

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ESTUDO COMPARATIVO DE PADRÕES DE SEDIMENTAÇÃO
DO CRETÁCEO SUPERIOR E O PALEÓGENO NA PORÇÃO
NORTE DA BACIA DE SANTOS**

Igor Abrahão Marzano

Niterói

2019

IGOR ABRAHÃO MARZANO

**ESTUDO COMPARATIVO DE PADRÕES DE SEDIMENTAÇÃO DO
CRETÁCEO SUPERIOR E O PALEÓGENO NA PORÇÃO NORTE DA
BACIA DE SANTOS**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.). Área de concentração: Geologia e Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva

FICHA CATALOGRÁFICA

CXXX **Marzano, Igor Abrahão**

**ESTUDO COMPARATIVO DE PADRÃO DE SEDIMENTAÇÃO DO CRETÁCEO
SUPERIOR E O PALEÓGENO NA PORÇÃO NORTE DA BACIA DE SANTOS**

Igor Abrahão Marzano; - Niterói: [s.n.], 2019.

101f.

Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica) – Universidade Federal
Fluminense, 2019.

1. Sismoestratigrafia. 2. Estratigrafia. 3. Bacia de Santos. 4. Título.

CDD XXX.XXXXXXX

**ESTUDO COMPARATIVO DE PADRÕES DE SEDIMENTAÇÃO DO CRETÁCEO SUPERIOR E O
PALEÓGENO NA PORÇÃO NORTE DA BACIA DE SANTOS**

IGOR ABRAHÃO MARZANO

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.). Área de concentração: Geologia e Geofísica.

Aprovada em 17 de outubro de 2019.

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva

Orientador: Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire

Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci

Universidade Federal Fluminense

Dr. Jobel Lourenço Pinheiro Moreira

Karoon

AGRADECIMENTOS

Quero agradecer primeiramente ao meu orientador Dr. Cleverson Guizan, por me conceder a oportunidade de obter este importante título em minha vida, sendo generoso ao dar um voto de confiança quando mais precisei para concluir a dissertação. Agradeço também o tempo concedido para a correção deste trabalho.

Quero agradecer aos professores e funcionários do Lagemar na minha formação profissional e pela ajuda dada durante o curso de mestrado.

À Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis junto ao Banco de Dados de Exploração e Produção - BDEP, fornecendo os dados sísmicos e de poços para que fosse possível o desenvolvimento deste trabalho.

À Schlumberger, por conceder um software de excelência para interpretação sísmica (Petrel), que possibilita desenvolver de melhor forma o estudo proposto, agregando valor acadêmico a comunidade científica.

Quero agradecer também aos membros da banca de dissertação, Dr. Antonio Fernando Menezes Freire, Dr. Wagner Moreira Lupinacci e Dr. Jobel Lourenço Pinheiro Moreira por terem aceito o convite.

Aos meus amigos geólogos e não geólogos, pela troca de conhecimentos, pelos momentos de confraternização.

Quero agradecer por último, mas não menos importante, a minha família. Aos meus pais, pelo amor e carinho dado, pelo sacrifício para prover meus estudos. Aos meus irmãos, pelo incentivo e conselhos pessoais. A minha esposa por seu companheirismo, compreensão e incentivo quando eu mais precisei. A minha filha que me faz muito feliz a cada dia. E aos meus avós por serem minha inspiração para superar cada desafio.

RESUMO

Este estudo foi desenvolvido com base em análise sismoestratigráfica de dados sísmicos 2D e 3D (aproximadamente 5.000 km² e 15 poços) na porção norte da Bacia de Santos, entre os campos de Tambuatá e Oliva, no intervalo estratigráfico entre o topo do sal e o nível dos turbiditos do Eoceno, com foco na seção sedimentar entre o Campaniano e o Maastrichtiano. Esta análise permitiu a diferenciação de dois principais padrões deposicionais que compõe o arcabouço estratigráfico da plataforma continental do Estado do Rio de Janeiro, norte da Bacia de Santos.

O primeiro conjunto de sequências deposicionais (H3-H7.2) identificadas está associado ao basculamento da bacia de Santos durante o final do Albiano ao Campaniano. A presença de uma “*hinge-line*” na Bacia de Santos na sua porção proximal durante o Cretáceo e a alta taxa de subsidência térmica fez com que as sequências deposicionais desde o Albiano superior até o Maastrichtiano se desenvolvessem como uma rampa mais profunda com a sedimentação diretamente em águas profundas e sem formar uma plataforma típica. Como consequência ocorreu somente a preservação dos sedimentos de tratos de mar baixo e transgressivo na porção da rampa. A sobrecarga sedimentar e o aumento da inclinação da rampa induziram a movimentação das camadas de sal gerando depocentros e altos sin-deposicionais que controlaram a deposição dos fluxos gravitacionais. O grau de inclinação do substrato permitiu que os arenitos do Campaniano, com granulometria grossa a muito grossa, chegassem ao depocentro na porção norte da bacia. Durante esta fase, grandes calhas erosivas e deposicionais foram preenchidas por depósitos arenosos de granulometria grossa e com sismofácies acanaladas e tipo *hummocky*. Durante a evolução deste intervalo devido à movimentação halocínética houve a inversão estrutural de calhas colocando depósitos arenosos em posições estruturais propícias à acumulação de hidrocarbonetos, que foram alvo de poços exploratórios.

O segundo conjunto de sequências deposicionais (H8-H8.1), a partir do Paleógeno, possui fácies sísmicas com padrões sigmoidais que resultaram de uma redução relativa da inclinação da rampa e do aumento dos suprimentos sedimentares com concomitante avanço na margem da plataforma, durante episódios de regressões forçadas. Devido a esta geometria de borda de plataforma/talude foram desenvolvidas condições de instabilidade gravitacional ocorrendo a formação de escorregamentos de massa de grandes proporções. Como consequência em região de talude são formados depósitos sedimentares de transporte de massa associados aos deltas de margem de plataforma com formação de fluxos gravitacionais arenosos com granulometria fina. Estes depósitos, quando comparados aos turbiditos do Campaniano, possuem menor influência da halocinese na região de estudo e piores características de reservatórios para petróleo.

Palavras-chave: Sismoestratigrafia, fácies sísmicas, fluxos gravitacionais, Campaniano, bacia de Santos.

ABSTRACT

This study was based on seismic stratigraphic analysis of 2D and 3D seismic data (approximately 5,000 km² and 15 wells) in the northern portion of the Santos Basin, between the Tambuatá and Oliva fields, in the stratigraphic interval between the top of salt and the Eocene turbidite horizon, focusing on the sedimentary section between the Campanian and the Maastrichtian. This analysis allowed the differentiation of two main depositional patterns that make up the stratigraphic framework of the continental shelf of Rio de Janeiro State, north of the Santos Basin.

The first set of depositional sequences (H3-H7.2) identified is associated with the Santos basin tilting during the late Albian to Campanian. The presence of a hinge line in the Santos Basin in its proximal portion during the Cretaceous and the high rate of thermal subsidence has made the depositional sequences from the upper Albian to the Maastrichtian to develop as a deeper ramp with sedimentation being developed directly into deep waters and without the development of a typical platform, as result, only sediments from lowstands and transgressive systems tracts were preserved in the ramp setting. The sedimentary overload and the increase of the slope of the ramp induced the movement of salt layers generating depocenters and syn-depositional highs that controlled the deposition of gravity flows. The degree of substrate inclination allowed Campanian sandstones, with coarse to very coarse grain size, to reach depocenters in the northern portion of the basin. During this phase, large erosive and depositional gutters were filled by sandy deposits of coarse particle size and with channeled and hummocky seismic facies. During the evolution of this interval due to halokinetic movement there was the structural inversion of gutters placing sandy deposits in structural positions favorable to hydrocarbon accumulation, which were the target for exploratory wells.

The second set of depositional sequences (H8-H8.1), starting from the Paleogene, has seismic facies with sigmoidal patterns that resulted from a relative reduction of the slope of the ramp and an increase of sedimentary supplies with advancing platform margin during episodes of forced regressions. Due to this platform / slope edge geometry, gravitational instability conditions are developed and large slippage mass formation occurs. Consequently, in the slope region mass transport sedimentary deposits were formed associated with the platform margin deltas with formation of fine-grained sandy gravitational flows. These deposits, when compared to Campaniano turbidites, have less influence of halokinesis in the study region and worst characteristics for oil reservoirs.

Key-words: Seismic Stratigraphy, seismic facies, gravity flows, Campanian, Santos basin.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Mapa batimétrico regional da porção centro-norte da Bacia de Santos e porção sul da Bacia de Campos modificada de Moriak (2003). E em destaque, a área de estudo (porção nordeste da Bacia de Santos). _____ 17
- Figura 2: Tabela geológica modificada de Moreira *et al.* (2007) e informações de tectonismo regional de Modica e Brush (2004). Em vermelho destacado os eventos tectonoestratigráfico do estudo. _____ 20
- Figura 3: Mapa batimétrico da área de estudos - Bacia de Santos (dados batimétricos de Smith e Sandwell, 1997). Traçado proposto do pretérito rio Paraíba do Sul de Modica e Brush (2004), traçado do atual *offlap* break e do *offlap* break eocênico (Modica e Brush, 2004) e posição da linha sísmica de Moreira *et al.* (2001). _____ 21
- Figura 4: Interpretação de um perfil sísmico da sequência eocênica. Esse perfil foi subdividido em três sequências: a primeira representa ciclo de 9 Ma e a segunda e a terceira representam ciclos de 1,5 Ma cada. As três sequências juntas formam uma sequência maior que representa um ciclo com 12 Ma. Modificado de Moreira *et al.*, 2001. Localização do perfil na Figura 3. _____ 22
- Figura 5: Esquema dos padrões de terminações de sismosequências. Reproduzido de MITCHUM JR., *et al.* (1977). _____ 27
- Figura 6: Exemplos de fácies sísmicas baseado na amplitude, frequência, continuidade e geometria das reflexões. Modificado de VEEKEN (2007). _____ 28
- Figura 7: Esquema dos padrões internos de reflexões que definem as fácies sísmicas (reproduzido de Mitchum Jr. *et al.* 1977). _____ 30
- Figura 8: Geometrias externas típicas de algumas sismofácies (reproduzido de Mitchum Jr. *et al.* 1977). _____ 32
- Figura 9: Modelo de agradação por tempestades modificado de Seilacher (1982), para manter o perfil de equilíbrio da plataforma evitando exposição subaérea, assumindo nível de mar alto estático (Higgs, 2010). _____ 35
- Figura 10: Modelo de afinamento de grão em direção à borda da plataforma em função da variação do nível de base de ondas de tempestade (SWB – *Storm Wave Base*). Cada tamanho de grão possui seu nível de base de onda de tempestade em função da energia necessária para remobiliza-lo (Swift and Thorne, 1991). _____ 35
- Figura 11: Modelo para um ciclo eustático de crescimento de plataforma durante estágios de mar alto, mar baixo, transgressivo e mar alto. Pressupostos: posição inter-deltaica; aumento da subsidência da plataforma em direção ao mar; com aumento do declive com o tempo da parte

externa da plataforma. Assunção: (1) posição inter-deltaica; and (2) aumento da subsidência em direção à bacia. _____	36
Figura 12: Sequencia de Bouma clássca, apresentando as estruturas sedimentares que a compõem. Modificado de Bouma, 1962. _____	37
Figura 13: Fácies turbidíticas e processos relacionados (c.f. Mutti, 1992) _____	41
Figura 14: Fluxograma de trabalho adotado no estudo. _____	42
Figura 15: Localização, em mapa, dos dados solicitados. Cubo sísmico 3D em azul, linhas sísmicas 2D em preto e os 15 poços com seus respectivos símbolos. A área de estudo cobre os campos de Tambuatá (1) e Oliva (2). <i>Ring fences</i> dos respectivos campos delimitados em vermelho. _____	43
Figura 16: Exemplo de construção de sismograma sintético. Modificado de Andrade 2009. _____	48
Figura 17: Classificação dos atributos sísmicos (Brown, 2001). _____	50
Figura 18: Resultado final da calibração do perfil Sônico (DT) em relação ao <i>checkshot</i> . Destaque das duas zonas de quebra de velocidade. _____	54
Figura 19: Sismograma sintético para o poço 1-BSS-0069. É possível observar na primeira coluna os perfis densidade (em azul) e sônico calibrado (em preto), na segunda coluna o perfil refletividade e na terceira, a <i>wavelet</i> . Na parte central da figura se encontra a sísmica original correlacionada com o traço sintético. Nas colunas da direita, estão os valores de correlação, velocidade intervalar e curva <i>drift</i> (desvio entre sônico e checkshot). _____	55
Figura 20: Resultado da amarração do poço 1-BSS-0069-BS. Notar a posição dos marcadores litoestratigráficos posicionados nos refletores sísmicos correspondentes. _____	56
Figura 21: Seção sísmica 2D 0228-3708 original e interpretada com os horizontes mapeados. _____	58
Figura 22: Seção sísmica 2D 0228-3708, ilustrando a amarração da Cronoestratigrafia no poço 1-BSS-0069-BS e a extrapolação para o perfil composto. As linhas pontilhadas em vermelho determinam o limite das idades geológicas dos pacotes sedimentares. _____	58
Figura 23: Identificação das terminações de refletores na seção sísmica 2D 0231-1316. _____	59
Figura 24: Mapa estrutural da Base do Sal (H1). _____	60
Figura 25: Mapa de isócrona do Sal (S1). _____	61
Figura 26: Mapa de isócrona do Sal ao Santoniano (S2). As setas em amarelo indicam as direções de aporte sedimentar. _____	62
Figura 27: Seção Sísmica 2D (0228-3711) ilustrando a isócrona do Topo do Sal ao Santoniano (S2). _____	62
Figura 28: Mapa de isócrona do Campaniano (S3). As setas em amarelo indicam as direções de aporte sedimentar. _____	63
Figura 29: Seção sísmica 2D (0247-0109) ilustrando a isócrona do Campaniano (S3) no depocentro <i>versus</i> na porção distal. _____	64

Figura 30: Seção sísmica 2D (0228-3708) horizontalizada pelo topo da unidade S3, ilustrando o paleoalto na região nordeste da área de estudo. _____	64
Figura 31: Seção sísmica 2D (0247-0109) ilustrando as geometrias internas no Campaniano. A) Fácies sísmica do tipo <i>hummocky</i> . B) Fácies sísmica subparalela. _____	64
Figura 32: Mapa de isócrona do Maastrichtiano (S4). As setas em amarelo indicam as direções de aporte sedimentar. _____	65
Figura 33: Mapa de isócrona do Paleoceno (S5). As setas em amarelo indicam as direções de aporte sedimentar. _____	66
Figura 34: Mapa estrutural do topo do Paleoceno (morfologia do substrato pretérito ao Eoceno). Onde ocorre a menor declividade, ocorrem os deltas de plataformas. _____	67
Figura 35: Mapa de isócrona do Eoceno (S6). A linha branca listrada delimita a máxima ocorrência dos deltas de plataforma e dos fluxos gravitacionais. _____	68
Figura 36: Seção sísmica 2D (0228-3708) ilustrando as duas clinofomas identificadas. Com as setas vermelhas, a clinofoma com geometria tangencial (oblíqua) e com setas em verde as clinofomas com geometria sigmoidal. _____	68
Figura 37: Seção Sísmica 2D 0228-3708, ilustrando o atributo de fase instantânea que facilita a interpretação dos horizontes mapeados. _____	69
Figura 38: Seção Sísmica 2D 0228-3708, ilustrando o atributo Técnica de Amplitude (TecVA), onde as falhas (interpretadas em branco) são destacadas e ressaltando uma textura padrão para os diferentes tipos de sedimentos, como por exemplo, os arenitos do Campaniano e do Eoceno em amarelo e as rochas ígneas intrusivas em roxo. _____	70
Figura 39: Seção Sísmica 2D 0231-1316, ilustrando o atributo <i>Root Mean Square</i> (RMS). As anomalias destacam-se pela cor amarela, indicando a presença dos arenitos. _____	71
Figura 40: Seção sísmicas 2D 0231-1316 com atributo RMS, destacando as anomalias em amarelo, indicando a presença de arenitos, das sequências S3 e S6, respectivamente Campaniano e Eoceno. _____	71
Figura 41: Seção Sísmica 2D 0231-1316, ilustrando o atributo de <i>Sweetness</i> . Como no RMS, as cores amarelo e vermelho, entre o intervalo do Campaniano ao Eoceno, correspondem a corpos turbidíticos. _____	72
Figura 42: Seção sísmicas 2D 0231-1316 com atributo de <i>Sweetness</i> , destacando as anomalias em amarelo, das sequências S3 e S6, respectivamente Campaniano e Eoceno. _____	72
Figura 43: Seção sísmica interpretada (linha 248-0052), parte sul da bacia, na qual pode ser observada a linha de charneira do Cretáceo afetando a sedimentação do Albiano ao Maastrichtiano. Mário Luis Assine <i>et al</i> , 2008. _____	75

Figura 44: Modelo esquemático da charneira/rampa esperado na parte norte da bacia, afetando a sedimentação do Campaniano ao Paleoceno e, conseqüentemente, formando depósitos gravitacionais. No Eoceno a relação entre aporte sedimentar e o nível do mar possibilita a formação das clinoformas associadas ao delta de borda de plataforma. _____ 75

LISTA DE TABELA

Tabela 1 - Informação geral dos dados sísmicos solicitados. _____	44
Tabela 2 - Informação geral dos dados de poços solicitados _____	45
Tabela 3 - Nomenclatura utilizada nas 13 superfícies mapeadas e suas respectivas idades geológicas _____	57

SUMÁRIO

1 - Introdução	15
1.1- Localização da área de estudo	16
1.2- Objetivo	17
1- Evolução Tectonoestratigráfica	17
3- Aspectos Conceituais	23
3.1– Estratigrafia de Sequências	23
3.1.1– Eustasia	23
3.1.2– Nível Relativo do Mar	24
3.1.3– Espaço de Acomodação	24
3.2– Sismoestratigrafia	24
3.2.1– Fácies Sísmicas	27
3.2.2– Configurações Internas das Reflexões Sísmicas	28
3.2.3– Geometria Externa das Fácies Sísmicas	31
3.3– Plataforma e Rampas e Resposta à Eustasia	32
3.4 – Depósitos Gravitacionais	36
4- Dados Disponíveis e Metodologia	42
4.1 – Base de Dados	42
4.2 – Carregamento de Dados	45
4.3 – Amarração dos poços	47
4.4 – Interpretação sísmica	48
4.5– Utilização de atributos sísmicos	48
4.5.1– Atributos Sísmicos Pós empilhamento (<i>Pós-Stack</i>)	50
4.5.1.1– Atributo de Fase Instantânea	51
4.5.1.2– Atributo Técnica de Amplitude (TecVA)	51
4.5.1.3– Atributo <i>Root Mean Square</i> (RMS)	52
4.5.1.4– Atributo de Sweetness	53
5- Resultados e Discussões	53
5.1 – Amarração entre dados sísmicos e de poço	53
5.2 – Interpretação sísmica	56
5.3 – Análise de atributos sísmicos ressaltando os potenciais reservatórios arenitos e os selos sobrejacentes	69

5.4 – Evolução da charneira/rampa durante o Cretáceo e sua associação com as geometrias dos pacotes sedimentares	73
6- Conclusões _____	76
7- Referências Bibliográficas_____	78
Anexo 1: Descrição do Arquivo Geral de Poço 1-BRSA-102-RJS _____	85
Anexo 2: Descrição do Arquivo Geral de Poço 1-BRSA-555-RJS _____	89

1 - Introdução

Esta dissertação busca investigar os depósitos sedimentares do Cretáceo e Paleógeno da porção norte da Bacia de Santos, com base em análise sismoestratigráficas de dados sísmicos 2D e 3D (aproximadamente 5.000 km² e 15 poços) no intervalo estratigráfico entre a base do Sal e o fundo do mar, com foco na seção sedimentar entre o Campaniano e o Eoceno. Esta análise permitiu a diferenciação de dois principais padrões deposicionais que compõe o arcabouço estratigráfico da plataforma continental do Estado do Rio de Janeiro, norte da Bacia de Santos. Como consequência da elevada subsidência térmica sofrida pela bacia entre o Albiano Superior ao Maastrichtiano e concomitantes episódios de soerguimentos da Serra do Mar adjacente à Bacia, amplamente discutidos na literatura, se desenvolveram condições de sedimentação em uma rampa relativamente profunda para depósitos gravitacionais (Cobbold *et al.*, 2001). A combinação do aumento da declividade da rampa, combinada com o alto influxo sedimentar promovido pelo soerguimento da Serra do Mar, causou sobrecarga sedimentar diferencial e provocou a movimentação gravitacional e o escorregamento da seção sedimentar formando altos e depocentros sin-deposicionais (Macedo, 1990). Os depocentros foram o local principal de desenvolvimento de calhas por onde passaram fluxos gravitacionais de alta densidade e se depositaram espessos pacotes de areias grossas a médias.

Durante o Maastrichtiano observa-se a ocorrência de um pacote argiloso que se desenvolveu devido ao aumento relativo do nível do mar e uma colmatação da bacia formando um importante potencial selo regional para hidrocarbonetos na Bacia.

Observa-se em linhas sísmicas regionais, uma mudança do padrão de preenchimento sedimentar da Bacia no Paleógeno, quando o padrão sismoestratigráfico passa a ser de refletores plano-paralelos ou de baixo ângulo, representando depósitos rasos de plataforma e grandes formas progradacionais com geometria sigmoidal na borda desta nova plataforma (Moreira *et al.*, 2007; Berton & Vesely, 2016). Devido a esta nova geometria de borda de plataforma/talude são desenvolvidas condições de instabilidade gravitacional ocorrendo a formação de escorregamentos de massa de grandes proporções para tentar restaurar o perfil de equilíbrio da plataforma. As calhas formadas

na região de talude foram preenchidas por depósitos sedimentares de transporte de massa associados aos deltas de margem de plataforma através da formação de fluxos gravitacionais arenosos com granulometria fina. Estes depósitos, quando comparados aos turbiditos do Campaniano, possuem menor influência da halocinese na região de estudo e piores características de reservatórios para petróleo.

Esta análise permitiu a diferenciação de dois principais padrões deposicionais que compõe o arcabouço estratigráfico da plataforma, sendo o primeiro durante o final do Albiano ao Campaniano e o segundo durante o Paleógeno. Ambos estão relacionados ao aporte sedimentar, ao basculamento da bacia e ao nível eustático e, conseqüentemente, apresentam implicações exploratórias.

1.1- Localização da área de estudo

A Bacia de Santos situa-se na margem sudeste brasileira, entre os paralelos 23° e 28° sul, ocupando cerca de 275.000 Km² até a cota batimétrica de -2000 metros e 350.000 Km² se considerada a cota batimétrica de -3000 metros (Moreira *et. al.*, 2007). A bacia está compreendida entre dois altos estruturais principais: Alto de Cabo Frio, ao norte, e o Alto de Florianópolis, ao sul, separando-a das bacias de Campos e Pelotas, respectivamente (Figura 1). A bacia se estende, a leste, avançando sobre a feição fisiográfica do Platô de São Paulo, cujo limite leste coincide aproximadamente com o limite entre as crostas continental e oceânica (Lobo e Ferradaes, 1983 *apud* Mohriak *et al.*, 1995; Chang e Kowsmann, 1987 *apud* Mohriak *et al.*, 1995; Palma, 1984 *apud* Alves, 2002; Moreira *et al.* 2007), e a oeste (área continental) a bacia é limitada pelo cinturão de Serras costeiras (Serras do Mar e da Mantiqueira), o que a restringe ao domínio oceânico (Macedo, 1990).

A área de estudo se localiza na porção norte da Bacia de Santos, entre a região de quebra da plataforma/talude superior conforme Figura 1.

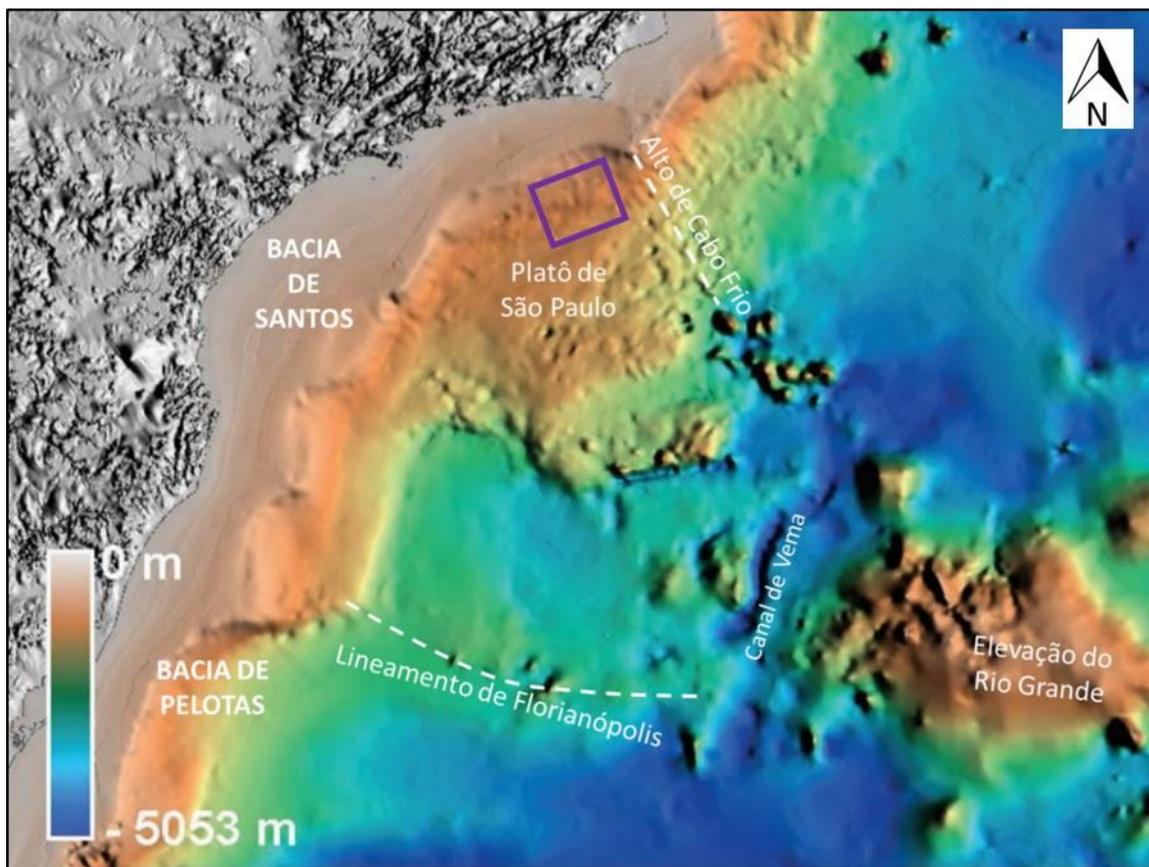


Figura 1: Mapa batimétrico regional da porção centro-norte da Bacia de Santos e porção sul da Bacia de Campos modificada de Moriak (2003). E em destaque, a área de estudo (porção nordeste da Bacia de Santos).

1.2- Objetivo

O objetivo principal do estudo foi identificar e comparar os padrões de sedimentação do Cretáceo superior e do Paleógeno e suas implicações para a exploração de hidrocarbonetos na região dos campos de Tambuatá e de Oliva, na porção norte da Bacia de Santos.

1- Evolução Tectonoestratigráfica

Regionalmente a Bacia de Santos vem sendo estudada por diversos autores (Moraes Jr. *et al.* 1994a; Moraes Jr. *et al.* 1994b; Mohriak e Macedo, 1993; Pereira *et al.* 1986; Pereira e Macedo, 1990). Trata-se de uma típica Bacia da Margem continental Atlântica, caracterizada por uma sucessão de arenitos e folhelhos de plataforma e talude. Sua abertura foi precedida no Eo-cretáceo por uma fase rifte e uma fase transicional de idade aptiana. Esta última é rica em evaporitos e foi responsável pela deformação

plástica, tanto distensiva como compressiva, ao longo da evolução da margem passiva. A Figura 2 mostra a carta estratigráfica para a Bacia de Santos, atualmente adotada e a Figura 3 apresenta uma figura esquemática de típica bacia marginal da costa brasileira.

Após a deposição evaporítica ocorre a efetiva separação dos continentes africano e sul-americano, com a formação da cadeia Meso-Atlântica e incursão marinha normal, dando início à fase Drifte da bacia. Em ambientes de águas rasas durante o Albiano se depositou um espesso intervalo de carbonatos de águas rasas. Com a formação de crosta oceânica e seu esfriamento, se inicia o processo de subsidência termal da bacia, causando um basculamento generalizado da plataforma (Macedo, 1990). Como resultado da sobrecarga dos carbonatos albianos, sobre os evaporitos e o basculamento da bacia para *offshore*, se desenvolveram grandes escorregamentos gravitacionais e a formação de falhamentos lítricos, dando início à fase de halocinese na bacia (Macedo, 1990). Essa movimentação halocinética é responsável por variações de faciológicas, falhamentos e estruturas observadas nos intervalos carbonáticos albianos, bem como por uma intensa estruturação e um forte controle deposicional dos intervalos sedimentares subjacentes.

Como resposta à subsidência termal da bacia e subida do nível relativo do mar, ocorreu um afogamento regional da plataforma carbonática. Como resultado, foi depositada uma sequência transgressiva entre o Meso-Albiano e o Turoniano (104-88 Ma), caracterizada por depósitos argilosos e carbonáticos de águas mais profundas e de baixa energia (Pereira e Feijó, 1994; Nunes *et al.*, 2004). A condição de máximo afogamento da bacia ocorreu durante o Cenomaniano-Turoniano (90 Ma) representado por folhelhos nas áreas mais distais da bacia, correspondendo à Formação Itajaí-Açu (Milani *et al.*, 2000).

A Serra do Mar Cretácea foi formada devido a um soerguimento dômico uniforme de origem térmica na região sudeste do Brasil (Zalán e Oliveira, 2005, Cobbold *et al.* (2001). Desde o seu soerguimento, a Serra do Mar Cretácea forneceu grande quantidade de sedimentos que se acumulou na plataforma externa e na borda proximal da Bacia de Santos (Almeida e Carneiro, 1998). Durante o intervalo entre o Coniaciano e o Campaniano Médio se desenvolveu na bacia uma arquitetura deposicional progradacional (regressiva), representada pela Formação Santos. Este padrão regressivo foi chamado de

Megassequência Regressiva por autores como Almeida e Carneiro, 1998; Cainelli e Mohriak, 1999). Posteriormente, ocorreu uma reorganização das drenagens proximais da Serra do Mar, direcionando a drenagem do ancestral do Rio Paraíba do Sul para a porção nordeste da Bacia de Santos (Modica e Brush, 2004; Fig. 3). A drenagem do Paraíba do Sul promoveu, então, episódios fortemente progracionais fazendo com que a linha de costa avançasse significativamente mar adentro (Pereira *et al.*, 1986 apud Macedo, 1990).

Durante o período Campaniano tardio ao Maastrichtiano ocorreu um novo pulso de reativação tectônica, com um soerguimento relativo no Campaniano tardio e uma reorganização regional das drenagens, modificando o padrão de dispersão de sedimentos e favorecendo uma ampla sedimentação turbidítica na Bacia (Modica e Brush, 2004). Segundo estes autores, a paleogeografia marinha do Campaniano –Maastrichtiano indica uma área fonte de sedimentos na porção norte da Bacia como consequência da reorganização das drenagens do ancestral do Rio Paraíba do Sul e que este padrão perdurou inclusive durante o Paleógeno.

A sequência do Maastrichtiano tardio ao Paleoceno de modo geral é relativamente delgada, com exceções locais como na região chamada de “*Albian gap*” onde esta seção possui mais de 1500m de espessura. Evidências de uma discordância de caráter regional são observadas na parte superior da seção sedimentar do Paleoceno. Este evento erosivo coincide com um limite de sequência, que está associado a um grande rebaixamento do nível do mar, e que causou a remoção de expressivos volumes de sedimentos e a formação de grandes cânions e incisões na plataforma externa e taludes do Paleoceno (Modica e Brush, 2004).

Durante o Eoceno ocorreram eventos de preenchimentos dos cânions e incisões por espessos pacotes arenosos. No final do Eoceno ocorreu um evento de destruição da borda da plataforma (Moreira *et al.*, 2007) causado por escorregamentos de sedimentos e que foram fonte para depósitos gravitacionais ricos em areias, conforme Figura 4 (Modica e Brush, 2004).

Durante o Oligoceno, a drenagem do ancestral do Rio Paraíba do Sul foi capturada e redirecionada para a Bacia de Campos. Como consequência, ocorreu uma drástica mudança no padrão de sedimentação na Bacia de Santos, na qual a margem da plataforma, que durante o Cretáceo superior e Paleógeno se desenvolveu extensamente,

sendo substituída uma do tipo “faminta”, com pouco aporte de sedimentos, causando um recuo de mais de 50 km da margem da plataforma (Modica e Brush, 2004).

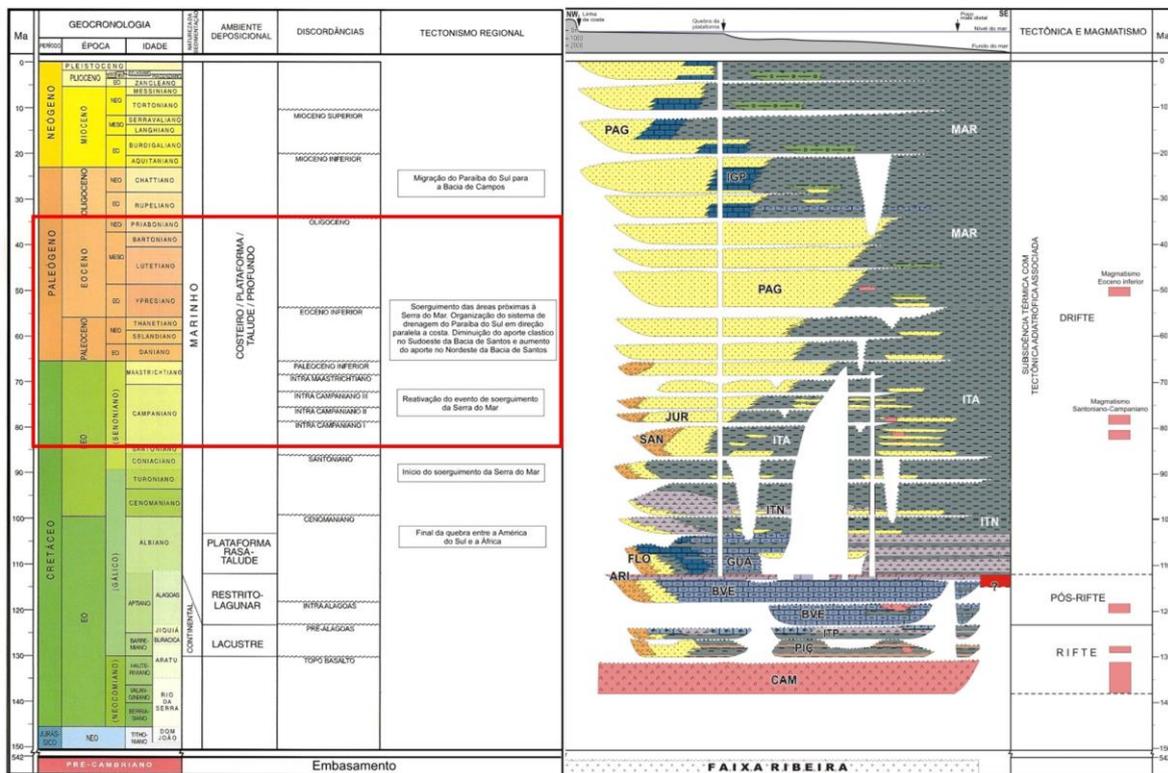


Figura 2: Tabela geológica modificada de Moreira *et al.* (2007) e informações de tectonismo regional de Modica e Brush (2004). Em vermelho destacado os eventos tectonoestratigráfico do estudo.

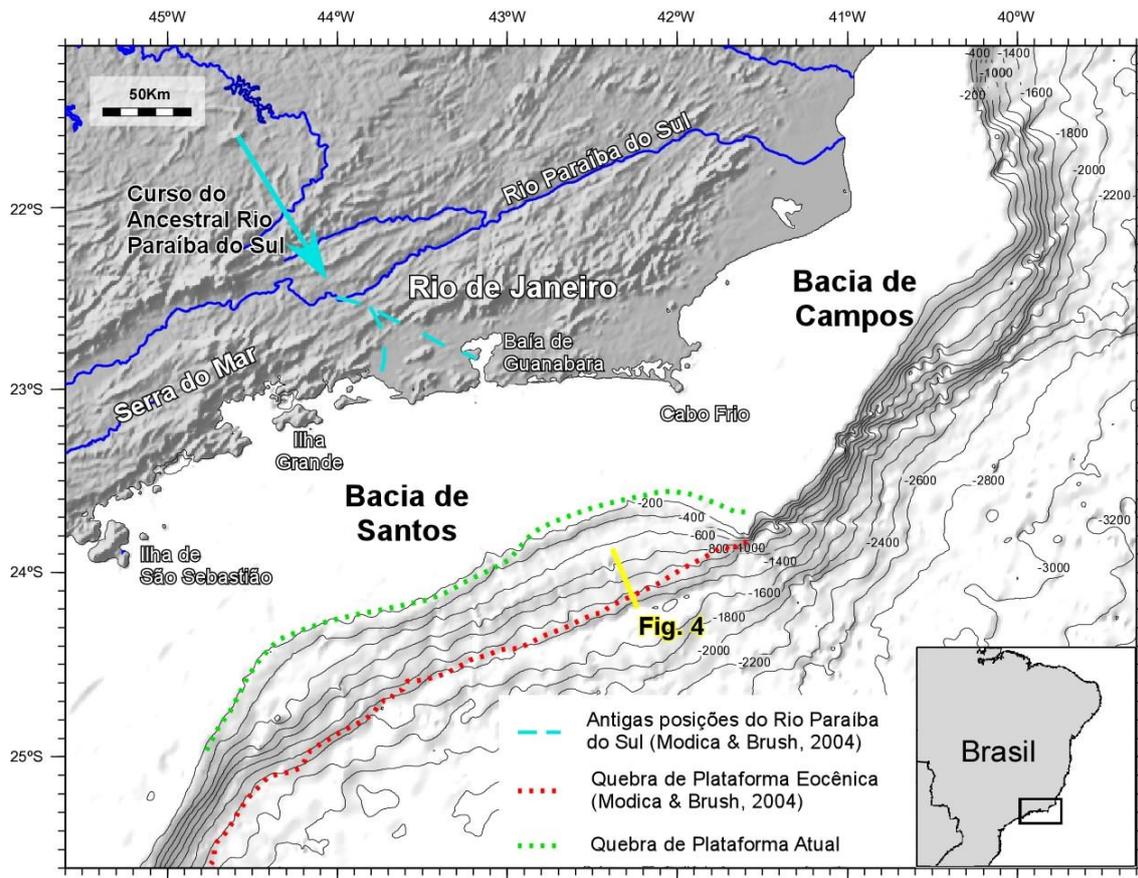


Figura 3: Mapa batimétrico da área de estudos - Baía de Santos (dados batimétricos de Smith e Sandwell, 1997). Traçado proposto do pretérito rio Paraíba do Sul de Modica e Brush (2004), traçado do atual *offlap* break e do *offlap* break eocênico (Modica e Brush, 2004) e posição da linha sísmica de Moreira *et al.* (2001).

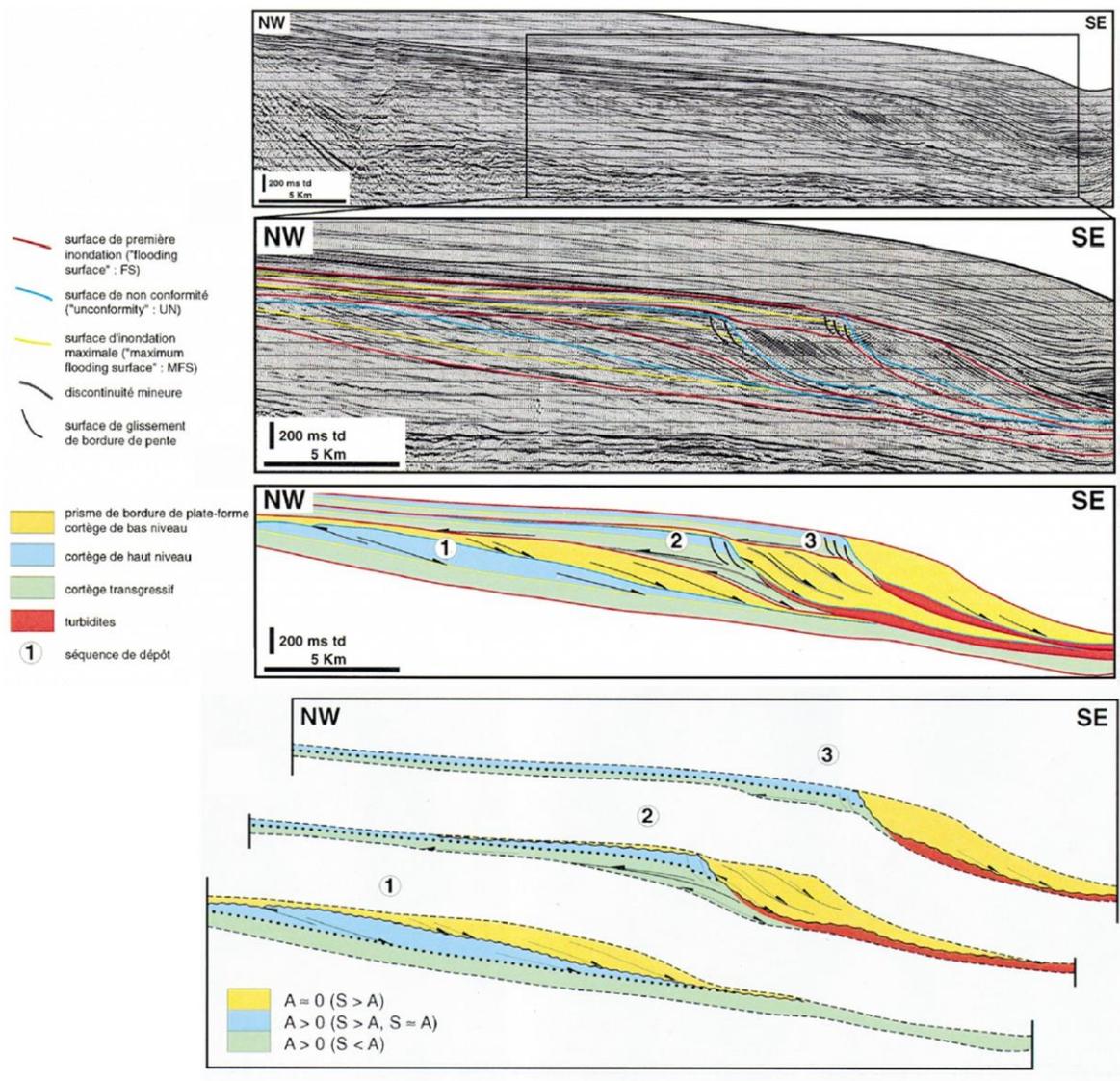


Figura 4: Interpretação de um perfil sísmico da sequência eocênica. Esse perfil foi subdividido em três sequências: a primeira representa ciclo de 9 Ma e a segunda e a terceira representam ciclos de 1,5 Ma cada. As três sequências juntas formam uma sequência maior que representa um ciclo com 12 Ma. Modificado de Moreira *et al.*, 2001. Localização do perfil na Figura 3.

3- Aspectos Conceituais

Neste capítulo serão descritos os principais aspectos conceituais que norteiam este estudo como conceitos básicos de Estratigrafia de Sequência, de Sismoestratigrafia, a morfologia de plataforma e rampas com ação da Eustasia e depósitos gravitacionais.

3.1– Estratigrafia de Sequências

Os principais estudos investigando a relação entre sedimentação, discordâncias e mudanças no nível de base, que são diretamente relevantes para a estratigrafia de sequências, foram publicados antes do “nascimento” da estratigrafia sísmica (Grabau, 1913, Barrel, 1917, Sloss *et al.*, 1949, Wheeler e Murray, 1957; Wheeler, 1958, 1959, 1964; Sloss, 1962, 1963; Curray, 1957; Frazier, 1974 *apud* Catuneanu, 2006).

A estratigrafia de seqüências foi amplamente difundida a partir da publicação do *Memoir 77* da AAPG, escrita pelos pesquisadores da escola de Exxon (Vail e colaboradores) com a utilização da sismoestratigrafia.

Segundo Catuneanu (2006), o sucesso e a popularidade da estratigrafia de sequências provêm da sua extensa aplicabilidade em bacias maduras e de fronteiras exploratórias. Este modelo preditivo provou ter sido particularmente efetivo na redução de riscos litológicos para exploração de hidrocarbonetos.

Vale lembrar que a estratigrafia de sequências é altamente recomendada em bacias de margem passiva, porém em bacias onde a tectônica é considerada como fator principal, ainda há muitas controvérsias e necessita de estudos complementares para sua aplicação.

Abaixo serão apresentados os princípios básicos da estratigrafia de sequências.

3.1.1– Eustasia

É o nível do mar global, uma medida de distância entre a superfície do mar e um datum fixo, usualmente localizado no centro da Terra. Variações na eustasia são controladas pelas mudanças no volume d' água e pela mudança no volume das bacias oceânicas (Coe, 2003).

3.1.2– Nível Relativo do Mar

É a distância entre a superfície do mar e um datum local, por exemplo, o topo das rochas do embasamento em uma bacia sedimentar. Mudanças relativas no nível do mar são, entretanto, influenciadas não somente pela eustasia, mas também por mudanças na elevação dos continentes e do assoalho oceânico (Coe, 2003).

3.1.3– Espaço de Acomodação

É o espaço disponível para a deposição de sedimentos marinhos e não marinhos. O espaço de acomodação de sedimentos marinhos é governado pela mudança relativa do nível do mar (Coe, 2003).

Assim torna-se importante também a caracterização do conceito de nível de base, que se baseia em uma dinâmica superfície de balanço entre erosão e deposição. O nível de base se dispõe como uma superfície de equilíbrio no nível mais baixo da erosão continental, ou no ponto mais baixo do perfil fluvial, ou no nível mais alto em que uma sucessão sedimentar pode ser construída (Catuneanu *et al.*, 2008).

O aumento do nível de base cria espaço de acomodação, enquanto que uma queda no nível de base destrói o espaço de acomodação.

Por fim, vale ressaltar que a tectônica e a eustasia aliada ao clima, interagem para controlar o tipo e a quantidade de aporte sedimentar.

3.2– Sismoestratigrafia

A estratigrafia sísmica ou sismoestratigrafia é um método estratigráfico de interpretação dos dados sísmicos, o qual permite uma melhor compreensão da evolução tectono-sedimentar de uma bacia.

Segundo Catuneanu *et al.* (2008), o dado sísmico é de fundamental importância no reconhecimento de estilos estruturais, nas terminações estratigráficas para o reconhecimento de superfícies estratigráficas, no padrão de empilhamento estratigráfico, geomorfologia, imageamento dos elementos deposicionais, na definição de geometrias estratigráficas e no contínuo imageamento em subsuperfície.

A maior limitação do dado sísmico é a resolução vertical, muitas vezes corpos amalgamados encontram-se localizados em um único refletor, fato este que dificulta a definição da estratigrafia em sequências com frequências mais altas.

Geometrias estratais junto com terminações estratais podem ser usadas para definir superfícies e tratos de sistemas e também para inferir condições de acomodação no tempo da deposição (Catuneanu *et al.*, 2008). Por isso o conhecimento e a caracterização destas terminações são tão importantes na estratigrafia de sequências.

Mitchum *et al.* (1977) introduziram os termos *lapout*, truncamento, *toplap*, *onlap* e *downlap* (Figura 5) para descrever os estilos das terminações dos refletores sísmicos. O ***lapout*** pode ser descrito como uma terminação lateral de um estrato contra seu limite deposicional original (Mitchum *et al.*, 1977a). O *lapout* denomina-se *baselap* quando ocorre no limite inferior de uma unidade sísmica e *toplap* no seu limite superior. O *baselap* pode ser classificado tanto como *onlap* quanto como *downlap*.

Truncamento: implica que o refletor originalmente se estendia para mais adiante, mas foi erodido (truncamento erosional) ou foi truncado por um plano de falha, por uma superfície de escorregamento, pelo contato com uma camada de sal ou folhelho móvel ou por uma intrusão ígnea (Mitchum *et al.*, 1977a).

Concordância ou conformidade: É quando as reflexões/estratos de duas unidades sísmicas ou sequências adjacentes se apresentam paralelas com a superfície que as delimitam. A concordância ou conformidade pode ocorrer no topo ou na base de uma unidade sísmica ou sequência (Mitchum *et al.*, 1977a)

Toplap: terminação de estratos inclinados contra uma superfície sobrejacente de ângulo menor, principalmente como resultado de não deposição (*bypass* de sedimentos) e pouca erosão. A superfície de *toplap* representa o limite deposicional proximal da unidade sedimentar. Na estratigrafia sísmica, o *topset* de um sistema deltaico (depósitos de planícies deltaicas) pode ser de espessura muito fina para ser vista nos perfis sísmicos como uma unidade separada (abaixo da resolução sísmica). Neste caso, o *topset* pode ser confundido com *toplap* denominado de *toplap* aparente. (Catuneanu, 2006)

Mitchum *et al.* (1977a) descrevem que embora o *toplap* esteja comumente associado com depósitos marinhos rasos, assim como complexos deltaicos, este também pode ocorrer em depósitos de águas profundas onde o nível de base é controlado por correntes de turbidez e outros processos relacionados a estes ambientes.

Onlap: quando uma reflexão/estrato, inicialmente horizontal, termina deposicionalmente contra uma superfície inicialmente inclinada ou quando um estrato

com certa inclinação termina deposicionalmente mergulho acima contra uma superfície de maior inclinação.

O *onlap* pode ser classificado em marinho ou costeiro. *Onlap* marinho é o *onlap* de estratos marinho, representando uma deposição marinha para não deposicional marinha ou condensação, e resulta do preenchimento parcial do espaço por sedimentos marinhos. Emery e Myers (1996) discutem que o *onlap* marinho não deve ser usado para determinar mudanças relativas do nível do mar, pois este não está diretamente relacionado a estas mudanças.

O *onlap* marinho reflete uma mudança de fácies submarinas de significativas taxas de deposição para sedimentos pelágicos de muito baixa energia. A superfície sísmica de *onlap* marinho representa um hiato marinho ou um intervalo condensado.

Segundo Emery e Myers (1996), o *onlap* costeiro é o *onlap* de estratos não marinhos, parálicos ou marinhos costeiros. Catuneanu (2002) caracteriza o *onlap* costeiro como estratos de *shoreface* inferior onlapando superfície de ravinamento durante a transgressão da linha de costa.

Downlap: Quando um estrato, inicialmente inclinado, termina mergulho abaixo contra uma superfície originalmente horizontal ou inclinada. Além destas terminações estratais, há o *offlap*, que é um padrão de empilhamento estratal que reforça o reconhecimento de regressões forçadas e a delimitação de superfícies subaéreas e suas conformidades correlativas (Catuneanu, 2006).

Offlap: é um padrão não sistemático de terminações das reflexões em *onlap/toplap* mergulho acima e *downlap* mergulho abaixo, dentro de uma unidade sísmica ou sequência. O *offlap* é utilizado para designar o padrão de reflexão progradante dentro da bacia (Ribeiro, 2001 apud Mitchum *et al.*, 1977a).

Deve-se tomar cuidado com a interpretação das terminações das reflexões sísmicas, pois áreas com falhamentos intensos, intrusões e halocineses, podem bascular camada ocasionando interpretações errôneas sobre o tipo de reflexão sísmica envolvida.

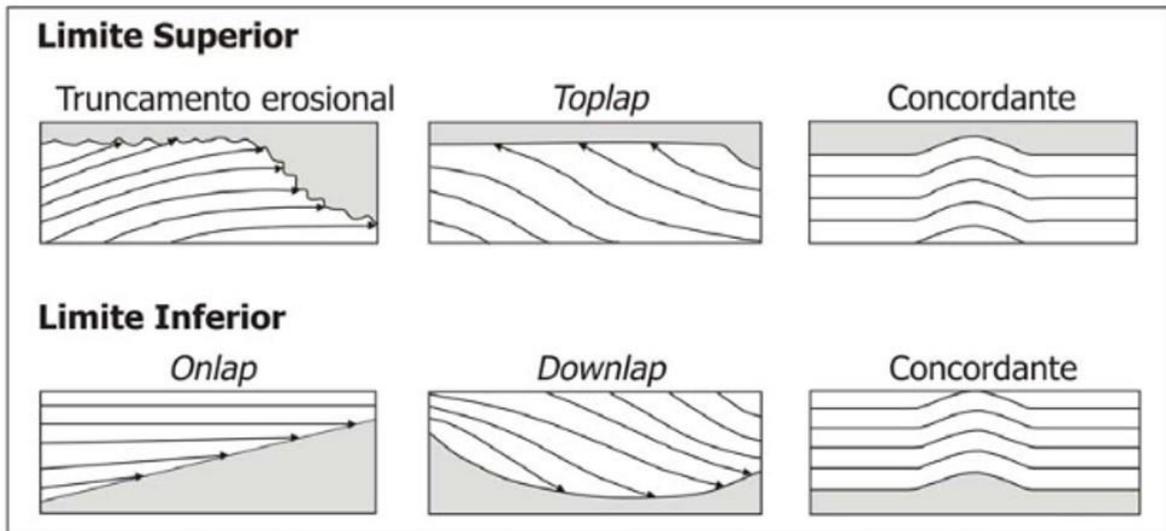


Figura 5: Esquema dos padrões de terminações de sismosequências. Reproduzido de MITCHUM JR., *et al.* (1977).

3.2.1– Fácies Sísmicas

Define-se como unidade tridimensional, arealmente definida, constituída por reflexões sísmicas cujos parâmetros inerentes diferem das fácies adjacentes (Brown Jr. e Fisher, 1980 *apud* Ribeiro 2001). Uma fácies sísmica é o registro nas reflexões sísmicas dos fatores geológicos que as geraram, tais como: litologia, estratificação, feições deposicionais etc.

As unidades de fácies sísmicas são baseadas nas: configuração das reflexões, na continuidade, amplitude, frequência e velocidade intervalar (Figura 6).

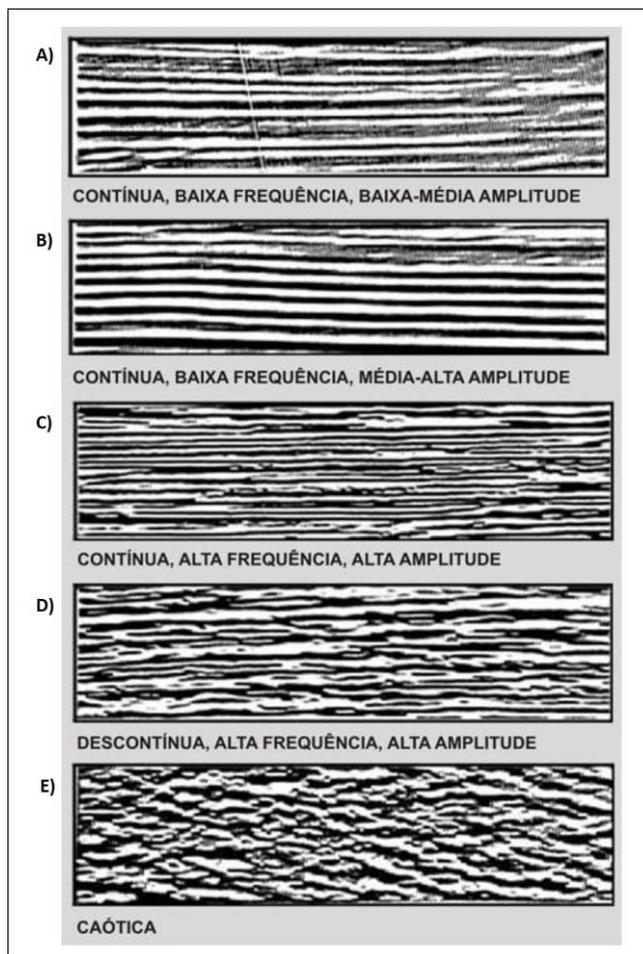


Figura 6: Exemplos de fácies sísmicas baseado na amplitude, frequência, continuidade e geometria das reflexões. Modificado de VEEKEN (2007).

3.2.2– Configurações Internas das Reflexões Sísmicas

A configuração interna das reflexões sísmicas é o parâmetro de fácies sísmicas mais utilizadas na sismoestratigrafia. Cada uma delas é interpretada em termos de ambiente deposicional e distribuição de litofácies (Figura 7). De acordo com Mitchum *et al.* 1977b as configurações internas são distinguidas em:

Paralela/subparalela: Indicam uma taxa de deposição uniforme dos estratos, sobre uma superfície estável ou uniformemente subsidente.

Divergente: Indica uma variação na taxa de deposição, inclinação progressiva do substrato (*tilting*) ou os dois fatores juntos. A geometria divergente indica, portanto, uma movimentação tectônica diferencial sin-deposicional.

Progradantes: Ocorrem em áreas onde os estratos superpõem-se lateralmente, constituindo-se em superfícies inclinadas denominadas clinofórmias, podendo ocorrer em

diversos tipos de ambientes. Os padrões das clinofórmulas diferem em função das variações na razão de deposição e profundidade da lâmina d'água. No padrão oblíquo, o ângulo de mergulho é relativamente alto, as terminações de mergulho acima são *toplap* e mergulho abaixo em *downlap*.

Os padrões das clinofórmulas oblíquas podem ser: a) tangencial, quando o mergulho do *foreset* diminui gradualmente na sua porção inferior, suavizando no *bottomset* e b) paralelo, quando a terminação de mergulho abaixo se der em alto ângulo contra a superfície inferior da seqüência ou unidade sísmica. Esse tipo de padrão combina condições de suprimento sedimentar relativamente alto, pouca ou nenhuma subsidência e nível do mar estacionário, indicando águas rasas e alta energia de deposição.

Existem várias interpretações para estas configurações, o padrão paralelo, por exemplo, está relacionado a pouca mudança na direção de progradação no talude. Isto significa um preenchimento uniforme, sem grandes mudanças no depocentro. Esta geometria reflete um sistema de talude de alta energia (Veeken, 2007).

No padrão **tangencial** os *bottomsets* são bem desenvolvidos. Este tipo de *foresets* aponta para um mecanismo de transporte muito eficiente dos sedimentos sobre a área de plataforma, com deposição sobre toda a bacia (Veeken, 2007).

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

Shingled: é um padrão progradante de pouca espessura, com os limites superior e inferior paralelos e cujos refletores internos apresentam mergulhos suaves terminando em *toplap* aparente e *downlap*. Este padrão está associado com ambientes deposicionais marinhos rasos de alta energia (Veeken, 2007) ou com progradações em ambiente marinho profundo no assoalho da bacia. Em bacias marinhas de águas profundas esta configuração tipo *shingling* destaca a importância da sedimentação de fluxos de massa. Isto significa acreção dos leques submarinos ou *mounds* de corrente de contorno

(contornitos). Vale ressaltar que nenhuma conotação clara da profundidade d'água é designada para este tipo de *foresets* de baixo ângulo. Os mecanismos deposicionais atuantes são: tração, fluxo de massa e suspensão (Veeken, 2007).

Caótico: consistem em reflexões discordantes e descontínuas, sugerindo um arranjo desordenado das superfícies de reflexão, podendo indicar um ambiente de energia alta e variável, deformações penecontemporâneas ou posteriores à deposição. Estas reflexões podem ser interpretadas em estratos com dobramentos, falhas pequenas, estruturas de escorregamento ou convolutas.

Reflexão *free* ou transparente: indica intervalos livres de reflexões e podem caracterizar pacotes sedimentares intensamente dobrados ou com mergulhos íngremes, assim como litologias homogêneas ou não estratificada para o método sísmico, como alguns tipos de folhelhos, arenitos espessos, carbonatos maciços, camadas de sal ou corpos ígneos.

***Hummocky*:** consistem de segmentos descontínuos, subparalelos, formando um padrão randômico ondulado e segmentado. Este padrão grada lateralmente para padrões de cliniformas maiores e melhor definidos e, em direção ao topo, grada para reflexões paralelas. Esse tipo de padrão é interpretado, geralmente, como lobos de estratos interdigitados no prodelta, área interdeltáica de águas rasas ou leques turbidíticos do sopé de talude.

As configurações: lenticular, segmentado e contorcidos são algumas variações dos padrões básicos.

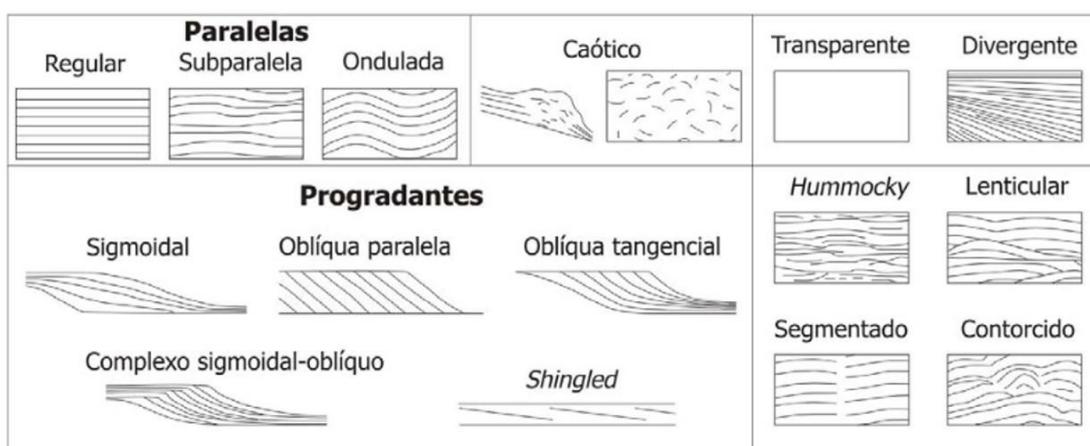


Figura 7: Esquema dos padrões internos de reflexões que definem as fácies sísmicas (reproduzido de Mitchum Jr. et al. 1977).

3.2.3– Geometria Externa das Fácies Sísmicas

Depois da caracterização das sismofácies nas seções sísmicas, o entendimento das formas externas tridimensionais e as associações de fácies sísmicas são importantes na sua análise dos depósitos sedimentares.

As geometrias em lençol (*sheet*), cunhas (*wedge*) e bancos (*bank*) (Figura 8) caracterizam ambientes plataformais (Mitchum Jr. *et al.*, 1977b). As configurações dessas geometrias podem ser paralelas, divergentes e progracionais.

Lençol (*sheet drapes*): Indica uma condição de sedimentação uniforme na bacia e com pouca mudança do ambiente de deposição. As fácies sísmicas são sub-paralelas a *wavy* e ondulantes. Geralmente estes *drapes* são compostos de depósitos de granulometria fina (Veeken, 2007)

Lentes: Podem ocorrer em diversas associações sísmicas de fácies, mas são mais comuns como formas externas de unidades progradantes (clinoformas).

Mounds: são configurações de reflexões interpretadas como estratos que formam elevações ou saliências acima do nível geral das camadas circundantes. Muitos *mounds* são resultantes ou de processos deposicionais clásticos ou vulcânicos ou são construções orgânicas. Geralmente são de pequeno porte e seus limites externos podem ser definidos em seções sísmicas e são caracterizados por *onlap* e *downlap* dos estratos sobrejacentes os quais preenchem o espaço ao redor dos *mounds*. É feita uma subdivisão descritiva desse tipo de forma, baseada na configuração interna e geometria externa, a qual é considerada somente um passo preliminar na interpretação genética dos *mounds*. Leques de assoalho de bacia, lobos, escorregamentos, construções carbonáticas e recifes e cones vulcânicos têm este tipo de configuração bidimensional (Karam, 2005). Estão relacionados a ambientes de mais alta energia.

Os padrões de reflexão de **preenchimento** são interpretados como estratos que preenchem feições de relevo negativo. As reflexões subjacentes podem mostrar truncamento erosional ou concordância ao longo da superfície basal da unidade de preenchimento. Unidades de preenchimento podem ser classificadas pela sua forma externa (Figura 8) (Karam, 2005).

Preenchimento de talude (*slope front fill*): Localiza-se na frente dos *foresets* e mostram claramente terminações de *onlap*. Este tipo de unidade são também formas de geometria externa de lente ou leques. A configuração da reflexão interna varia muito e é

dependente também do conteúdo litológico. Eles são locais de deposição de areia de ambiente marinho profundo (Veeken, 2007).

Preenchimento erosivo (*channel fill e trough fill*): Sugere uma mudança lateral drástica na taxa de energia. Este preenchimento representa sistemas de cânions e canais distributários nos sistemas de leques. Os canais podem ser meandranes, anastomosados e entrelaçados (Veeken, 2007).

Preenchimento Não-erosivo (*basin fill*): Indicativo de uma topografia de fundo de bacia em áreas “famintas” de sedimentos (Veeken, 2007).

Grandes estruturas de preenchimento podem ser mapeadas como entidades separadas; porém, se o tamanho e a resolução diminuïrem, estas feições podem ser agrupadas em complexos ou tratadas como feições subordinadas de grandes unidades sísmicas (Figura 8) (Karam, 2005).

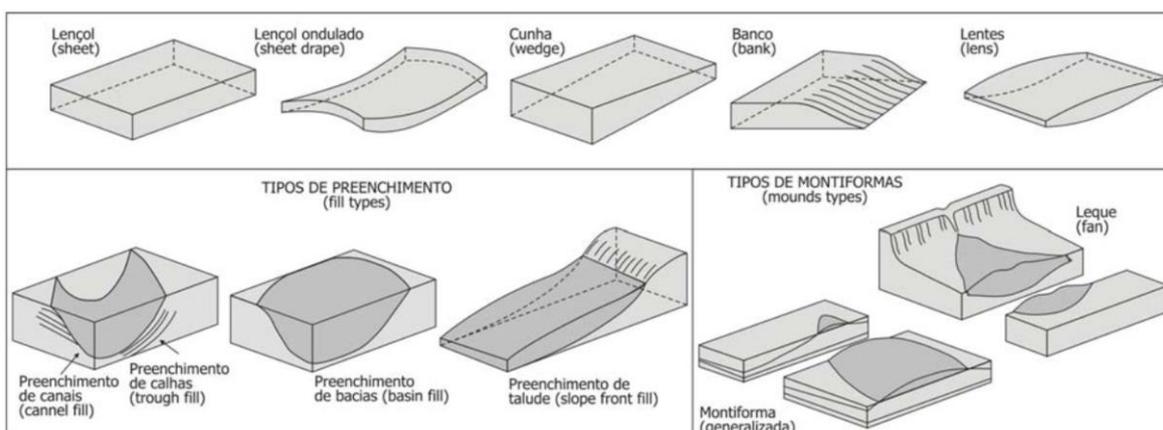


Figura 8: Geometrias externas típicas de algumas sismofácies (reproduzido de Mitchum Jr. *et al.* 1977).

3.3– Plataforma e Rampas e Resposta à Eustasia

Segundo Seilacher (1982, p. 171), uma plataforma é "um perfil de equilíbrio próximo à base de ondas de tempestades extremas", segundo o qual "eventos extremos tenderiam a remover acumulações de sedimentos acima desse perfil de equilíbrio, enquanto os finos sedimentados progrediriam fazendo com que o perfil da borda da plataforma se incline em direção ao talude. Ou seja, o sedimento depositado acima do perfil de equilíbrio desde a última tempestade erosiva é raspado para baixo durante a próxima tempestade por uma combinação de ondas e outras correntes, deixando para trás um incremento depositado como resultado da subsidência a longo prazo ou espaço

de acomodação (Figura 9). O sedimento excedente é erodido por tempestades e correntes e depositado em grande parte por suspensão no talude superior. Isto causa um aumento do declive do talude favorecendo deslizamentos de massa repetidos, tentando restaurar o gradiente de inclinação de equilíbrio.

O modelo de Seilacher (1982) para formar e manter plataformas, denominado "classificação de tempestades" por Higgs (2004), não se aplica a áreas costeiras com alto suprimento de sedimentos, onde a taxa de deposição supera os efeitos de erosão ocasional de tempestades (Seilacher, 1982). Assim, os deltas dominados por rios podem progredir para a borda da plataforma relativamente logo após um aumento eustático.

Margens de rampa

Plataformas modernas e antigas que estão diretamente associadas com bacias de águas profundas, denominadas de "plataformas abertas", foram chamadas de "margens de quebra de plataforma" pelo grupo Exxon, em oposição às "margens de rampa" da Exxon, que não apresentam uma borda de plataforma (Van Waggoner *et al.*, 1988). O conceito de rampa cresceu a partir dos primeiros estudos estratigráficos de sequência Exxon em estratos cretáceos (Van Waggoner *et al.*, 1988). No entanto, a diferença é meramente uma questão de escala: uma "margem de rampa" é simplesmente metade do perfil transversal côncavo ao longo de um golfo de águas rasas, que tem uma borda de plataforma, em uma ou ambas as extremidades, adjacente a uma calha da bacia do "foreland" ou a uma bacia oceânica, potencialmente distante (100s-1,000s km).

Efeito da Eustasia

Segundo Higgs (2010) o efeito previsto de um ciclo eustático em uma plataforma de equilíbrio é o seguinte. Uma plataforma de equilíbrio em porção mais rasa é exposta por uma queda eustática, formando uma planície costeira com incisão fluvial (Figura 11, etapas 1-2). Uma ascensão subsequente e rápida afoga essa planície costeira, formando uma plataforma fora de equilíbrio, (estágio 3; por exemplo, plataforma continental moderna). Durante o "stillstand" seguinte (mar alto), um novo perfil agradacional de equilíbrio de plataforma e talude se forma, com a formação de talude muito íngreme, produzindo uma parasequência com clinofórmias (Estágios 4-5). A plataforma agradacional é construída com sedimentos fornecidos por um delta ao longo do talude, incluindo precipitação de lama e areia fornecidas pela erosão dos costões por tempestade e depositado na plataforma. Esse modelo simples pressupõe que a borda da plataforma

agradacional alcance a borda da plataforma principal antes que o nível do mar comece a cair.

Implicações para Sequências Estratigráficas

Segundo Higgs (2010) como ambos modelos de sequência Tipo 1 de plataforma e de rampa têm uma borda de plataforma (Van Waggoner *et al.*, 1988, Figuras 10, 11) e portanto, as sequências Tipo 1 têm a mesma arquitetura em ambas as configurações, assumindo a mesma magnitude de queda no nível do mar e profundidades de água de borda de plataforma. As sequências de Tipo 1 em "rampas" são simplesmente a parte proximal daquelas em "plataformas", isto é, a cunha de mar baixo (*LST – Low Stand System Tract*) de borda de plataforma está longe (Van Waggoner *et al.*, 1988, Figuras 10, 11). Assim, em vez da subdivisão clássica de sequências em Tipo 2 (posteriormente abandonada; Posamentier e Allen, 1999) e Tipo 1, com o último subdividido em variantes de "plataforma" e "rampa", basta distinguir entre as sequências (A) que se formam além da borda da plataforma, devido a uma grande queda eustática, para o qual o nome "Sequências da Borda da Plataforma" é proposto, e (B) "Sequências sobre plataforma (*Suprashelf*)".

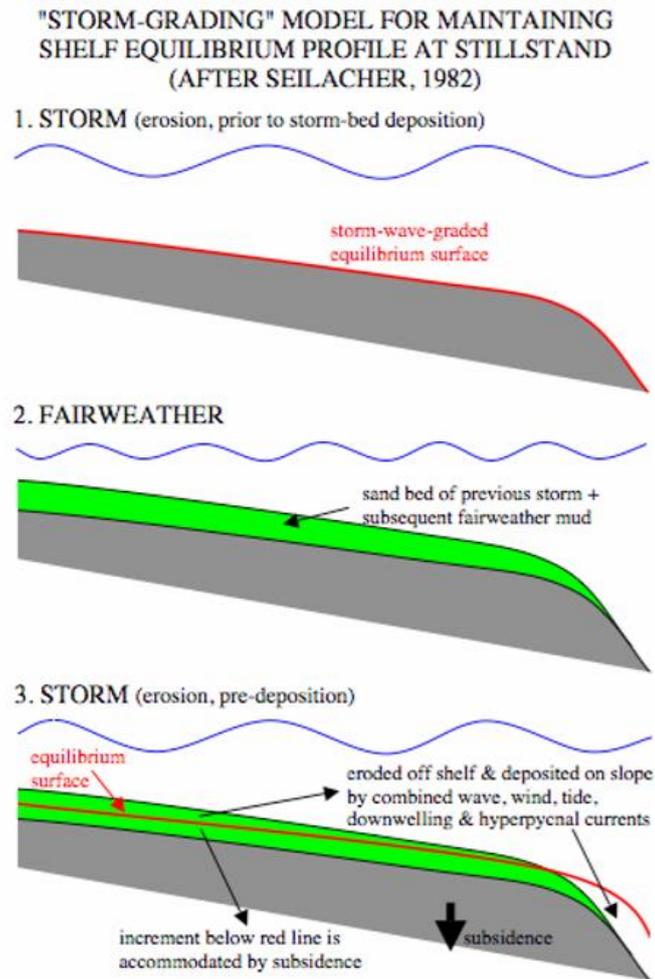


Figura 9: Modelo de agradação por tempestades modificado de Seilacher (1982), para manter o perfil de equilíbrio da plataforma evitando exposição subaérea, assumindo nível de mar alto estático (Higgs, 2010).

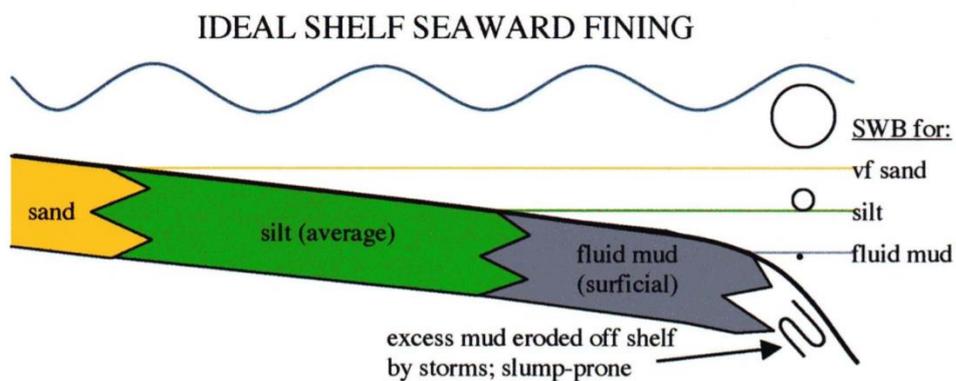


Figura 10: Modelo de afinamento de grão em direção à borda da plataforma em função da variação do nível de base de ondas de tempestade (SWB – *Storm Wave Base*). Cada tamanho de grão possui seu nível de base de onda de tempestade em função da energia necessária para remobiliza-lo (Swift and Thorne, 1991).

MODEL FOR SHELF EMERGENCE, DROWNING & RECONSTRUCTION DURING A EUSTATIC CYCLE

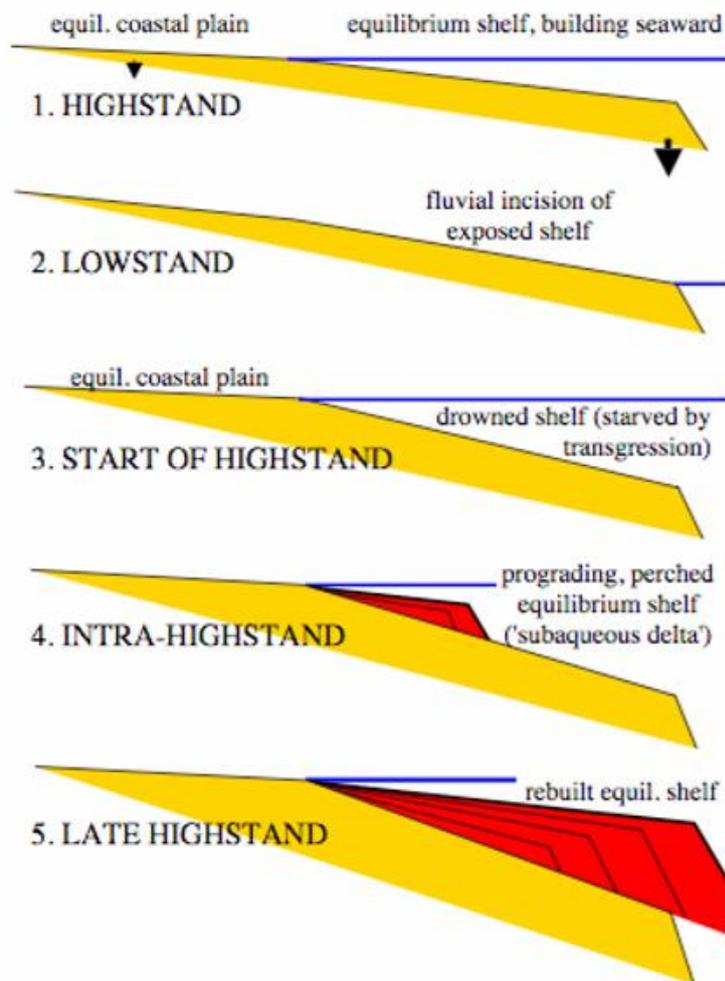


Figura 11: Modelo para um ciclo eustático de crescimento de plataforma durante estágios de mar alto, mar baixo, transgressivo e mar alto. Pressupostos: posição inter-deltaica; aumento da subsidência da plataforma em direção ao mar; com aumento do declive com o tempo da parte externa da plataforma. Assunção: (1) posição inter-deltaica; and (2) aumento da subsidência em direção à bacia.

3.4 – Depósitos Gravitacionais

As correntes de turbidez são fluxos de sedimentos nos quais os grãos são suspensos por turbulência. Os fluxos de densidade são conhecidos desde o século XIX através dos estudos de Forel (1885, 1892) em lagos da Suécia. Contudo, os principais estudos sobre correntes turbidíticas e seus depósitos foram publicados no início da metade do século XX. Dentre estes pode-se ressaltar os experimentos com fluxos em laboratório, estudos de afloramentos, e oceanografia. Eles demonstram que areias grossas podem ser transportadas para e em águas profundas por correntes turbidez

(Kuenen & Migliorini, 1950; Natland & Kuenen, 1951; Heezen & Ewing, 1952). Turbidito é um termo genético indicador de depósitos originados por correntes de turbidez, sem qualquer associação ou referência ao ambiente deposicional (Kuenen, 1957). Com o passar do tempo este termo ganhou um significado mais abrangente que incorpora uma conotação de deposição em águas relativamente profundas. Em 1962, Arnold Bouma, com base nas estruturas sedimentares internas dos estratos, estabeleceu um modelo genético-descritivo para os depósitos turbidíticos, o qual passou a ser conhecido por “sequência de Bouma” (Figura12).

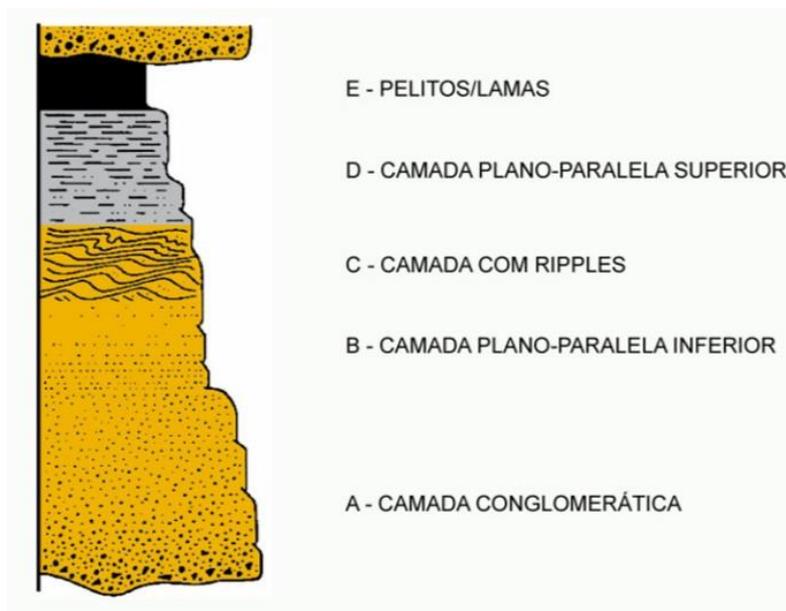


Figura 12: Sequencia de Bouma clássica, apresentando as estruturas sedimentares que a compõem.

Modificado de Bouma, 1962.

Durante a década de 70 e 80 e início dos anos 90, importantes avanços ocorreram nos estudos sobre turbiditos, fluxos gravitacionais de alta e baixa densidade. Cabe salientar um marco na evolução deste conhecimento com a publicação do trabalho de Mutti (1992), o qual está fundamentado por processos sedimentares atuantes no transporte e deposição de fluxos gravitacionais e seus produtos apresentado com fácies genéticas. Neste estudo foram incluídos novos tipos de fluxos sedimentares e seus produtos, diminuindo a importância da sequência de Bouma como principal atributo para a descrição das fácies turbidíticas.

Segundo Mutti (1992), a deposição dos sedimentos pode ser tratada em termos de populações de tamanho de grãos e as fácies turbidíticas podem ser divididas em três grupos principais: fácies de granulometria muito grossa (matacões, blocos e seixos); fácies de granulometria grossa (pequenos seixos, grânulos e areia grossa) e fácies de granulometria fina (desde areia média até argila). As correntes de turbidez são fluxos de sedimentos nos quais os grãos são suspensos por turbulência. A maioria dos fluxos comporta-se de modo diferente do esquema da Figura 13, produzindo fácies e tratos de fácies de difícil reconhecimento e compreensão. Isto ocorre por duas razões: 1) diferentes composições texturais do fluxo original, que podem ocasionar a supressão de determinadas fácies, e 2) diferentes distâncias percorridas pelo fluxo gravitacional, as quais são função das taxas de momento (altas taxas de perda de momento estão associadas a fluxos de pequeno volume, principalmente se carregados de sedimentos grossos; por outro lado, baixas taxas de perda de momento são características de fluxos de grandes volumes com abundante carga sedimentar de granulometria fina em suspensão) (Mutti, 1992). A eficiência do fluxo (habilidade de movimentar sua carga arenosa talude abaixo) será controlada, principalmente, pelo volume e pela composição textural da carga sedimentar do fluxo.

Sistemas deposicionais de talude e base do talude ocorrem em águas relativamente profundas além da quebra da plataforma. Em margens continentais modernas, a quebra da plataforma situa-se em profundidades em torno de 90 a 180 m, sendo estas profundidades fortemente condicionadas pelas rápidas variações glacio-eustáticos do nível relativo do mar. O talude é uma superfície relativamente íngreme que se estende da quebra da plataforma até a base do talude, o qual grada para o assoalho da bacia. Em locais onde a plataforma está ausente (ex., bacias do tipo rampa), o talude se prolonga diretamente do sopé do prodelta ou shoreface. A declividade dos taludes clásticos terrígenos varia em média de 2 a 5 graus, podendo ir de menos 1 grau até mais de 10 graus. Os ângulos deposicionais do talude variam diretamente com o tamanho de grão do sedimento e a taxa de deposição e variam inversamente com a eficiência dos processos de transpasse ou ressedimentação.

Segundo Galloway (1998) os sistemas de talude podem ser classificados como construtivos e destrutivos. A superfície de deposição no talude mostra perfis convexos nos taludes construtivos, enquanto taludes destrutivos apresentam poucas diferenças

entre os taludes médio e superior ou são ligeiramente convexos. Os sistemas de taludes construtivos possuem leques com formato radial alongado. Os sistemas de talude destrutivos, devido a colapsos dos taludes por fluxos de massa e erosão, possuem perfis complexos de erosão e preenchimento das cicatrizes dos colapsos, e comumente provocam uma retrogradação da posição do talude por longos períodos com o desenvolvimento de múltiplos e grandes cânions submarinos (Galloway, 1998).

Segundo Possamentier *et al.* (2010), sistemas turbidíticos de águas profundas comumente podem ser subdivididos em três províncias geomorfológicas: I) uma província tributária ou cânion II) uma província de vales de turbiditos, e III) um complexo de canal turbidítico de distribuição ou um complexo de canais entrelaçados.

Cânions submarinos são grandes feições erosionais que podem cortar uma variedade de outros sistemas deposicionais, têm forma de “V” e possuem paredes bastante íngremes com rochas expostas, suas bifurcações são geralmente curvas sinuosas e alcançam o cânion principal. O relevo vertical comumente excede um quilômetro, a largura varia de metros a mais de 50 quilômetros e o comprimento de dezenas até centenas de quilômetros (Galloway, 1998).

Os cânions são o produto do ajuste do perfil de equilíbrio ao longo do talude para dar passagem ao transporte sedimentar de grande escala da plataforma para a bacia. Movimentos e fluxos gravitacionais de massa (correntes de turbidez, escorregamentos, deslizamentos, fluxo de detritos) podem ocorrer em resposta a fatores como taxa de sedimentação, gradiente do talude, sismicidade, atividade tectônica, correntes e pressão poro-água. Em margens continentais, os depósitos de fluxos gravitacionais de massa são reações a uma situação de desequilíbrio, na busca de um perfil mais equilibrado.

Pode haver um espectro contínuo de processos deposicionais que gradam desde deslizamentos gravitacionais até fluxos turbidíticos. Este espectro pode ser classificado em quatro grupos principais: colapsos de rochas, escorregamentos e deslizamentos, fluxos de massa e turbiditos. Da avalanche de rochas até os turbiditos, observa-se uma diminuição do gradiente e da concentração de areia, assim como o aumento na velocidade e no conteúdo de água (Selley, 1988).

No modelo de Possamentier *et al.* (2010), os cânions alimentam os vales turbidíticos, onde os declives do talude diminuem significativamente. Os vales turbidíticos geralmente contêm múltiplos canais entre os diques marginais principais. O

preenchimento do vale pode ser tanto de caráter erosional quanto de deposição, embora o empilhamento agradacional caracterize o preenchimento.

Depósitos canalizados amalgamados contém poucas camadas de folhelhos e caracterizam depósitos dentro do vale turbidítico, enquanto os depósitos de diques marginais são caracterizados por intercalações de folhelhos com arenitos delgados relativamente contínuos. Os vales de turbiditos podem variar em largura de menos de 100 m a mais de 8 km, e em comprimento de algumas centenas de metros a centenas de quilômetros. Mais abaixo no talude, os vales alimentam o complexo de canais turbidíticos. Este complexo compreende múltiplos canais, relativamente pequenos, e que se espalham a partir de vales turbidíticos individuais com diques marginais.

Depósitos no complexo de canais turbidíticos são predominantemente agradacionais e progradacionais, e são lateralmente extensos devido a avulsões generalizadas. Camadas de folhelhos relativamente descontínuas são comuns nesta província.

Todos os sistemas turbidíticos são caracterizados por este sistema tripartido, embora a dominância relativa, bem como a magnitude absoluta de cada província possa variar muito, dependendo de vários fatores, incluindo 1) relação areia / lama nos fluxos, 2) continuidade versus periodicidade dos fluxos, 3) volume dos fluxos e 4) configuração fisiográfica (por exemplo, comprimento e gradiente de inclinação, irregularidade do fundo do mar, etc.). As fácies de reservatórios variam previsivelmente dentro de cada uma dessas províncias. O segmento do cânion deste arranjo tripartido serve como o conduto para fluxos gravitacionais de sedimentos que emanam na borda da plataforma e é predominantemente erosional e a incisão ocorre no talude. Os depósitos de diques marginais não são comumente observados nesta parte do sistema. Os depósitos de preenchimento de cânion compreendem principalmente sedimentos escorregados e hemipelágicos, exceto em algumas configurações de margens ativas, onde o preenchimento também pode conter material de grão grosso. De uma perspectiva estratigráfica de sequência, é notável que, com exceção do cenário fisiográfico, cada um dos fatores mencionados acima pode variar sistematicamente com a mudança do nível do mar. Assim, a expressão estratigráfica de sequência, embora altamente variável, pode, no entanto, ser previsível.

A seção sedimentar da sequência deposicional do Campaniano ao Maastrichtiano na área de estudo caracteriza-se por apresentar um sistema deposicional dominante de rochas produzidos por fluxos gravitacionais de sedimentos arenosos e lamosos, representados por arenitos, conglomerados e siltitos e folhelhos e por sedimentação de granulometria fina depositados por fluxos de baixa densidade e sedimentação pelágica, representados por folhelhos e margas. O primeiro formado durante a fase de mar baixo, e o outro durante a fase de mar transgressivo e alto.

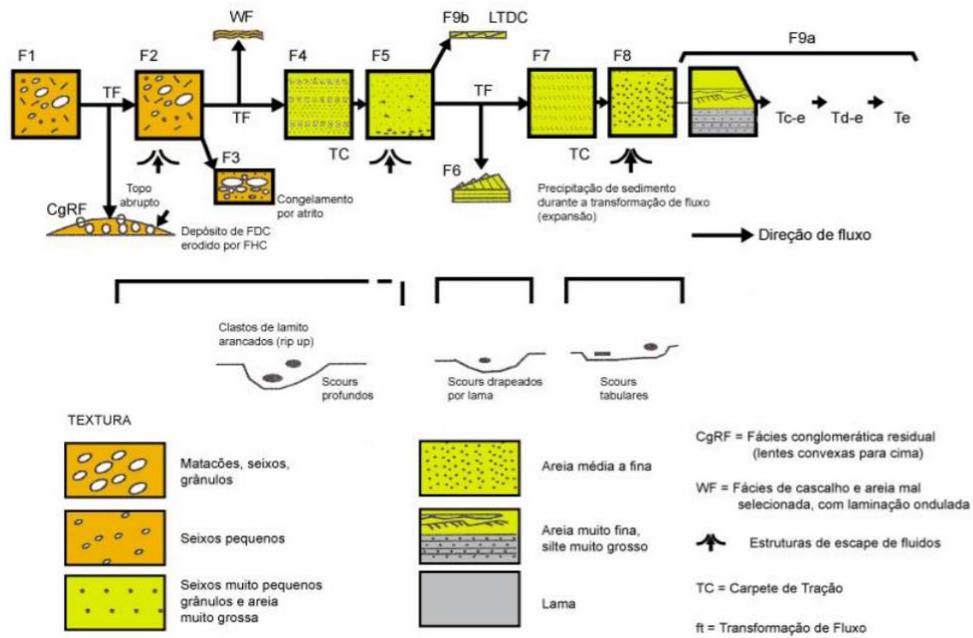


Figura 13: Fácies turbidíticas e processos relacionados (c.f. Mutti, 1992)

4- Dados Disponíveis e Metodologia

O fluxo de trabalho aqui adotado descreve as etapas metodológicas do estudo (Figura 14).

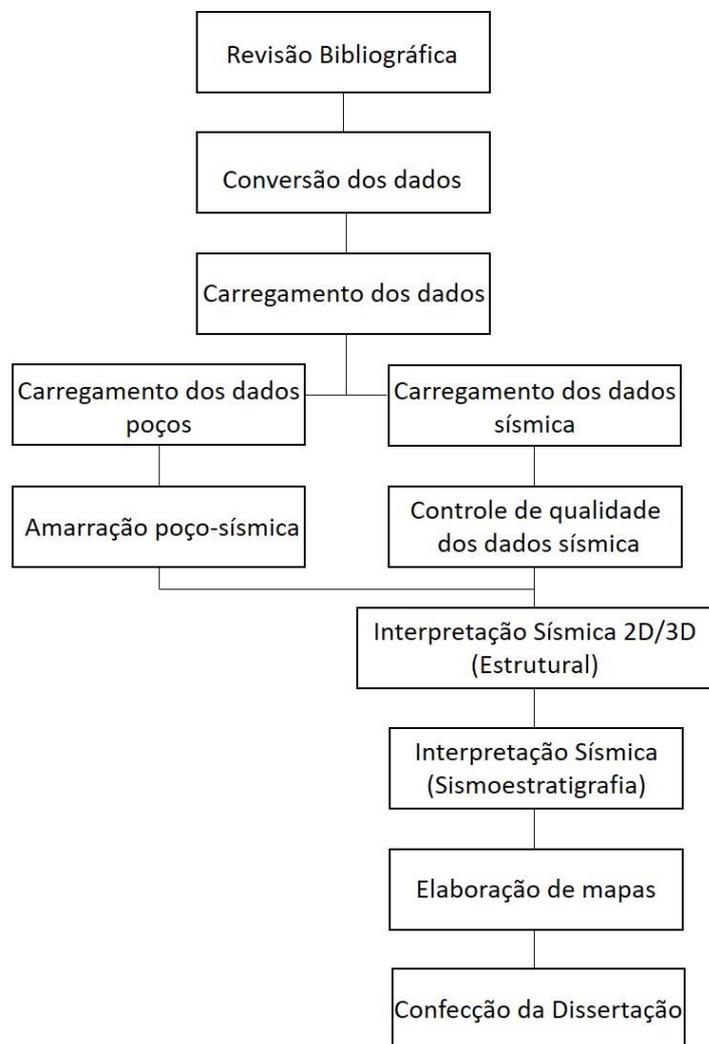


Figura 14: Fluxograma de trabalho adotado no estudo.

4.1 – Base de Dados

Foram solicitados à ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis) por meio do BDEP (Banco de Dados de Exploração e Produção) um cubo sísmico 3D, com aproximadamente 100 km², 22 (vinte e duas) linhas sísmicos 2D, divididas em 13 (treze) no sentido *dip* e 9 (nove) no sentido *strike* e 15 (quinze) poços, conforme Figura 15, Tabela 1 e Tabela 2. Todas as sísmicas 2D são de pós empilhamento (*post-stack*). A área de estudo encontra-se entre as cotas batimétricas de -600 metros e -1600 metros.

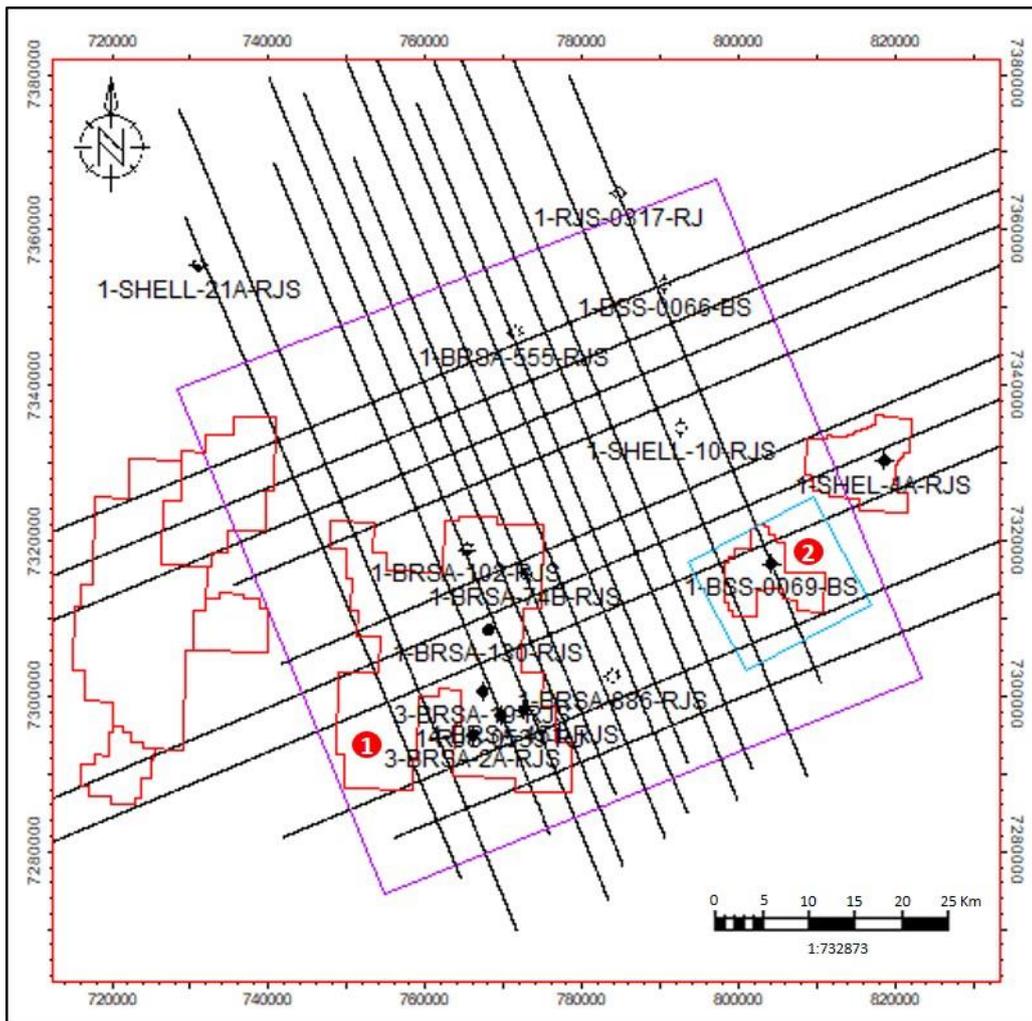


Figura 15: Localização, em mapa, dos dados solicitados. Cubo sísmico 3D em azul, linhas sísmicas 2D em preto e os 15 poços com seus respectivos símbolos. A área de estudo cobre os campos de Tambuatá (1) e Oliva (2). *Ring fences* dos respectivos campos delimitados em vermelho.

Tabela 1 - Informação geral dos dados sísmicos solicitados.

Nome Levantamento	Segmento	Tipo	Processamento	Sentido
0228_SANTOS_11A	0228-3708	2D	MIG_FIN	<i>Dip</i>
	0228-3710	2D	MIG_FIN	<i>Dip</i>
	0228-3711	2D	MIG_FIN	<i>Dip</i>
	0228-3712	2D	MIG_FIN	<i>Dip</i>
	0228-3713	2D	MIG_FIN	<i>Dip</i>
	0228-3730	2D	MIG_FIN	<i>Strike</i>
0231_SANTOS_18A	0231-1315	2D	MIG_FIN	<i>Dip</i>
	0231-1316	2D	MIG_FIN	<i>Dip</i>
	0231-1317	2D	MIG_FIN	<i>Dip</i>
	0231-1332	2D	MIG_FIN	<i>Strike</i>
	0231-1333	2D	MIG_FIN	<i>Strike</i>
	0231-1334	2D	MIG_FIN	<i>Strike</i>
0247_S_CABO_FRIO_3A	0247-0100	2D	MIG_FIN	<i>Strike</i>
	0247-0101	2D	MIG_FIN	<i>Strike</i>
	0247-0103	2D	MIG_FIN	<i>Strike</i>
	0247-0104	2D	MIG_FIN	<i>Strike</i>
	0247-0108	2D	MIG_FIN	<i>Dip</i>
	0247-0109	2D	MIG_FIN	<i>Dip</i>
	0247-0110	2D	MIG_FIN	<i>Dip</i>
	0247-0111	2D	MIG_FIN	<i>Dip</i>
	0247-0112	2D	MIG_FIN	<i>Dip</i>
0250_SANTOS_15E	0250-1223	2D	MIG_FIN	<i>Strike</i>
0258_3D_SPEC_BS_4_	-	3D	MIG_FIN	-

Tabela 2 - Informação geral dos dados de poços solicitados

Nome do poço	Perfil Digital de Poço	Pasta de Poço ou CDPE	Perfil Composto	AGP
1-BRSA-102-RJS	X	X	X	X
1-BRSA-130-RJS	X	X	X	X
1-BRSA-555-RJS		X	X	X
1-BRSA-886-RJS		X	X	
1-BRSA-74B-RJS	X	X	X	X
1BSS 0066 BS	X		X	X
1BSS 0069 BS	X		X	X
1RJS 0317 RJ	X		X	X
1RJS 0539 RJ	X	X	X	X
1-SHEL-4A-RJS	X	X	X	
1-SHEL-10-RJS	X	X	X	
1-SHEL-21A-RJS		X	X	
3-BRSA-2A-RJS	X	X	X	X
3-BRSA-19-RJS		X		X
4-BRSA-451-RJS		X	X	X

4.2 – Carregamento de Dados

Previamente ao carregamento dos dados de sísmica e poço, verificou-se que estes possuíam diferentes datum entre si. Para o correto georeferenciamento dos dados, utilizou-se o software QGIS para a realização dos cálculos de conversão para SIRGAS 2000, elipsoide 1980, projetada para UTM zona 23S. Desta forma era possível a importação direta dos *shapefiles* provenientes da *webpage* GeoANP (Fonte: <http://geo.anp.gov.br/#/>).

O passo seguinte foi a criação de um projeto, com o mesmo Sistema de Coordenadas acima mencionado, no software Petrel, patentado pela Schlumberger e que disponibiliza licenças acadêmicas as faculdades de Geociências. Este software possibilita a execução de todas as etapas a seguir.

Os dados sísmicos 2D e 3D recebidos estão em formato SEG-Y. Para o carregamento sísmico 2D foram identificados os *bytes* correspondentes das coordenadas

X e Y, dos números de traços, dos pontos de tiros (*shotpoints*) e dos CDP's (*common depth points*) para a correta montagem das respectivas geometrias. Por diferença de geometria em relação à sísmica 2D, na sísmica 3D buscou-se, além das coordenadas X e Y, os bytes referentes aos números de *inline* e *crossline*. Não houve necessidade de utilizar o arquivo de navegação (UKOOA) para o carregamento dos dados no Petrel.

Os 15 (quinze) poços disponibilizados para o estudo possuem dados como perfil composto, pasta de poço, AGP, perfil digital de poço e sísmica de poço como *Vertical Seismic Profile (VSP)* ou *checkshot*. Para o carregamento no Petrel, primeiramente, importam-se as informações da cabeça poço (*well heads*), como nome, coordenada X e Y, datum, UWI, MD (*measured depth*), mesa rotativa e profundidade final do poço. Se houver poços direcionais são importados os desvios (*well path*) e, posteriormente, é realizado a importação dos perfis digitais (*well logs*). Os perfis digitais recebidos do BDEP estavam nos formatos .LIS e .DLIS. Nestas extensões, os perfis digitais encontram-se brutos e impróprios para o carregamento. O fluxo adotado foi a conversão da extensão .LIS para DLIS, utilizando o software LogDataToolbox da Schlumberger, a seleção e o merge das curvas disponíveis (sônico, *gamma ray*, densidade e etc.) com posterior conversão da extensão .DLIS para .LAS utilizando o software Techlog da Schlumberger. Os perfis digitais são utilizados na avaliação petrofísica e correlação de poços. Para concluir esta etapa são carregados os dados adicionais como os topos de formações e os VSP/checkshots.

Após o carregamento dos dados sísmicos 2D e 3D, a próxima etapa é o controle de qualidade. Nesta etapa o Petrel calcula numericamente alguns parâmetros como a fase do dado sísmico, a diferença de polaridade, *shift* vertical no cruzamento entre as linhas sísmicas e a diferença de amplitude da *wavelet*. Neste estudo existem 6 (seis) equipes sísmicas diferentes (2D - 0228, 0231, 0247 e 0250; 3D - 0258) e, conseqüentemente, processadas por empresas/equipes diferentes. Para homogeneizar inicia-se corrigindo a diferença de polaridade das linhas sísmicas, calibrando as para a fase zero. Isto significa que o contraste de impedância no substrato marinho será interpretado como o maior valor de amplitude positivo no refletor de cor preta.

4.3 – Amarração dos poços

Após o carregamento dos dados, foi feita a correlação das informações de poços e sísmica, definindo qual seção expressa as características sísmicas mais correlacionáveis com as unidades litoestratigráficas constatadas nos poços. Vale ressaltar que as informações dos poços constam em profundidade e as oriundas das seções sísmicas estão em tempo.

Tal correlação é obtida através da construção do sismograma sintético, o qual é oriundo da modelagem das respostas sísmicas referentes às diferentes unidades litológicas atravessadas pelos poços. A confecção do sismograma sintético se dá através da multiplicação do perfil Sônico – DT (us/ft) pelo perfil de Densidade – RHOB (g/cm³), desta maneira adquirindo a função Impedância – I (us/ft) / g/cm³). O perfil Sônico representa o caminho da velocidade compressional em um determinado intervalo regular dentro do poço enquanto que o perfil Densidade define a densidade característica das diferentes unidades litológicas.

A Impedância Acústica de um meio de propagação representa a oposição do meio à passagem da onda sonora, em função de sua frequência e velocidade, e depende diretamente das litologias envolvidas durante a perfuração do poço. (Andrade, 2009.)

Com a função Impedância estimada, é possível adquirir a refletividade de cada interface considerada na sua análise, ou seja, o quanto de energia acústica incidente na litologia retornou à superfície. Sua obtenção ocorre pela fórmula:

$$R = (I - I') / (I + I')$$

onde I e I' correspondem as impedâncias acústicas para os meios sub e sobrejacentes.

Uma vez criada esta relação é possível estimar o pulso sísmico (*wavelet*) para cada interface percorrida pelo poço e através da convolução gerar o sismograma sintético (Figura 16).

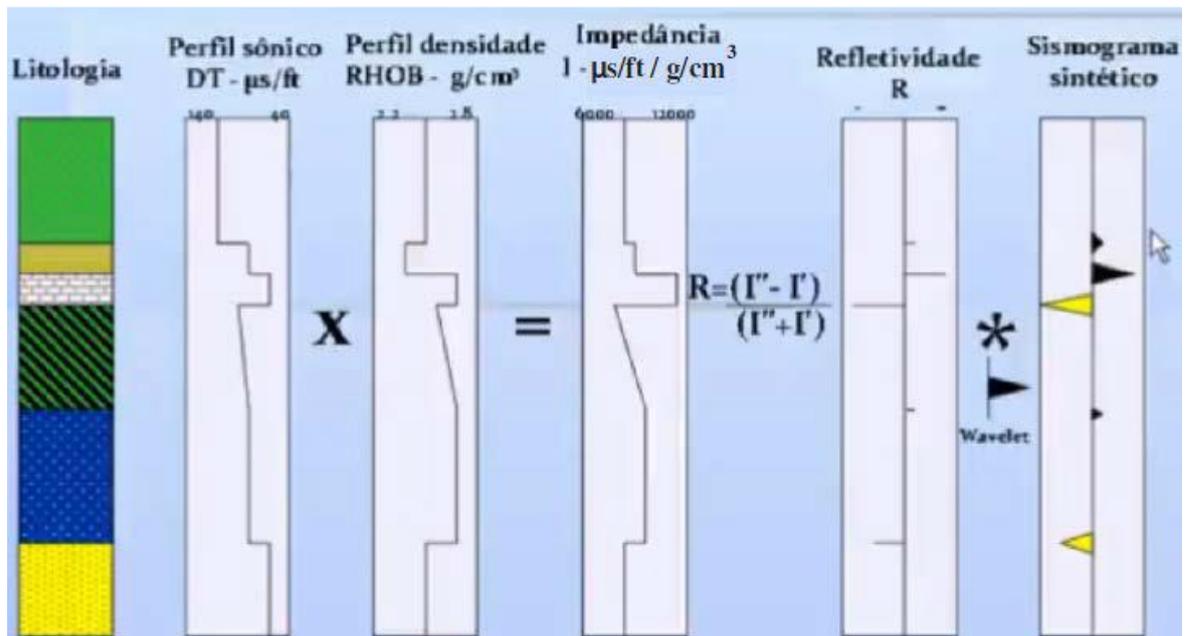


Figura 16: Exemplo de construção de sismograma sintético. Modificado de Andrade 2009.

Processo importante na correlação do perfil e da seção sísmica é a construção do gráfico da relação Tempo *versus* Profundidade que ocorre na integração dos tempos de trânsito constatados no perfil sônico. Desta forma pode-se inserir os marcadores litológicos estimados em profundidade durante a perfuração nos poços projetados nas seções sísmicas e visualizá-los em tempo. Assim é possível iniciar o procedimento de interpretação sísmica do cenário geológico esperado de forma mais acurada.

4.4 – Interpretação sísmica

A interpretação sísmica consiste em um agregado de conhecimentos pretéritos que possibilitam a construção de mapas estruturais e estratigráficos, tanto de uma superfície mapeada, quando de uma sequência composta por topo e base. Esta sequência pode ser expressa em tempo duplo (TWT), denominado de isócronas ou, quando aplicado um modelo de velocidade, compõem a espessura da sequência em metros e denomina-se de isópacas.

4.5– Utilização de atributos sísmicos

A aplicação de atributos em dados sísmicos é uma prática bastante comum no setor de E&P de hidrocarbonetos e tem por objetivo realçar características presentes nos dados que dificilmente são identificadas nas seções representativas de refletividades.

Estes atributos têm apresentado destaque especial nos últimos anos, acompanhando o desenvolvimento computacional de software e hardware, que permite a aplicação de conceitos físicos e matemáticos sobre os dados de modo a extrair o máximo de informações possíveis dos mesmos.

Os atributos sísmicos são quaisquer medidas do dado sísmico que têm como finalidade auxiliar os intérpretes a melhor visualizar ou quantificar características geológicas de interesse. Com isso, propriedades mensuráveis obtidas com metodologias físico-matemáticas podem ser extraídas dos dados, dentre elas se destacam: Amplitude, Frequência, Fase, Polaridade, dentre outros.

Uma vez extraídos os atributos sísmicos, estes auxiliam os intérpretes na interpretação de falhas e canais, reconhecimento de ambientes deposicionais e na descrição da história de deformação estrutural mais rapidamente (Oyeyemi and Aizebeokhai, 2015). Além disso, vêm sendo utilizados extensivamente na caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos e como ferramenta de controle de qualidade.

Os atributos sísmicos podem ser classificados em pré-empilhamento e pós-empilhamento. Os atributos pré-empilhamento são sensíveis às grandezas relacionadas à propagação elástica da onda, enquanto os atributos pós-empilhamento são sensíveis apenas às propriedades acústicas. O primeiro deles pode ser determinado por um processo de inversão através de um ajuste de amplitudes para todo tempo ou para um intervalo de tempo da amostra do dado sísmico utilizando-se aproximações de Aki & Richards (1980). Já o segundo, pode ser derivado do traço sísmico complexo obtido por meio da transformada de Hilbert. Com isso, é possível derivar atributos físicos que estão relacionados diretamente ao fenômeno de propagação da onda e às características litológicas.

Existem centenas de opções para a escolha do atributo sísmico, algumas ilustradas na Figura 17 (Brown, 2001).

Atributos Sísmicos

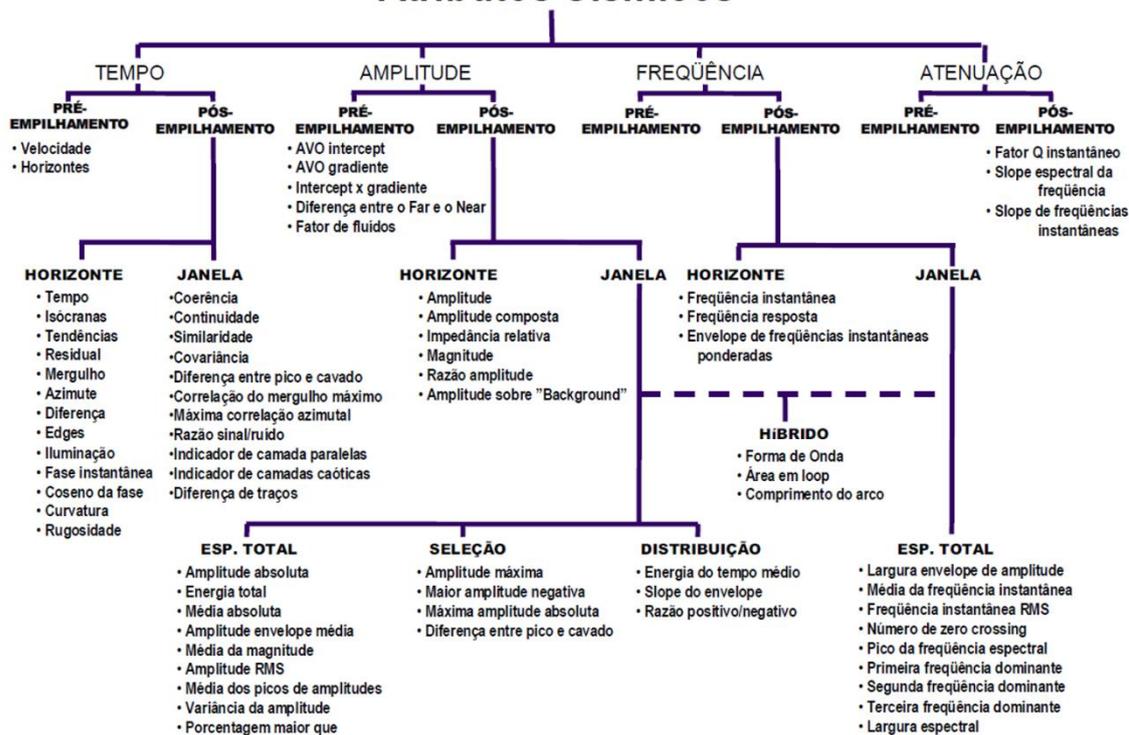


Figura 17: Classificação dos atributos sísmicos (Brown, 2001).

4.5.1– Atributos Sísmicos Pós empilhamento (Pós-Stack)

As informações extraídas dos dados sísmicos de reflexão utilizando os atributos sísmicos podem ser usados para interpretação tanto quantitativa quanto qualitativa. Assim, as análises com os atributos fornecem sua sensibilidade quanto a mudanças laterais na geologia. Visto isso, alguns atributos, tais como amplitude sísmica, envelope, amplitude RMS, impedância acústica são diretamente sensíveis a mudanças na impedância sísmica.

É necessário um atributo sísmico para medir uma propriedade sísmica, logo ele tem que ser único e um significado claro e útil. Com isso em mente, do conjunto de atributos expostos pela academia, os atributos sísmicos classificados como físicos foram estudados a fim de serem desenvolvidos e aplicados nas seções sísmicas e volume 3-D pós-empilhados. Cabe ressaltar que a maioria deles são classificados como atributos instantâneos e/ou baseados na teoria de traço sísmico complexo, como exposto por Taner *et al.* (1979).

Os atributos sísmicos utilizados no estudo serão descritos abaixo, mostrando suas formulações e funcionalidades.

4.5.1.1– Atributo de Fase Instantânea

O atributo sísmico de Fase Instantânea é dado por:

$$\varphi(t) = \tan^{-1} \left| \frac{H(t)}{T(t)} \right|,$$

onde:

$\varphi(t)$ é a Fase Instantânea,

$T(t)$ o traço sísmico sintético,

$H(t)$ é a Transformada de Hilbert,

t o tempo e

$|\cdot|$ o valor absoluto ou módulo do argumento.

O traço sísmico $T(t)$ e sua Transformada de Hilbert $H(t)$ estão relacionados com o Envelope $E(t)$ e a Fase $\varphi(t)$ através das seguintes relações:

$$T(t) = E(t) \cos(\varphi(t)),$$

$$H(t) = E(t) \sin(\varphi(t)).$$

A Fase Instantânea é medida em graus e é independente de amplitude. Com isso, é o melhor indicador de continuidade lateral, falhas, *pinchouts*, angularidades de eventos com atitudes de mergulho diferentes, uma vez que não possui informação de amplitude e conseqüentemente representa todos os eventos.

4.5.1.2– Atributo Técnica de Amplitude (TecVA)

A Técnica Volume de Amplitudes (TecVA) se baseia no princípio da sismocamada elementar (SCE) de tal forma a definir a menor espessura da camada utilizando as informações de amplitudes do dado sísmico (Santos e Amorim, 2005). Com isso, este atributo pode ser calculado em quatro passos:

1. Utilização do atributo sísmico *Structural Smooth* que proporciona um incremento do sinal, mediante a retirada de ruídos e suavização do dado utilizando médias locais. No

entanto, o seu principal efeito dá-se na melhor delimitação de discontinuidades e maior continuidade das camadas sem sacrificar a resolução vertical do dado (Schlumberger, 2015).

2. Cálculo da amplitude RMS baseado numa escala proporcional a uma janela pré-definida;

3. Utilização do *Remove Bias* consiste na remoção de sinais indesejados (ruídos) podendo ser associados à etapa de processamento ou respostas geológicas sem interesse (Duarte, 2011);

4. Aplicação de uma rotação de fase de -90 graus no dado referente à amplitude RMS (Transformada de Hilbert).

4.5.1.3– Atributo *Root Mean Square* (RMS)

O atributo sísmico *RMS* é calculado aplicando-se a raiz quadrada do quadrado da amplitude do sinal sísmico sobre o número de amostras (temporal ou espacial) deste mesmo sinal:

$$X_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{j=i-M/2}^{j=i+M/2} x_j^2}$$

onde,

X_{RMS} é o atributo RMS,

M o número de amostras (temporal ou espacial) da janela móvel,

j é a posição da amostra e

x_j a amplitude da amostra na posição j .

A amplitude RMS é semelhante com a Amplitude Instantânea (Envelope), quando aplicada uma janela no tempo, porém mais suavizada. Esta produz uma estimativa do envelope do traço sísmico contribuindo para o melhoramento visual das fácies sísmicas, principalmente para carbonatos e evaporitos e também para mapeamento da base do sal.

4.5.1.4– Atributo de Sweetness

O *Sweetness* é descrito matematicamente como a razão entre o Envelope $E(t)$ e a raiz quadrada da Frequência Instantânea $F(t)$. Em outras palavras, ele é capaz de identificar características onde energia do sinal muda no dado sísmico:

$$S(t) = \frac{E(t)}{\sqrt{F(t)}}$$

A Magnitude da Reflexão é independente da fase e sempre positiva. Já a Frequência Instantânea mede a taxa de mudança da fase e tem unidade em Hertz. Com isso, partes do volume sísmico caracterizados por altas amplitudes e baixas frequências terão valores de Sweetness altos, enquanto outras combinações irão produzir valores baixos de Sweetness.

5- Resultados e Discussões

Neste capítulo serão discutidos os principais resultados obtidos incluindo a amarração entre dados sísmicos e de poço, a interpretação sísmica, a análise de atributos sísmicos ressaltando os arenitos com potenciais reservatórios e os selos subjacentes, a evolução da charneira/rampa, durante o Cretáceo e sua associação com as geometrias dos pacotes sedimentares.

5.1 – Amarração entre dados sísmicos e de poço

Para ilustrar esta etapa, utilizou-se o poço 1-BSS-0069-BS, que possuía dado de *checkshot*. O *checkshot* é um levantamento de poço que consiste em se determinar a velocidade média das formações com base no tempo simples, medido em milissegundo, que a onda sísmica leva para chegar até um geofone posicionado no interior do poço, em uma determinada profundidade.

O primeiro passo realizado na amarração do poço 1-BSS-0069-BS foi o controle de qualidade dos perfis Sônico (DT) e Densidade (RHOB), com remoção de “*spikes*”

considerados ruídos e suavização de ambos, para que estes fiquem mais compatíveis com a resolução vertical da sísmica, que é menor do que a obtida na perfilagem.

Em seguida, também foi efetuado o controle de qualidade do *checkshot*, por meio do cálculo da velocidade intervalar e avaliação da coerência entre os valores obtidos. No caso, de ocorrência de valores de velocidade intervalar considerados equivocados (eg. negativos, abaixo de 1600 m/s, acima de 6000 m/s), foi analisado o motivo de tal velocidade ocorrer e em alguns casos estes valores foram excluídos, de modo a obter a melhor curva tempo x profundidade possível.

Tendo sido concluída toda a fase de controle de qualidade dos dados, foi efetuada a calibração do perfil Sônico em relação ao *checkshot*, criando assim um perfil sônico calibrado (Figura 18).

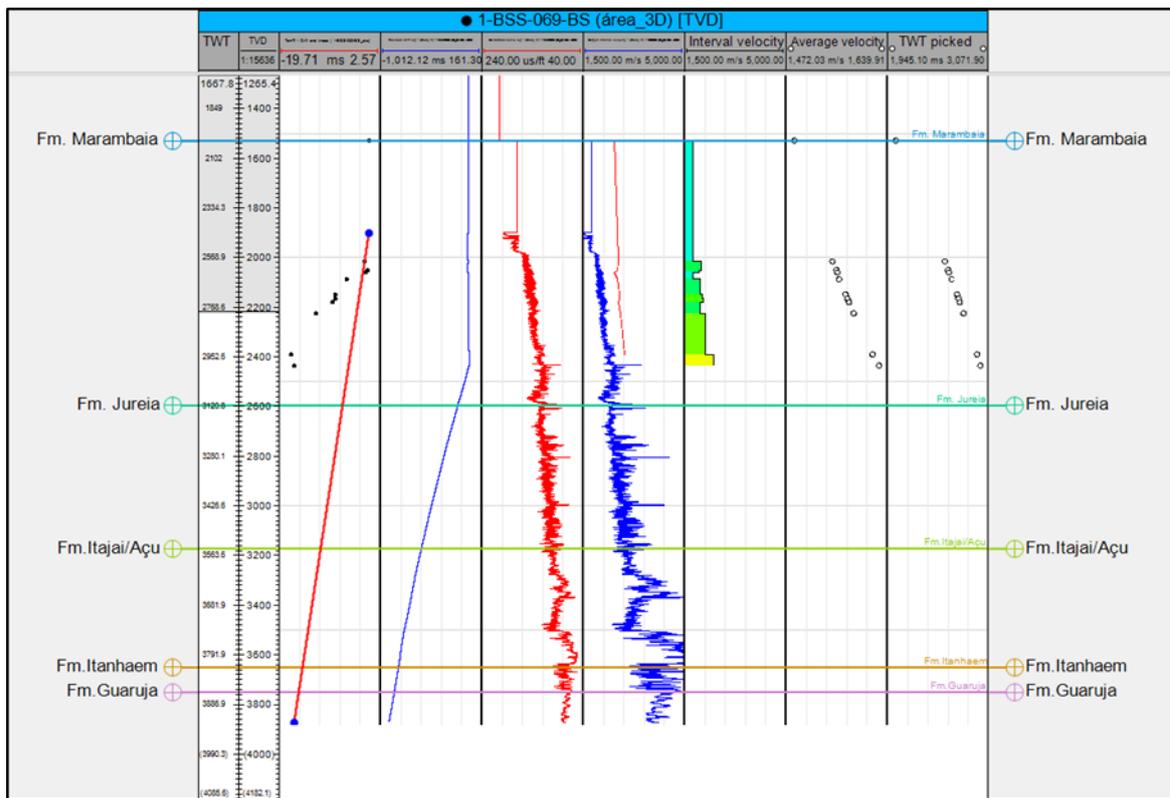


Figura 18: Resultado final da calibração do perfil Sônico (DT) em relação ao *checkshot*. Destaque das duas zonas de quebra de velocidade.

Neste processo, o passo seguinte foi gerar uma *wavelet* (uma forma de onda que será convolvida com o perfil refletividade para gerar o sismograma sintético). No caso do poço 1-BSS-0069-BS foi escolhido o tipo de *wavelet* determinística, extraída do cubo

sísmico (levantamento sísmico 3D 0258_3D_SPEC_BS_4) por meio do algoritmo *Extended White*.

Na sequência foi confeccionado o sismograma sintético, que a partir dos perfis de densidade, sônico calibrado e a *wavelet*, gerou um traço sísmico sintético correlacionável com a sísmica original (Figura 19).

Quando obtido o sismograma sintético é importante avaliar se ajustes são necessários, de modo seja possível correlacionar da melhor maneira o possível o traço sintético com a resposta sísmica original, sem distorcer os valores de velocidade intervalar e ao mesmo tempo, atentando para um bom nível de correlação expresso pelos pontos vermelhos alinhados na Figura 19 abaixo.

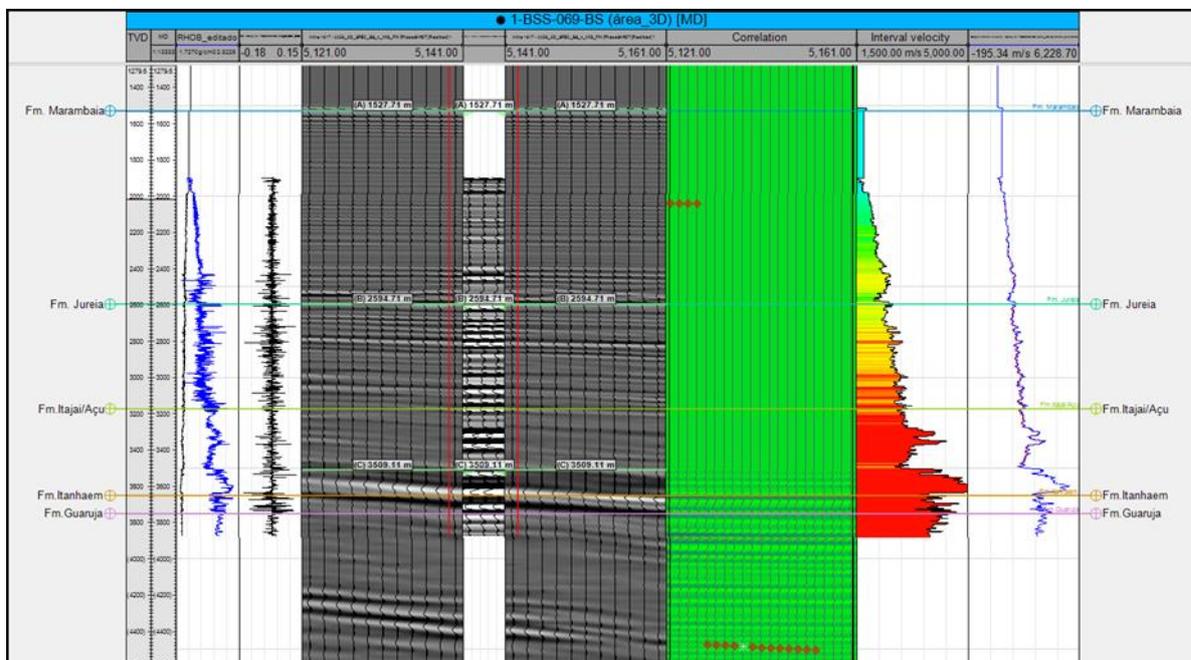


Figura 19: Sismograma sintético para o poço 1-BSS-0069. É possível observar na primeira coluna os perfis de densidade (em azul) e sônico calibrado (em preto), na segunda coluna o perfil refletividade e na terceira, a *wavelet*. Na parte central da figura se encontra a sísmica original correlacionada com o traço sintético. Nas colunas da direita, estão os valores de correlação, velocidade intervalar e curva *drift* (desvio entre sônico e checkshot).

A seguir, na Figura 20 pode-se notar o resultado da amarração do poço 1-BSS-0069-BS com o cubo sísmico 3D, com os marcadores de topo de formação posicionados nos respectivos refletores sísmicos e o detalhe da correlação do traço sintético com a

sísmica original. Nos poços que continham as informações de Cronoestratigrafia, estas foram utilizadas na amarração da sísmica com os respectivos poços.

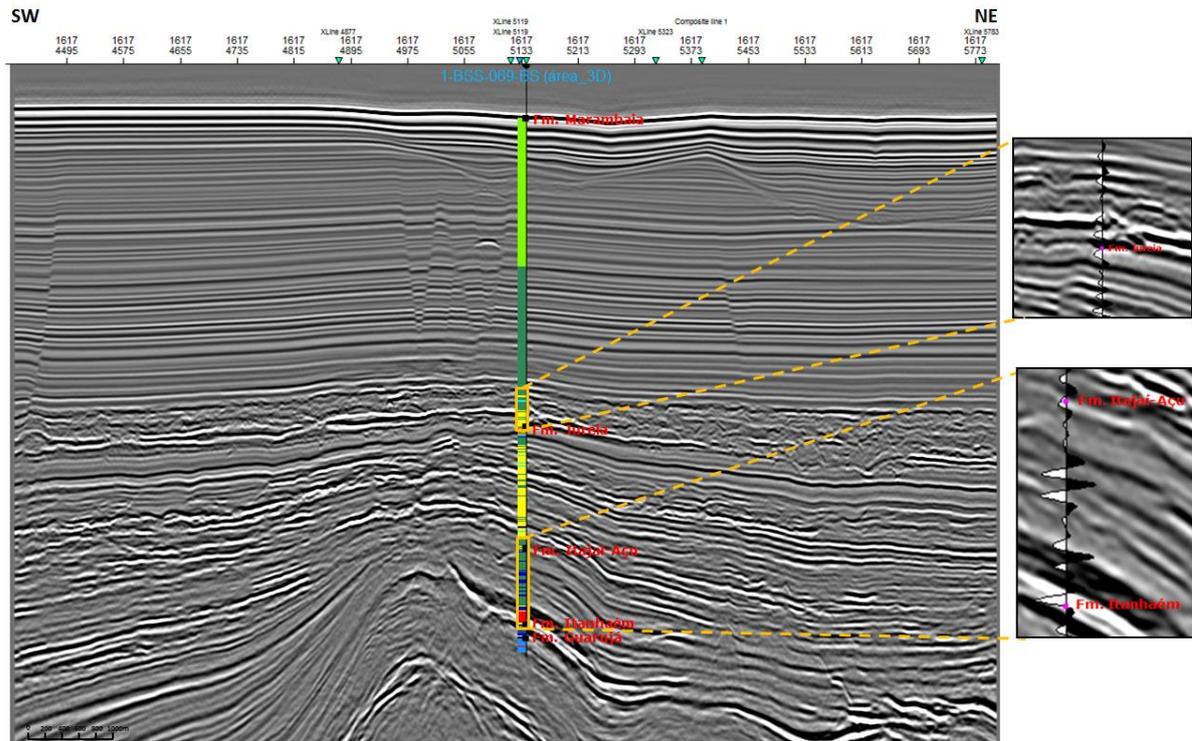


Figura 20: Resultado da amarração do poço 1-BSS-0069-BS. Notar a posição dos marcadores litoestratigráficos posicionados nos refletores sísmicos correspondentes.

5.2 – Interpretação sísmica

Com base nos dados dos poços do Arquivo Geral de Poços (AGP) e na amarração sísmica-poço, nas informações de cronoestratigrafia das superfícies mapeadas, além da aplicação das técnicas da sismoestratigrafia, através das terminações de refletores, foram mapeadas 13 superfícies (H1-H10), conforme a Tabela 3, correspondendo as idades geológicas Albiano (H3), Cenomaniano (H4), Coniaciano (H5), Santoniano (H6), Campaniano (H7.1), Maastrichtiano (H7.2), Paleoceno (H8), Eoceno (H8.1), Oligoceno (H8.2), Mioceno (H9). As superfícies Base do Sal (H1), Topo do Sal (H2) e o fundo do mar (H10) foram mapeadas para compor a geometria, não levando em consideração as suas respectivas idades geológicas. A nomenclatura utilizada corresponde ao de Pereira *et al.* (1986) e Mário Luis Assine *et al.*, 2008.

Tabela 3 - Nomenclatura utilizada nas 13 superfícies mapeadas e suas respectivas idades geológicas.

Limite de Sequência	Idade
H10	Fundo do Mar
H9	Mioceno
H8.2	Oligoceno
H8.1	Eoceno
H8	Paleoceno
H7.2	Maastrichtiano
H7.1	Campaniano
H6	Santoniano
H5	Coniaciano
H4	Cenomaniano
H3	Albiano
H2	Topo do Sal
H1	Base do Sal

Para cada uma das superfícies mapeadas foram gerados mapas estruturais em tempo e também mapas de isócronas das sequências entre elas para permitir entender a evolução da sedimentação na área e suas deformações.

A Figura 21 ilustra a seção sísmica 2D 0228-3708, no formato original *versus* a mesma interpretada com as 13 superfícies mapeadas e respectivas sequências entre elas, além das falhas identificadas. Há três poços na seção sísmica entre eles o 1-RJS-0371-RJ, 1-BSS-0066-BS e 1-BSS-0069-BS, onde os dois primeiros disponibilizam dados de Cronoestratigrafia. Embora o poço 1-BSS-0069-BS não possua informação de Cronoestratigrafia, a amarração dos poços anteriores possibilitou a extrapolação desta informação, tanto para o mapeamento cronoestratigráfico quanto para o perfil composto, conforme Figura 22. A região de interesse deste estudo corresponde ao

intervalo, em tempo duplo, 2300 – 3500 ms (H6-H7.2). O poço 1-BSS-0069-BS é o descobridor do campo de Oliva, nos turbiditos do Eoceno.

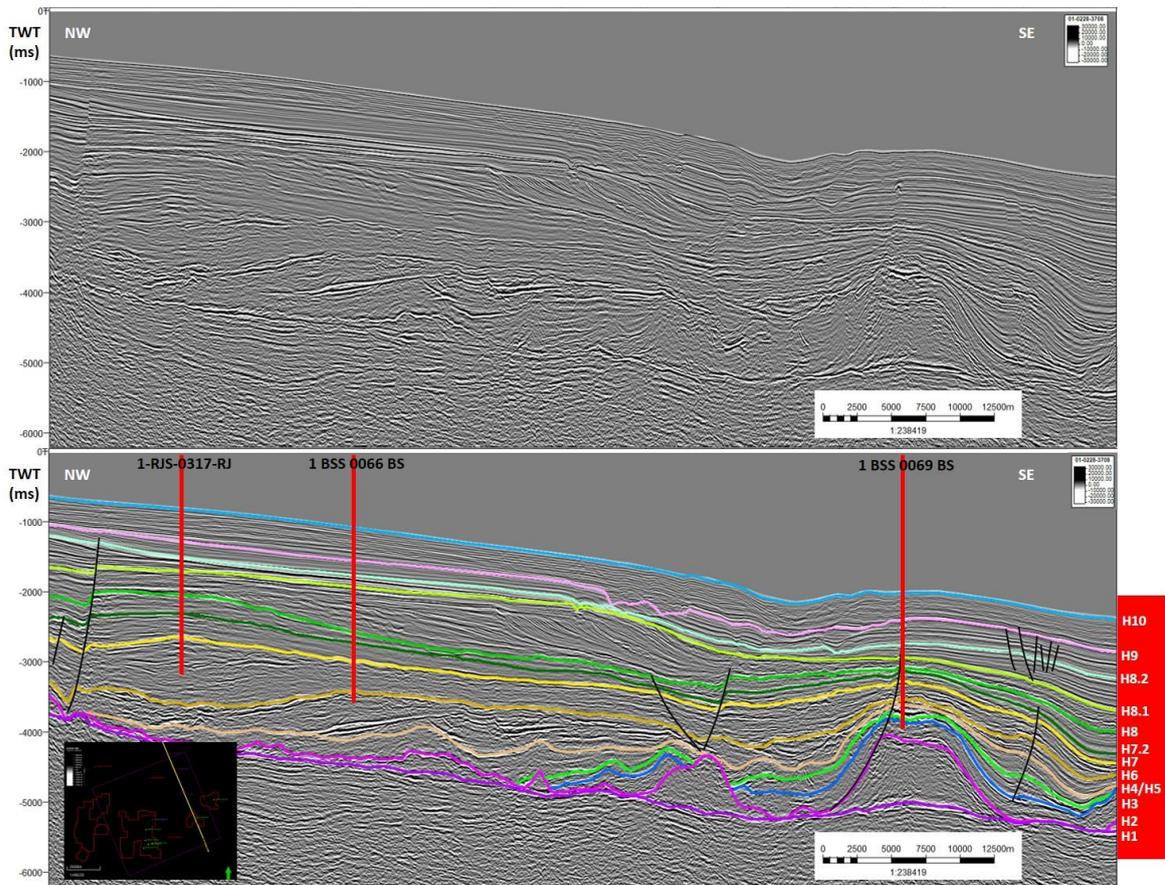


Figura 21: Seção sísmica 2D 0228-3708 original e interpretada com os horizontes mapeados.

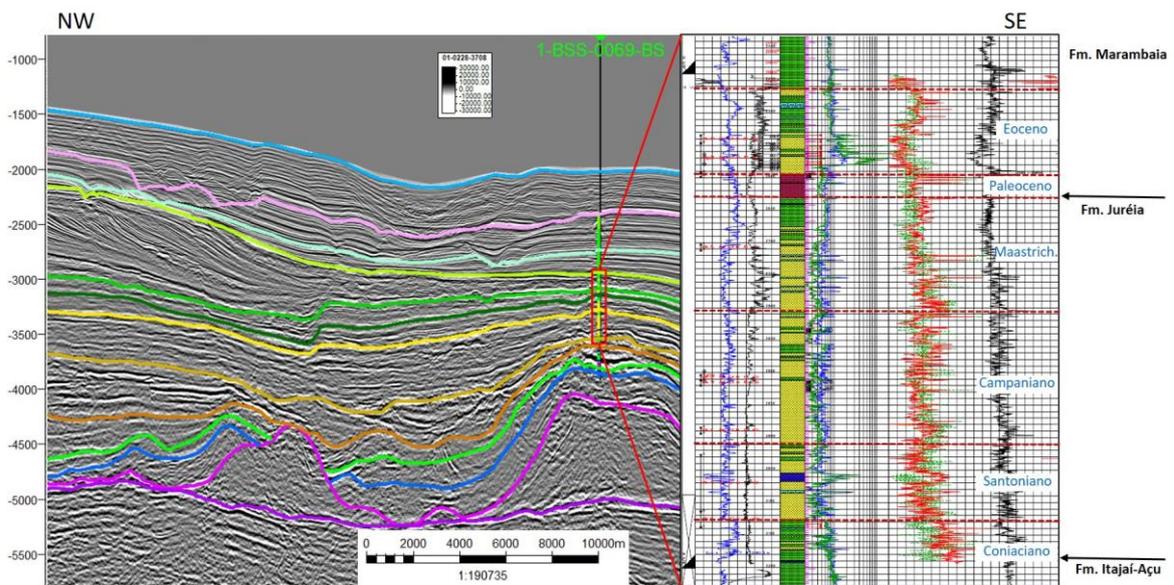


Figura 22: Seção sísmica 2D 0228-3708, ilustrando a amarração da Cronoestratigrafia no poço 1-BSS-0069-BS e a extrapolação para o perfil composto. As linhas pontilhadas em vermelho determinam o limite das idades geológicas dos pacotes sedimentares.

A Figura 23 ilustra a seção sísmica 2D 0231-1316, onde foram realçadas duas porções identificando com diferentes padrões de terminação de refletores. A área do retângulo marcada em “A” corresponde a uma calha deposicional de idade Campaniana onde é possível observar *onlap*, *downlap* e truncamentos no topo de mesma sequência. Sismofácies acanaladas e tipo *hummocky* com bom contraste de amplitude ocorrem na porção superior desta seção. No intervalo estratigráfico correspondente ao Maastrichtiano as superfícies possuem geometrias subparalelas e é possível identificar algumas feições de erosões. A área ressaltada no retângulo “B” corresponde aos deltas de plataforma de idade Eoceno descritos na literatura, onde é possível observar pelo menos quatros tipos de terminações de refletores, tais como *onlap*, *downlap*, truncamentos erosionais e *toplap* (Mitchum *et al.*,1977). Identifica-se também clinofomas com geometria tangencial (oblíqua), na base, com evolução para as clinofomas com geometria sigmoidal, no topo (Mitchum *et al.*,1977a; Berg, 1982).

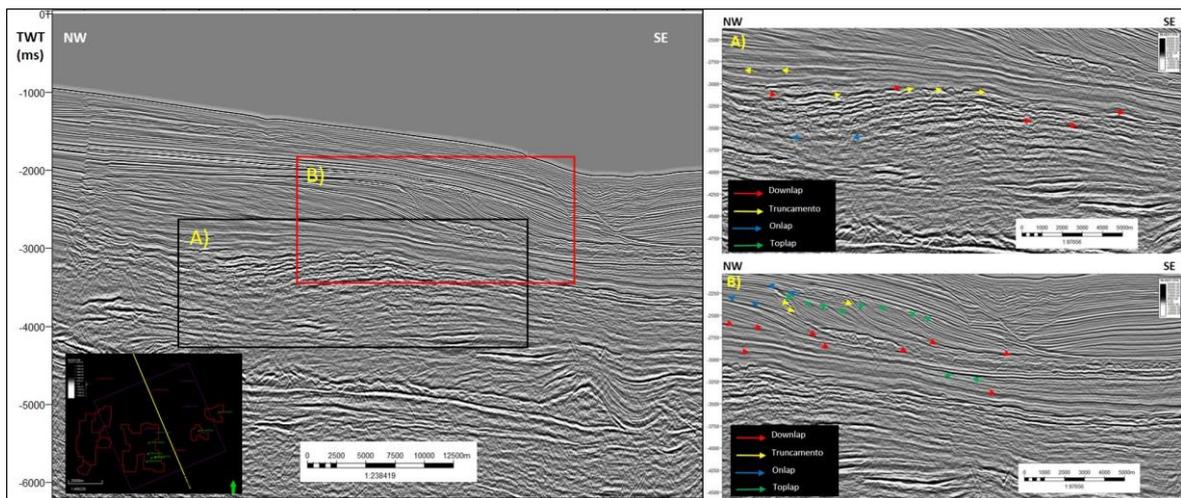


Figura 23: Identificação das terminações de refletores na seção sísmica 2D 0231-1316.

Após interpretação dos 13 (treze) horizontes foram gerados mapas estruturais associadas aos respectivos horizontes e, posteriormente, confeccionados mapas de isócronas para a compreender a evolução da sedimentação na área e suas deformações.

No mapa do horizonte H1 (Base do Sal) (Figura 24), é possível observar na área norte do estudo as curvas de contorno próximas umas das outras indicando uma a inclinação acentuada. Esta inclinação está associada com a rampa inicial presente no final do Albiano. No depocentro da região (ao sul) observa-se alguns altos que estão associados a feições e eventos do pré-sal.

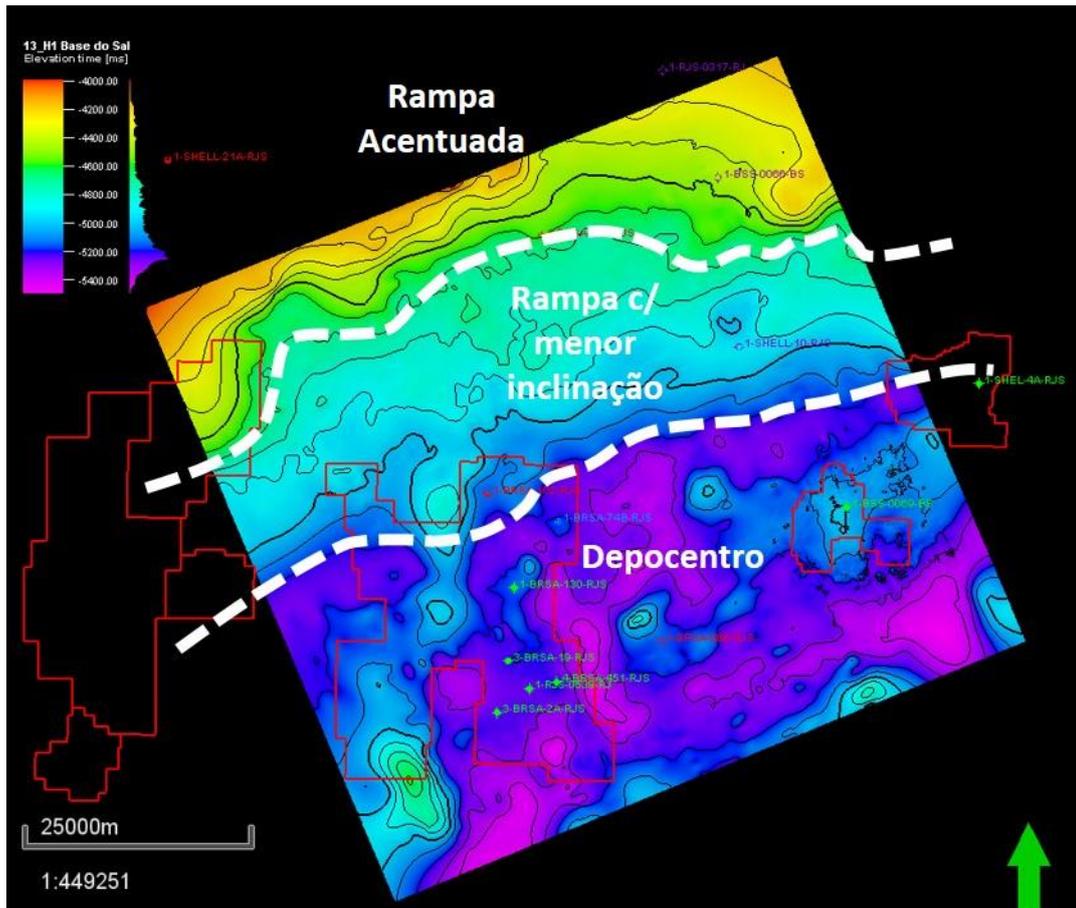


Figura 24: Mapa estrutural da Base do Sal (H1).

O mapa de isócronas do Sal (S1), conforme Figura 25, mostra duas regiões distintas. A primeira, ao norte, corresponde à região associada à fuga da halita (halocinese), onde ocorrem pequenos domos de sal e falhas lítricas. A segunda região, ao sul, é composta por domos maiores que barram os sedimentos até o Maastrichtiano. Suas calhas formam pequenas bacias que concentram o aporte sedimentar que ultrapassa as barreiras. Estruturalmente, estão associadas a falhas normais.

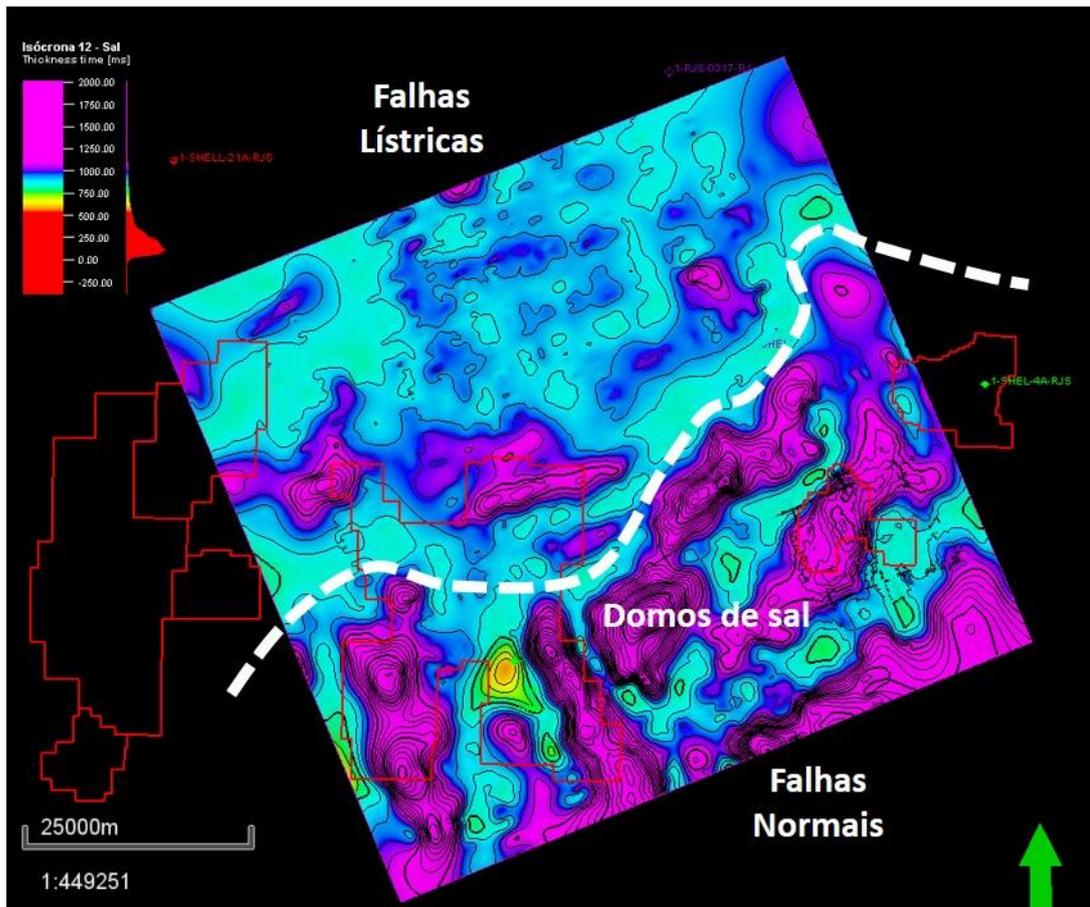


Figura 25: Mapa de isócrona do Sal (S1).

O mapa de isócrona do Topo do Sal ao Santoniano (S2; Figura 26) mostra que na região onde sobrou a menor espessura do sal, formou-se um depocentro, recebendo grande parte do aporte sedimentar. Pelo grande influxo sedimentar, parte ultrapassou a barreira de sal e migrou para o sul da região (Figura 27). Observa-se que há um aporte proveniente do leste que se agrupa com o que provem do trecho norte. Esta sequência engloba muitos horizontes mapeados (H2 ao H6).

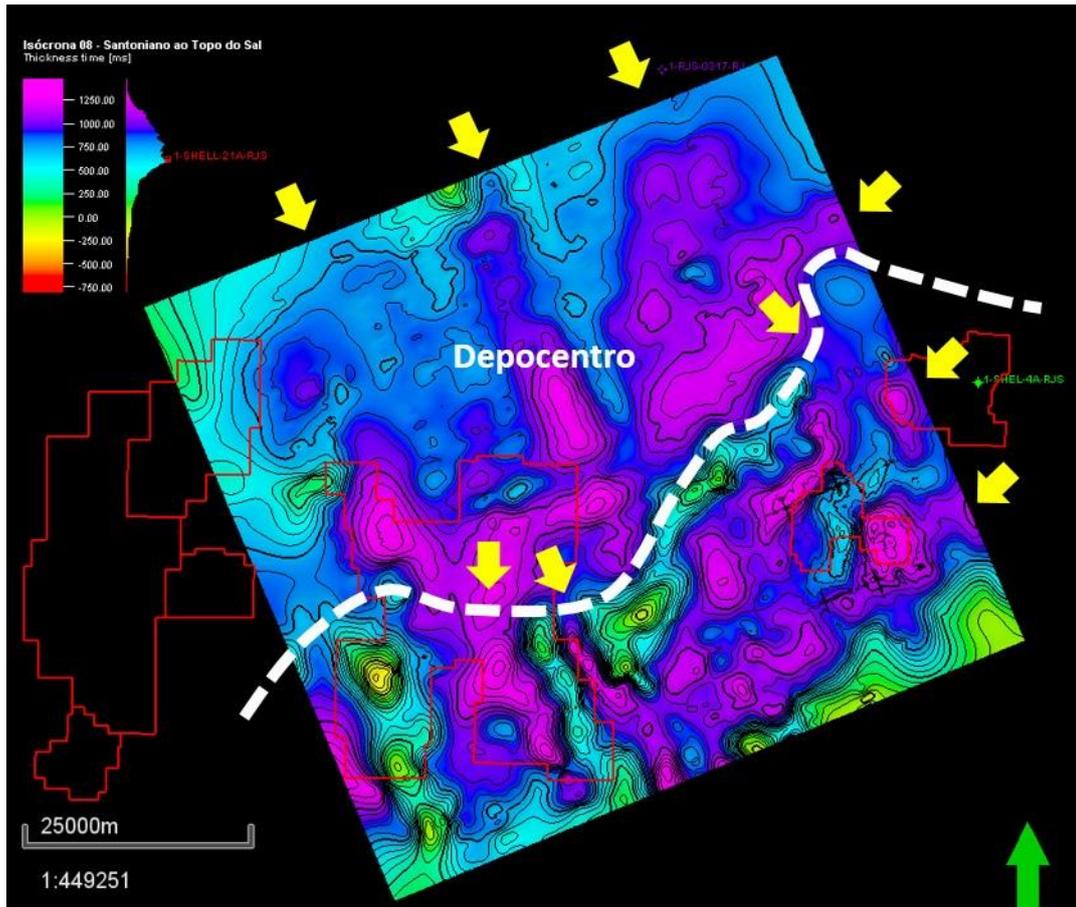


Figura 26: Mapa de isócrona do Sal ao Santoniano (S2). As setas em amarelo indicam as direções de aporte sedimentar.

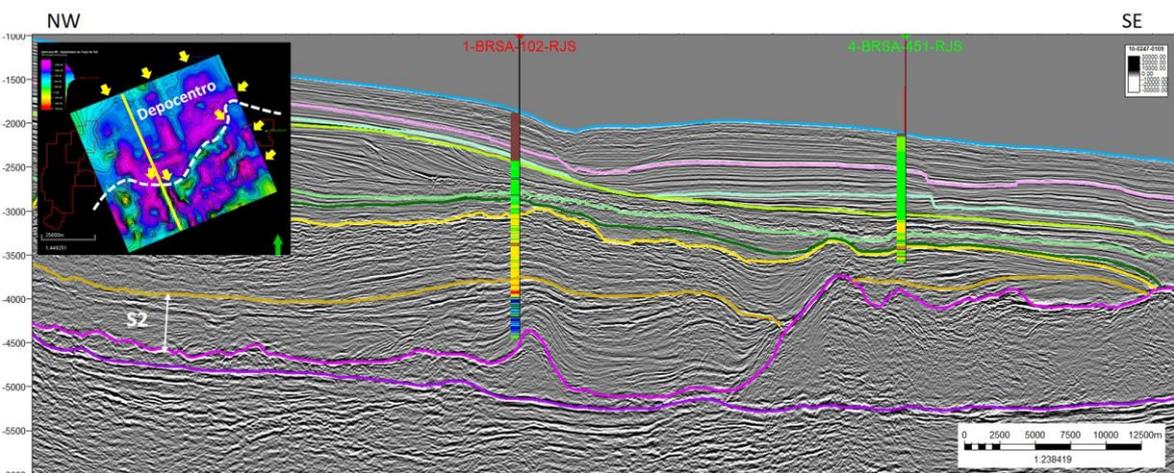


Figura 27: Seção Sísmica 2D (0228-3711) ilustrando a isócrona do Topo do Sal ao Santoniano (S2).

O mapa de isócronas do Campaniano (S3; Figura 28) mostra que grande parte do aporte de sedimentos se manteve na mesma região da S2 (Figura 29), com exceção ao trecho nordeste e central, onde formou-se um paleoalto (Figura 30). Há uma pequena

contribuição do aporte sedimentar da região a leste. Após a barreira de sal, pouco sedimento chegou na região ao sul, onde ocorrem as menores espessuras.

Como na Figura 31, parte dos sedimentos que estão no depocentro correspondem a fácies sísmicas do tipo *hummocky*, com discordância no topo do Campaniano, gradando lateralmente para as fácies sísmicas mais subparalelas, em direção à bacia. Pela descrição sedimentar provenientes do arquivo AGP do poço 1-BRSA-102-RJS, os arenitos do Campaniano possuem, em grande parte, granulometria grossa a muito grossa (Anexo 1). Os arenitos do Campaniano no poço 1-BRSA-555-RJS são descritos como subangulosos (Anexo 2), e mal selecionados.

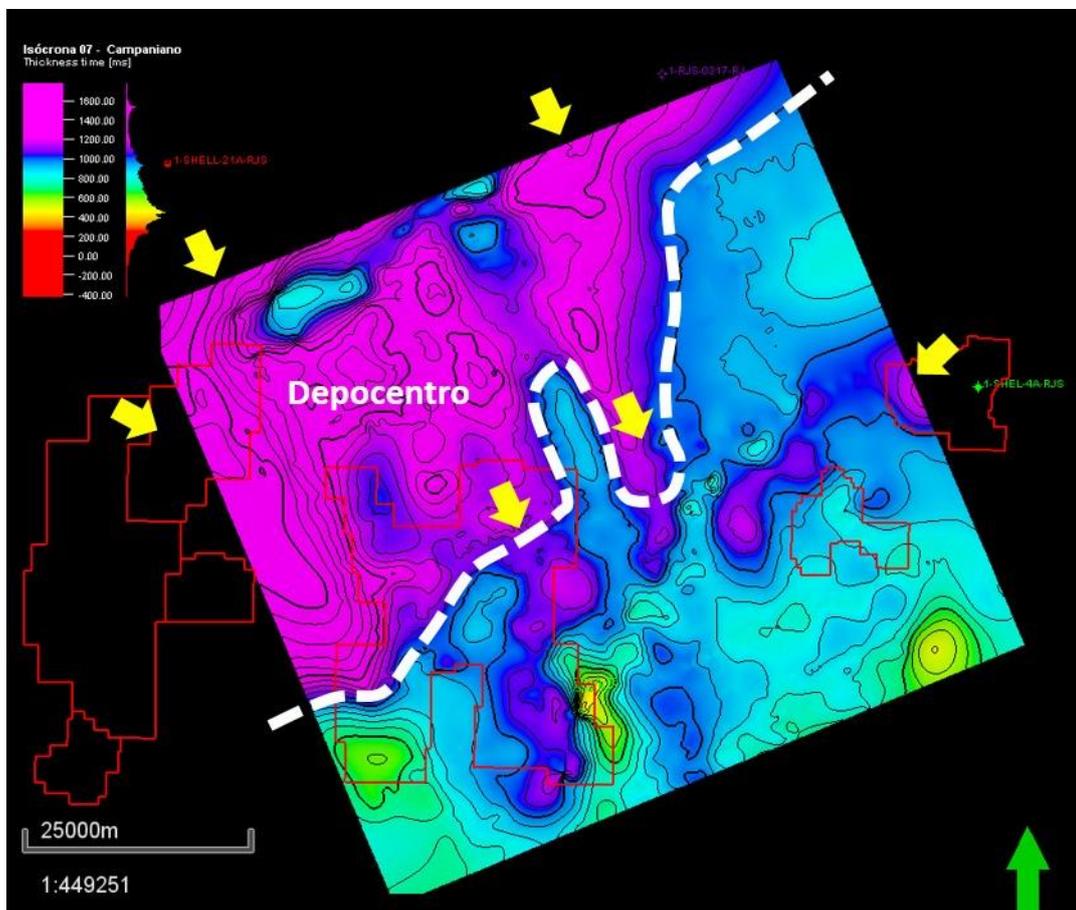


Figura 28: Mapa de isócrona do Campaniano (S3). As setas em amarelo indicam as direções de aporte sedimentar.

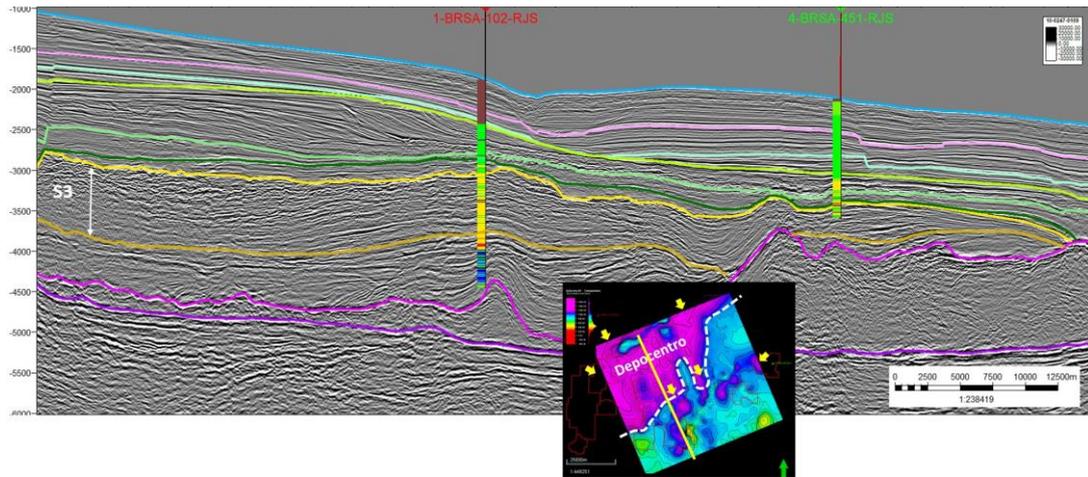


Figura 29: Seção sísmica 2D (0247-0109) ilustrando a isócrona do Campaniano (S3) no depocentro *versus* na porção distal.

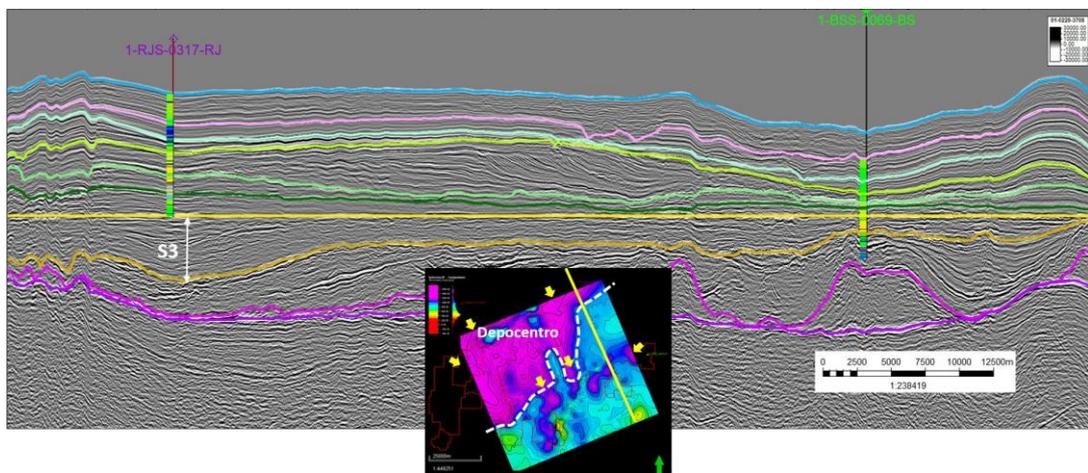


Figura 30: Seção sísmica 2D (0228-3708) horizontalizada pelo topo da unidade S3, ilustrando o paleoalto na região nordeste da área de estudo.

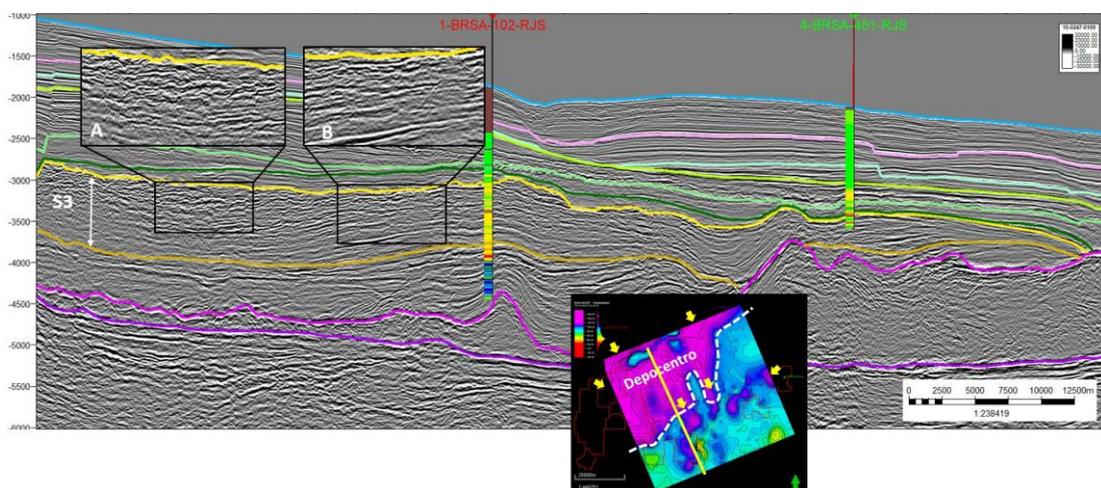


Figura 31: Seção sísmica 2D (0247-0109) ilustrando as geometrias internas no Campaniano. A) Fácies sísmica do tipo *hummocky*. B) Fácies sísmica subparalela.

O mapa de isócronas do Maastrichtiano (S4; Figura 32) indica mais uma direção de aporte dos sedimentos, no trecho sudoeste. Como no Campaniano, pouco se desenvolve na porção sul da área de estudo.

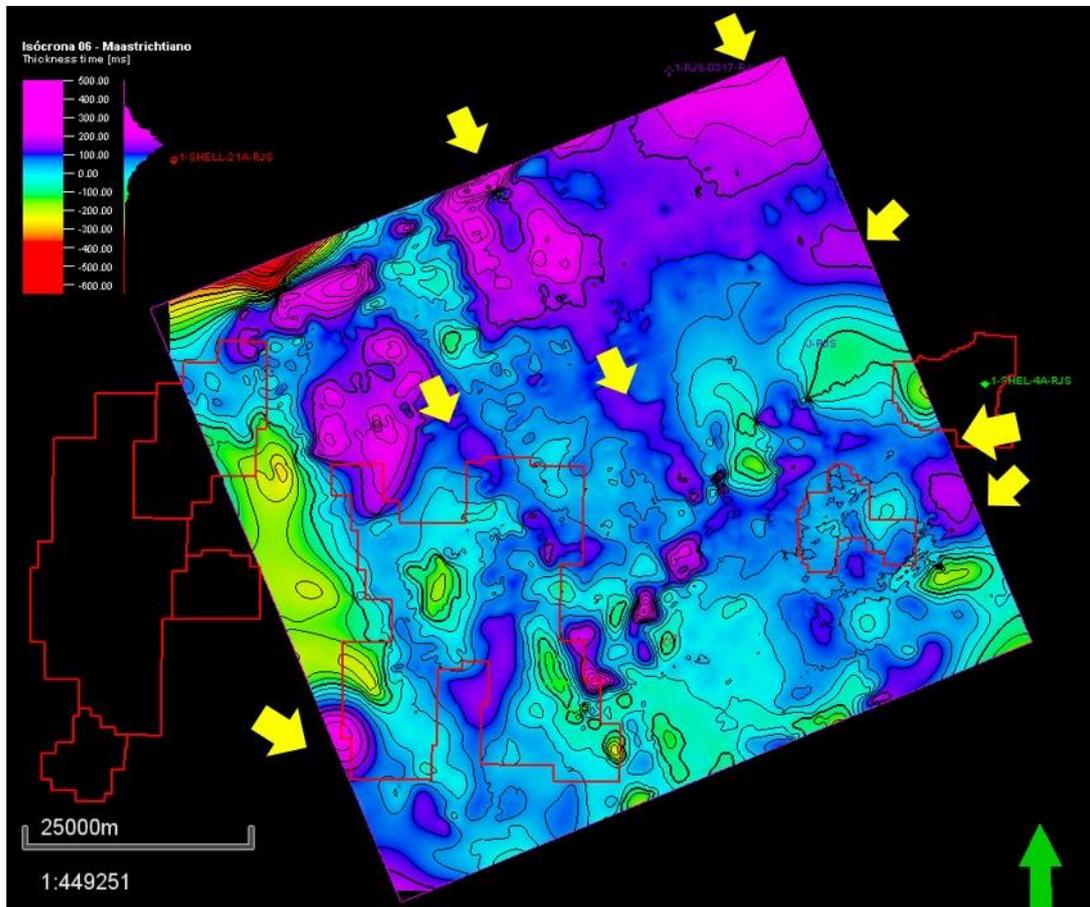


Figura 32: Mapa de isócrona do Maastrichtiano (S4). As setas em amarelo indicam as direções de aporte sedimentar.

O mapa de isócronas do Paleoceno (S5; Figura 33) é marcado pelo aporte sedimentar em grande parte da área de estudo. A cor azul indica altos estruturais que ocorreram durante este período geológico. É delimitado na base por um afogamento e, no topo, por uma discordância.

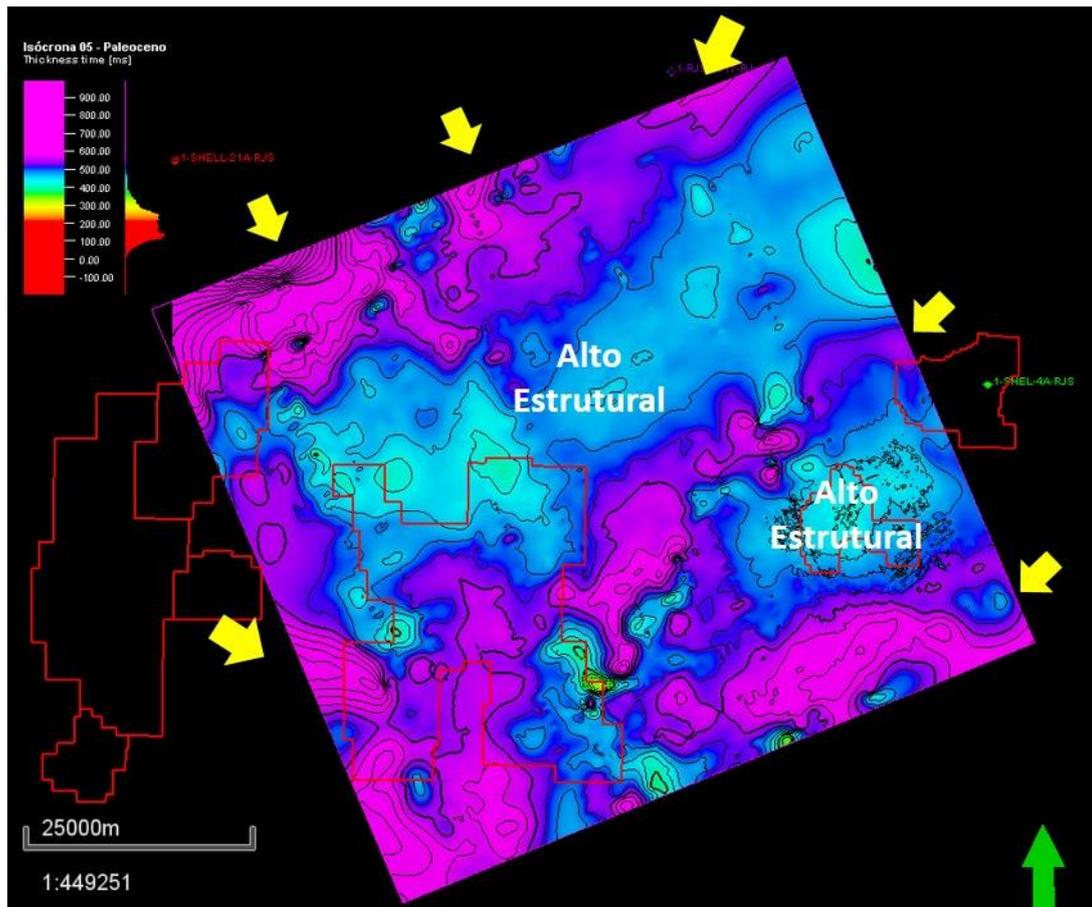


Figura 33: Mapa de isócrona do Paleoceno (S5). As setas em amarelo indicam as direções de aporte sedimentar.

A Figura 34 ilustra a inclinação do substrato pretérito ao desenvolvimento dos deltas de plataforma do Eoceno (mapa estrutural do topo do Paleoceno). Na porção norte da área de estudo, a sedimentação é influenciada pela Falha de Cabo Frio e possui baixa declividade. No Sul, há pequenas calhas onde depositam as maiores espessuras dos fluxos gravitacionais.

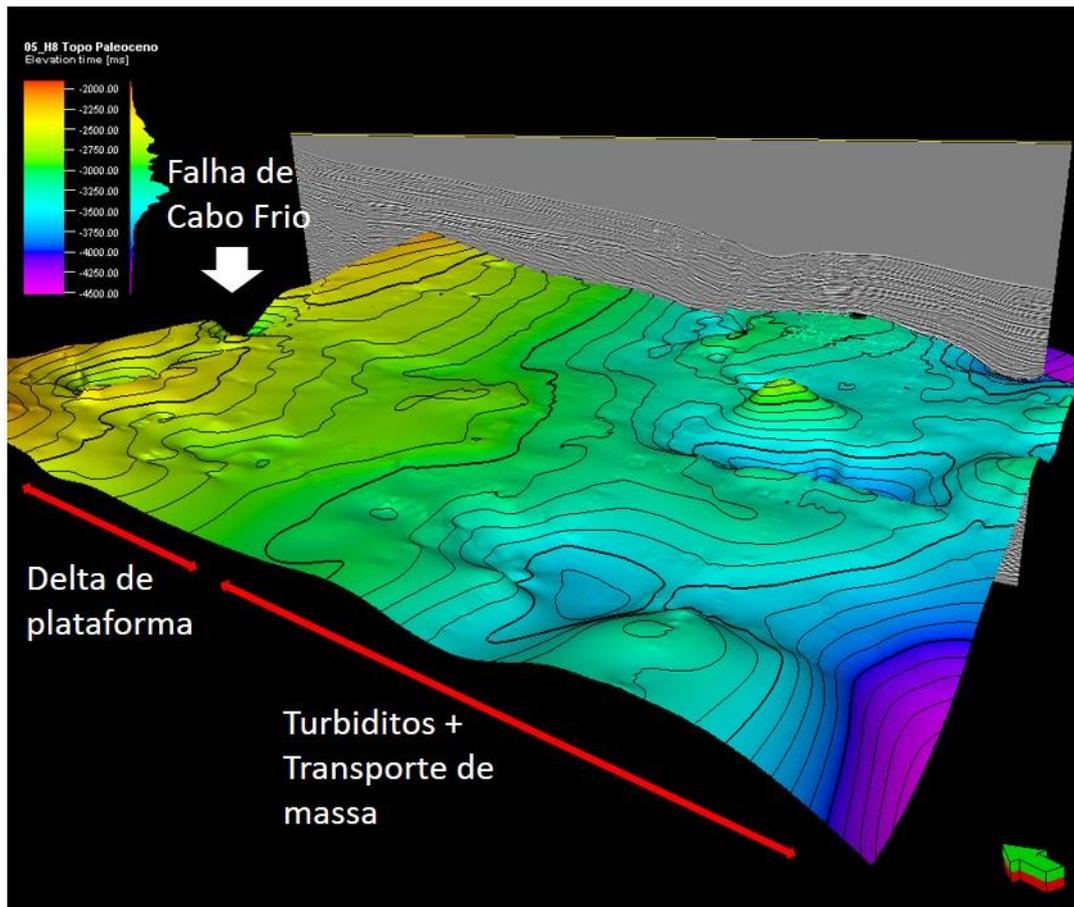


Figura 34: Mapa estrutural do topo do Paleoceno (morfologia do substrato pretérito ao Eoceno). Onde ocorre a menor declividade, ocorrem os deltas de plataformas.

A Figura 35 corresponde ao mapa de isócrona do Eoceno (S6). No norte ocorrem os deltas de plataforma com o limite máximo na linha branca pontilhada (*offlap break*). Possui clinofomas com geometria tangencial (oblíqua), na base, com evolução para as clinofomas com geometria sigmoideal no topo (Figura 36).

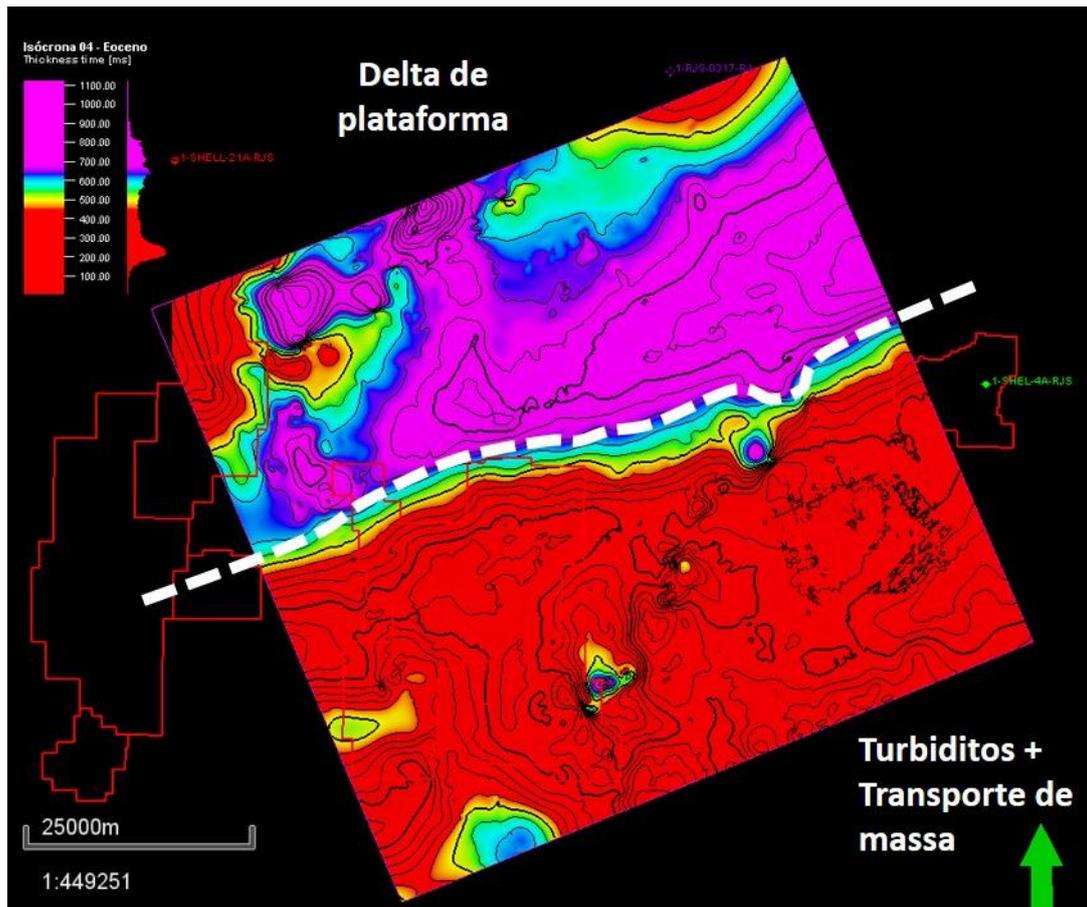


Figura 35: Mapa de isócrona do Eoceno (S6). A linha branca listrada delimita a máxima ocorrência dos deltas de plataforma e dos fluxos gravitacionais.

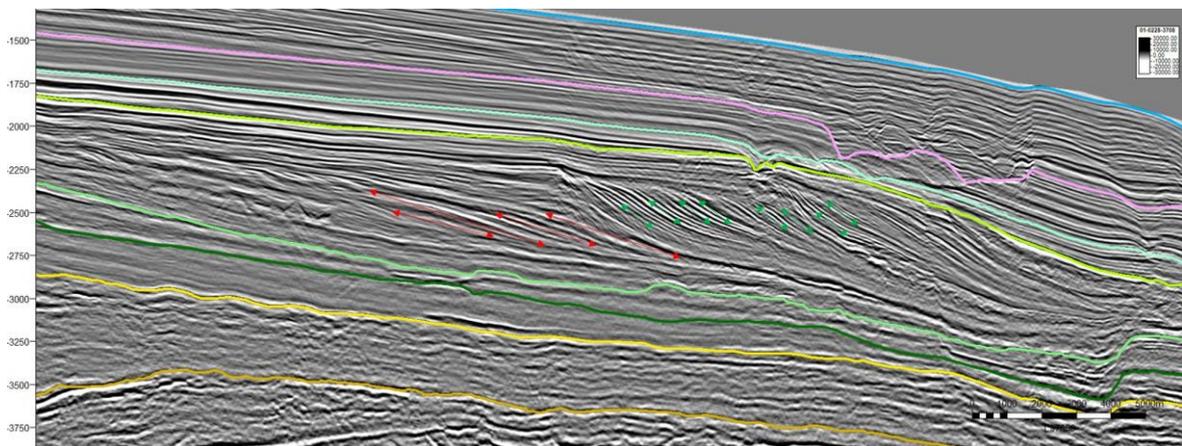


Figura 36: Seção sísmica 2D (0228-3708) ilustrando as duas clinoformas identificadas. Com as setas vermelhas, a clinoforma com geometria tangencial (oblíqua) e com setas em verde as clinoformas com geometria sigmoidal.

5.3 – Análise de atributos sísmicos ressaltando os potenciais reservatórios arenitos e os selos sobrejacentes

Os atributos sísmicos utilizados no estudo tiveram diferentes objetivos. A Fase Instantânea facilitou a interpretação das superfícies mapeadas, já que evidencia a continuidade lateral dos refletores sísmicos e, conseqüentemente, facilita a identificação das terminações dos refletores possibilitando a utilização da Sismoestratigrafia como ferramenta para o mapeamento das geometrias internas e externas dos pacotes sedimentares. A Figura 37 ilustra o atributo, acima descrito, na linha sísmica 2D 0228-3708.

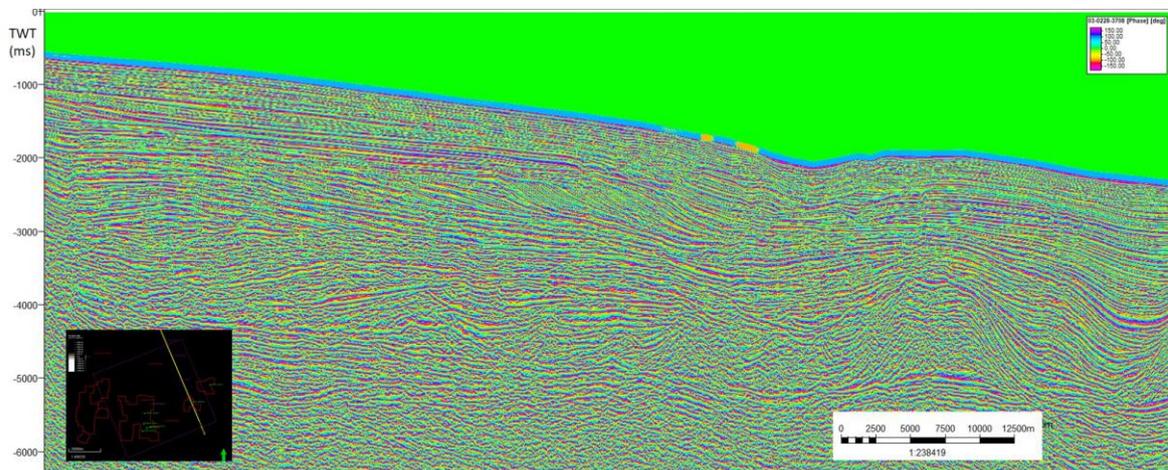


Figura 37: Seção Sísmica 2D 0228-3708, ilustrando o atributo de fase instantânea que facilita a interpretação dos horizontes mapeados.

O atributo Técnica de Amplitude (TecVA) foi utilizado para realçar ainda mais as estruturas, como por exemplo, as falhas, a geometria do sal. O atributo também criou um efeito de textura na seção sísmica, realçando os arenitos e as ígneas. A Figura 38 ilustra a aplicação do atributo sísmico, acima mencionado, na linha sísmica 2D 0228-03708.

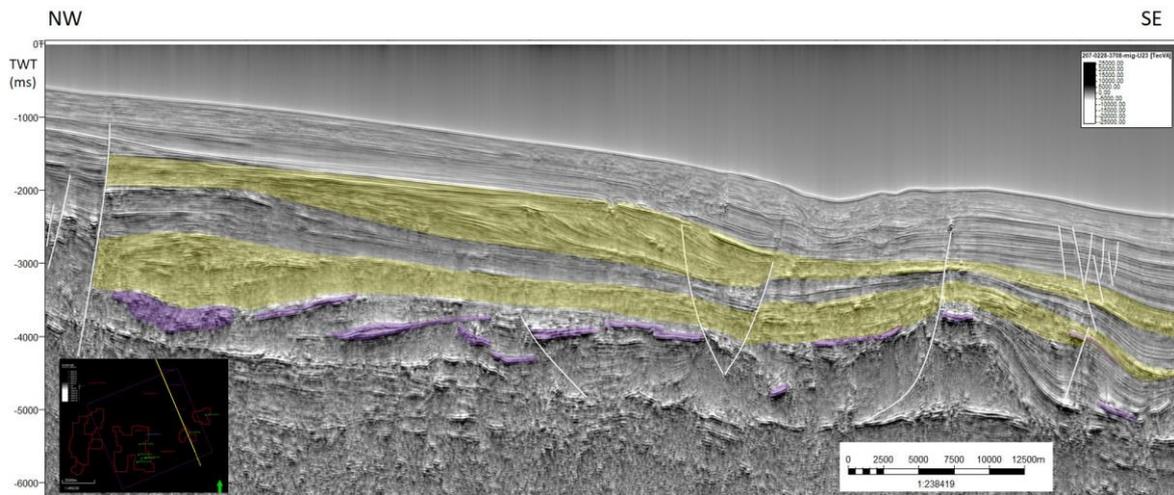


Figura 38: Seção Sísmica 2D 0228-3708, ilustrando o atributo Técnica de Amplitude (TecVA), onde as falhas (interpretadas em branco) são destacadas e ressaltando uma textura padrão para os diferentes tipos de sedimentos, como por exemplo, os arenitos do Campaniano e do Eoceno em amarelo e as rochas ígneas intrusivas em roxo.

O atributo *Root Mean Square* (RMS) é comumente utilizado na interpretação de dado sísmico 3D, pois permite a visualização, em planta, da geometria de sedimentação associada à anomalia de amplitude. Utilizou-se este atributo na sísmica 2D com o objetivo de ressaltar as anomalias de amplitudes identificadas nas seções sísmicas, atribuídas aos arenitos (Figura 39). A escolha da paleta de cores influencia na identificação das anomalias. Neste caso buscou-se atribuir às anomalias à cor amarela, associados aos arenitos. Com base nas informações dos poços, os arenitos que possuem anomalia RMS encontram-se nas sequências S3 e S6 que correspondem ao Campaniano e Eoceno, respectivamente (Figura 40). As sequências S4 e S5, correspondem, respectivamente, ao Maastrichtiano e Paleoceno e, em geral, não possuem anomalias significativas. Pelo baixo valor de RMS estas se comportam como selante. Por relação com a amplitude do sinal sísmico, abaixo da sequência S2, as intrusivas ígneas também se destacaram e, acima da sequência S6, os folhelhos subjacentes às margas apresentam valores medianos de anomalia RMS.

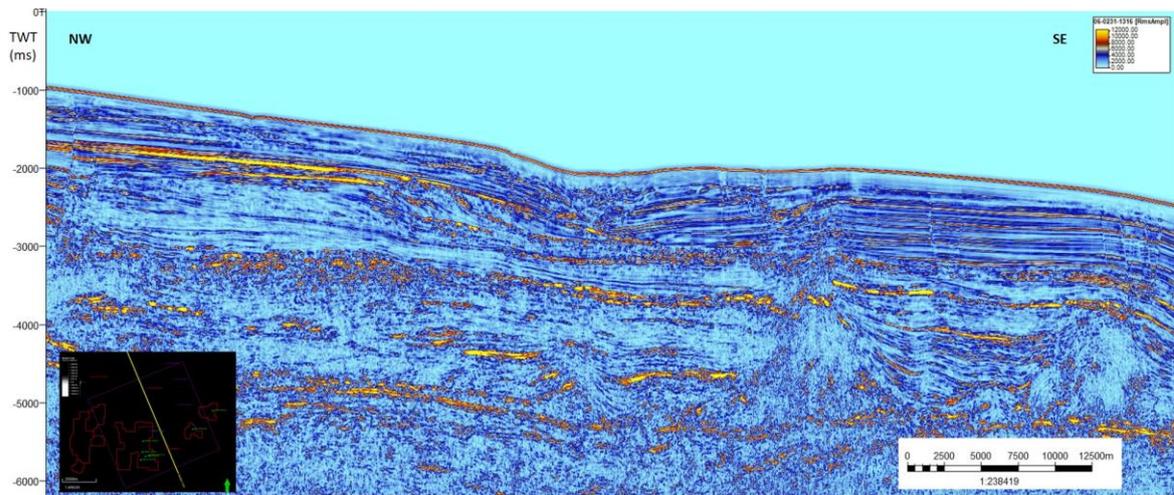


Figura 39: Seção Sísmica 2D 0231-1316, ilustrando o atributo *Root Mean Square* (RMS). As anomalias destacam-se pela cor amarela, indicando a presença dos arenitos.

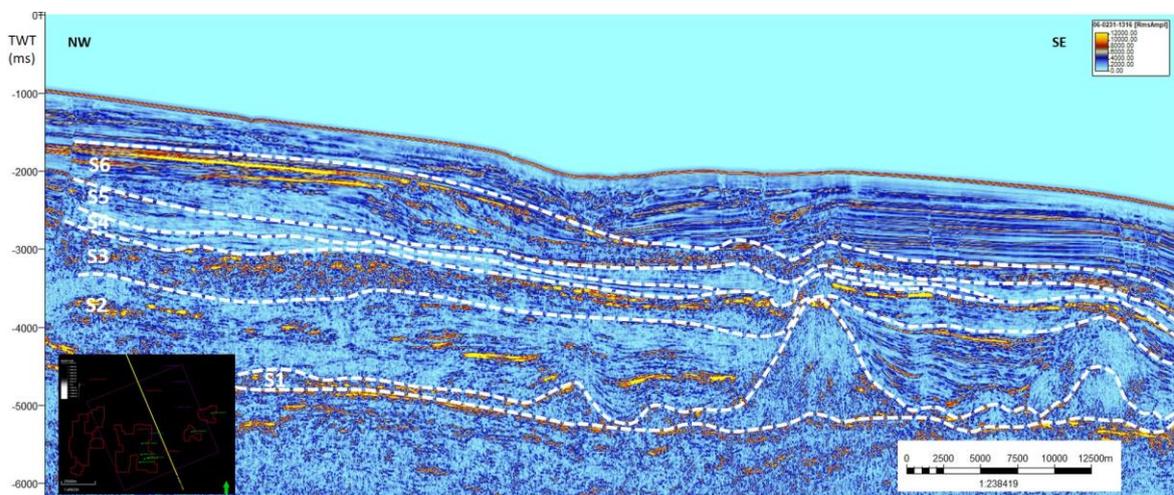


Figura 40: Seção sísmicas 2D 0231-1316 com atributo RMS, destacando as anomalias em amarelo, indicando a presença de arenitos, das sequências S3 e S6, respectivamente Campaniano e Eoceno.

O atributo Sweetness também tem aplicação semelhante ao RMS. Por ser a razão entre a Amplitude Instantânea (Envelope) e a raiz quadrada da Frequência Instantânea, as anomalias mais significativas se destacaram com a cor vermelho indicando os arenitos e nas ígneas intrusivas (Figura 41). Como no RMS, as anomalias se destacam nas sequências S3 e S6 (Figura 42). Acima da sequência S6, não se observam anomalias de Sweetness pois não há a relação de altas amplitudes e baixas frequências.

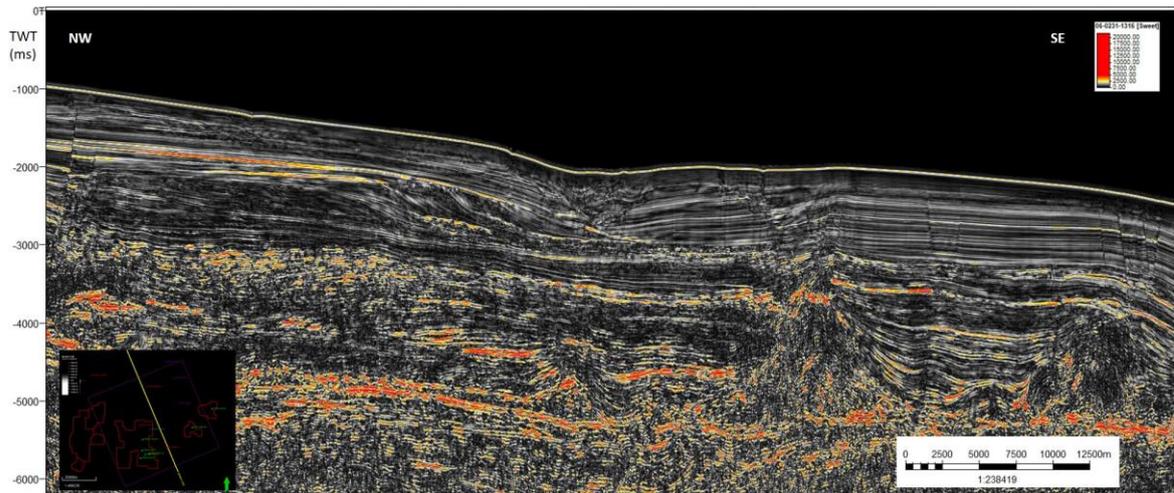


Figura 41: Seção Sísmica 2D 0231-1316, ilustrando o atributo de *Sweetness*. Como no RMS, as cores amarelo e vermelho, entre o intervalo do Campaniano ao Eoceno, correspondem a corpos turbidíticos.

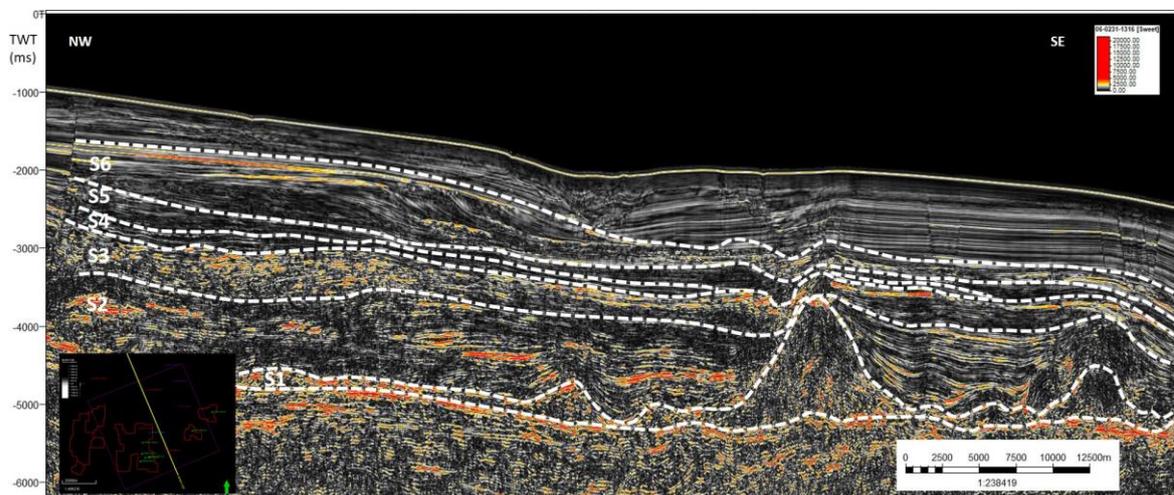


Figura 42: Seção sísmicas 2D 0231-1316 com atributo de *Sweetness*, destacando as anomalias em amarelo, das seqüências S3 e S6, respectivamente Campaniano e Eoceno.

5.4 – Evolução da charneira/rampa durante o Cretáceo e sua associação com as geometrias dos pacotes sedimentares

A análise do intervalo estratigráfico do Campaniano-Maastrichtiano, da parte norte da Bacia de Santos, onde situa-se a área de estudos, apresenta um padrão de geometrias deposicionais do tipo preenchimento de talude (Mitchum Jr. *et al.* 1977) e feições sismoestratigráficas controladas principalmente pelo basculamento da bacia, aumento do aporte sedimentar (progradação Juréia; Macedo 1989). Isto ocorreu devido ao episódio de soerguimento da Serra do Mar e uma intensa halocinese formando barreiras/domos/diápiros, depocentros e calhas deposicionais através das quais fluxos gravitacionais de alta densidade transportaram e depositaram espessos pacotes arenosos e argilosos (Cobbold *et al.*, 2001; Modica e Brush, 2004). Os sedimentos de idade Campaniano-Maastrichtiano tendem a formar depocentros seguindo as regiões de celas, baixos entre os domos, vindo de três direções preferenciais, tais como do Norte, do Leste e ocasionalmente a Sudoeste.

A relação entre elevada subsidência térmica sofrida pela bacia entre o Albiano Superior e o Maastrichtiano e concomitantes episódios de alto influxo sedimentar, possibilitou o desenvolvimento das condições de sedimentação em uma rampa relativamente profunda dos depósitos gravitacionais ricos em areias de granulometrias grossa a muito grossa. Os padrões dos refletores deste intervalo são de geometria divergente com feições de corte e preenchimento e geometria tipo *hummocky*. Como consequência do basculamento da bacia e do desenvolvimento de uma zona de charneira, praticamente, só foram preservados os sedimentos dos tratos de mar baixo e transgressivos na porção da rampa, enquanto que na plataforma rasa os sedimentos de trato de mar alto não foram preservados, ou se preservados, são muito delgados. Deformações e inversões estruturais são comuns e estão relacionadas à halocinese. Durante o Campaniano foi identificado um maior aporte de areias, visualizada nas seções sísmicas ilustradas nas figuras 40 e 42 associadas aos atributos de RMS e *Sweetness* respectivamente. Na porção sul da Bacia de Santos, observa-se a presença bem marcante da charneira do Cretáceo condicionando a sedimentação na plataforma. A Figura 43 na porção rasa da bacia a oeste da zona de charneira do Cretáceo mostra apenas um delgado intervalo sedimentar, que devido a sua baixa taxa de subsidência, se caracterizou

por ser uma zona de passagem de sedimentos possibilitando o transporte de grandes volumes de sedimentos para águas profundas pela rampa formada a partir desta charneira (Assine et al, 2008). As linhas sísmicas 2D disponíveis para o presente estudo não recobrem a porção rasa da plataforma na região norte da bacia, contudo, espera-se que o mesmo ocorra nesta região, conforme modelo esquemático da Figura 44.

Durante o Maastrichtiano/Paleoceno observa-se a ocorrência de padrões de refletores plano paralelos ou levemente divergentes associados a um pacote argiloso transgressivo de caráter regional que se desenvolveu devido ao aumento relativo do nível do mar e à colmatação da bacia. Este intervalo argiloso potencialmente forma um importante selo regional para hidrocarbonetos na Bacia.

Durante o Eoceno observa-se uma mudança do padrão de preenchimento sedimentar da Bacia, passando de refletores plano-paralelos ou de baixo ângulo, durante o Maastrichtiano, para geometria sigmoidal progradante na borda desta nova plataforma (Moreira *et al.*, 2001; Henriksen *et al.* 2010; Dixon, 2013; Berton & Vesely, 2016), associada a depósitos rasos de plataforma e a grandes formas progradacionais. Este padrão deposicional se desenvolveu em decorrência da combinação de uma paleomorfologia do substrato com baixa declividade e um alto aporte de sedimentos provenientes do último soerguimento da Serra do Mar e da variação eustática formando, na primeira fase progradante, o trato de sistema de mar baixo (clinoformas tangenciais oblíquas), evoluindo para agradação com os tratos transgressivo e de mar alto (Moreira, 2000a; Moreira et al. 2000b) e posteriormente evoluindo para a segunda fase de progradação com o trato de regressão forçada (clinoformas sigmoidais; Berton & Vesely, 2016).

Esta nova geometria de borda de plataforma/talude favoreceu o desenvolvimento de condições de instabilidade gravitacional, escorregamentos e grandes transportes massa (trato de regressão forçada; Catuneanu, 2006). Quando comparado com os turbiditos do Campaniano, embora ambos sejam fluxos gravitacionais, o transporte de massa possui pior qualidade de reservatório devido ao seu relativo pequeno transporte e evolução dos fluxos gravitacionais (Moreira, 2007). Com o rebaixamento do nível do mar, o sistema deltaico que avança pela plataforma propicia a formação de depósitos turbidíticos nas calhas do talude com granulometria fina (trato de mar baixo; Catuneanu, 2006). Estes possuem menor influência da halocinese na região de estudo.

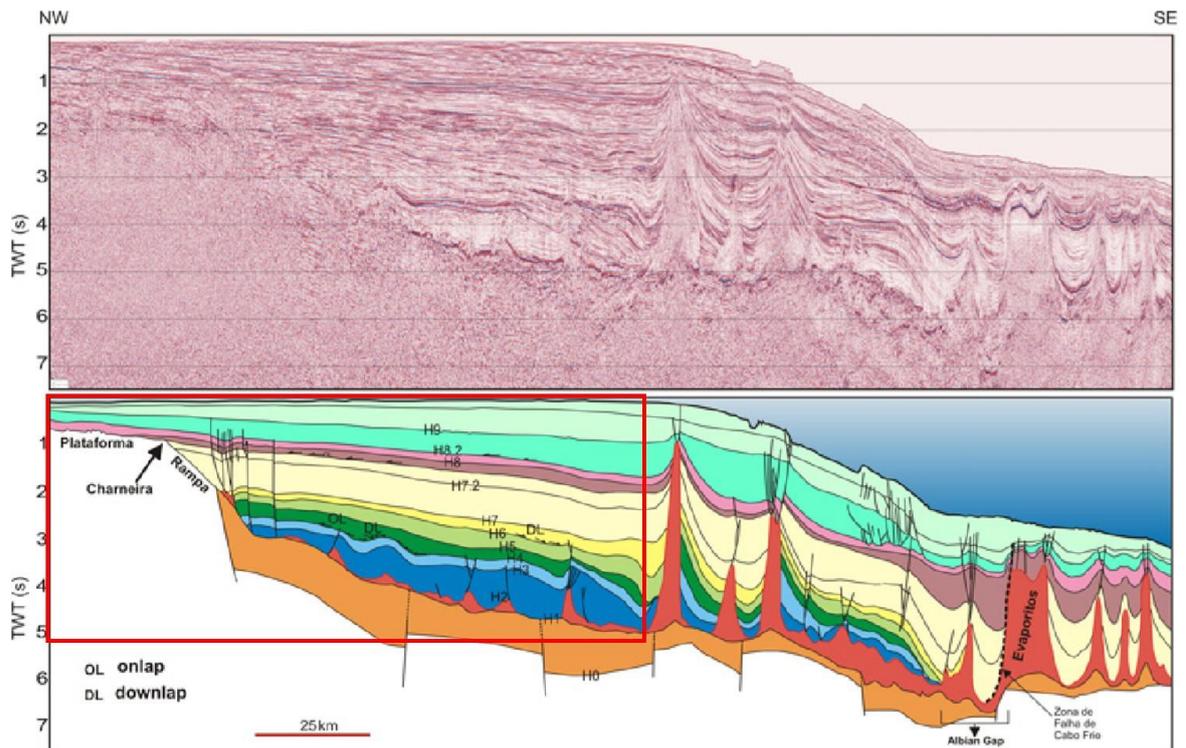


Figura 43: Seção sísmica interpretada (linha 248-0052), parte sul da bacia, na qual pode ser observada a linha de charneira do Cretáceo afetando a sedimentação do Albiano ao Maastrichtiano. Mário Luis Assine *et al*, 2008.

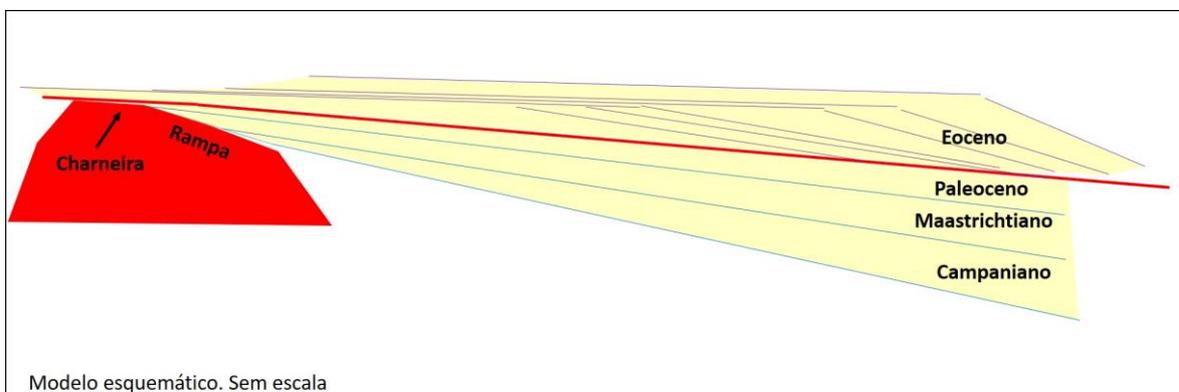


Figura 44: Modelo esquemático da charneira/rampa esperado na parte norte da bacia, afetando a sedimentação do Campaniano ao Paleoceno e, conseqüentemente, formando depósitos gravitacionais. No Eoceno a relação entre aporte sedimentar e o nível do mar possibilita a formação das clinofórmulas associadas ao delta de borda de plataforma.

6- Conclusões

A amarração entre os dados sísmicos e de poços, utilizando as informações do Arquivo Geral de Poço (AGP) e perfil composto, possibilitou o mapeamento litoestratigráfico e cronoestratigráfico de 13 superfícies (H1-H10) identificadas anteriormente por Pereira *et al.* (1986) e Mário Luis Assine *et al.*, 2008. Os mapas de isócronas corroboraram com o entendimento da direção do aporte sedimentar das sequências S2-S6 (arcabouço estratigráfico) no depocentro da bacia, assim como, tendo como barreira as estruturas geradas pela movimentação do sal.

Foram determinados de dois principais padrões deposicionais que compõe o arcabouço estratigráfico da plataforma, sendo o primeiro durante o final do Albiano ao Campaniano, onde só foram preservados os sedimentos dos tratos de mar baixo e transgressivo, com depósitos gravitacionais com geometria do tipo preenchimento de talude (Mitchum *et al.*, 1977). Na plataforma rasa os sedimentos de trato de mar alto não foram preservados, ou se preservados, são muito delgados. A segunda desenvolveu-se durante o Paleógeno com mudança do padrão de preenchimento sedimentar da Bacia, passando para clinofomas tangencial oblíqua a sigmoidal progradantes na borda desta nova plataforma (Moreira *et al.*, 2001; Henriksen *et al.* 2010; Dixon, 2013; Berton & Vesely, 2016), associadas a depósitos rasos de plataforma e a grandes formas progradacionais. São oriundos do trato de sistema de mar baixo (clinofoma tangencial oblíqua), evoluindo até o trato de regressão forçada (clinofomas sigmoidais) associados aos depósitos gravitacionais (transporte de massa) e, posteriormente o trato de mar baixo associados aos depósitos turbidíticos (Catuneanu, 2006; Berton & Vesely, 2016).

O arcabouço estratigráfico está relacionado à variação eustática, ao aporte sedimentar proveniente do soerguimento e erosão da Serra do Mar (progradação Juréia; Macedo 1989) e ao ângulo de inclinação da plataforma, seja durante a subsidência da Bacia com a formação da rampa posterior a charneira do Cretáceo ou, à superfície do topo do Paleoceno (conforme a superfície em vermelho na Figura 44).

Os atributos de RMS e *Sweetness*, embora sejam recomendados para visualização em planta, mostraram bons resultados para identificar potenciais reservatórios em seção sísmica 2D, com destaque para o intervalo entre o Campaniano (S3) e o Eoceno (S6). Os

atributos de TecVA e Fase Instantânea foram utilizados para a interpretação estrutural e de continuidade dos refletores, respectivamente.

A utilização integrada de conceitos e técnicas tais como estratigrafia de seqüências, sismoestratigrafia, análise integrada de atributos e sua calibração com dados de perfis de poços e sismogramas sintéticos permitiu o entendimento dos padrões de sedimentação propiciando a identificação de potenciais reservatórios, suas geometrias e condicionantes deposicionais e eventuais desdobramentos para análise exploratória.

7- Referências Bibliográficas

- AKI, K.; RICHARDS, P. G., "Quantitative Seismology, Theory and Methods". San Francisco: Freeman, 1980.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNERO, C. D. R. (1998). Origem e Evolução da Serra do Mar. Revista Brasileira de Geociências, vol. 28(2):135-150.
- ANDRADE, L. E. C. L. Interpretação Sísmica 2D na Área de Espigão, Bacia de Barreirinhas, MA. Trabalho de Graduação na Universidade Federal da Bahia, Salvador. Dezembro 2009.
- ASSINE, M. L.; CORRÊA, F. S.; CHANG, H.K. Migração de depocentros na Bacia de Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos. Revista Brasileira de Geociências, 38 (2-suplemento): 111-127, junho de 2008.
- BERG, O.R. 1982. Seismic detection and evaluation of delta and turbidite sequences; their application to exploration for the subtle trap. *AAPG Bulletin*, 66(9):1271-1288.
- BERTON, F.; VESELY, F.F. 2016. Stratigraphic evolution of Eocene clinoforms from northern Santos Basin, offshore Brazil: evaluating controlling factors on shelf-margin growth and deep water sedimentation. *Marine and Petroleum Geology*, 78:356-372. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2016.09.007
- BOUMA, A.H. 1962. Sedimentology of some Flysch Deposits; a Graphic Approach to Facies Interpretation. Amsterdam, Elsevier, 168p.
- BROWN, A. 2001. Understanding seismic attributes. s.l.: Geophysics, 2001. pp. 47-48. Vol. 66.1.
- CAINELLI, C.; MOHRIAK, W.U. (1999). Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes*, 22(3):206-216.
- CATUNEANU, O., 2002. "Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls". *Journal of African Earth Sciences*, v. 35, n.1, pp.1-43.
- CATUNEANU, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy, Oxford, Elsevier. 376 p.

- CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, M.D., *et al.*, 2008. "Toward the standardization of sequence stratigraphy", *Earth Science Reviews*, 92, p. 1–33.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O. 1987. Interpretação genética das sequências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, 17:74-80.
- COBBOLD, P. R.; MEISLING, K. E., MOUNT, V. S. (2001), Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil: AAPG Bulletin, 85(11):1925–1944.
- COE, A., 2003, "Sea Level Change" (Capítulo 3). In: COE, A., BOSENCE, D.W.J., CHURCH, K.D., *et al.*, *The Sedimentary Record of Sea Level Change*, Capítulo 3, Cambridge, United Kingdom, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS.
- DIXON, J.F.; STEEL, R.J.; OLAURIU, C. 2013. A model for cutting and healing of deltaic mouth bars at the shelf edge: mechanism for basinmargin accretion. *Journal of Sedimentary Research*, 83(3):284-299. doi: 10.2110/jsr.2013.25
- DUARTE, O. O. Dicionário Enciclopédico Inglês-Português de Geofísica e Geologia. 4. ed. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica.2011, 379 p.
- EMERY, D. & MYERS, K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., 297 p.
- FOREL, F.A. 1885. Les Ravins Sous-lacustres des Fleuves Glaciaires. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, Paris, v. 1, p. 725-728.
- FOREL, F.A. 1892. Le Léman, v.1, 543 p.
- GALLOWEY, W.E. 1998. Siliciclastic Slope and Base-of-Slope Depositional Systems: Component Facies, Stratigraphic Architecture, and Classification. *American Petrology and Geology Bulletin*, 82, No 4 (April 1998), p. 569-595.
- HEEZEN, B.C; EWING, M> 1952. Turbidity Currents and Submarine Slumps and the 1929 Grand Banks Earthquake. *American Journal of Science*, v. 250, p. 849-873.
- HENRIKSEN, S.; HELLAND-HANSEN, W.; BULLIMORE S. 2010. Relationships between shelf-edge trajectories and sediment dispersal along depositional dip and strike: a different approach to sequence stratigraphy. *Basin Research*, 23(1):3-21. doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00463.x

- HIGGS, R., 2004. Ross and Bude Formations (Carboniferous, Ireland and England): reinterpreted as lake-shelf turbidites: *Journal Petroleum Geology*, v. 27, p. 47-66.
- KARAM, M.R.K., 2005. *Integração de ferramentas multidisciplinares para o estudo de feições tectônicas e sismoestratigráficas na sequência pós-rifte da Bacia de Camamu Almada, Bahia*. Tese de D.Sc., COPPE/UFRJ.
- KUENEN, PH. H.; MIGLIORINI, C.I. 1950. Turbidity Currents as a Cause of Graded Bedding. *Journal of Geology*, v. 58, p. 91-127.
- LOBO, A. P.; FERRADAES, J. O. Reconhecimento preliminar do talude e sopé continentais da Bacia de Campos. Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPEX.DIRSUL. SECASU, 1983. 27 f. Relatório interno.
- MACEDO, J. M. (1989). Evolução tectônica da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 3:159-173.
- MACEDO, J. M. (1990). Evolução Tectônica da Bacia de Santos e Áreas Continentais Adjacentes. In: *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. G. P. RAJA GABAGLIA, E. J. MILANI (coords.). Petrobrás. pp. 361-376.
- MILANI, E. J.; BRANDÃO, J. A. S. L.; ZALÁN, P. V., GAMBOA, L. A. P. (2000). Petróleo na Margem Continental Brasileira: Geologia, Exploração, Resultados e Perspectivas, *Brazilian Journal of Geophysics*, 18(3):351-395.
- MITCHUM JR. R. M; VAIL, P. R. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 7: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure. *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploitation*, AAPG Memoir, 26, p. 135-143, 1977.
- MITCHUM JR., R.M.; VAIL, P.R., THOMPSON III, S. 1977a. "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis". In: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration – Memoir 26*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Part 2, p. 53-62.
- MITCHUM JR., R.M.; VAIL, P.R. & SANGREE, J.B., 1977b. "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: Stratigraphy Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences". In: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy*

applications to hydrocarbon exploration – Memoir 26. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Part 6, p. 117-133.

MODICA, C. J.; Brush, E. R. (2004). Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. AAPG Bulletin, 88(07):923-945.

MOHRIAK, W. U.; MACEDO, J. M. Estratigrafia e evolução estrutural da área norte da Bacia de Santos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. Trabalhos apresentados...Rio de Janeiro: Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 1993. p. 19-26.

MOHRIAK, W. U.; MACEDO, J. M.; CASTELLANI, R. T.; RANGEL, H. D.; BARROS, A. Z. N.; LATGÉ, M. A. L.; RICCI, J. A.; MIZUSAKI, A. M. P.; SZATMARI, P; DEMERCIAN, L. S.; RIZZO, J. G.; and AIRES, J. R., 1995, Salt tectonics and structural styles in the deep water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil, in M. P. A. JACKSON, D. G. ROBERTS, and S. SNELSON, eds., Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir 65, p. 273–304

MOHRIAK, W. U. (2003). Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. C. S. L. A. Bizzi, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves. Brasília, DF, Brasil, CPRM. 1: 82.

MORAES JÚNIOR, J. J.; BRANDÃO, J. A. S.; PORSCHE, E.; GUARDADO, L. R.; TOLEDO, J. B.; MACIEL, W. B.; CRUZ, W. M.; FIGUEIREDO, M. V. L.; AZAMBUJA, A.R. Bacia de Santos, pólo sul: perspectivas de uma nova província produtora. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PETRÓLEO E CONEXPO ARPEL, 5., 1994a, Rio de Janeiro. Trabalhos apresentados...Rio de Janeiro: [s.n.], 1994a. P. 1-12. Tt 281.

MORAES JÚNIOR, J. J.; TOLEDO, J. B.; GUARDADO, L. R. Esforço exploratório e investimentos na Bacia de Santos: uma imagem atualizada e visão do futuro. In: CONGRES-SO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994b, Camboriú, Santa Catarina. Trabalhos apresentados...Santa Catarina: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994b. p. 308-310.

- MOREIRA, J. L. P. Stratigraphie sismique et modélisation stratigraphique des depots de l'éocène du Bassin de Santos (marge brésilienne). França: Université de Rennes, 2000a.
- MOREIRA, J. L. P.; NALPAS, T.; JOSEPH, P., GUILLOCHEAU, F. (2001). Stratigraphie sismique de la marge éocène du Nord du bassin de Santos (Brésil): relations plate-forme/ systèmes turbiditiques; distorsion des séquences de dépôt. *Earth and Planetary Sciences*, 332:491–498.
- MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V., GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. (2007). Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2):531-550
- MUTTI, E. 1992. *Turbidite Sandstones*. Agip, Milano, 275 p.
- NATLAND, M.L.; KUENEN, PH.H. 1951. Sedimentary History of the Ventura Basin, California, and the Action of Turbidity Currents. In: Hough, J.L. (ed.). *Turbidity Currents and the Transportatio of Coarse Sediment into Deep Water*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, n. 2, p. 76-107.
- NUNES, M. C. V.; VIVIERS, M. C., LANA, C. C. (2004). Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia de Santos. *Fundação Paleontológica Phoenix*, ano 6, n.66.
- OYEYEMI, K. D.; AIZEBEOKHAI, A. P., “Seismic attributes analysis for reservoir characterization; offshore Niger delta”, *Petroleum & Coal*, 57(6), 619-628, 2015.
- PEREIRA, M. J; BARBOSA, C.M.; AGRA, J.; GOMES, J. B.; ARANHA, L.G.F.; SAITO, M.; RAMOS, M.A.; CARVALHO, M.D.; STAMATO, M.; BAGNI, O (1986). Estratigrafia da bacia de Santos: Análise das sequências, sistemas deposicionais, e revisão litoestratigráfico. *Anais do Congresso de Geologia*, 34, Goiânia, 1:66-79.
- PEREIRA, M.J.; MACEDO, J.M. 1990. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 4(1):3-11.
- PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. (1994). Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 8(1):219-234.
- POSAMENTIER, H. W., and ALLEN, G. P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology*, No. 7, 210 p.

- POSAMENTIER, H.W.; LAURIN, P.; WARMATH, A.; PURNAMA, M.; Drajat, D., 2010, Seismic stratigraphy and Geomorphology of Oligocene to Miocene Carbonate Buildups, Offshore Madura, Indonesia, in Morgan, W.A., George, A., Harris, P.M., Kupecz, J.A., and Sarg, J.F., eds., *Cenozoic Carbonate Systems of Australasia*, p. 175-192 SEPM Special Publication No. 95: Tulsa, Oklahoma, SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- RIBEIRO, H. J. P. S., 2001, "Sismo-estratigrafia" (Capítulo 5). In: RIBEIRO, H. J. P. S., *Estratigrafia de Sequencias – Fundamentos e Aplicações*, capítulo 5, São Leopoldo, Rio Grande do Sul, EDUNISINOS, p. 73-98.
- SANTOS, E. M.; AMORIM, W. N. (2005) Princípio da sismocamada elementar e sua aplicação à técnica de volume de amplitudes (tecva)., Ninth International Congress of the Brazilian Geophysical Society.
- SCHLUMBERGER. Petrel Reservoir Engineering course. Schlumberger Edition. 2015.
- SEILACHER, A., 1982, General remarks about event deposits, in G. Einsele and A. Seilacher, eds., *Cyclic and event stratification*: Berlin, SpringerVerlag, p. 161-174.
- SELLEY, R. C. *Applied Sedimentology*. London Academic. Press Limited, 1998. 446p.
- SLOSS, L.L., KRUMBEIN, W.C. and DAPPLES, E.C., 1949. Integrated facies analysis. In: C.R. Longwell (Editor), *Sedimentary Facies in Geology History*. Geological Society of America, pp. 91-124.
- SWIFT, D. J. P., and THORNE, J. A., 1991. Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation, in D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W. Tillman, and J. A. Thorne, eds., *Shelf sand and sandstone bodies: International Association of Sedimentologists*, Special Publication 14, p. 3-31.
- TANER, M. T.; KOEHLER, F.; and SHERIFF, R. E. "Complex seismic trace analysis: Geophysics", 44, 1041–1063, 1979.
- WHEELER, H. E., 1958. Discussion Cyclothem. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 42: 442–444.

- WHEELER, H. E. and MURRAY, H. H., 1957. Base-level control patterns in cyclothemic sedimentation. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 41: 1985–2011.
- VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUTIT, T. S., and HARDENBOL, J. 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, in C. K. Wilgus *et al.*, eds., Sea-level changes: an integrated approach: SEPM Special Publication 42, p. 39-45.
- VEEKEN, P.C.H., 2007. “Seismic Stratigraphy Techniques” (Capítulo 3). In: HELBIG, K., TREITEL, S. (Ed.) *Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterisation*, Capítulo 3, Oxford, U.K, ELSEVIER, p. 111-234.
- ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. (2005). Origem e Evolução Estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, 13(2):269-300.

Anexo 1: Descrição do Arquivo Geral de Poço 1-BRSA-102-RJS

TOPO (m)	COTA (m)	BASE (m)	COTA (m)	ROCHA	GRANULOMETRIA	CRONOESTRATIGRAFIA
2112,45	-2098,42	2115,75	-2101,72	ARENITO	MUITO FINO	EOCENO MÉDIO
2347,20	-2333,16	2348,55	-2334,51	ARENITO	FINO	MAASTRICHTIANO INF.
2350,35	-2336,31	2355,90	-2341,86	ARENITO	FINO	
2367,30	-2353,25	2370,60	-2356,56	ARENITO	MEDIO	
2372,55	-2358,51	2373,45	-2359,41	ARENITO	MEDIO	
2414,70	-2400,66	2418,00	-2403,95	ARENITO	MEDIO	
2431,35	-2417,30	2432,40	-2418,35	ARENITO	MEDIO	
2445,30	-2431,25	2456,25	-2442,20	ARENITO	GROSSEIRO	
2457,75	-2443,70	2473,05	-2459,00	ARENITO	GROSSEIRO	
2480,70	-2466,65	2483,25	-2469,20	ARENITO	GROSSEIRO	
2501,10	-2487,05	2503,95	-2489,90	ARENITO	GROSSEIRO	
2516,25	-2502,20	2527,50	-2513,45	ARENITO	GROSSEIRO	
2563,05	-2549,00	2565,75	-2551,70	ARENITO	GROSSEIRO	
2566,65	-2552,60	2570,85	-2556,79	ARENITO	GROSSEIRO	
2571,75	-2557,69	2577,15	-2563,09	ARENITO	GROSSEIRO	
2578,50	-2564,44	2583,75	-2569,69	ARENITO	GROSSEIRO	
2584,95	-2570,89	2613,00	-2598,94	ARENITO	GROSSEIRO	
2615,55	-2601,49	2641,65	-2627,59	ARENITO	GROSSEIRO	
2643,15	-2629,09	2649,75	-2635,69	ARENITO	GROSSEIRO	
2650,80	-2636,74	2653,80	-2639,74	ARENITO	GROSSEIRO	
2656,05	-2641,99	2715,00	-2700,94	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
2716,35	-2702,29	2725,65	-2711,58	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
2729,10	-2715,03	2743,65	-2729,58	ARENITO	GROSSEIRO	
2744,85	-2730,78	2745,90	-2731,83	ARENITO	GROSSEIRO	
2750,25	-2736,18	2752,35	-2738,28	ARENITO	GROSSEIRO	
2756,55	-2742,48	2757,45	-2743,38	ARENITO	GROSSEIRO	
2758,50	-2744,43	2775,90	-2761,83	ARENITO	CONGLOMERATICO	
2776,80	-2762,73	2779,50	-2765,43	ARENITO	CONGLOMERATICO	
2786,40	-2772,33	2788,95	-2774,88	ARENITO	CONGLOMERATICO	
2790,15	-2776,08	2795,25	-2781,17	ARENITO	GROSSEIRO	
2796,45	-2782,37	2811,15	-2797,07	ARENITO	GROSSEIRO	
2812,65	-2798,57	2819,25	-2805,17	ARENITO	GROSSEIRO	
2821,20	-2807,11	2825,40	-2811,31	ARENITO	GROSSEIRO	
2826,45	-2812,36	2830,80	-2816,71	ARENITO	GROSSEIRO	
2832,15	-2818,06	2834,55	-2820,46	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
2840,25	-2826,16	2841,30	-2827,21	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
2844,90	-2830,81	2857,65	-2843,56	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
2859,75	-2845,66	2860,65	-2846,56	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
2861,70	-2847,61	2863,35	-2849,26	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	CAMPANIANO
2871,60	-2857,51	2886,45	-2872,36	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
2887,65	-2873,56	2889,15	-2875,06	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
2894,25	-2880,16	2902,95	-2888,85	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
2906,25	-2892,15	2907,15	-2893,05	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	

2908,35	-2894,25	2909,40	-2895,30	ARENITO	MUITO GROSSEIRO
2910,15	-2896,05	2917,50	-2903,40	ARENITO	MUITO GROSSEIRO
2918,55	-2904,45	2929,65	-2915,55	ARENITO	MUITO GROSSEIRO
2930,55	-2916,45	2941,20	-2927,09	ARENITO	MUITO GROSSEIRO
2942,10	-2927,99	2944,95	-2930,84	ARENITO	GROSSEIRO
2945,85	-2931,74	2952,00	-2937,89	ARENITO	GROSSEIRO
2955,75	-2941,64	2956,95	-2942,84	ARENITO	GROSSEIRO
2957,70	-2943,59	2961,75	-2947,64	ARENITO	GROSSEIRO
2962,65	-2948,54	2969,55	-2955,44	ARENITO	GROSSEIRO
2971,95	-2957,84	2973,30	-2959,19	ARENITO	GROSSEIRO
2977,80	-2963,68	2985,60	-2971,48	ARENITO	GROSSEIRO
2986,80	-2972,68	2991,90	-2977,77	ARENITO	GROSSEIRO
2992,65	-2978,52	3003,00	-2988,87	ARENITO	GROSSEIRO
3004,65	-2990,52	3006,15	-2992,02	ARENITO	GROSSEIRO
3007,05	-2992,92	3007,80	-2993,67	ARENITO	GROSSEIRO
3009,15	-2995,02	3011,10	-2996,97	ARENITO	GROSSEIRO
3013,95	-2999,81	3018,45	-3004,31	ARENITO	GROSSEIRO
3019,35	-3005,21	3021,30	-3007,16	ARENITO	GROSSEIRO
3040,65	-3026,50	3043,50	-3029,35	ARENITO	MUITO GROSSEIRO
3044,70	-3030,55	3054,00	-3039,85	ARENITO	MUITO GROSSEIRO
3054,90	-3040,74	3060,45	-3046,30	ARENITO	MUITO GROSSEIRO
3061,20	-3047,05	3066,15	-3052,00	ARENITO	MUITO GROSSEIRO
3066,90	-3052,74	3067,95	-3053,79	ARENITO	MUITO GROSSEIRO
3070,95	-3056,79	3075,45	-3061,29	ARENITO	GROSSEIRO
3079,95	-3065,79	3084,75	-3070,59	ARENITO	GROSSEIRO
3093,45	-3079,28	3099,15	-3084,98	ARENITO	GROSSEIRO
3106,35	-3092,17	3107,55	-3093,37	ARENITO	GROSSEIRO
3112,20	-3098,02	3115,35	-3101,17	ARENITO	GROSSEIRO
3120,60	-3106,42	3121,95	-3107,77	ARENITO	GROSSEIRO
3128,25	-3114,06	3130,05	-3115,86	ARENITO	GROSSEIRO
3133,80	-3119,61	3137,70	-3123,51	ARENITO	GROSSEIRO
3139,20	-3125,01	3148,95	-3134,74	ARENITO	GROSSEIRO
3149,85	-3135,64	3157,35	-3143,14	ARENITO	MEDIO
3158,10	-3143,89	3199,20	-3184,95	ARENITO	MEDIO
3199,95	-3185,70	3203,55	-3189,30	ARENITO	GROSSEIRO
3204,75	-3190,50	3212,25	-3197,99	ARENITO	GROSSEIRO
3213,00	-3198,74	3214,35	-3200,09	ARENITO	GROSSEIRO
3216,45	-3202,18	3219,75	-3205,48	ARENITO	GROSSEIRO
3220,50	-3206,23	3226,80	-3212,52	ARENITO	CONGLOMERATICO
3227,55	-3213,27	3256,95	-3242,64	ARENITO	CONGLOMERATICO
3257,70	-3243,38	3258,45	-3244,13	ARENITO	MUITO GROSSEIRO
3259,35	-3245,03	3276,45	-3262,11	ARENITO	MUITO GROSSEIRO
3277,05	-3262,71	3288,90	-3274,54	ARENITO	MUITO GROSSEIRO
3290,85	-3276,49	3337,95	-3323,54	ARENITO	MUITO GROSSEIRO
3339,00	-3324,59	3345,90	-3331,49	ARENITO	MUITO GROSSEIRO
3364,20	-3349,77	3365,85	-3351,42	ARENITO	MUITO GROSSEIRO

3375,30	-3360,87	3377,10	-3362,67	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
3378,00	-3363,57	3379,95	-3365,51	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
3385,20	-3370,76	3386,25	-3371,81	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
3386,85	-3372,41	3409,65	-3395,19	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
3410,85	-3396,39	3448,05	-3433,57	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
3449,25	-3434,77	3454,05	-3439,57	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
3454,95	-3440,47	3484,65	-3470,16	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
3485,55	-3471,06	3501,60	-3487,10	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
3502,35	-3487,85	3520,05	-3505,54	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
3523,05	-3508,54	3534,60	-3520,08	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
3535,50	-3520,98	3548,25	-3533,72	ARENITO	MUITO GROSSEIRO	
3548,85	-3534,32	3550,20	-3535,67	ARENITO	GROSSEIRO	
3550,80	-3536,27	3551,70	-3537,17	ARENITO	GROSSEIRO	SANTONIANO
3553,95	-3539,42	3573,00	-3558,46	ARENITO	GROSSEIRO	
3574,80	-3560,26	3576,90	-3562,36	ARENITO	GROSSEIRO	
3577,50	-3562,96	3588,15	-3573,60	ARENITO	GROSSEIRO	
3589,05	-3574,50	3598,05	-3583,50	ARENITO	GROSSEIRO	
3598,80	-3584,25	3606,75	-3592,19	ARENITO	GROSSEIRO	
3607,50	-3592,94	3619,20	-3604,63	ARENITO	GROSSEIRO	
3620,40	-3605,83	3640,95	-3626,36	ARENITO	GROSSEIRO	
3641,55	-3626,96	3644,55	-3629,95	ARENITO	GROSSEIRO	
3651,00	-3636,40	3652,65	-3638,05	ARENITO	GROSSEIRO	
3654,60	-3639,99	3674,10	-3659,47	ARENITO	GROSSEIRO	
3674,70	-3660,07	3707,70	-3693,04	ARENITO	MEDIO	
3709,80	-3695,14	3711,30	-3696,64	ARENITO	MEDIO	
3725,40	-3710,72	3729,90	-3715,22	ARENITO	MEDIO	
3731,10	-3716,42	3736,50	-3721,81	ARENITO	MEDIO	
3749,10	-3734,39	3766,05	-3751,33	ARENITO	MEDIO	
3768,45	-3753,72	3771,00	-3756,27	ARENITO	MEDIO	
3771,75	-3757,02	3829,65	-3814,86	ARENITO	MEDIO	
3830,70	-3815,91	3846,45	-3831,64	ARENITO	GROSSEIRO	
3855,15	-3840,33	3856,05	-3841,23	ARENITO	GROSSEIRO	
3859,35	-3844,53	3861,00	-3846,18	ARENITO	GROSSEIRO	
3880,65	-3865,80	3894,75	-3879,88	ARENITO	GROSSEIRO	
3896,40	-3881,53	3905,85	-3890,97	ARENITO	GROSSEIRO	
3906,45	-3891,57	3962,25	-3947,27	ARENITO	GROSSEIRO	
3962,85	-3947,87	3971,70	-3956,70	ARENITO	FINO	
3972,60	-3957,60	3974,10	-3959,10	ARENITO	FINO	
3976,95	-3961,94	3981,45	-3966,44	ARENITO	FINO	
3984,30	-3969,28	3986,70	-3971,67	ARENITO	FINO	
4060,05	-4044,84	4077,90	-4062,64	ARENITO	FINO	
4078,65	-4063,39	4085,40	-4070,12	ARENITO	FINO	
4086,15	-4070,87	4089,00	-4073,71	ARENITO	FINO	
4090,05	-4074,76	4099,95	-4084,63	ARENITO	FINO	
4101,90	-4086,58	4109,40	-4094,06	ARENITO	FINO	
4111,50	-4096,15	4120,05	-4104,68	ARENITO	FINO	

4146,45	-4131,00	4147,50	-4132,04	ARENITO	GROSSEIRO	
4162,05	-4146,54	4179,75	-4164,17	ARENITO	GROSSEIRO	
4203,45	-4187,75	4210,20	-4194,46	ARENITO	GROSSEIRO	
4249,05	-4233,08	4250,25	-4234,27	ARENITO	MEDIO	
4254,60	-4238,59	4255,65	-4239,63	ARENITO	MEDIO	CONIACIANO SUP
4262,70	-4246,63	4264,80	-4248,71	AREIA	MEDIO	
4546,50	-4526,82	4547,55	-4527,85	ARENITO	MUITO FINO	ALBIANO SUP
5029,35	-4984,89	5033,10	-4988,25	ARENITO	FINO	ALBIANO INF
5040,75	-4995,09	5044,05	-4998,04	ARENITO	FINO	
5045,55	-4999,38	5048,55	-5002,05	ARENITO	FINO	
5059,65	-5011,93	5060,85	-5013,00	ARENITO	MEDIO	
5082,45	-5032,08	5085,90	-5035,12	ARENITO	MEDIO	
5087,25	-5036,31	5089,50	-5038,30	ARENITO	MEDIO	
5096,10	-5044,11	5101,05	-5048,46	ARENITO	FINO	
5101,95	-5049,25	5105,25	-5052,15	AREIA	FINO	
5147,10	-5088,69	5151,75	-5092,73	ARENITO	FINO	
5155,05	-5095,58	5156,55	-5096,88	ARENITO	MEDIO	
5159,25	-5099,21	5166,00	-5105,03	ARENITO	MEDIO	
5233,05	-5161,76	5234,40	-5162,87	ARENITO	FINO	
5235,90	-5164,11	5238,45	-5166,20	ARENITO	FINO	
5270,10	-5191,88	5271,60	-5193,08	ARENITO	FINO	
5274,75	-5195,58	5276,70	-5197,13	ARENITO	FINO	
5285,85	-5204,33	5287,50	-5205,61	ARENITO	FINO	
5294,10	-5210,73	5295,75	-5212,00	ARENITO	FINO	
5307,75	-5221,18	5310,45	-5223,23	ARENITO	FINO	
5311,20	-5223,79	5312,25	-5224,59	ARENITO	FINO	
5322,75	-5232,44	5324,25	-5233,55	ARENITO	FINO	
5332,05	-5239,32	5333,25	-5240,20	ARENITO	FINO	

Anexo 2: Descrição do Arquivo Geral de Poço 1-BRSA-555-RJS

TOPO (m)	COTA (m)	BASE (m)	COTA (m)	ROCHA	COR	TONALIDADE	GRANULOMETRIA	ARREDONDAMENTO	CRONOESTRATIGRAFIA
1602	-1566,76	1607	-1571,76	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	EOCENO
1612	-1576,76	1631	-1595,75	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
1636	-1600,75	1658	-1622,74	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
1662	-1626,74	1666	-1630,74	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
1668	-1632,74	1671	-1635,74	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
1675	-1639,74	1778	-1742,72	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBARREDONDADO	
1780	-1744,72	1812	-1776,72	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBARREDONDADO	
1814	-1778,72	1847	-1811,71	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBARREDONDADO	
1849	-1813,71	1905	-1869,7	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBARREDONDADO	
1909	-1873,7	2015	-1979,68	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBARREDONDADO	
2017	-1981,68	2140	-2104,67	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBARREDONDADO	
2144	-2108,67	2260	-2224,64	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBARREDONDADO	
2260	-2224,64	2322	-2286,63	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBARREDONDADO	
2322	-2286,63	2326	-2290,63	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBARREDONDADO	
2328	-2292,63	2345	-2309,62	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBARREDONDADO	PALEOCENO
2352	-2316,63	2386	-2350,62	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBARREDONDADO	
2388	-2352,62	2393	-2357,62	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBARREDONDADO	
2396	-2360,62	2412	-2376,62	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2416	-2380,62	2434	-2398,61	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2439	-2403,61	2444	-2408,61	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2451	-2415,61	2469	-2433,61	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2472	-2436,61	2476	-2440,61	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2479	-2443,61	2482	-2446,61	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2485	-2449,61	2488	-2452,61	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2512	-2476,6	2514	-2478,6	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	

2531	-2495,6	2538	-2502,6	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	MAASTRICHTIANO
2545	-2509,6	2555	-2519,6	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2574	-2538,6	2583	-2547,6	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2587	-2551,6	2590	-2554,6	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2613	-2577,59	2616	-2580,59	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2629	-2593,59	2631	-2595,58	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2641	-2605,59	2643	-2607,59	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2704	-2668,57	2706	-2670,57	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2708	-2672,57	2709	-2673,57	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2715	-2679,56	2717	-2681,56	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2725	-2689,56	2727	-2691,56	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2734	-2698,56	2737	-2701,56	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2745	-2709,55	2747	-2711,55	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2782	-2746,55	2785	-2749,55	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2795	-2759,54	2798	-2762,54	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2802	-2766,54	2805	-2769,54	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2842	-2806,53	2845	-2809,53	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2865	-2829,52	286	-2830,52	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2870	-2834,52	2871	-2835,52	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2888	-2852,51	2891	-2855,51	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2900	-2864,52	2904	-2868,52	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2904	-2868,52	2904	-2868,52	AREIA	BRANCO				
2904	-2868,52	2906	-2870,52	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2915	-2879,51	2916	-2880,51	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2918	-2882,51	2920	-2884,51	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2931	-2895,51	2932	-2896,5	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2938	-2902,5	2939	-2903,5	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
2967	-2931,49	2968	-2932,49	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
3001	-2965,49	3002	-2966,49	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	

3011	-2975,49	3012	-2976,49	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
3027	-2991,48	3028	-2992,48	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
3068	-3032,47	3069	-3033,47	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
3077	-3041,47	3078	-3042,47	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
3084	-3048,47	3085	-3049,46	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
3103	-3067,47	3104	-3068,47	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	Campaniano
3157	-3121,45	3158	-3122,45	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
3179	-3143,44	3180	-3144,44	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
3188	-3152,44	3190	-3154,44	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
3259	-3223,42	3260	-3224,42	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO	
3263	-3227,42	3264	-3228,42	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO	
3290	-3254,41	3296	-3260,41	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3302	-3266,41	3304	-3268,41	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3305	-3269,41	3308	-3272,41	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3309	-3273,41	3318	-3282,4	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3319	-3283,4	3321	-3285,41	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3324	-3288,41	3335	-3299,41	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3338	-3302,41	3344	-3308,4	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3345	-3309,4	3346	-3310,4	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3361	-3325,4	3362	-3326,4	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3364	-3328,4	3369	-3333,4	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3370	-3334,39	3372	-3336,39	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3394	-3358,39	3396	-3360,39	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3489	-3453,37	3492	-3456,36	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3494	-3458,36	3496	-3460,36	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3506	-3470,36	3510	-3474,36	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3511	-3475,36	3513	-3477,36	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3514	-3478,36	3518	-3482,36	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
3527	-3491,36	3528	-3492,36	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	

3530	-3494,36	3537	-3501,36	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR
3538	-3502,36	3540	-3504,36	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR
3544	-3508,36	3545	-3509,36	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR
3547	-3511,35	3548	-3512,35	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR
3560	-3524,35	3561	-3525,35	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3562	-3526,35	3564	-3528,35	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3565	-3529,35	3567	-3531,35	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3569	-3533,35	3572	-3536,35	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3574	-3538,35	3576	-3540,35	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3577	-3541,35	3581	-3545,35	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3582	-3546,35	3583	-3547,35	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3584	-3548,35	3585	-3549,35	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3641	-3605,34	3643	-3607,34	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3668	-3632,33	3670	-3634,33	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3700	-3664,33	3703	-3667,33	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3719	-3683,33	3721	-3685,33	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3723	-3687,32	3724	-3688,32	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3725	-3689,32	3729	-3693,32	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3796	-3760,31	3798	-3762,31	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3807	-3771,31	3808	-3772,31	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3811	-3775,31	3813	-3777,31	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3906	-3870,3	3907	-3871,3	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3909	-3873,3	3915	-3879,3	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBANGULAR
3940	-3904,29	3941	-3905,29	ARENITO	CINZA	CLARO	FINO	SUBANGULAR
3945	-3909,29	3946	-3910,29	ARENITO	CINZA	CLARO	FINO	SUBANGULAR
3947	-3911,29	3948	-3912,29	ARENITO	CINZA	CLARO	FINO	SUBANGULAR
3949	-3913,29	3955	-3919,29	ARENITO	CINZA	CLARO	FINO	SUBANGULAR
3979	-3943,29	3980	-3944,29	ARENITO	CINZA	CLARO	FINO	SUBANGULAR
3982	-3946,28	3986	-3950,28	ARENITO	CINZA	CLARO	FINO	SUBANGULAR

3988	-3952,28	3991	-3955,28	ARENITO	CINZA	CLARO	FINO	SUBANGULAR
3992	-3956,28	3994	-3958,28	ARENITO	CINZA	CLARO	FINO	SUBANGULAR
4000	-3964,28	4001	-3965,28	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	FINO	SUBANGULAR
4048	-4012,28	4049	-4013,28	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	FINO	SUBANGULAR
4050	-4014,28	4052	-4016,28	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	FINO	SUBARREDONDADO
4055	-4019,28	4059	-4023,28	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	FINO	SUBARREDONDADO
4062	-4026,28	4063	-4027,28	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	FINO	SUBARREDONDADO
4065	-4029,28	4072	-4036,27	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	FINO	SUBARREDONDADO
4074	-4038,27	4075	-4039,27	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	FINO	SUBANGULAR
4087	-4051,27	4088	-4052,27	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	FINO	SUBANGULAR
4109	-4073,27	4111	-4075,27	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	FINO	SUBANGULAR
4117	-4081,27	4119	-4083,27	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	FINO	SUBANGULAR
4141	-4105,27	4142	-4106,27	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	FINO	SUBANGULAR
4188	-4152,26	4190	-4154,26	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO
4227	-4191,26	4233	-4197,26	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO
4238	-4202,26	4239	-4203,26	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO
4287	-4251,26	4289	-4253,26	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO
4298	-4262,25	4300	-4264,25	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO
4302	-4266,25	4320	-4284,25	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO
4322	-4286,25	4323	-4287,25	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO
4325	-4289,25	4326	-4290,25	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO
4329	-4293,25	4330	-4294,25	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO
4345	-4309,25	4346	-4310,25	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO
4355	-4319,24	4358	-4322,24	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO
4359	-4323,24	4361	-4325,24	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO
4375	-4339,23	4376	-4340,23	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO
4377	-4341,23	4379	-4343,23	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO
4434	-4398,23	4435	-4399,23	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO
4438	-4402,22	4439	-4403,22	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO

4500	-4464,22	4501	-4465,22	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO	
4519	-4483,22	4520	-4484,22	ARENITO		HIALINO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4527	-4491,21	4529	-4493,21	ARENITO		HIALINO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4536	-4500,21	4553	-4517,21	ARENITO		HIALINO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4557	-4521,21	4583	-4547,21	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
4588	-4552,21	4589	-4553,21	ARENITO		HIALINO	MEDIO	SUBANGULAR	
4600	-4564,21	4601	-4565,21	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4605	-4569,21	4606	-4570,21	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4615	-4579,21	4626	-4590,21	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4632	-4596,21	4636	-4600,21	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4637	-4601,21	4643	-4607,21	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4668	-4632,21	4671	-4635,21	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4673	-4637,21	4675	-4639,21	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4678	-4642,21	4689	-4653,21	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4690	-4654,21	4703	-4667,19	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4708	-4672,17	4709	-4673,16	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4710	-4674,16	4712	-4676,15	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4716	-4680,12	4717	-4681,11	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4718	-4682,1	4743	-4706,91	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4749	-4712,87	4758	-4721,82	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBANGULAR	
4861	-4824,33	4863	-4826,33	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	SANTONIANO
4865	-4828,32	4874	-4837,28	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
4876	-4839,27	4877	-4840,27	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
4879	-4842,26	4890	-4853,21	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
4894	-4857,19	4902	-4865,16	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
4935	-4898,03	4938	-4901,01	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
4978	-4940,86	4981	-4943,85	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
4985	-4947,83	4988	-4950,82	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
5014	-4976,72	5017	-4979,71	ARENITO		HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	

5021	-4983,7	5029	-4991,67	ARENITO	CINZA	HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	CENOMANIANO
5037	-4999,64	5041	-5003,63	ARENITO	CINZA	HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
5044	-5006,62	5046	-5008,61	ARENITO	CINZA	HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
5046	-5008,61	5047	-5009,61	ARENITO	CINZA	HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
5050	-5012,6	5059	-5021,56	ARENITO	CINZA	HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
5066	-5028,54	5068	-5030,53	ARENITO	CINZA	HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
5071	-5033,52	5073	-5035,51	ARENITO	CINZA	HIALINO	FINO	SUBARREDONDADO	
5147	-5109,25	5150	-5112,24	ARENITO	CINZA	ESBRANQUICADO	MUITO FINO	SUBARREDONDADO	
5920	-5880,36	5928	-5888,34	ARENITO	CINZA	CLARO	GROSSEIRO	ANGULAR	
5929	-5889,34	5932	-5892,33	ARENITO	CINZA	CLARO	GROSSEIRO	ANGULAR	
5935	-5895,32	5939	-5899,31	ARENITO	CINZA	CLARO	MUITO GROSSE	IROSUBANGULAR	
5940	-5900,31	5946	-5906,29	ARENITO	CINZA	ESCURO	MEDIO	SUBANGULAR	
5954	-5914,27	5974	-5934,21	ARENITO	CINZA	CLARO	FINO	SUBANGULAR	
5977	-5937,2	5978	-5938,2	ARENITO	CINZA	CLARO	FINO	SUBANGULAR	
5979	-5939,2	5989	-5949,17	ARENITO	CINZA	ESCURO	FINO	SUBANGULAR	
5994	-5954,16	5996	-5956,15	ARENITO	CINZA	ESCURO	FINO	SUBANGULAR	
6006	-5966,12	6009	-5969,11	ARENITO	CINZA	ESCURO	FINO	SUBANGULAR	