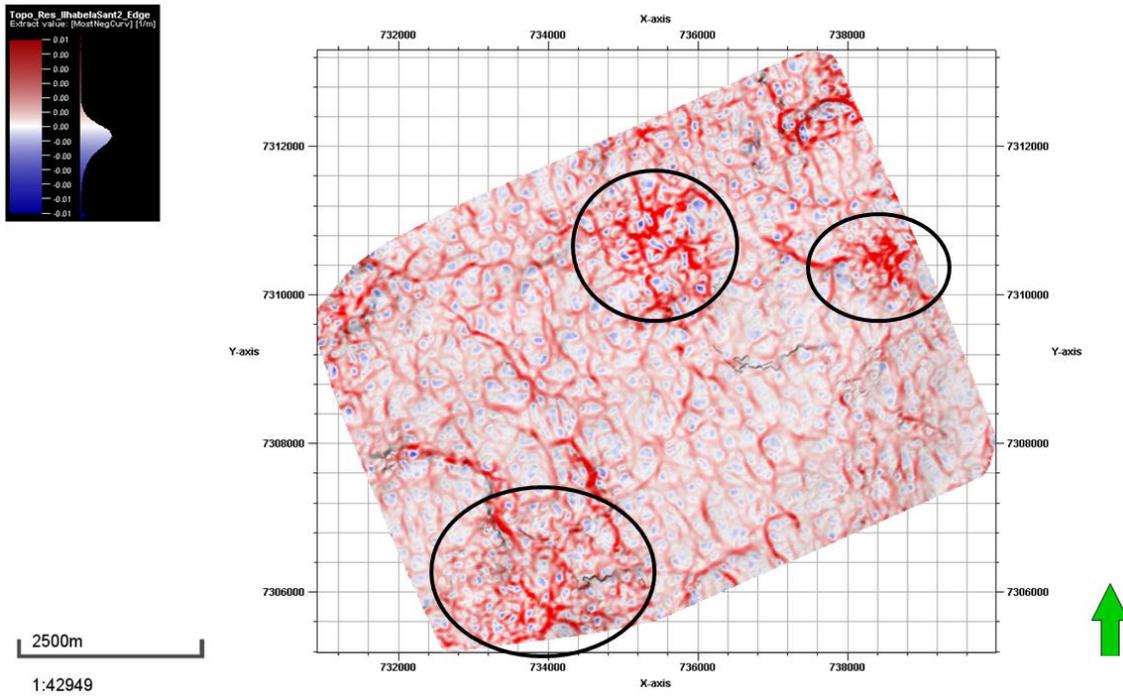


Figura 105: Atributo de superfície de curvatura mais positiva de alta resolução para o topo do reservatório Ilhabela 2. Círculos pretos indicando região de fraturas radiais associado a presença dos vulcões definidos na Figura 101.

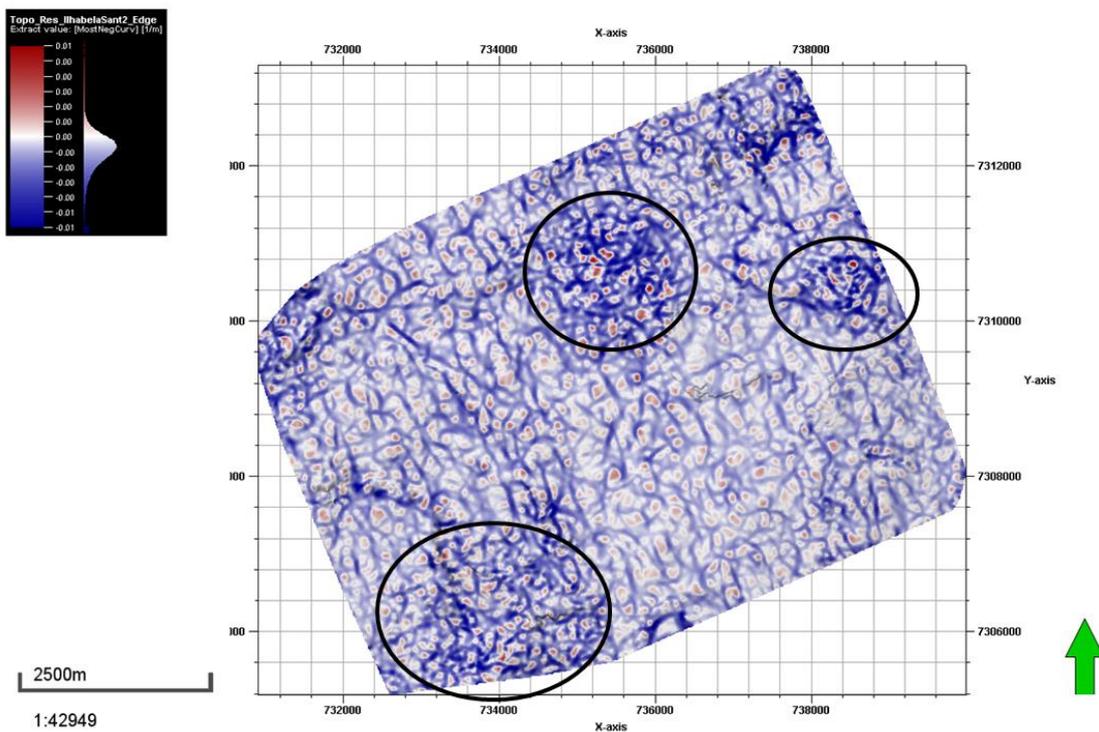


Figura 106: Atributo de superfície de curvatura mais negativa de alta resolução para o topo do reservatório Ilhabela 2. Círculos pretos indicando região de fraturas radiais associado a presença dos vulcões definidos na Figura 101.

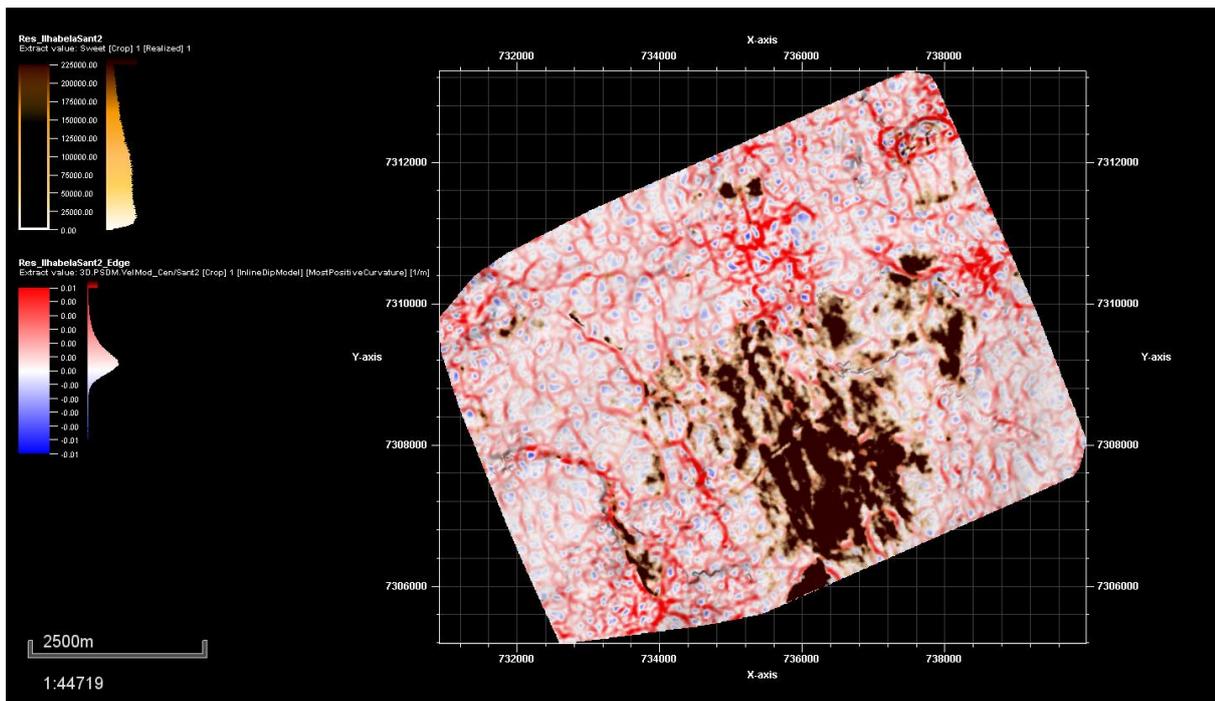


Figura 107: Corenderização dos atributos de superfície de *sweetness* e curvatura mais positiva para o topo do reservatório Ilhabela 2.

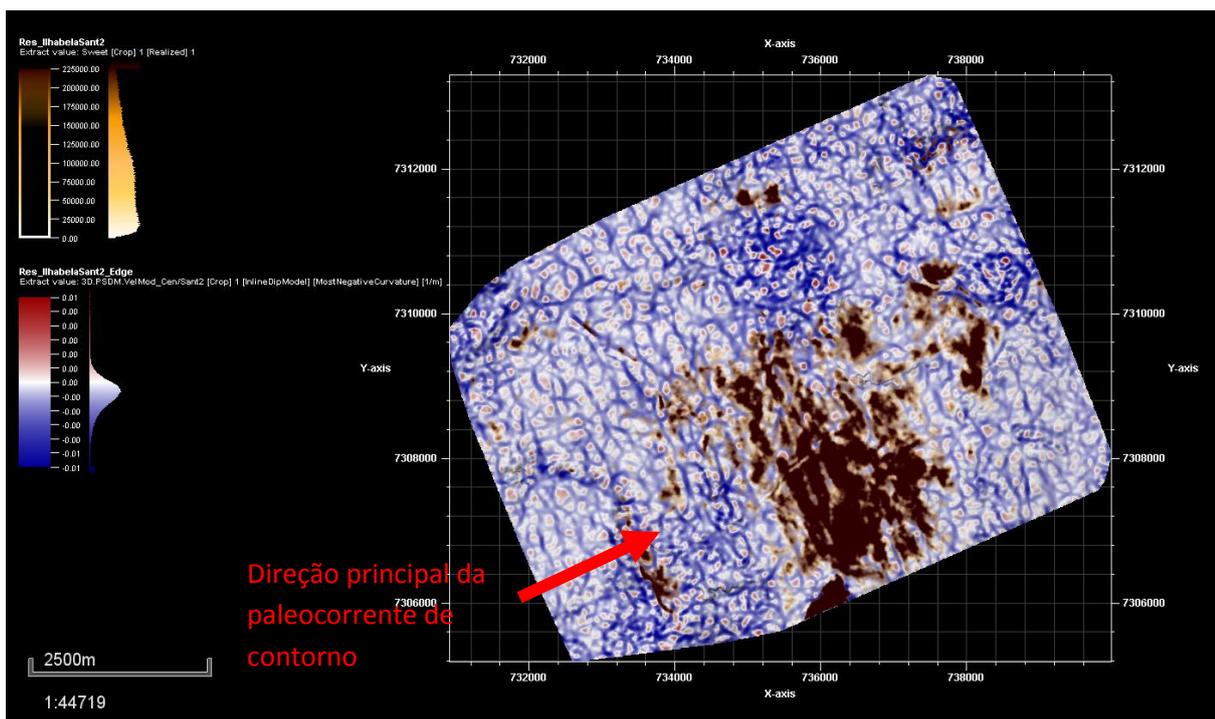


Figura 108: Corenderização dos atributos de superfície de *sweetness* e curvatura mais negativa para o topo do reservatório Ilhabela 2 com seta vermelha indicando a direção principal da paleocorrente de contorno da margem continental brasileira.

8. Conclusões

O dado sísmico de amplitude é o resultado da contribuição de diversos componentes físicos e geológicos e é, portanto, intrinsecamente bastante ambíguo. Analisá-los por diversas perspectivas ajuda a diminuir ambiguidades. Neste trabalho foi mostrado as respostas de atributos nas seções sísmicas (*inline* e *crossline*), em *depth slice* e em superfície e pode ser observado que ambos apresentam repostas bastante diferentes.

A correlação poço-sísmica ajudou a diminuir a ambiguidade do dado sísmico. É imprescindível a calibração e amarração dos dados de modo a se evitar falsas correlações. A análise multiatributos foi outra ferramenta que ajudou a decompor o dado sísmico em componentes que foram úteis para uma melhor compreensão sismoestratigráfica da área de estudo. O limite espacial do dado de apenas 50 km² impôs alguns limites para análises mais robustas, futuros estudos com o volume completo podem ser realizados para tentar caracterizar o sistema turbidítico em toda a sua extensão, inclusive englobando os depósitos do Campaniano para melhor compreender a evolução de todo complexo turbidítico.

As rochas ígneas se apresentaram com uma grande expressão litológica e demonstraram guardar relação com o sistema petrolífero Itajaí-Açu no Campo de Uruguá e são elementos que também merecem foco em estudos futuros. Por exemplo, foram observados *bright spots* no intervalo do Campaniano Superior, intervalo de ocorrência de jazidas mais rasas neste campo, situados em altos estruturais acima de um grande estratovulcão. Outro ponto de estudo sobre os depósitos ígneos a ser analisado em estudos futuros é o padrão observado de dois domínios ígneos separados geograficamente. Os cones vulcânicos de pequeno porte assentados sobre soleiras estão situados na porção leste do campo. Enquanto os grandes estratovulcões com centenas de metros de comprimento, raízes profundas e intrusões de soleira de grande porte com formatos em pires espalhados, quase semi-tabulares e até em formato de *basin fill* encontram-se na porção oeste.

O atributo de *sweetness* se mostrou como um ótimo indicador de hidrocarboneto na área de estudo, em especial para as acumulações de gás, guardando alta correlação com a locação dos poços produtores. Inclusive, um dos poços exploratórios, o 6-BRSA-566, que foi perfurado em uma região fora da anomalia de *sweetness* em formato de lobo, foi considerado como não produtor no intervalo do Santoniano. No entanto, a utilização do atributo *sweetness* de forma isolada não é recomendada, pois foi somente quando analisado em conjunto com os atributos de frequência dominante, envelope, amplitude RMS e curvatura que o atributo se

mostrou eficiente na caracterização dos reservatórios turbidíticos. Isso se deve ao fato, de que esse atributo ao contrário de boa parte dos atributos e de como recomendado por Barnes & Laughlin (2002, apud Chopra & Marfurt 2007), não mede apenas uma propriedade do dado sísmico, já que ele é a “soma” de dois componentes (amplitude e frequência), o que faz agregar ambiguidade à sua interpretação.

Ainda é incerto o modelo de sistema deposicional dos turbiditos do Membro Ilhabela do Santoniano, sendo possível aferir de forma mais conclusiva apenas sobre a contribuição da corrente de contorno como mecanismo de suporte da deposição. Contudo, é a partir do Turoniano que ocorre o início de uma grande fase regressiva que se estende até o final do Maastrichtiano. Sendo assim, o modelo deposicional III de Mutti & Normark (1987), que é referente à sistemas situados em tratos transgressivos ou em fase inicial de queda do nível do mar, pode ser descartado para o sistema superior, do Santoniano, que já estaria em fase avançada da regressão marinha. Sobram apenas portanto os modelos deposicionais I e II, mas o presente estudo não conseguiu angariar as evidências necessárias para a exclusão absoluta de nenhum destes dois modelos. Todavia, existe ainda um padrão que correlaciona os depósitos do Ilhabela 1, do Ilhabela 2 e do Ilhabela 3.

O sistema inferior, do Ilhabela 3, é o mais extenso lateralmente, além de possuir melhor *net-to-gross*, o que indicaria uma correlação com o os modelos I e II, contudo possui grande espessura e granulometria predominantemente grossa, o que se correlaciona com os fluxos de baixa eficiência presentes no sistemas de modelo deposicional III. O Ilhabela 2 possui espessura menor que a do Ilhabela 3, porém ainda com boa extensão lateral, podendo ser correlacionado com os fluxos de alta eficiência associados com uma transição do modelo III para o modelo I, que está situado em trato de mar baixo. O Ilhabela 1 possui a presença de fluxo canalizado bem evidenciada e a menor espessura entre os três intervalos, possivelmente já relacionado com o estabelecimento de um sistema típico do modelo II. Tal comportamento pode indicar uma evolução de estágios, como a citada por Mutti & Normark (1987). Os autores reconhecem que dificilmente um complexo turbidítico (empilhamento de sistemas) vai estar situado apenas dentro de um modelo, e sim muito mais provável que transite entre os modelos através das evoluções de estágio dos ciclos estratigráficos. Tal endimento portanto corrobora a interpretação realizada no presente estudo.

9. Referências

- Alvarenga, R., Iacopini, D., Kuchle, J., Scherer, C., & Goldberg, K. (2016, 6 1). Seismic characteristics and distribution of hydrothermal vent complexes in the Cretaceous offshore rift section of the Campos Basin, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 74, 12-25.
- Barnes, A. (2001). *Seismic attributes in your facies*.
- Barnes, A. (2016). *Handbook of Poststack Seismic Attributes*. (A. Barnes, Ed.) Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.
- Berton, F., & Vesely, F. (2016, 12). Seismic expression of depositional elements associated with a strongly progradational shelf margin: northern Santos Basin, southeastern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 46(4), 585-603.
- Bianco, E. (2011). *E is for Envelope — Agile*. Retrieved from <https://matt-hall-m05q.squarespace.com/blog?offset=1301076006727>
- Bischoff, A. (2018). *Architectural Elements of Buried Volcanic Systems and Their Impact on Geoenergy Resources*. University of Canterbury.
- Bouma, A. (1962). *Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam: Elsevier Pub. Co.
- Bouma, A. (2000). Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: Applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, 17, pp. 137-143.
- Carneiro, M., & Silva, Mariana, C. (2019). *Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural*. ANP.
- Chang, H., Vidal, C., Corrêa, F., Fernandes, F., Castro, J., Tinen, J., . . . Rostirolla, S. (2003). *Interpretação e Mapeamento dos Sistemas Petrolíferos da Bacia de Santos*.
- Chopra, S., & Marfurt, K. (2007). *Seismic Attributes for Prospect Identification and Reservoir Characterization*.
- Chopra, S., & Marfurt, K. (2014). Churning seismic attributes with principal component analysis. *SEG Denver 2014 Annual Meeting* (pp. 2672-2676). Society of Exploration Geophysicists.
- Fernandez, R. (2017). *BACIA DE SANTOS Sumário Geológico e Setores em Oferta*.
- Hart, B. (2008, 6). Channel detection in 3-D seismic data using sweetness. *AAPG Bulletin*, 92(6), 733-742.
- Kuenen, P., & Migliorini, C. (1950, 8 10). Turbidity Currents as a Cause of Graded Bedding. *The Journal of Geology*, 58(2), 91-127.

- Lowe, D. (1982, 1 20). Sediment Gravity Flows: II Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 52(1), 279-297.
- Macedo, J. (1999). Evolução tectônica da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências - Petrobras*, 3(3), 159-173.
- Miguel, G., & Basilici, G. (2012). *ANÁLISE FACIOLÓGICA E PETROGRÁFICA COM ÊNFASE NOS MECANISMOS DEPOSICIONAIS DOS ARENITOS DE IDADE CAMPANIANO (NEOCRETÁCIO), NO CAMPO DE URUGUÁ-BACIA DE SANTOS*. Universidade Estadual de Campinas.
- Mitchum Jr., R., Vail, P., & Thompson III, S. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis I. *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*.
- Mitchum, R., & Vail, P. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 7: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure. In R. Mitchum, & P. Vail, *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26*.
- Morais, T. (2017). *ANÁLISE SISMOESTRATIGRÁFICA DOS COMPLEXOS TURBIDÍTICOS DO CRETÁCIO SUPERIOR DA BACIA DE CAMPOS*. UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL.
- Mulder, T., & Hüneke, H. (2014). Turbidites. *Encyclopedia of Marine Geosciences, Part 2*, 888-892.
- Mutti, E. (1992). *Turbidite Sandstones*.
- Mutti, E., & Normark, W. (1987). Comparing Examples of Modern and Ancient Turbidite Systems: Problems and Concepts. In E. Mutti, & W. Normark, *Marine Clastic Sedimentology* (pp. 1-38). Springer Netherlands.
- Mutti, E., & Normark, W. (1991). An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems. In E. Mutti, & W. Normark, *Seismic Facies and Sedimentary Process of Submarine Fan and Turbidite Systems* (pp. 75-106).
- Mutti, E., & Ricci Lucchi, F. (1972). Turbidites of the northern Apennines. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 161-199.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Biase, D., & Cavanna, G. (2003). Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8), 733-755.

- Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S., & Fava, L. (1999). *An Introduction To the Analysis of Ancient Turbidite Basins From an Outcrop Perspective: Aapg Continuing Education Course Note Series #39*.
- NORMARK, W. (1970). Growth patterns of deep- sea fans. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*.
- Normark, W., Posamentier, H., & Mutti, E. (1993). TURBIDITE SYSTEMS: STATE OF THE ART AND FUTURE DIRECTIONS. *Reviews of Geophysics*, 31(2), 91-116.
- Novak Zelenika, K., Novak Mavar, K., & Brnada, S. (2018, 11 21). Comparison of the Sweetness Seismic Attribute and Porosity–Thickness Maps, Sava Depression, Croatia. *Geosciences*, 8(11), 426.
- Pereira, M., & Feijó, F. (1994). Bacia de Santos. *Boletim de Geociências - Petrobras*, 8(1), 219-234.
- Planke, S., Alvestad, E., & Eldholm, O. (1999, 10 11). Seismic characteristics of basaltic extrusive and intrusive rocks. *The Leading Edge*, 18(3), 342-348.
- Planke, S., Rasmussen, T., Rey, S., & Myklebust, R. (2005, 1 1). Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, 6(1), 833-844.
- Posamentier, H., & Kolla, V. (2003, 12 17). Seismic Geomorphology and Stratigraphy of Depositional Elements in Deep-Water Settings. *Journal of Sedimentary Research*, 73(3), 367-388.
- Prélat, A., Hodgson, D., & Flint, S. (2009, 12). Evolution, architecture and hierarchy of distributary deep-water deposits: a high-resolution outcrop investigation from the Permian Karoo Basin, South Africa. *Sedimentology*, 56(7), 2132-2154.
- Roberts, A. (2001). Curvature attributes and their application to 3D interpreted horizons. *First Break*, 19(2), 85-100.
- Sarhan, M. (2017). The efficiency of seismic attributes to differentiate between massive and non-massive carbonate successions for hydrocarbon exploration activity. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 6, 311-325.
- Severiano Ribeiro, H. (2001). *Estratigrafia de seqüências : fundamentos e aplicações*. Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos.
- Shanmugam, G. (2002, 1 2). Ten Turbidite Myths. *Earth-Science Reviews*, 58, 311-341.
- Shanmugam, G. (2008). Deep-water Bottom Currents and Their Deposits. *Developments in Sedimentology*, 60, 59-82.
- Suguio, K. (2003). *Geologia Sedimentar*. (Blucher, Ed.)

- Taner, M. (2001). *SEISMIC ATTRIBUTES*.
- Taner, M., Koehler, F., & Sheriff, R. (1979, 6). Complex seismic trace analysis. *Geophysics*, 44(6), 1041-1063.
- Veenhof, R. (2016). *Tip/Trick: Spectral Decomposition with Petrel*.
- Watkins, H., Healy, D., Bond, C., & Butler, R. (2018). Implications of heterogeneous fracture distribution on reservoir quality; an analogue from the Torridon Group sandstone, Moine Thrust Belt, NW Scotland. *Journal of Structural Geology*, 108, 180-197.
- Wynn, R., Kenyon, N., Masson, D., Stow, D., & Weaver, P. (2002). Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones. *AAPG Bulletin*, v, 86(8), 1441-1462.
- Zenk, W. (2008). P A R T 2 BOTTOM CURRENTS ABYSSAL AND CONTOUR CURRENTS. *Developments in Sedimentology*, 60, 35-58.
- Zhao, T., Zhang, J., Li, F., & Marfurt, K. (2016, 2 15). Characterizing a turbidite system in Canterbury Basin, New Zealand, using seismic attributes and distance-preserving self-organizing maps. *Interpretation*, 4(1), SB79-SB89.