

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências Faculdade de Geologia

Thiago Pinotti Evangelista

Análise sismoestratigráfica das feições erosivas do Paleógeno Inferior na porção sul da Bacia de Campos-RJ

> Rio de Janeiro 2018

Thiago Pinotti Evangelista

Análise sismoestratigráfica das feições erosivas do Paleógeno Inferior na porção sul da Bacia de Campos-RJ

> Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof. Dr. Sérgio Bergamaschi.

CATALOGAÇÃO NA FONTE UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

E92	Evangelista, Thiago Pinotti. Análise sismoestratigráfica das feições erosivas do Paleógeno Inferior na porção sul da Bacia de Campos-RJ / Thiago Pinotti Evangelista. – 2018. 82 f.: il.
	Orientador: Sérgio Bergamaschi. Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
	1. Geologia estrutural – Campos, Bacia de (RJ) – Teses. 2. Tectônica de Placas – Campos, Bacia de (RJ) – Teses. 3. Geofísica – Campos, Bacia de (RJ) – Teses. 4. Método sísmico de reflexão – Campos, Bacia de (RJ) – Teses. 5. Reservatório – Campos, Bacia de (RJ) – Teses. I. Bergamaschi, Sérgio. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.
	CDU 551.24(815.3)

Bibliotecária responsável: Fernanda Maria Lobo da Fonseca / CRB-7:5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Thiago Pinotti Evangelista

Análise sismoestratigráfica das feições erosivas do Terciário Inferior na porção sul da Bacia de Campos-RJ

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós- Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Aprovada em 26 de junho de 2018. Banca Examinadora:

> Prof. Dr. Sergio Bergamaschi (Orientador) Facildade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Egberto Pereira. Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Luiz Loures Equinor Brasil

Rio de Janeiro

2018

DEDICATÓRIA

Para Rubem, Marlete, Tatiana e Letícia pela ajuda e apoio incondicionais que me fizeram chegar até aqui com todo o esforço. Eu definitivamente devo tudo a vocês...

AGRADECIMENTOS

Todos os agracedimentos a Statoil, ANP e PGS pela cessão dos dados e suporte que viabilizaram esta pesquisa junto a UERJ.

Gostaria de agradecer a todo staff da UERJ (professores em especial ao Sérgio, secretaria, coordenadores, orientadores e banca) envolvido de alguma maneira neste trabalho, por toda paciência, orientação e prontidão.

Aos meus pais e a minha irmã que tanto me deram suporte e confiaram em mim nesta longa e, para muitos, inacreditável jornada.

À Lele por ter sido minha companheira fiel e ter entendido com muita paciência a ausência de muitos dias.

Agradeço também a todos os meus amigos e colegas de universidade e escritório que tanto me ajudaram e me aconselharam nesta difícil, mas excitante fase.

Gostaria de agradecer em especial ao "gigante" Mauro Ribeiro pela imensa ajuda e paciência que fizeram com que ele tivesse um parágrafo só para ele nesta seção. Todas as discussões técnicas (e até mesmo as não técnicas) foram extremamente relevantes para o desenvolvimento deste trabalho! Valeu co-orientador!

Por fim, eu gostaria de agradecer a todos vocês que atuaram, direta e indiretamente, de alguma forma nesta dissertação. Não teria sido tão prazeroso como foi... Muito obrigado!

RESUMO

EVANGELISTA, Thiago Pinotti. *Análise sismoestratigráfica das feições erosivas do Paleógeno Inferior na porção sul da Bacia de Campos-RJ.* 2018. 82 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

As sequências regressivas existentes ao longo de todo o Paleógeno na Bacia de Campos apresentam feições bem caracterísiticas em seções sísmicas. Espraiamento de depósitos turbidíticos além de feições em offlap regionais associadas a progradações deltáicas se fazem presentes. No entanto, há também o surgimento de um grande número de cânions que funcionam como principal conduto de sedimentos desde a plataforma continental até a bacia profunda. O estudo destas estruturas, assim como as principais variáveis relevantes para a formação destas feições é o foco do presente trabalho. A análise das arquiteturas dos refletores em sub-superfície através da geomorfologia sísmica proposta por Posamentier e Kolla (2003a) foi utilizada para a melhor compreensão da fisiografia existente na porção sul da Bacia de Campos, onde destacam-se três estruturas erosivas principais. Foram utilizados diferentes atributos sísmicos, com destaque para os volumes de curvatura, *semblance* e técnicas de volume de amplitudes (também conhecido como tecVA), no intuito de descrever em detalhe estas estruturas, destacando padrões de preenchimento e feições morfológicas características. Por fim, foram discutidas a correlação destes eventos com feições estruturais de grande magnitude existentes na bacia, tais quais o Alto de Cabo Frio, a Serra do Mar com seus consequentes riftes cenozóicos, além dos cânions submarinos atuais.

Palavras-chave: Sismoestratigrafia. Atributo sísmico. Curvatura. Geomorfologia sísmica. Cânions. Canais e Alto de Cabo Frio.

ABSTRACT

EVANGELISTA, Thiago Pinotti. *Paleogen erosional features seismo-stratigraphic analyses of southernpart of Campos Basin – RJ*. 2018. 82 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

The Paleogene regressive sequence in Campos Basin has been easily identified in different seismic sections. As examples, it is possible to list the massive turbidites systems and offlap features which are linked to deltas fans observed all over the basin. In this scenario, erosional canyons can be considered the main agents for the sediments' transport from the staging area up to deep basin. The advent of seismic geomorphology enabled a detailed evaluation to better understand the main geometries and sismofacies of the southern part of Campos Basin, where three main erosional features can be highlighted. Several seismic attributes have been used to solve some key questions such as curvature, semblance and amplitude volumetric techniques (better known as tecVA) enhancing structures which have not been identified in the conventional seismic data. Thus, it has been possible to correlate these features with major structures located in the proximities of the basin, such as the Cabo Frio High and the Serra do Mar with its subsequent Cenozoic rifts.

Keywords: Seismo-Stratigraphic. Seismic attribute. Curvature. Seismic geomorphology. Canyon. Channel. Cabo Frio High.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa de localização da Bacia de Campos com os principais campos	
	produtores de óleo e gás, com foco na porção sul onde está localizada a	
	área de estudo	14
Figura 2 –	Modelo representativo da evolução tectônica das bacias de margem leste	
	brasileira	16
Figura 3 –	Carta Estratigráfica da Bacia de Campos onde é destacado o intervalo	
	estratigráfico de interesse no presente trabalho	17
Figura 4 –	Seção sísmica dip na área de estudo onde as principais sequências	
	deposicionais são ressaltadas	19
Figura 5 –	Seção sísmica ressaltando as falhas lístricas existentes no nível dos	
	carbonatos Albianos dispostos imediatamente acima dos evaporitos do	
	Aptiano	21
Figura 6 –	Seção Geológica da Bacia de Campos	22
Figura 7 –	Reconstituição da Serra do Mar Cretácea, onde as setas verdes indicam	
	possíveis caminhos para a sedimentação cretácea nas bacias de Santos e	
	Campos	24
Figura 8 –	Seção sísmica "mid-far stack" PSDM na área de estudo	24
Figura 9 –	Mapa de distribuição dos quatro riftes do Sistema de Riftes Cenozóicos	
	do Sudeste Brasileiro	25
Figura 10 –	Mapa aeromagnético de alta resolução com imagem de satélite	
	ilustrando as prováveis redes, fluviais ou sub-marinas que drenaram o	
	SRCSB e alimentaram as bacias de Santos e Campos	26
Figura 11 –	Polígono com os limites do bloco BM-C-7S e do levantamento sísmico	
	STZ09, com os 3 poços utilizados no trabalho	28
Figura 12 –	Seção sísmica PSDM strike ao longo da área de estudo	29
Figura 13 –	Interpretação das principais feições erosivas do estudo	30
Figura 14 –	Time Slice do volume de coerência (semblance) na área de estudo	33
Figura 15 –	Volume de curvatura para uma linha 2D	34
Figura 16 –	Zoom em displays ressaltando diferentes atributos sísmicos	35
Figura 17 –	Time slice de diferentes volumes sísmicos na área de estudo	36

Figura 18 –	Representação gráfica do atributo tecVA	37
Figura 19 –	Seção sísmica PSDM comparada ao atributo tecVA	38
Figura 20 –	<i>Time slice</i> do atributo tecVA extraído na área de estudo	39
Figura 21 –	Representação esquemática da fisiografia da plataforma continental até	
	o ambiente profundo com seus principais elementos	40
Figura 22 –	Ilustração esquemática mostrando o perfil de um cânion e de um canal	41
Figura 23 –	Exemplos de time slices de diferentes atributos sísmicos ressaltando	
	cicatrizes de desmoronamento	43
Figura 24 –	<i>Time slice</i> no volume de curvatura média da área de estudo	44
Figura 25 –	Mapa em 3D do canal Einstein, localizado no talude superior da área do	
	Canyon Desoto, no leste do Golfo do México	45
Figura 26 –	Seções sísmicas ilustrando alguns canais do Maastrichtiano	46
Figura 27 –	Representação gráfica relacionando o fluxo gravitacional, a quantidade	
	de areia do sistema, a altura do <i>levee</i> e a distância dentro da bacia	48
Figura 28 –	Ilustração de um fluxo gravitacional através de um canal em levee	49
Figura 29 –	Deslocamento do ponto de transição em resposta a diferentes razões	
	areia/lama no fluxo	50
Figura 30 –	Superposição de um sistema de canais em levee em uma zona de	
	espraiamento frontal	51
Figura 31 –	Matriz de possíveis respostas de locais para o ponto de transição perante	
	a variação de razão areia/lama e curvatura do talude	52
Figura 32 –	Modelo digital da geomorfologia indicando as principais feições	
	geomorfológicas do fundo do mar da Bacia de Campos	55
Figura 33 –	Distribuição de fáceis sedimentares distribuídas no assoalho oceânico da	
	Bacia de Campos	56
Figura 34 –	Seção sísmica ao longo dos três cânions mapeados	57
Figura 35 –	Seção perpendicular ao eixo do cânion A, com a sísmica convencional e	
	o atributo tecVA	58
Figura 36 –	Mapa estrutural em tempo e seção sísmica interpretada do cânion A	59
Figura 37 –	Time slice do volume de curvatura média associado com um perfil de	
	composto e uma seção sísmica ao longo do poço 1	61
Figura 38 –	Time slice do volume de curvatura média associado com um perfil de	
	composto e uma seção sísmica ao longo do poço 2	62

Figura 39 –	Imagem do relevo sombreado do fundo do mar em perspectiva do	
	Cânion São Tomé comparada ao cânion A da área de estudo	63
Figura 40 –	Seção sísmica ao longo do poço 3 cruzando o cânion B	64
Figura 41 –	Dip slice do atributo de curvatura média ressaltando o cânion B	65
Figura 42 –	Mapa estrutural em tempo e seção sísmica perpendicular ao cânion C	67
Figura 43 –	Dip slice do volume de curvatura média ressaltando o cânion C	68
Figura 44 –	Dip slice do volume de curvatura médica com duas seções sísmicas	
	perpendiculares entre si	69
Figura 45 –	Imagem em perspectiva do relevo sombreado do fundo do mar do	
	Cânion Almirante Câmara e dip slice de curvatura média interpretado ao	
	longo do cânion C	70
Figura 46 –	Mapa estrutural dos três principais cânions com a dirrção principal NW-	
	SE seguindo a direção principal da bacia	71
Figura 47 –	Detalhe do sistema de drenagem do Rifte Litorâneo	72
Figura 48 –	Seção sísmica analisando a interferência da plataforma carbonática na	
	morfologia do cânion B	74
Figura 49 –	Topo Macaé em profundidade com a sobreposição dos três cânions de	
	interesse	75
Figura 50 –	Mapa de semblance no Topo do Macaé com a sobreposição da superfície do	
	cânion B	76
Figura 51 –	Seção sísmica PSDM cruzando os três cânions mapeados com o detalhe	
	da extrapolação das interpretações	77

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANP	Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis
FGEL/UERJ	Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro
FT	Fast-Track PSDM / Processamento PSDM preliminar
Gp., Fm e Mb.	Respectivamente: Grupo, Formação e Membro
Ма	Milhões de Anos
PSDM	Pre Stack Depth Migration / Migração pré empilhamento em profundidade
S/R	Sinal-Ruído
SMC	Serra do Mar Cretácea
SRCSB	Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste Brasileiro
tecVA	Técnica de Volume de Amplitude
TVD	Profundidade Real Verticalizada

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO
1	ÁREA DE ESTUDO
1.1	Localização
1.2	Evolução geológica da Bacia de Campos
1.3	Geologia Estrutural
1.3.1	Formação da Serra do Mar e Sistema de Rifte Cenozóicos do Sudeste Brasileiro
1.3.2	Alto de Cabo Frio
2	MATERIAL E MÉTODOS
2.1	Dados sísmicos e poços utilizados
2.2	Atributos sísmicos
2.2.1	Coerência (semblance)
2.2.2	Curvatura
2.2.3	Técnica Volume de Amplitude (tecVA)
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA
3.1	Depósitos em ambientes profundos
3.2	Principais elementos deposicionais cânions e canais
3.2.1	<u>Cânions</u>
3.2.2	Canais
3.3	Principais variáveis na formação de cânions e canais
3.3.1	Zona alimentadora
3.3.2	Razão areia/lama
3.3.3	Fisiografia do talude e da bacia
3.4	Dinâmica de migração dos cânions atuais na porçaõ sul da Bacia de Campos.
4	RESULTADOS
4.1	Cânion A
4.2	Cânion B
4.3	Cânion C
5	DISCUSSÕES
5.1	Formação e desenvolvimento das três estruturas
5.2	Migração dos cânions no Paleógeno

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	79
REFERÊNCIAS	81

INTRODUÇÃO

A Bacia de Campos é uma das principais províncias petrolíferas do país, sendo por muito tempo responsável por quase 80% da produção de todo o óleo nacional em um cenário que só foi modificado após as descobertas dos gigantes campos do pré-sal existente na Bacia de Santos.

A bacia possui um acervo enorme de estudos derivados principalmente da indústria petrolífera. Entretanto, grande parte destes estudos estão situados nas porções central e norte em água profunda, onde grande parte dos campos produtores de petróleo estão localizados. Observa-se deste modo na região sul da bacia uma carência de informações geológicas sobretudo na sua porção proximal.

A área de estudo está localizada exatamente na porção sul da Bacia de Campos, próximo ao alto estrutural do Cabo Frio. Trata-se de uma região de limite entre as bacias de Campos e Santos e está posicionada ao longo de lineamentos relacionados à abertura do oceano Atlântico, cujo impacto é observado através de expressivos eventos vulcânicos e pela reativação de falhas que se propagam muitas vezes até a região continental.

O presente trabalho envolve um detalhado mapeamento sísmico com a utilização de diferentes atributos sísmicos, onde três cânions do Paleógeno são destacados. Consequentemente, são discutidas as relações entre as estruturas mapeadas e as feições estruturais existentes na bacia; desde a Serra do Mar com seus sistemas de drenagem associados ao sistema de rifte cenozóicos, até os cânions submarinos existentes no assoalho oceânico que são apontados como análogos às feições de interesse.

1 ÁREA DE ESTUDO

1.1 Localização

A Bacia de Campos localiza-se na margem continental leste brasileira, se estendendo desde a parte central do litoral fluminense até o sul do Espírito Santo. Possui uma área de aproximadamente 100.000 km² extendendo-se até a cota batimétrica de 3400m, com uma pequena porção emersa de 500km² (Rangel et al., 1994).

Como limites físicos, ao norte é observado o Alto de Vitória, que a separa da Bacia do Espírito Santo, e ao sul o Alto de Cabo Frio, limite com a Bacia de Santos. Para oeste, onde uma estreita faixa se desenvolve na área emersa, a bacia é limitada pela Serra do Mar. Esta delimitação se dá por meio de um sistema de falhas SW-NE, que põe as rochas sedimentares em contato direto com o embasamento (Schaller, 1973). Para leste, a bacia estende-se pela plataforma e talude continentais e avança sobre o Platô de São Paulo e o fundo oceânico adjacente.

A área de estudo está localizada na parte sul da Bacia de Campos, a cerca de 85km da cidade de Cabo Frio-RJ (Figura 1).



Figura 1 – Mapa de localização da Bacia de Campos com os principais campos produtores de óleo e gás, com foco na porção sul onde está localizada a área de estudo (fonte: BDEP web maps).

Fonte: BDEP web maps

1.2 Evolução geológica da Bacia de Campos

A evolução tectônica da Bacia de Campos é associada ao rifteamento ocorrido no Atlântico Sul, que resultou na quebra do supercontinente *Gondwana*. Este rifteamento ocorrido no Cretáceo há cerca de 140 milhões de anos átras resultou na separação dos continentes africano e sul-americano e na formação do oceano Atlântico sul.

Inúmeros autores, dentre os quais Dias et al. (1990), Pereira e Feijó (1994), Cainelli e Mohriak (1998) e Winter et al. (2007), destacam três estágios principais na evolução da bacia de Campos: **rifte** com remanescentes da sedimentação intracratônica do Paleozóico e do Mesozóico; **pós rifte** ou **transicional** associada a um golfo marinho com depósitos evaporíticos da Formação Retiro e **drifte** com sedimentação predominantemente marinha do Grupo Campos. Esta divisão possibilita a correlação com três unidades sedimentares principais; *Sequência Continental, Sequência Transicional* e a *Megasequência Marinha*.

A fase rifte (figuras 2a e 2b) é caracterizada por esforços distensionais com consequente afinamento crustal caracterizados pelo derramamento basáltico da Formação Cabiúnas, que cobre o embasamento cristalino por quase toda a extensão da bacia, ocorridos no Neocominiano Superior (Mizusaki et al., 1988).

Ainda nesta fase, do Barremiano até o ínicio do Aptiano, encontram-se os depósitos lacustrinos silicilásticos do Grupo Lagoa Feia que estão sobrepostos a estes basaltos. É válido salientar que os folhelhos pretos incluídos no Grupo Lagoa Feia representam a principal rocha geradora do sistema petrolífero da Bacia de Campos (Chang et al., 1992; Guardado et al., 2000). Seus biomarcadores característicos indicam a deposição em um ambiente de lago salino alcalino (Mello et al., 1988).

A Formação Retiro pode ser considerada o principal elemento da fase transicional por suas espessas camadas evaporíticas que contém halita e anidrita, relacionadas a um ambiente de mar restrito. O que marca o fim da fase rifte e o início desta fase transicional é uma pequena quietude tectônica representada pela discordância *Pré-Neo-Alagoas* (figura 3). Nesta discordância consegue-se observar dois elementos estruturais importantes ocorridos na Bacia de Campos; falhamentos normais bem marcados localizados na fase rifte, e falhas lístricas presentes na interface carbonatos-evaporitos ocorridos na fase drifte (Cainelli e Mohriak, 1999). Estas estruturas podem ser facilmente identificadas em linhas sísmicas 2D regionais.

A partir daí, a passagem da fase transicional (evaporítica) para a fase pós-rifte (carbonática a siliciclástica) é gradacional, pontuada por diversas pequenas discordâncias

(Cainelli e Mohriak, 1998). A movimentação constante das placas sul-americana e africana fez com que elas se distanciassem do centro de espalhamento meso-oceânico resultando num natural processo de resfriamento e contração da litosfera. Como consequência isostática deste processo, identifica-se um aumento significativo em direção às porções mais profundas da bacia da subsidência termal, fazendo com que as barreiras estruturais que anteriormente restringiam o proto-oceano pudessem ser transpassadas, formando então um ambiente marinho profundo propriamente dito (Mohriak et al., 2003).

Figura 2 - Modelo representativo da evolução tectônica das bacias de margem leste brasileira



Fonte: Cainelli e Mohriak (1999)



Figura 3 – Carta estratigráfica da Bacai de Campos onde é destacado o intervalo estratigráfico de interesse no presente trabalho.

Fonte: Winter et al., 2007. Adaptado pelo autor, 2018.

A fase drifte (figura 2d e 2e) da bacia tem ínicio no Albiano e perdura até o dias de hoje no Quaternário atual. Nesta fase, o ambiente associado é unicamente marinho com oscilações de empilhamento retrogradacional, com tendência de variação de depósitos neríticos a abissais, sucedido no topo por um empilhamento progradacional, com tendência oposta; depósitos abissais sendo sucedidos no topo por depósitos neríticos (Reis, 2017).

Esta megasseqüência pós-rifte pode ser dividida em sequências marinha transgressiva e regressiva (Cainelli e Mohriak,1999). A sequência marinha transgressiva é inicialmente marcada por sedimentação de carbonatos em plataforma rasa e profunda do Albiano até o Cenomaniano. O Grupo Macaé é formado por calcirruditos, calcarenitos e calcilutitos representando os primeiros sedimentos essencialmente marinhos da bacia. Esta fase caracteriza-se por uma sedimentação francamente oceânica com relativa estabilidade ambiental e paleobatimetrias atingindo valores entre 1.000 e 2.000m (Koutsoukos, 1987).

A fase nerítica desta sequência abrange as idades do Albiano Inferior a Médio e pode atingir mais de 1.000m de espessura, sendo marcada por uma sedimentação carbonática representada por calcarenitos e dolomitos de água rasa. Logo em seguida, encontram-se as fácies hemipelágicas de águas profundas que representam o afogamento desta plataforma carbonática. Neste caso são observadas margas e calcilutitos de idade Cenomaniano- Turoniano além de folhehos pretos, ricos em matéria orgânica, que estão relacionados ao evento anóxico mundial do Turoniano (Jenkyns, 1980 *apud*. Mohriak , 2003).

Os primeiros arenitos turbidíticos de grandes proporções da bacia também são encontrados nesta fase e indicam quedas do nível do mar de pequena magnitude defronte ao processo de subida de nível do mar que prevalecia até então. Bacoccoli et al.(1980); Guardado et al. (1989) afirmam que estes corpos formavam extensos lençóis arenosos, diferentemente do que era observado nos turbiditos de idade Cenomaniano-Turoniano, que estavam confinados em calhas mais estreitas controladas por falhas relacionadas a um intenso processo de halocinese.

Esta sequência transgressiva pode ser observada de maneira clara em muitas seções sísmicas até o final do Cretáceo (do Santoniano até o Campaniano) quando começa a ocorrer um aumento considerável do aporte sedimentar, formando uma típica regressão. Esta sequência por sua vez é caracterizada por grande afluxo de sedimentos siliciclásticos na região sudeste brasileira, associados a grandes progradações sigmoidais e um grande número de cortes de cânions (Ricci e Becker, 1991 *apud* Mohriak 2003).

Nesta fase também são observadas deposições locais dos turbiditos da Formação Carapebus intercalados em folhelhos batiais da Formação Ubatuba no que consiste grande parte dos reservatórios da seção pós-sal da bacia. Esta sequência se dá no início do Paleógeno, onde é registrada uma notável discordância separando as duas super-sequências; a discordância da base do Paleógeno, conforme ilustrado na figura 4 (Cainelli e Mohriak, 1998).

Figura 4 – Seção sísmica dip na área de estudo, onde as principais sequências deposicionais são ressaltadas. Os padrões de terminação em onlap e downlap suportam as variações eustáticas do nível do mar propostas por Hardenbol et al. (1998).



Nota: A grande regressão ocorrida no Oligoceno Superior não apresenta terminações visíveis. Acredita-se que estas terminações estejam dispostas nas porções mais profundas da bacia.

Fonte: O autor, 2018..

Essa discordância indica uma mudança significativa na dinâmica da bacia em escala regional, onde uma intensa retrogradação se faz presente, depositando grande quantidade de sedimentos ao longo de toda a bacia. Feições em *downlap* podem ser observadas nas linhas sísmicas analisadas evidenciando esta tendência, mesmo em um intervalo onde a razão sinal/ruído seja baixa.

Através de uma seção sísmica do campo de Peregrino é possível observar diversas variações relativas do nível do mar sugeridas pelas terminações sismoestratigráficas do tipo *onlap* e *downlap*. Por estar localizada numa porção proximal da bacia, a discordância da base do Paleógeno não é marcada por refletores de alta amplitude como apresentado na literatura. Os folhelhos do Membro Tamoios e do Membro Geribá apresentam propriedades elásticas muito similares evidenciadas pelo baixo contraste de impedância acústica entre os dois intervalos que resulta em refltores de pouca energia. Mesmo assim, feições em downlap evidenciam a presença da tal discordância.

A tectônica do sal, em conjunto com estas sucessivas oscilações do nível relativo do mar no Paleógeno levaram ao desenvolvimento de uma sequência sedimentar bem espessa durante todo o Mioceno ao longo de toda a bacia. Entretanto, no Mioceno Superior ocorreu um evento de migração dos evaporitos, desenvolvendo grandes falhas de crescimento, colapsos de grábens e a formação de feições diapíricas expressivas que muitas vezes atravessam os já depositados sedimentos miocênicos da bacia, exercendo um controle estrutural ainda maior nos depósitos das porções mais profundas.

Tal padrão, entretanto, não é observado na área de estudo. Acredita-se que as falhas de crescimento identificadas nos carbonatos albianos em diversas linhas sísmicas possam ser uma evidência da presença de uma fina camada de evaporitos que atualmente já se encontra em porções mais profundas da bacia (figura 5).



Figura 5 – Seção sísmica PSDM ressaltando as falhas lístricias existentes no nível dos carbonatos albianos dispostos imediatamente acima dos evaporitos do Aptiano.

Nota: Acredita-se que após a massiva sedimentação existente no Mioceno, grande parte do sal existente na área de estudo tenha migrado para as porções mais profundas da bacia. Fonte: O autor, 2018.

Por fim, a partir do Quaternário tanto a borda da plataforma quanto o talude continental tem sofrido intensa erosão associada à formação de cânions submarinos, ravinamentos e deslizamentos que são observados até os dias atuais e se tornam mais ou menos ativos em função de variações de nível do mar de menor escala. Toda a sedimentação terrígena proveniente desta erosão pode ser encontrada sobre o Platô de São Paulo e sobre o sopé continental adjacente (Alves, 2002). O arcabouço estratigráfico da bacia com a representação de todas as principais formações pode ser vista de maneira simplificada na figura 6.



Fonte: ANP

1.3 Geologia Estrutural

1.3.1 Formação da Serra do Mar e Sistema de Rifte Cenozóicos do Sudeste Brasileiro

Na porção continental adjacente à Bacia de Campos são encontradas duas das mais importantes feições estruturais da borda atlântica do continente: as serras do Mar e da Mantiqueira (Almeida & Carneiro, 1998). A presença destas estruturas de grandes proporções é apontada por muitos autores como fundamental para a intensa sedimentação que ocorreu nas bacias de Santos e Campos. Esta presença só ratifica que a região sudeste brasileira não seguiu um comportamento típico de margem passiva tal como descrita na visão clássica da Teoria da Tectônica de Placas (Bejarano, 2016).

Com mais de 1000 km se estendendo desde o norte de Santa Catarina até o estado do Rio de Janeiro em um padrão praticamente paralelo, as Serras do Mar e da Mantiqueira provavelmente foram soerguidas por volta do Paleoceno, funcionando como a principal fonte de aporte sedimentar ao longo do Terciário em ambas as bacias (Almeida e Carneiro,1998).

As altitudes observadas atualmente nestas cadeias montanhas que bordeam estas bacias são resultados de, no mínimo, dois episódios de alçamento:

O primeiro pulso ocorre antes mesmo do desenvolvimento destas serras. Ele teria uma natureza epirogenética e de âmbito regional, se estendendo do Rio Grande do Sul até o Espírito Santo. Acredita-se que este processo gerou um mega-planalto invadido por inúmeras intrusões de natureza alcalina denominado *Serra do Mar Cretácea (SMC)* (figura 7), cujo limite coincide com a atual linha de charneira das bacias de Santos e Campos (Zalan e Oliveira, 2005). Seus pulsos iniciais aconteceram no Coniaciano (89–86 Ma), atingindo o seu clímax durante o Santoniano–Maasctrichtiano (85–65 Ma). O seu final coincide com o desenvolvimento da Superfície de Aplainamento Japi ocorrido no limite Cretáceo/ Terciário. É válido mencionar que durante todo este processo nenhum sinal de tectonismo foi observado de maneira contundente. Acredita-se que a crosta continental foi soerguida de maneira uniforme, sem nenhum tipo de quebra, atingindo altitudes de 2000m até 3000m. Provavelmente, isso se deu em resposta à anomalia térmica do manto presente no local. Também é interessante notar que durante a época de atuação desta anomalia térmica um intenso vulcanismo basáltico submarino intercalou-se com os sedimentos maastrichtianos sobre a crosta continental afinada nas bacias adjacentes à SMC, principalmente no sul da

Bacia de Campos (Zalán e Oliveira,2005), como observado na figura 8.



Figura 7 - Reconstituição da Serra do Mar Cretácea (área laranjada), onde as setas verdes indicam possíveis caminhos para a sedimentação cretácea nas bacias de Santos e Campos

Fonte: Modificado de Zalán e Oliveira, 2005



Figura 8 - Seção sísmica "mid-far-stack" PSDM da área de estudo

Nota: Podem ser observadas intrusões ígneas intercaladas aos depósitos Maastrichtianos que constituem o reservatório do campo de Peregrino. É interpretado que este vulcanismo é correlacionado com a anomalia térmica localizada próxima a região do Alto de Cabo Frio. Figura com exagero vertical de 5x. Fonte: O autor. 2018.

Já o segundo pulso teve uma característica tectônica, uma vez que um colapso de grandes proporções é apontado como o principal agente deste processo. É mais comum encontrar na literatura uma correlação deste pulso com uma massiva sedimentação da Bacia de Santos, porém Zalan e Oliveira (2005) e Ricominni et al. (2004) sugerem que este pulso possa ter influenciado também a sedimentação da porção sul da Bacia de Campos.

Acredita-se que a Serra do Mar Cretácea era caracterizada por um grande desnível de cerca de 3000m em relação às porções mais profundas das bacias, onde a plataforma continental era praticamente inexistente. Esta situação tornou-se instável sob ponto de vista gravitacional ao passo que a subsidência da bacia progredia. Como consequência, o mega- planato colapsou localmente no final do Paleoceno até o início do Eoceno, o que pode ser evidenciado através de estudos na bacia de Itaboraí e no Gráben da Guanabara (Riccomini et al., 2004; Ferrari et al., 2002).

O resultado do colapso deste mega-planalto foi o desenvolvimento de grábens dispostos de maneira subparalela à Serra do Mar, ocorrendo desde o Paraná até o Rio de Janeiro. Estas feições coincidem com a extensão da Serra do Mar e em parte com a Serra da Mantiqueira (Bejarano, 2016). Ricominni et al. (2004) denominam esta associação de serras com vales tectônicos e suas extensões até as linhas de charneira das bacias de Santos e Campos como *Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB)* (figura 9).





Fonte: extraído de Zalán e Oliveira (2005)

Desta observação definem-se quatro grandes riftes ou corredores de grábens; *Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo.* Os dois primeiros são os que a princípio estão mais relacionados às estruturas de interesse do presente trabalho e serão o foco a partir daqui.

O rifte do Paraíba do Sul serve de encaixe para o curso do rio homônimo, englobando diversos grábens dentre os quais o de São Paulo, Taubaté, Resende-Volta Redonda e do Baixo Paraíba do Sul são destacados. A importância da análise destas feições recai na relevância do rio Paraíba do Sul para a bacia, tendo em vista que ele pode ser apontado como um dos principais responsáveis pelos principais depósitos em ambiente profundo encontrados na Bacia de Campos. Inclusive grande parte dos campos produtores localizados nas porções central e norte da bacia têm no rio o seu principal fornecedor de sedimentos.

Já o rifte Litorâneo engloba, de leste para oeste, os grábens da *Barra de São João*, *Guanabara*, *Ubatuba*, *Santos*, *Ribeira do Iguape*, *Cananéia* e *Paranaguá*. Este rifte é interpretado como sendo um dos principais agentes responsáveis pela sedimentação do intervalo eocênico da Bacia de Santos. Entretanto, Zalán e Oliveira (2005) também sugerem que algum sistema fluvial capturado por este rifte também possa ter fornecido sedimentos para a porção sul da Bacia de Campos (figuras 9 e 10), sendo provavelmente o principal responsável pela formação das feições erosivas mapeadas no presente trabalho.

Figura 10 - Mapa aeromagnéticos de alta resolução integrado com imagem de satélite do Sudeste do Brasil ilustrando as prováveis redes, fluviais ou sub-marinas, que drenaram o SRCSB e alimentaram as bacias de Santos e Campos, do Neopaleoceno até o Mioceno.



Nota: Identificar na porção sul da Bacia de Campos são sugeridos sistemas de drenagens oriundos do Rifte Litorâneo

Fonte: modificado de Zalán e Oliveira, 2005.

1.3.2 Alto de Cabo Frio

O Alto de Cabo Frio é um alto estrutural que se estende para offshore servindo como limitador das bacias de Campos e Santos. Esta estrutura é representada por uma proeminente área de embasamento raso, constituído de rochas ígneas e metamórficas Pré-Cambriana, e que segundo Mohriak (2004) influenciou a sedimentação de ambas as bacias desde o Neocomiano até o Oligoceno (figura 11).

A região é conhecida por um intenso vulcanismo ocorrido desde o Cretáceo Superior até o Paleógeno Inferior que exerceu um papel importante na segmentação estrutural e sedimentar em suas proximidades.

Entretanto, não é vista na área de estudo uma forte influência de sedimentação magmática oriunda do alto estrutural ao longo de toda a sequência Paleógena. A única evidência de sedimentação vulcânica na área de estudos é ilustrada na figura 8, onde é observada uma pequena intrusão em meio aos turbiditos maastrichtianos existentes. Mesmo assim, acredita-se que o Alto de Cabo Frio exerça uma forte controle na distribuição espacial das principais estruturas erosivas mapeadas.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Dados sísmicos e poços utilizados

Para o mapeamento das estruturas de interesse foi utilizado o volume PSDM (pré stack migrado em profundidade) STZ09; adquirido e processado pela empresa PGS em 2009. O levantamento foi realizado no bloco BM-C-7S que ocupa uma área aproximada de 535km² e está localizado em águas rasas, com cotas batimétricas que variam de 124m e 210m TVD.

O volume sísmico possui aproximadamente 1024km² e pode ser visualizado abaixo na figura 11.

Figura 11 - Polígono com os limites do bloco BM-C-7 e do levantamento sísmico STZ09, com os 3 poços utilizados no trabalho



Fonte: O autor, 2018.

Com o intuito de obter uma imagem representativa de sub-superfície, que apresentasse uma maior razão sinal-ruído (S/R) foi selecionado o subgrupo *mid-far stack* que desconsidera os ângulos mais proximais (*near stacks* com ângulos de 0° a 16°) para realizar o estaqueamento de todos os traços (figura 12). O dado *near stack* foi removido da análise interpretativa por apresentar grande quantidade de múltiplas proveniente das progradações de areias cimentadas existentes no Mioceno. Estes refletores de alta amplitude estão dispostos de maneira inclinada, afetando a estimativa de velocidades corretas para a criação do dado sísmico final. Como resultado, geramse múltiplas que se propagam por toda subsuperfície comprometendo uma interpretação fidedigna principalmente das estruturas internas de um dos cânions.



Figura 12 - Seção sísmica PSDM strike ao longo da área de estudo

Nota: A baixa razão S/R é ressaltada no dado "near-stack" (acima), resultado das progradações de areias cimentadas do Mioceno (quadro amarelo) que comprometem o imageamento das principais feições localizadas em subsuperfície. No dado "mid-far stack" (abaixo) a razão S/R aumenta significativamente. É válido mencionar que ambas as figuras possuem a mesma escala de cores Fonte: o autor, 2018.

O mapeamento dos refletores foi realizado no *software Decision Space Geoscience* (*DSG*) da suíte *OpenWorks*, com a individualização e caracterização de diferentes unidades sísmicas e refletores que as delimitam. Mudanças laterais e verticais nos padrões de reflexão, assim como terminações estratigráficas foram levadas em consideração para um mapeamento de detalhe de cada uma das estruturas de interesse. Devido a alta qualidade do dado foi possível inferir informações importantes a respeito dos processos de transporte, erosões e até mesmo do paleo-relevo local.

O intervalo de estudo se restringiu ao Paleógeno, no qual três estruturas erosivas são destacadas – os cânions A, B e C. Como estratégia de interpretação foi adotado um espaçamento de 30 por 60 linhas, em *inlines* e *crosslines* respectivamente. A interpretação realizada se restringiu ao limites das paredes de cada uma das estruturas a fim de ressaltar suas feições após o processo de gridagem destas superfícies (figura 13). Para a realização da gridagem das superfícies foi utilizado o algoritmo padrão de *"Refinement Gridding"* do software DSG com células de gridagem de 2500m².





Além disso, no intuito de ressaltar feições que não pudessem ser claramente identificadas no dado sísmico convencional, diversos atributos sísmicos foram extraídos utilizando o aplicativo *Post Stack – PAL* da mesma suíte *OpenWorks*, tais como:

Fonte: o autor, 2018

- a) Volumes de curvatura (curvatura mínima, máxima e média);
- b) Volumes de coerência (semblance);
- c) Técnicas de volumes de amplitude (mais conhecido na indústria como tecVA)

A combinação destes atributos auxiliou principalmente no entendimento das feições internas de cada um dos cânions mapeados, onde por exemplo padrões de escorregamento pudessem ser identificados mais facilmente. Além disso, escarpas e canais de menor magnitude também se tornam mais perceptiveis.

Quanto à informação de poços, apenas três poços foram relevantes para o estudo. Descaracterizados por questão de confidencialidade, os três poços testam feições relevantes no volume sísmico possibilitando a comparação do tipo de assinatura sísmica com sua respectiva caracterização litológica.

2.2 Atributos sísmicos

Os atributos sísmicos são largamente utilizados na indústria nos dias de hoje e podem ser definidos por uma quantificação ou derivação de um dado sísmico convencional que é manipulado no intuito de gerar uma melhor interpretação geológica do dado.

No presente estudo, os principais atributos sísmicos utilizados foram os de *coerência*, alguns subprodutos do volume de *curvatura*, além do dado *tecVA*.

2.2.1 Coerência (semblance)

O atributo da coerência acentua partes do volume de amplitude onde existem descontinuidades no seu campo. Bahorich e Farner (1995) introduziram o conceito do atributo de coerência que basicamente calcula os coeficientes de coerência a partir das amplitudes sísmicas nos traços adjacentes utilizando técnicas de correlação cruzada. Posteriormente, o algoritmo baseado no *semblance* ou variância (Marfurt et al.,1998) levou a resultados ainda mais robustos no cálculo deste atributo.

Diferentemente da técnica de correlação cruzada, o algoritmo do semblance utiliza um

janela 3D, considerando o mergulho e o azimute de cada ponto do volume sísmico. Com isso, cada grau de similaridade dos traços dispostos na janela escolhida é medido. Este método é sensível tanto às mudanças na forma da onda quanto às variações laterais da amplitude, sendo este o mais utilizado nos principais aplicativos da indústria atualmente.

Estruturas antes imperceptíveis analisando apenas o volume sísmico original ficam claras nos volumes de coerência. Atualmente, ele é largamente utilizado em análises estruturais ressaltando falhas ou também onde os horizontes são descontínuos devido a quebras e bordas de canais, por exemplo (figura 14).



Figura 14 - Time slice do volume da coerência (semblance) na área de estudo

Nota: Intrepretação de duas das estruturas de interesse (abaixo, indicado pelas letras (A) e (B)). Note que através deste atributo grandes estruturas tornam-se facilmente identificáveis. Fonte: o autor, 2018.

A curvatura é a medida de quão deformada uma superfície está em um determinado ponto. Quanto mais deformada a superficie obviamente maior a sua curvatura. (Chopra e Marfurt, 2007)

Em um exemplo 2D, a curvatura pode ser definida como o raio de um circulo tangente a um determinado ponto (figura 15). Seu valor será alto em estruturas fortemente dobradas e zero em linhas retas. Por convenção, feições em anticlinal são positivas, ao passo que sinclinais tem valores negativos.

Curvaturas medidas em planos perpendiculares a superfície são chamadas de curvaturas normais S (Chopra e Marfurt, 2007). Dentre estas curvaturas existem duas que são perpendiculares entre si e comumente utilizadas nas análises interpretativas; a **mínima** e a **máxima curvatura**.

Esse grupo de curvaturas pode ser usado para definir outros atributos de curvatura. Por exemplo, a média entre as curvaturas máxima e mínima em qualquer outro par de curvaturas medidas em azimutes ortogonais entre si é chamada de **curvatura média**. O produto das curvaturas mínima e máxima é chamado de **curvatura gaussiana**. Outros sub-produtos tais quais **máximo positivo**, **máximo negativo** e **mergulho** podem ser criados no intuito de facilitar a visualização de feições geológicas tais como cânions, canais, diques laterais, barras e contornitos.



Curvatura negativa

Nota: Feições em anticlinal por convenção apresentam valores positivos de curvatura, enquanto sinclinais apresentam valores positivos. Feições planares apresentam curvatura zero.

Fonte: Chopra e Marfurt, 2007
Na figura 16, Chopra e Mafurt (2007) demonstram como um canal pode ser identificado utilizando três diferentes atributos (*coerência-semblance*, máximo positivo e máximo negativo). É interessante analisar também como cada um deles pode trazer informações diferentes no que diz respeito à feição mapeada.

O valor de máximo positivo de curvatura, por exemplo, define com certa exatidão os flancos dos canais e potenciais zonas de dique de canal e depósitos do tipo *overbank*, enquanto o valor de máximo negativo consegue ressaltar o talvegue do canal. A imagem de coerência nesse caso só seria complementar, já que mesmo identificando a estrutura do canal com certa facilidade, ela só ressalta os flancos do canal onde existe uma mudança lateral na forma da onda devido ao *tuning*.

O dado de valor máximo negativo permitiu ressaltar os talvegues em inúmeros casos, assim como; o valor máximo positivo conseguiu imagear de maneira satisfatória algumas zonas onde são observados depósitos de diques laterais. Também é interessante observar que mesmo em feições de maior magnitude os volumes de valor máximo e mínima curvatura conseguem ilustrar eventos internos, que não vistos no volume de curvatura média (feições ressaltadas em amarelo na figura 17).

Figura 16 - Zoom em displays onde são ressaltados os atributos de a) *semblance* b) máximo positivo e c) máximo negativo da curvatura perpendiculares a uma mesma linha sísmica



Fonte: Chopra e Marfurt, 2007



Figura 17 - Time Slices de volumes de a) curvatura média b) máximo positivo e c) máximo negativo da curvatura na área de estudo

Nota: Feições circuladas apresentam o mesmo padrão ilustrado na figura anterior por Chopra e Marfurt (2007), onde o máximo positivo ressalta o eixo do canal enquanto o máximo negativo indica possíveis zonas de dique de canal.
Fonte: o autor, 2018

2.2.3 Técnica Volume de Amplitude (tecVA)

Este atributo vem sendo largamente utilizado na indústria nos últimos anos. Esta técnica foi inicialmente apresentada por Bulhões (1999) e otimizada por Bulhões e Amorim (2005) como ferramenta para a obtenção de mapas de variação lateral de sismofáceis utilizando-se a média RMS.

Um fator diferencial para esta metodologia é que a informação obtida com a técnica volume de amplitude (VA), que compreende dados não só sobre a amplitude como também nas flutuações na frequência portadora fundamental (amplitude, frequência e fase moduladas). Assim esta técnica tem um enorme potencial para mostrar pequenas variações, que pela correlação lateral traço a traço podem revelar características geológicas tais como falhas e canais (Bulhões e Amorim, 2005).

A extração é feita através da definição de uma janela de tempo que englobe o período no dado sísmico que possa ressaltar as estruturas de interesse no cálculo RMS. No proposto trabalho foi escolhido um intervalo de tempo que englobasse todos os cânions de interesse. O volume criado para o presente trabalho é referente a uma variação desta metodologia; **a tecVA rotacionada de fase**.

A tecVA rotacionada de fase é uma variação da técnica Volume de Amplitudes, sendo obtida através da transformada inversa de Hilbert no dado sísmico tecVA, que se dá basicamente por uma rotação de fase em -90° (figura 18).





Fonte: Bulhões e Amorim, 2005



Figura 19 - Seção Sísmica strike PSDM (acima), interpretada (no meio) e o dado de tecVA (abaixo).

Nota: feições erosivas do Paleógeno localizadas na faixa central da seção conseguem ser ainda mais ressaltadas com o atributo sísmico em questão.

Fonte: O autor, 2018

O aspecto volumétrico das seções sísmicas em tons de cinza obtidas com este atributo assemelha-se à afloramentos de rochas vistos no campo. Isto ocorre já que a rotação de fase aplicada após o cálculo das amplitudes RMS ressalta todos os altos contrastes de impedância existentes no dado, que muitas vezes não consegue ser realçado da mesma maneira no dado sísmico convencional, como pode ser visto nas figuras 19 e 20 (Bulhões e Amorim, 2005).



Figura 20 - Time slice do atributo tecVA extraído na área de estudo

Nota: É possível identificar estruturas geológicas, tais como as A) e B) principais estruturas erosivas de estudo do presente trabalho, C) pequenos canais e D) grandes escarpas que não são facilmente visíveis quando testadas em outros atributos.

Fonte: O autor, 2018

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Deposição em ambientes profundos

Grande parte dos conceitos abordados no presente estudo baseiam-se no trabalho de Posamentier e Walker (2006) intitulado "Deep-Water Turbidites and Submarine Fans". Neste artigo, através da geomorfologia sísmica; técnica desenvolvida pelo próprio autor que se vale da interpretação do dado sísmico para resolução de feições geomorfológicas existentes em subsuperfície. No texto são listados conceitos referentes tanto às fácies geológicas quanto aos ambientes deposicionais de água profunda.

Neste cenário, o entendimento da dinâmica dos processos morfológicos é de suma importância para a construção de modelos deposicionais. Tais modelos poderão inferir com extrema acurácia a distribuição de litofácies tanto no tempo quanto no espaço. Como exemplo, é ilustrado na figura 21 um típico ambiente deposicional de águas profundas com seus principais elementos associados.

A seguir serão abordados os principais elementos deposicionais de águas profundas relevantes para o presente estudo; cânions e canais. Além da descrição de cada um deles, serão apresentados também os fatores descritos pelos autores como fundamentais para o controle e geração destas feições.



Figura 21 - Representação esquemática da fisiografia da plataforma continental até o ambiente profundo, com seus principais elementos.

Nota: A zona alimentadora na plataforma é conectada com a porção mais distal através dos cânions e canais. Elementos deposicionais em embiente profundo incluem canais com diques marginais (levees), crevasses, ondas de sedimentos, espraiamento frontal ou lóbulos.

3.2 Principais elementos deposicionais | cânions e canais

Cânions e canais são os condutos primários para o carreamento dos sedimentos desde a plataforma continental até as porções mais profundas de uma bacia. Eles variam significativamente em escala, desde poucos metros de profundidade e largura (neste caso, associados principalmente a estruturas de ravina), até dezenas de quilômetros de largura a alguns quilômetros de profundidade (no caso de cânions submarinos, mais especificamente). Eles tendem a ser estritamente erosionais com uma incisão significativa do substrato (Posamentier e Kolla, 2003).

A principal diferença entre estas duas estruturas consiste na capacidade de confinamento de todo o fluxo sedimentar dentro da respectiva estrutura. Quando a estrutura é competente o suficiente para armazenar todo o fluxo sedimentar, é caracterizado um cânion; caso contrário, um canal (figura 22).



Figura 22 - Ilustração esquemática mostrando o perfil de um A) cânion e B) de um canal

Nota: Fluxos gravitacionais de sedimentos dentro dos cânions estão completamente confinados nas suas paredes. Consequentemente, não há geração de depósitos de diques laterais nas adjacências dos cânions. Por outro lado, nos fluxos ocorridos em canais não há o confinamento total pelas paredes da estrutura de modo que os depósitos de diques laterais se fazem presentes Fonte: modificado de Posamentier e Walker, 2006

O efeito do confinamento parcial por parte da estrutura é que algum vazamento do fluxo irá ocorrer, resultando na construção de ombreiras ou diques laterais (*levees*) nos flancos desse canal. A construção destas estruturas não ocorre quando o fluxo está completamente confinado. Outra diferença clara entre estas estruturas é que considerando que ambos podem ser escavados pela passagem do fluxo turbidítico, cânions são comumente alargados pela fricção dos sedimentos nas paredes da estrutura. Em porções distais dos cânions, conforme a tensão sobre as paredes da estrutura diminui, o fluxo de sedimento tende a aumentar sua altura até um ponto que geralmente excede as próprias paredes do cânion. Este processo faz com que os diques laterais sejam formados e assim seja caracterizada a sua "transformação" em um canal.

3.2.1 Cânions

No que diz respeito ao padrão de reflexão sísmica, geralmente são observadas amplitudes de média a baixa magnitude em refletores não contínuos. Isso acontece pelo fato destes refletores estarem relacionados muitas das vezes a depósitos de transportes de massa provenientes de escorregamentos e fluxos de detritos. Entretanto, canais arenosos podem aproveitar a estrutura pretérita deste cânion, o que é possível observar inclusive em algumas estruturas mapeadas no presente estudo. Nestes casos já são observadas amplitudes sísmicas de maior magnitude em refletores contínuos presentes principalmente próximos à base da estrutura (Posamentier e Kolla, 2003A).

Em alguns casos podem ser encontrados cânions preenchidos com areias, porém isto geralmente ocorre quando canais de menor escala se aproveitam da estrutura principal. O preenchimento dos cânions é na maioria das vezes composto de material fino e é depositada depois do cânion ter sido abandonado.

Se este abandono é devido a interrupção de suprimento sedimentar durante um aumento de nível do mar por exemplo, o seu preenchimento se dará por um sem número de escorregamentos e desmoronamentos das paredes da estrutura com uma contribuição adicional de material hemi-pelágico que gradualmente é depositado (figuras 23 e 24). Godwin e Prior, (1989) afirmam que o cânion do Mississipi por exemplo, possa ter sido preenchido dessa maneira.

Figura 23 - Exemplos de time slices de diferentes atributos sísmicos ressaltando as feições de cânions onde podem ser vistos cicatrizes de desmoronamento das paredes da estrutura.



Fonte: modificado de Posamentier e Walker, 2006





Figura 24 - Time slice no volume de curvatura média da área de estudo

Nota: É possível identificar um padrão bem similar ao apresentado na figura anterior com cicatrizes de desmoronameno bem visíveis nos flancos da estrutura erosiva (em branco, na linha tracejada).
Fonte: O autor, 2018

Em contraste com os cânions previamente abordados, esse tipo de conduto de sedimentos é associado à construção de ombreiras ou diques marginais (*levees*). A sinuosidade de depósitos deste tipo é significativamente menor do que em sistemas meandrantes, por exemplo. Isto ocorre já que os *levees* impedem os canais de apresentarem uma mobilidade lateral considerável (figuras 25 e 26).

Os sistemas de canais com diques marginais podem atingir dimensões gigantescas. Por exemplo, o sistema hoje presente no Leque de Bengala (Ásia) apresenta larguras de 20 km entre as cristas dos diques marginais, e profundidade em torno de 350m que se encontra parcialmente preenchido (Wynn et al., 2007).

Os canais comumente contêm zonas com acumulação de fáceis arenosas próximas as bases do conduto. Alguns autores tais como Mayall e Stewart (2000), Kolla et al. (2001), Sikkima e Wojck (2000) e Abreu et al. (2003) propõem modelos onde o preenchimento se dá por depósitos de fluxos de detritos na sua base sobrepostos por turbiditos amalgamados.

Figura 25 - Mapa em 3D do Canal Einstein localizado no talude superior da área do Canyon Desoto, no leste do Golfo do México.



Nota: A presença dos levees nas extremidades do canal assim como a sua sinuosidade. O canal tem aproximadamente 1.5km de largura de crista a crista (dado sísmico cortesia da Veritas DGC) Fonte: modificado de Posamentier e Walker, 2006.



Figura 26 - Seções sísmicas PSDM com o dado *midfar stack* (onde os offsets mais curtos para aumento da razão sinal-ruído) com interpretação (abaixo) ilustrando alguns canais do Maastritchiano na área de estudo

Nota: As feições de preenchimento com os refletores em amarelo indo ao encontro as paredes da estrutura. Além isso, são observadas algumas feições de transbordamento do tipo overbank (em verde). Figuras com exagero vertical de 6x.

Fonte: O autor, 2018.

3.3 Principais variáveis na formação de cânions e canais

3.3.1 Zona alimentadora

A zona alimentadora pode ser definida como sendo o ponto onde se inicia todo o fluxo turbulento, seja na plataforma ou no talude superior. Tal zona, assim como as características dos sedimentos entregues a esta área são de suma importância para definir a natureza das correntes de turbidez assim como os subsequentes depósitos localizados nas porções mais distais da bacia. É válido salientar que a razão de areia/lama existente nestes sedimentos exerce um papel crucial na determinação do tipo de ambiente a ser gerado, que podem variar desde pequenos diques de canais alimentando grandes zonas de espraiamento frontal, até lóbulos desenvolvidos em porções mais profundas da bacia.

Os sedimentos que são incorporados aos fluxos turbulentos podem ser entregues à zona alimentadora por meio de processos fluviais, eólicos ou até de deriva litorânea. Além disso, estes fluxos turbulentos também podem ser originados simplesmente através da instabilidade de sedimentos presentes em taludes, ocasionados por eventos sísmicos de pequena ou média magnitude.

3.3.2 Razão areia lama

A razão inicial de areia/lama do sistema obviamente irá depender das condições impostas pela zona fornecedora do aporte sedimentar. Entretanto, dependendo de qual seja a proporção de areia para a quantidade de lama existente no sistema, pode haver uma significativa mudança na fisiografia das feições que serão originadas a partir destes fluxos.

Posamentier e Walker (2006) discutem como a distribuição do tamanho dos grãos exerce um controle fundamental no tipo de deposição turbidítica a ser criada. A figura 27 ilustra a relação entre a altura do fluxo total, a altura da parte superior do fluxo (com concentração de finos), a altura do dique de canal (também chamado de *levee*) e a transição resultante entre o dique de canal e o espraiamento frontal na ausência de mudança no gradiente do talude.

Como o fluxo se torna progressivamente mais organizado a medida que ele viaja, a parte

mais fina dos sedimentos começa a se concentrar na parte mais superior do fluxo; ao passo que os sedimentos mais densos tendem a ficar confinados na porção mais inferior. O resultado disso é que a parte mais inferior do fluxo (comumente mais arenoso) fica aprisionado nas paredes do canal. Por outro lado, a parte superior fica acima dessas paredes tendo a liberdade para se expandir lateralmente além das cristas dos diques de canal formando depósitos de *overbank*. Como resultado a este processo, temos a deposição de material fino tanto nas cristas como "fora" dos diques de canais, o que leva a um progressivo empobrecimento de lama por parte do fluxo tubiditico principal.



Figura 27 - Representação gráfica relacionando o fluxo gravitacional, a quantidade de areia do sistema, a altura do levee e a distância dentro da bacia

Nota: Os sedimentos com alta densidade no fluxo estão localizados progressivamente mais próximos da crista do *levee* à medida que o sistema caminha para porções mais distais da bacia. A transição de um sistema de canais em *levee* para um sistema de espraiamento frontal/lobo ocorre quando a parte do fluxo de alta densidade (i.e. a parte rica em matriz arenosa) atinge o estágio de extravasamento, ultrapassando a altura das cristas dos levees. Note também que a maior razão areia/lama também ocorre neste ponto. Fonte: modificado de Posamentier e Walker, 2006

É válido ressaltar que uma parcela mínima de areia também é perdida ao longo do fluxo seja pela natural deposição de areias na base do canal ou pela mistura com a parte de menor densidade e superior do fluxo. Entretanto, proporcionalmente se perde muito mais material argiloso do que arenoso, fazendo com que a razão de areia/lama, de maneira contra- intuitiva, sempre cresça significativamente nas porções mais distais.

Essa progressiva perda da parte superior rica em material argiloso faz com que a altura

do *levee* diminua progressivamente. Em certo ponto, a concentração de areia no fluxo alcança a altura da crista do levee (o que em inglês recebe o nome de estágio *bankfull*). A partir deste ponto a fisiografia é radicalmente modificada, já que o transbordamento não é mais associado a parte argilosa do fluxo, resultando em pacote basicamente arenosos sendo depositados em feições do tipo de *overbank* (figura 28).

Figura 28 -Ilustração de um fluxo gravitacional através de um canal em *levee*. A visão em seção ilustra que o topo do fluxo está exatamente acima da crista do *levee*.



Nota: A parte do fluxo entre o topo do fluxo e a crista do *levee* não está confinada e transborda sistematicamente para fora do canal. Um aumento deste vazamento acontece nas bordas exteriores do canal. Estes locais constituem áreas de deposição preferencial de areia em um ambiente de canais em *levee*. Fonte: modificado de Posamentier e Walker, 2006

Geomorfologicamente, existe um ponto que é expressado como uma zona de transição entre um ambiente com um simples dique de canal para um complexo de canais distributários ou espraiamento frontal (Posamentier e Kolla, 2003A). Também conhecida como ponto de transição, este local representa a zona com maior razão areia/lama, já que a maior parte de material argiloso já foi expulsa do sistema. Com o transbordamento de grande parte do fluxo de sedimentos, existe uma significativa diminuição da velocidade do fluxo e consequente deposição de areias.

Na figura 29 são comparados diferentes proporções de areia e lama em um mesmo sistema para que seja mais visível o entendimento do impacto na fisiografia final do sistema. O que pode ser observado com clareza é que quanto maior for a presença de material fino dentro de um canal, mais tempo ele irá demorar para se espraiar em sistema distributário.





Fonte: modificado de Posamentier e Walker, 2006

Desta maneira, conclui-se que o entendimento da razão de areia/lama de cada sistema se torna crucial para a análise completa na medida em que as características dos fluxos mudam a localização do ponto de transição. Ou seja, se uma sucessão de fluxos mais arenoso for sucedida por fluxos mais argilosos, o ponto de transição irá migrar em direção ao fundo da bacia e terá como resultado a superposição de diques de canal por zonas de espraiamento frontal mais antigo, como pode ser visto na figura 30.

Figura 30 - Superposição de um sistema de canais em levee em uma zona de espraiamento frontal, que pode estar associada a um progressivo aumento de material fino no s fluxos gravitacionais, visto na cross sections da ilustração



Fonte: modificado de Posamentier e Walker, 2006

3.3.3 Fisiografia do talude e da bacia

A morfologia do talude e do sopé também influenciam a deposição dos turbiditos e na formação de cânions e canais em diversos aspectos. Qualquer variação no declive a qual este fluxo é transportado impactará em quando e como estes sedimentos chegarão à porção mais profunda da bacia. A rugosidade do assoalho oceânico associada aos escarpamentos, falhas ou quaisquer outras mudanças abruptas no gradiente do talude também pode influenciar profundamente na deposição turbiditica.

No que diz respeito às rugosidades do assoalho oceânico, quanto mais longe um fluxo viaja sem que haja uma significativa quebra na declividade, mais o fluxo arenoso tende a se tornar mais concentrado em direção a base do fluxo e, consequentemente, fazer com que o material mais argiloso se concentre em seu topo. Posamentier e Kolla (2003) criaram uma matriz com diversos exemplos que relacionam as variações no declive do sistema com a razão areia/lama (figura 31a).

Figura 31: a) Matriz de possíveis respostas de locais para o ponto de transição perante a variação de razão areia/lama e curvatura do talude. b) fluxo de turbidez através de um canal de levee até as porções mais distais c) representação dos vetores de fluxo em mudanças consideráveis de declividade



Fonte: modificado de Posamentier e Walker (2006)

Como pode ser visto nas figuras 31b e 31c, os maiores vetores do fluxo são basicamente paralelos à direção do canal. Além deles, existe uma força de menor magnitude contra as paredes do canal. A partir do momento que o canal encontra uma mudança brusca na declividade do talude os vetores laterais aumentam consideravelmente formando possíveis zonas de espraiamento que não necessariamente estariam relacionadas aos pontos de transição. Por exemplo, estas zonas podem ser encontradas quando lobos arenosos são depositados em pequenos terraços caracterizados por uma abrupta mudança na sua declividade do talude sem que haja de fato a migração para o sopé continental.

3.4 Dinâmica de migração dos cânions atuais na porção sul da Bacia de Campos:

Atualmente, o talude da Bacia de Campos é composto por inúmeros cânions de diferentes magnitudes e formas, onde alguns dos conceitos até aqui apresentados podem ser observados. Almeida e Kowsmann (2015) apresentam a caracterização geomoforlógica regional das principais feições do fundo do mar da Bacia de Campos nas províncias fisiográficas do talude continental, focando na descrição dos principais cânions e canais submarinos existentes. Com dados de *multibeam* e batimetria de varredura por interferometria de sonar, os autores se basearam no trabalho de Schreiner et al. (2008) para conseguir imagens de altíssimo detalhe do assoalho oceânico (figura 32).

Quando são comparadas a localização dos principais cânions atuais com os sistemas fluviais fluminense identifica-se uma alta correlação entre estas estruturas. Desta maneira, o sistema do rio Paraíba do Sul pode ser facilmente apontado como a principal zona alimentadora de grande parte dos cânions observados. Este processo provavelmente é iniciado em períodos com significativa queda do nível do mar onde os rios conseguiam levar sedimentos até próximo a quebra da plataforma continental. Como exemplo, é descrito uma das principais estruturas do assoalho oceânico moderno; o cânion Almirante Câmara, que segundo Pelizzonni (2005) é gerado no Oligoceno Superior logo após uma expressiva queda do nível do mar, sendo atuante até o Quaternário (figura 33).

Também é observado que os cânions se formam apenas em zonas de alta declividade, com mergulhos a partir de 5° graus; ocorrendo desde a quebra da plataforma até a base do talude. A partir deste ponto ocorre a transição para um sistema de canais onde os turbiditos começam a ser depositados. Como descrito na seção 3.3.2, a distância percorrida pelo fluxo irá depender da razão areia/lama do sistema, definindo a zona onde haverá a transição de uma simples estrutura para um sistema distributário de canais.

No trabalho apresentado por Almeida e Kowsmann (2015), três sistemas de cânions podem ser identificados na bacia; os cânions do Grupo Nordeste, composto pelos cânions Almirante Câmara, Tabajara, Curumim, Grussaí, Itapemirim e São Tomé (Brehme, 1984, Viana *et al.*, 1998, 1999); os cânions do Grupo Sudeste composto pelos cânions Goitacá, Tupinambá, Temiminó, Tamoio e Tupiniquim; e os cânions do Grupo Sul-Sudeste (Reis, 1994; Viana *et al.*, 1999).

Dentre todas as estruturas, os cânions do Grupo Nordeste (indicados nas figuras 32 e 33) são os que merecem maior atenção pelas proporções que evidenciam um sistema mais ativo. Isto provavelmente está relacionado ao sistema fluvial mais atuante do Paraíba do Sul, que pode também ser evidenciado pela maior complexidade identificada no assoalho marinho das porções mais profundas da bacia.

É válido salientar que os cânions São Tomé e Almirante Câmara são utilizados como análogos nas comparações com as estruturas de interesse do presente estudo, uma vez que se faz possível a correlação fisiográfica dos cânions atuais com as estruturas mapeadas no dado sísmico.



Figura 32 - Modelo digital da geomorofologia indicando as principais feições geomorfológicas do fundo do mar da bacia de Campos

Nota: Uma maior complexidade nas estruturas do sopé continental da parte norte da bacia é observada. Este comportamento indica que os cânions do Grupo Nordeste foram os últimos a levar sedimentos para as porções mais profundas da bacia.

Fonte: Schreiner et al., 2008



Figura 33 - Distribuição de fácies sedimentares distribuidas no assoalho oceânico da Bacia de Campos, com a sua respectiva correlação com a carta estratigráfica simplificada

Nota: Correlação entre a desembocadura do sistema fluvial do Paraíba do Sul com o cânion Almirante Câmara. Fonte: Machado et al., 2004.

4 RESULTADOS

Com base em mapeamento de detalhe com volume sísmico de amplitudes e suporte de diferentes atributos sísmicos, três feições são destacadas na área e são objetos deste estudo: os cânions A, B e C (figura 34). Estruturas internas também foram estudadas e são compostas por eventos de escorregamento, transporte de massa e canais de pequena magnitude.

Todas estas feições foram fundamentais para o entendimento da paleo-fisiografia do talude da bacia de Campos no Paleógeno, além do impacto das variações relativas do nível do mar na morfologia das mesmas. Com este propósito, a correlação com os estudos de Posamentier e Walker (2006), além do estudo de Almeida e Kowsmann (2015) onde são apresentadas interpretações a respeito da geomoforlogia atual no talude da Bacia de Campos foram de extrema valia para o presente trabalho.

A seguir, são apresentadas todas as feições mapeadas separadamente:

Figura 34 - Seção sísmica PSDM *mid-far stack* ilustrando os três cânions mapeados, com o mapa de localização dos mesmos. Exagero vertical de 3x





Fonte: O autor, 2018

4.1 Cânion A

Localizado na parte mais sudoeste da área de estudada, o cânion A apresenta direção E-W, largura em média de 7 km e 350m de espessura. É composto pos canais internos que variam significativamente em suas medidas não excedendo 2 km de largura e 200m de espessura. A estrutura é mapeada por 20 km dentro da área de estudo, porém se estende além do volume sísmico disponbilizado, não sendo possível definir com acurácia a sua dimensão (figura 35).

Devido à alta complexidade dos canais internos, não foi possível resolver muitas das questões no dado sísmico convencional no que diz respeito às sucessivas e complexas terminações sismoestratigráficas de alta amplitudes existentes nas bordas dos canais. Neste cenário, o atributo de *tecVA* se mostrou muito eficaz para auxiliar o mapeamento dos eventos internos, facilitando o delineamento das bordas dos canais tanto em análise em *time slices* (figura 20) quanto em sessões sísmicas (figura 36).





Nota: na seção sísmica pode ser vista a dificuldade em realizar o mapeamento dos canais internos com base apenas no volume convencional (acima). O atributo tecVA salienta tanto as bordas quanto o preenchimento dos canais apresentando sismofáceis diferentes que facilitam a separação dos eventos internos Fonte: O autor, 2018



Figura 36 - Mapa estrutural em tempo do cânion A (acima), com uma seção cruzando a estrutura

Fonte: O autor, 2018.

Este padrão é oriundo de um episódio de sucessivas fases de preenchimento e erosões destas estruturas. No entanto, segundo Posamentier e Walker (2006) a presença destes canais localizados dentro de um cânion também pode acontecer porque a razão de areia/lama no sistema aumenta de tal maneira que o conduto principal não é mais competente o suficiente para aprisionar todo sedimento contido dentro dele. Assim, cria-se uma zona crítica onde passa a haver o extravasamento do fluxo sedimentar.

A fim de corroborar esta interpretação, foram analisados dois poços exploratórios que perfuraram o cânion A (figuras 37 e 38). No poço 1 foi testada uma zona relativamente mais proximal a estrutura, onde os canais internos são perfurados quase que em toda sua totalidade próximos aos seus eixos centrais. Além disso, também são observados refletores com altas amplitudes e terminações sísmicas bem marcadas sugerindo a presença de areia. É valido salientar que, de acordo com Posamentier e Walker (2006) estes são fortes indícios sísmicos para a presença de corpos arenosos dentro de cânions.



Figura 37 - *Time slice* do volume de curvatura média ressaltando o cânion A (no alto à esquerda), perfil litológico interpretado do poço 1 (à direita) e seção sísmica perpendicular ao cânion A, cruzando o poço 1.

Nota: Grande quantidade de areia no poço (200m diante dos 580m referentes ao intervalo analisado) que encontram uma alta correlação com os refletores de alta amplitude (estrelas no perfil e no dado sísmico). Fonte: O autor, 2018

Por sua vez o poço 2, que está localizado 2,5km mais a juzante, cruza basicamente a borda das estruturas internas em zonas onde a resposta sísmica apresenta refletores com pouca ou quase nenhuma amplitude significativa.

Desta maneira é observado um resultado bem diferente quando compara-se os dois poços; já que enquanto no poço 1 são encontrados espessos pacotes de areia ao longo de toda a estrutura (200m diante dos 580m referentes à estrutura mapeada), no poço 2 só foram encontrados aproximadamente 30m de areia de um total de 600m de intervalo analisado.

Figura 38 - *Time slice* do volume de curvatura média ressaltando o cânion A (no alto à esquerda), perfil interpretado do poço 2 (à direita) e seção sísmica perpendicular ao cânion A, cruzando o poço 2. Neste caso não há uma grande quantidade de areia (menos de 30m diante de um total de mais de 600m analisado







Nota: As únicas zonas com areias contém refletores de alta amplitude. Fonte: O autor, 2018.



A morfologia interna do cânion A com seus inúmeros eventos internos pode ser associado a uma estrutura moderna encontrada atualmente no talude continental da Bacia de Campos, o Cânion São Tomé.

Com direção NW-SE, o cânion tem cerca de 25km de extensão e é classificado como maduro sob o ponto de vista evolutivo, uma vez que ele atravessa a quebra da plataforma e funciona como uma zona de *by-pass* de sedimentos arenosos da plataforma para o Platô de São Paulo (Almeida e Kowsmann, 2015).

Embora o Cânion São Tomé apresente duas cabeceiras bem desenvolvidas junto a quebra da plataforma, também são observadas feições de menor magnitude à sul destas duas estruturas principais. A contribuição de todos estes condutos forma uma fisiografia complexa com inúmeros eventos internos na faixa central da estrutura. Sugere-se que este domínio se assemelhe com o cânion A mapeado no presente trabalho, principalmente sob um ponto de vista fisiográfico (figura 39).

Figura 39 - Imagem do relevo sombreado do fundo do mar em perspectiva do Cânion São Tomé (à esquerda, modificado de Almeida e Kowsmann, 2015) e uma seção sísmica similar cruzando o cânion A





Nota: Na figura à esquerda são marcadas possíveis estruturas (setas pretas) que podem contribuir para o alargamento da estrutura, resultando em uma feição similar ao cânion A principal (à direita). Os canais internos identificados no cânion A podem estar relacionadas à feições similares às observadas no análogo moderno.

Fonte: O autor, 2018

4.2 Cânion B

Apresentando uma direção NW-SE, o cânion B é o que possui as maiores dimensões dentre todas as estruturas mapeadas, com média de 6 km de largura no seu eixo principal (chegando até 11km de borda a borda) e 500m de espessura. Localizada na parte central do volume sísmico, esta estrutura é fortemente afetada por múltiplas provenientes das areias

cimentadas presentes no intervalo do Mioceno superior. Isto compromete análise mais criteriosa, principalmente, no que diz respeito ao conteúdo de amplitude existente nesta feição.

Com sismofácies de amplitudes baixas dispostas de maneira caótica, foi interpretado que grande parte da sedimentação existente é oriunda de significativos episódios de transporte de massa. Acredita-se que esta assinatura sísmica possa indicar um preenchimento predominantemente lamoso, conforme indicado pelo poço perfurado no local. O poço 3 perfura apenas a borda do cânion não encontrando depósitos significativos de areia (figura 40).





Nota: O poço só cruza a borda do cânion, porém não encontra nenhum corpo arenoso. Fonte: O autor, 2018

Diferentemente do cânion A, esta feição não apresenta grande quantidade de estruturas internas. As principais discordâncias existentes provavelmente estão relacionadas a sucessivos episódios de transporte de massa ao longo do eixo principal do cânion.

Com base nas análises dos volumes de curvatura média e *semblance* pode se inferir que o cânion B provavelmente foi preenchido somente após o cessamento do processo erosivo que o gerou (figura 41). De acordo com Posamentier e Walker (2006) estas feições de escorregamento identificadas tanto nas paredes da estrutura como no seu eixo principal são o maior indicativo desta hipótese. Estes escorregamentos geralmente acontecem devido a um abandono da estrutura através da interrupção de aporte sedimentar resultante de um processo rápido de subida de nível do mar.

Figura 41 - Dip slice do atributo de curvatura média ressaltando a área do cânion B, onde na figura B pode ser destacada algumas das feições de interesse. (Continua)





Figura 41 - Dip slice do atributo de curvatura média ressaltando a área do cânion B, onde na figura B pode ser destacada algumas das feições de interesse (Conclusão)

Nota: As setas brancas indicam o fluxo. Note também que diferentemente da estrutura anterior (cânion A) inúmeros deslizamentos podem ser observados ao longo do eixo principal do cânion. Fonte: O autor, 2018

4.3 Cânion C

O cânion C está localizado na porção mais nordeste da área de estudo, possuindo em média 2km de largura (chegando a 4km em alguns pontos) e 250m de espessura. Foi mapeado ao longo de todo o volume sísmico disponibilizado totalizando 21,5km de extensão. Com direção principal NW-SE, o cânion apresenta algumas variações em seu azimute tal qual o cânion B, provavelmente relacionadas à falhas regionais que não são identificadas no volume sísmico disponibilizado (figura 42).



Figura 42 - Mapa estrutural em tempo (esquerda) e seção sísmica perpendicular ao cânion C

Nota: Podem ser vistas duas sismofácies no preenchimento da estrutura. Na sismofácie 1 um padrão mais caótico é observado, ao passo que a sismofácie 2 indica geometria plana-paralela. Fonte: O autor, 2018

No que diz respeito ao seu preenchimento o cânion em questão apresenta dois intervalos com sismofáceis significativamente diferentes. Na base da estrutura é observada uma sismofácies caótica com refletores de baixa amplitude (sismofácie 1 na figura 42), sugerindo padrão de escorregamento (*slump*) que é visível tanto nas seções sísmicas (figura 42) quanto nos mapas de curvatura média (figuras 43 e 44).

Garske et al. (2015) afirmam que estes escorregamentos submarinos são mecanismos comuns e muito eficazes de transferência de sedimentos do talude superior para as porções mais profundas das bacias oceânicas, muitas vezes até mesmo se aproveitando do eixo central de um cânion pré-existente. Diferentemente do que é visto no cânion B, onde o preenchimento se dá basicamente por transporte de massa, este padrão de escorregamento parece só ocorrer na porção mais inferior do cânion C.

Já em um segundo momento é identificado um padrão com refletores dispostos de maneira plano-paralela (sismofácies 2 na figura 42), sugerindo que a sedimentação nesta etapa ocorreu provavelmente após o témino do fluxo erosivo em um processo de subida do nível do mar. Na figura 44 fica fácil observar esta diferença através da interpretação de duas seções sísmicas perpendiculares entre si, onde a discordância entre as duas sismofáceis é vista claramente.

Ademais, através do atributo de curvatura média é possível identificar com mais facilidade padrões de escorregamento evidenciados pelas cicatrizes presentes ao longo das paredes do cânion. Neste cenário sugere-se que estas feições mais proeminentes no cânion C podem ser resultado de uma maior inclinação das paredes da estrutura, que atinge até 9° diante de 6° das outras superfícies mapeadas.



Figura 43 - Dip slice do volume de curvature média ressaltando o cânion C

Nota: Reparar na área em detalhe (à direita) onde podem ser ressaltadas inúmeras cicatrizes de desmoronamento. Próximo a feição A pode inclusive ser visualizado uma assinatura sísmica mais caótica, que pode ser associado como resultado do desmoronamento das paredes do cânion. Fonte: O autor, 2018.





Nota: São mostradas duas linhas sísmicas na zona onde há um alargamento da estrutura possibilitando a identificação de dois intervalos com sismofáceis distintas (separadas pela linha branca tracejada nas duas seções sísmicas). Na parte inferior encontram-se refletores mais desorganizados dispostos de maneira caótica, sugerindo a presença de uma grande feição em *slump* que também pode ser observada no mapa de curvatura média. Por outro lado na parte superior são encontrados clinoformas com feições em *downlap*, indicando um período de queda do nível eustático do mar. Em vermelho é marcada a projeção do *dip slice* mostrado no volume de curvatura média acima.

Fonte: O autor, 2018

O atributo de coerência definitivamente se mostra como uma das mais eficazes ferramentas na identificação de feições de interesse na análise morfológica de cada um destes cânions. Neste exemplo é possível comparar feições observadas no cânion C com estruturas similares presentes no cânion atual de Almirante Câmara, localizado na porção central da Bacia de Campos e que está relacionado a desembocadura do sistema fluvial do rio Paraíba do Sul (Pelizzoni, 2005).

O Cânion Almirante Câmara corta a borda da plataforma continental atual a partir da cota batimétrica de 70m se estendendo por mais de 35km ao longo do talude continental (Almeida e Kowsmann, 2015). Formado no Oligoceno Superior, esta feição pode ser considerada como um dos principais condutos de sedimentos para as porções mais profundas da bacia em um passado recente.

É interessante observar que muitas das feições interpretadas no cânion atual possam também ser identificadas no cânion mapeado aqui, tais quais as cicatrizes semicirculares de desmoronamento e os terraços em degraus (figura 45).

Figura 45 - Imagem em perspectiva do relevo sombreado do fundo do mar do Cânion Almirante Câmara (esquerda, extraído de Almeida e Kowsmann, 2015) e *dip slice* de curvatura média interpretado ao longo do cânion C



Fonte: O autor, 2018
5 DISCUSSÕES

5.1 Formação e desenvolvimento das três estruturas:

Com base em todas as estruturas anteriormente descritas é possível abordar a paleofisiografia do talude da Bacia de Campos no Paleógeno, assim como os agente responsáveis pela formação das estruturas de interesse do presente estudo. Uma primeira observação que se torna evidente ao analisar o mapa das superfícies interpretadas consiste na similaridade da direção principal de drenagem dos três cânions, que varia de E-W para a direção principal de mergulho da bacia NW-SE (figura 46).

Figura 46 - Mapa estrutural em tempo (ms) dos três principais cânions do presente estudo, com a direção principal NW-SE, seguindo a direção principal de mergulho da bacia



Fonte: O autor, 2018

A hipótese levantada no presente trabalho é a de que estes cânions foram formados provavelmente entre o Paleoceno Superior e o Eoceno Inferior em um período de significativa queda do nível do mar; onde o sistema fluvial associado ao Gráben da Barra de São João tenha funcionado como principal zona alimentadora para o fluxo sedimentar que foi transportado por estas estruturas. Zalán e Oliveira (2005) demonstram em mapas que o Gráben da Barra de São João pode ter sido a principal estrutura responsável pela captura e posterior deposição de sedimentos cenozóicos na porção sul da Bacia de Campos (figura 47).

Auxiliado por uma plataforma continental estreita aliada a presença de um feição estrutural de grandes proporções (Alto de Cabo Frio), pode-se dizer que os cânions encontram uma relação direta com o sistema fluvial existente naquela época que foi de certa maneira potencializado pelo soerguimento das serras do Mar e da Mantiqueira.

Figura 47 - Detalhe do sistema de drenagemdo Rifte Litorâneo que é intepretado como sendo o responsável pela formação dos principais cânions mapeados no presente trabalho (área de estudo destacada no quadrado verde)



Fonte: modificado de Zalán e Oliveira, 2005.

Mesmo havendo um significativo aporte sedimentar no Paleoceno Inferior antes da formação dos cânions de interesse, oriundos da então recém-formada Serra do Mar, não houve um recobrimento total da plataforma carbonática albiana existente (Grupo Macaé), como observados nas seções sísmicas da figura 48. Toda a sedimentação do Cretáceo Superior e Paleoceno Inferior não é identificada nas porções mais *updip* do volume sísmico, instalando-se majoritariamente nas porções mais profundas. Deste modo, alguns grandes desníveis observados na plataforma carbonática se mantém nos intervalos superiores.

Como descrito no capítulo 1.2, os carbonatos do Grupo Macaé são caracterizados predominantemente pela sedimentação marinha rasa, onde pode ser ressaltado um domínio de sistemas de rampas com carbonatos de alta energia que seguem o mergulho NW-SE da bacia. Sob um ponto de vista geofísico, o intervalo de Macaé é caracterizado por apresentar altos contrastes nas suas propriedades acústicas (velocidade da onda P e densidade), resultando em refletores sísmicos de alta amplitude que facilitam a identificação de grandes escarpas nas porções mais *updip*, além de uma quebra de plataforma muito bem marcada, apresentando significativos desníveis que chegam até a 700m, como observado na Falha de Campos.

É válido mencionar que na parte mais *updip* da área de estudos, o volume sísmico não conta com uma interpretação contínua do Topo Macaé, de modo que não se faz possível a correlação direta entre esta plataforma carbonática e os três cânions previamente descritos, com exceção do cânion B. Neste caso, é possível identificar que a fisiografia da plataforma carbonática é um fator de controle para a formação do cânion, já que pode ser identificado um recuo da quebra da plataforma à montante do cânion B (figura 49). Embora não seja possível mapear a extensão do Topo do Macaé até a cabeceira dos cânions A e C, acredita-se que ocorra uma dinâmica similar à encontrada na parte mais central do volume sísmico com variações na quebra da plataforma carbonática condicionando a cabeceira dos cânions.

No entanto, através da interpretação sísmica também é possível sugerir que a fisiografia da bacia no Paleógeno é distinta da observada atualmente (figura 33), com uma plataforma continental bem menos desenvolvida e estreita.

Além do mapa estrutural do Topo do Macaé, o atributo sísmico de *semblance* mostrouse extremamente útil para o entendimento de toda a complexidade estrutural existente. Na figura 50 é mostrado um *horizon slice* onde a resposta do atributo sísmico é mostrada diretamente no horizonte interpretado, ilustrando com bastante clareza as inúmeras escarpas e rampas de menor magnitude que condicionam a morfologia do cânion B.



Figura 48 - Seção sísmica ilustrando a porção mais rasa da plataforma carbonática até o talvegue do cânion B

Nota: Pode ser observada a correlação entre a plataforma carbonática albiana (azul) e o cânion B (linha branca tracejada). Notar que apenas onde são identificadas escarpas na plataforma carbonática albiana são vistos variações consideráveis na morfologia do cânion B. Fonte: O autor, 2018



Figura 49 - Topo Macaé em profundidade (acima) e com a sobreposição dos três cânions de interesse (abaixo).

Nota: Correlação entre as duas estruturas, com uma sugestão da quebra da plataforma carbonática (linha branca tracejada) com seu eventual desenvolvimento até o Paleógeno (linha vermelha tracejada) que explicaria a leve diferença na direção da cabeceira do cânion A

Fonte: O autor, 2018





Nota: Mapa interpretado representando as escarpas que influenciam a morfologia do cânion B. Notar relação com figura 47.

5.2 Migração dos cânions no Paleógeno

Outro ponto relevante na interpretação dos resultados recai sobre a migração dos sistemas erosivos indo de sudoeste para nordeste indicada pelas interpretação sísmica dos três principais cânions mapeados no estudo. Na figura 51 é possível observar a ordem dos eventos erosivos com base na sua correlação crono-estratigráfica.

Figura 51 - Seção sísmica PSDM cruzando os três cânions mapeados com o detalhe da extrapolação das interpretações (em amarelo)



Nota: Ordem cronológica dos cânions com base na sua correlação crono-estratigráfica, onde o cânion C é mais novo que o cânion B que por sua vez é mais novo que o cânion A. Fonte: O autor, 2018

Almeida e Carneiro (1998) apontam o soerguimento da Serra do Mar ocorrido no Paleoceno como o principal responsável por esta tendência. Os autores sugerem que após o soerguimento desta cadeia montanhosa, uma enorme quantidade de sedimentos passou a ser depositada tanto na Bacia de Santos quanto no sul da Bacia de Campos.

É importante salientar que a evolução da zona alimentadora do sistema pode ser observada com base no preenchimento dos três cânions. Enquanto no cânion A são identificados diversos canais internos de alta complexidade, nos cânion B e C os padrões de preenchimento são dispostos de maneira plana-paralela, onde diferentes atributos indicam um alto grau de desmoronamento de suas paredes.

De acordo com Posamentier e Walker (2005), este comportamento indica uma menor energia da zona alimentadora a medida que o sistema migra para nordeste e vai se afastando das zonas de maior declive. Com base na figura 49, pode ser observado que enquanto o cânion A encontra-se próximo a quebra da plataforma carbonática, os cânion B e C estão dispostos relativamente mais distantes da zona alimentadora. Esta distância faz com que nos cânions B e C tenham seus preenchimentos compreendidos muito mais pelo desmoronamento das suas próprias paredes e deslizamentos ao longo dos seus talvegues do que propriamente por um expressivo aporte sedimentar.

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A porção sul da Bacia de Campos é uma área onde historicamente há uma carência de trabalhos publicados, o que pode ser explicado em parte pela pequena quantidade de campos produtores de óleo e gás na área.

A análise das arquiteturas internas dos elementos de depósitos em sub-superfície é um elemento chave para a compreensão das estruturas erosivas presentes no Paleógeno. Através da análise de diversos atributos sísmicos, onde pode ser destacado o volume de curvatura média, foi possível identificar inúmeros exemplos apresentados na literatura para a melhor caracterização de cada uma das estruturas de interesse, onde tornam-se evidentes as diferenças entre cânions e canais.

As três estruturas apresentaram características diferentes a respeito do seu preenchimento; no cânion A por exemplo, foi observado um grande número de eventos internos onde somente através da utilização do volume de *tecVA* foi possível realizar o mapeamento em detalhe destas estruturas. Nos outros dois cânions, feições de desmoronamento foram identificadas tanto nas seções sísmicas convencionais, quanto em volumes de curvatura média e *semblance*.

Este comportamento indica que os cânions B e C provavelmente tiveram um longo tempo sem aporte de sedimentos, fazendo com que grande parte do seu preenchimento tenha sido oriundo do desmoronamento de suas próprias paredes. Feições atuais similiares existentes no assoalho oceânico da Bacia de Campos tais como os cânions Almirante Câmara e São Tomé foram utilizados no intuito de auxiliar no entendimento da morfologia dos cânions localizados em sub-superfície.

Em termos estruturais, foi possível correlacionar de maneira direta as feições erosivas mapeadas aqui com o surgimento do SRCSB, onde é proposta uma relação da porção sul da bacia com os sistemas de drenagem capturados pelo Rifte Litorâneo.

Deste modo, a geração da Serra do Mar pode ser apontada como mecanismo fundamental para a sedimentação ao longo de toda a bacia no Paleógeno. O rifte Litorâneo também teve a sua importância já que através do sistema fluvial provavelmente encaixado no Gráben da Barra de São João, funcionava o principal agente de transporte do sistema desde a Serra do Mar até as porções mais profundas da Bacia de Campos (Zalán e Oliveira, 2005).

A quantidade de sedimentos mobilizada por estas estruturas é no entanto incerta, uma vez que não são encontrados expressivos pacotes arenosos nas porções mais distais próximas

à area de estudo. De todo modo, acredita-se que a quantidade de sedimentos mobilizada na porção sul da Bacia de Campos tenha sido significativamente menor do que a transportada mais ao norte, que até os dias de hoje tem no sistema fluvial do Paraíba do Sul um ativo agente transportador de sedimentos.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, A.G.,KOWSMANN, R.O. 2015. Geomorfologia do talude continental e do Platô de São Paulo. In: Kowsmann, R.O., editor. Geologia e Geomorfologia. Rio de Janeiro: Elsevier. Habitats, v.1. p. 33-66

BERLINGER, S., VAN WESS, J-D., CLOETINGH, S., DOUST, H., 2012. Tectonic Subsidence History and Source-Rock.

BERTON, F., VESELY, F. F., 2016, Seismic expression of depositional Maturation in the Campos Basin, Brazil. Petroleum Geoscience Vol. 18. EAGE. Pp 153-172. elements associated with a strongly prograadational shelf margin: northern Santos Basin, southeastern Brazil, Brazilian Journal of Geology, 46 (4), pp. 585-603

BULHÕES, E.M., AMORIM, W.N., 2005, Princípio da SismoCamada Elementar e sua aplicação à Técnica Volume de Amplitudes (tecVA), 9° Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica

CAMPION, K., SPRAGUE, A., SULLIVAN, M., 2011. Architectural Hierarchy and Lithofacies Distribution of Deep-Water Channels in the Capistrano Formation: A Model for Prediction of Reservoir Elements in Confined Channel Systems. Geological Society, London.

DAVIDSON, I., 2007. Geology and Tectonics of the South Atlantic Brazilian Salt Basins. Special Publications 272, Geological Society, London., pp. 345-359.

CONTRERAS, J., ZUHKLE, R., BOWMAN, S., BECHSTADT, T., 2010, Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the Southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins), Marine and Petroleum Geology 27, pp. 1952 – 1980

DE GASPERI, A., CATUNEANU, O., 2012, Sequence stratigraphy of the Eocene turbidite reservoirs in Albacora field, Campos Basin, offshore Brazil, AAPG Bulletin, V.98, No 2, pp. 279-313

GAMBOA, L. A. P., ESTEVES, F. R., SHIMABUKURO, S., CARMINATTI, M., PERES, W. E., SOUZA CRUZ, C. E., 1986, Evidências de variações de nível do mar durante o Oligoceno e suas implicações faciológicas, Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Goiás, V.1

HALL, M., TROULLIOT, E., 2004. Predicting stratigraphy with spectral decomposition. CSEG National Convention / Section: Great Explorations – Canada and Beyond.

JESUS, C., TAKAYAMA, P., 2016. Reducing Exploration Risk with Spectral Decomposition, Rio Oil&Gas 2016 Expo and Conference.

KISHORE, M., SHARMA, S., KUMAR, B., SRIVASTAVA A., 2006. An Aproach to Net Thickness Estimation Using Spectral Decomposition. Geohorizons, January/61.

KLEIN, P., RICHARD, L., JAMES, H., 2008, 3D Curvature Attributes: a new approach for

seismic interpretation, First Break, volume 26, pp. 105 – 112

MARCONDES, L., 2010. Mapeamento Sísmico 3D das Rochas Vulcânicas Terciárias da Região do Alto de Cabo Frio – Bacia de Campos, RJ.

MOHRIAK, W. U., 2003, Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira XXXX

MOHRIAK, W.U. & BARROS, A.Z.,1990. Novas Evidências de Tectonismo Cenozóico na Região Sudeste do Brasil: o Gráben de Barra de São João na Plataforma Continental de Cabo Frio,Rio de Janeiro. Revista Brasileira de Geociências, v. 20 (1-4), p. 187 - 196.

MOHRIAK, W.U., MAGALHÃES, J.M., 1993. Estratigrafia e evolução estrutural da área norte da Bacia de Santos, Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro: SBG, p.19-23

MOHRIAK, W.U., MELLO M. R., KARNER, G. D., DEWEY, J. F., MAXWELL, J. R., 1989. Structural and Stratigraphic Evolution of the Campos Basin, Offshore Brazil: AAPG Memoir M 46, Chapter 38: Analogs, p. 577-598. Id A156.

MUTTI, E., BERNOULLI, D., LUCCHI, F. R., TINTERRI, R., 2009, Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins, Sedimentology (2009) 56, pp. 267-318

OREIRO, S.G., 2002. Magmatismo e Sedimentação em uma Área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no Intervalo Cretáceo Superior – Terciário. Dissertação de Mestrado, UERJ, Rio de Janeiro, 94p.

PEDRO, A.J., 2005. Utilização de Sismoestratigrafia no Estudo da Atuação do Alto de Cabo Frio sobre a Sedimentação na Porção Sul da Bacia de Campos. Dissertação de Mestrado – UFF. Niterói.

PELLIZZON, M., 2005, Caracterização das unidades sísmicas, processos sedimentares e idade do cânion Almirante Câmara, Bacia de Campos; Dissertação de Mestrado, UFF

POSAMENTIER, H. W., KOLLA, V., 2003. Seismic Geomorphology and Stratigraphy of Depositional Deep-Water Deposits Elements in Deep-Water Settings, Journal of Sedimentary Research SEPM, Pages 367 - 388, Volume Vol. 73, Issue No. 3.

POSAMENTIER, H. W., WALKER, R. G., 2006, Deep water turbidites and submarine fans, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication no 84, pp. 397-520

SPADINI, A. R., ESTEVES, F. R., BRITO, D. D., AZEVEDO, R. L. M., RODRIGUES, R., 1988, The Macaé formation. Campos basin, Brazil: its evolution in the contexto of the initial history of the south atlantic, Revista Brasileira de Geociências 18(3), pp. 261-272

TOMAZ, E. A., 2005, Mapeamento de paleocanais ao longo da planície costeira do Rio Paraíba do Sul e plataforma continental da Bacia de Campos e sua possível relação com a evolução do canion Almirante Câmara, Dissertação de Mestrado, UFRJ, Rio de Janeiro

ZALAN, P.V., OLIVEIRA, J.A.B., 2005, Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozoicos do sudeste do Brasil, Boletim Geociências Petrobras, Rio de Janeiro, v.13, n.2, p.269-300.