

Fernando Bastos Aragão

**CARACTERIZAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA DE UM
PALEOCÂNION DO EOCENO DA BACIA DE CAMPOS E SEU ESTILO
DE PREENCHIMENTO SEDIMENTAR**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2011



UFRJ

Fernando Bastos Aragão

**CARACTERIZAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA DE UM PALEOCÂNION DO
EOCENO DA BACIA DE CAMPOS E SEU ESTILO DE PREENCHIMENTO
SEDIMENTAR**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Rio de Janeiro
Dezembro de 2011

FERNANDO, Bastos Aragão

Caracterização Sismoestratigráfica de um Paleocânion do Eoceno da Bacia de Campos e seu estilo de Preenchimento Sedimentar / Fernando Bastos Aragão - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2011.

xii, 70 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2011.

Orientador: Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

1. Geologia. 2. Estratigrafia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Leonardo Fonseca Borghi da Fonseca. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Fernando Bastos Aragão

CARACTERIZAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA DE UM PALEOCÂNION DO
EOCENO DA BACIA DE CAMPOS E SEU ESTILO DE PREENCHIMENTO
SEDIMENTAR

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Geólogo.

Orientador:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Aprovada em: 13.dez.2011

Por:

Orientador: Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

Aristóteles de Moraes Rios Netto (UFRJ)

Mauro Torres Ribeiro (OGX Petróleo & Gás)

UFRJ
Rio de Janeiro
2011

UFRJ
Rio de Janeiro
2011

Agradecimentos

Aos meus companheiros de trabalho da OGX Petróleo & Gás, por toda a força e ajuda em algumas etapas do meu trabalho, pelas sugestões e paciência para ajudar em questões referentes à sísmica e nos programas de interpretação utilizados.

À ANP – Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – pelo comprometimento com os trabalhos acadêmicos e por ter cedido dados que foram importantes para o meu trabalho.

Agradeço à Petroleum Geo-Services (PGS), pela permissão para o uso dos dados sísmicos utilizados neste trabalho, e que estão sob concessão da OGX Petróleo e Gás, foram cruciais para a sua realização.

Ao professor e orientador Leonardo Borghi, pela paciência, sugestões e ensinamentos passados, foram de grande ajuda para sucesso do trabalho.

Agradeço a todos os professores pelos conhecimentos passados durante a minha graduação e pela dedicação no aprendizado dos alunos.

Enfim, agradeço a todos os meus companheiros que estiveram envolvidos direto ou indiretamente na realização deste trabalho e com certeza a ajuda de vocês foi de grande valor para a minha vida profissional, muito obrigado.

Resumo

ARAGÃO, Fernando B. **Caracterização Sismoestratigráfica de um Paleocânion do Eoceno da Bacia de Campos e seu Estilo de Preenchimento Sedimentar.** 2011. xii, 70. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O presente trabalho tem como objetivo a caracterização sismoestratigráfica de um paleocânion de idade Eoceno Médio, com direção W-E, localizado na porção sul da bacia de Campos e do seu estilo de preenchimento sedimentar, sendo realizados através da análise de fácies sísmicas, mapas de isópaca e contorno estrutural. Para tal, foram aplicados os conceitos de sismoestratigrafia no cubo sísmico disponível, assim como foram utilizados dois (2) poços para análise sequencial das fácies sedimentares. Foram mapeados cinco horizontes sismoestratigráficos (H1, H2, H3, H4 e H5), considerados representativos de superfícies erosivas correspondentes a diferentes sequências do preenchimento sedimentar do paleocânion. Através do reconhecimento dos horizontes e da análise das fácies sísmicas foi possível realizar a individualização e a caracterização de quatro sismossequências (I, II, III e IV), que a partir destas, foram elaborados mapas de isopacas referente ao preenchimento de cada uma destas sismossequências, obtendo as distribuições em área e espessura de cada unidade sedimentar. Posteriormente, foram elaborados mapas de contorno estrutural dos cinco horizontes sismoestratigráficos, que proporcionaram uma melhor caracterização da morfologia do paleocânion e das superfícies que delimitam as sismossequências. Com os resultados obtidos, foi possível observar que o paleocânion possui uma morfologia meandrante, obtendo maior sinuosidade na sua porção proximal. Além disto, o paleocânion possui as paredes de seu conduto de forma assimétrica ao longo de sua extensão e encontra-se mais profundo e largo à jusante, onde também possui as maiores espessuras de preenchimento sedimentar. Neste trabalho, algumas hipóteses são discutidas envolvendo possíveis fatores que possam ter sido responsáveis pelas características morfológicas do paleocânion e possam ter influenciado em sua formação e na evolução do seu preenchimento sedimentar.

Palavras-chave: Bacia de Campos; Eoceno; paleocânion.

Abstract

ARAGÃO, Fernando B. **Seismostratigraphic Characterization of a Paleocanyon from Eocene of Campos Basin and its Sedimentary Filling style**. 2011. xii, 70. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The study aims the seismostratigraphic characterization and sedimentary filling style of a paleocanyon located in the southern portion of Campos Basin. That occurred in the Middle Eocene age, with W-E general orientation. The study was being conducted through the analysis of seismic facies, isopach and structural contour maps. For this purpose, were used seismostratigraphy concepts, which allowed the identification of five seismic facies and with the aid of data from two wells drilled in the area, were recognized five seismostratigraphic horizons (H1, H2, H3, H4 and H5), considered representative of erosional surfaces corresponding to different sequences of sedimentary filling of the paleocanyon. Through the recognition of horizons and seismic facies analysis, was possible to perform the individualization and characterization of four seismic sequences (I, II, III and IV), and from these, isopach maps were drawn for the sedimentary fill of each seismic sequences, obtaining the distribution of the sedimentary thicknesses. Subsequently, structural contour maps were provided for the five seismostratigraphic horizons, which results on a better characterization of the morphology of the paleocanyon and surfaces that delimit the seismic sequences. The results allowed several interpretations such as the morphology of the paleocanyon meandering way, getting more sinuous in its proximal portion. In addition, the paleocanyon have your flue walls asymmetrically along its length and is deeper and wider downstream, where it also has the largest thickness of sedimentary deposits. In this paper, some hypotheses are discussed involving potential factors that may have been responsible for the morphological characteristics of the paleocanyon and may have influenced in its formation and evolution of its sedimentary deposits.

Key-Words: Campos Basin; Eocene; paleocanyon

Lista de figuras

- Figura 1** – Mapa de localização da bacia de Campos.
- Figura 2** – Sismossequências individualizadas, com seus respectivos horizontes discordantes de topo e base.
- Figura 3** – Padrões de configurações de fácies sísmicas (modificada de VAIL *et al.*, 1970).
- Figura 4** – Reconstrução do Atlântico Sul ao tempo da anomalia M4 (120 Ma), logo após o início da formação da crosta oceânica.
- Figura 5** – Carta estratigráfica da bacia de Campos.
- Figura 6** – Ilustração das relações entre o magmatismo, rifteamento e a pluma de Tristão da Cunha, em 137, 132, 126 e 38 Ma.
- Figura 7** – Mapa tectônico da região sudeste do Brasil, com destaque para a Faixa Ribeira e sua localização.
- Figura 8** – Alinhamento de rochas alcalinas Poço de Caldas-Cabo Frio (Estado do Rio de Janeiro) e sua provável continuidade na Cadeia Vitória-Trindade.
- Figura 9** – Seção geológica esquemática da bacia de Campos.
- Figura 10** – Seção sísmica com orientação W-E, com os horizontes interpretados (H1, H2, H3, H4 e H5) e os poços A e B, utilizados para amarração.
- Figura 11** – Horizonte H1 interpretado numa seção sísmica de orientação N-S.
- Figura 12** – Seção sísmica W-E, ao longo do talvegue do paleocânion, com a amarração realizada através dos padrões de curvas do perfil de raios-gama.
- Figura 13** – Seção sísmica W-E, ao longo do talvegue do paleocânion, destacando a seção de preenchimento nas zonas dos poços A e B.

Figura 14 – Seção sísmica W-E, ilustrando a distribuição das unidades sísmicas e os horizontes sísmicoestratigráficos que as delimitam.

Figura 15 – Seção sísmica W-E, indicando a distribuição das fácies sísmicas identificadas em cada sismossequência.

Figura 16 – Mapa mostrando a arquitetura das sismossequências e sua possível evolução.

Figura 17 – Mapa de isópacas referente ao preenchimento sedimentar do paleocânion.

Figura 18 – Mapa de isópacas referente ao preenchimento sedimentar da sismossequência I.

Figura 19 – Mapa de isópacas referente ao preenchimento sedimentar da sismossequência II.

Figura 20 – Mapa de isópacas referente ao preenchimento sedimentar da sismossequência III.

Figura 21 – Mapa de isópacas referente ao preenchimento sedimentar da sismossequência IV.

Figura 22 – Mapa estrutural referente ao horizonte H1, que corresponde à superfície da base do paleocânion.

Figura 23 – Mapa estrutural referente ao horizonte sísmico H2.

Figura 24 – Mapa estrutural referente ao horizonte sísmico H3.

Figura 25 – Mapa estrutural referente ao horizonte sísmico H4.

Figura 26 – Mapa estrutural referente ao horizonte sísmico H5.

Figura 27 – Seção sísmica N-S da parte proximal do paleocânion.

Figura 28 – Seção sísmica de orientação N-S mostrando a assimetria dos canais das sismossequências I, III e IV.

Figura 29 – Seções sísmicas de orientação N-S retiradas na região próxima à cabeceira do paleocânion.

Figura 30 – Seções sísmicas de orientação N-S retiradas numa região intermediária do paleocânion.

Figura 31 – Seções sísmicas de orientação N-S retiradas à jusante do paleocânion.

Figura 32 – Distribuição das velocidades do fluxo em seções transversais a um canal meandrante.

Figura 33 – Correlação entre o mapa de isópacas de toda seção de preenchimento do paleocânion e o mapa estrutural da superfície de sua base (horizonte H1).

Figura 34 – Classificações dos tipos de reservatórios de águas profundas proposta por Moraes *et al.* (2006).

Figura 35 – Curvas das variações do nível do mar e os *onlaps* costeiros que ocorreram no Terciário.

Figura 36 – Seções sísmicas de orientação N-S, destacando os edifícios vulcânicos terciários e variação de sua forma.

Figura 37 – Perfil do poço A, com a litologia generalizada interpretada, a partir dos perfis de raios-gama e resistividade.

Figura 38 – Perfil do poço B, com sua litologia generalizada interpretada, a partir dos perfis de raios-gama e resistividade.

Lista de quadros

Quadro 1 – Fácies sísmicas identificadas e descritas no presente estudo, com as respectivas interpretações.

Quadro 2 – Síntese das litologias na porção proximal e distal do paleocânion, dos limites estratigráficos e as sismofácies observadas nas sismossequências I, II, III e IV.

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	vii
<i>Abstract</i>	viii
Lista de figuras	ix
Lista de tabelas	xii
1 INTRODUÇÃO	1
2 MATERIAIS E MÉTODOS	3
2.1 Dados sísmicos e poços auxiliares	3
2.2 Procedimentos	4
3 CONTEXTO GEOLÓGICO	9
4 RESULTADOS	19
4.1 Definição dos horizontes sísmicos	19
4.2 Fácies sísmicas	21
4.3 Descrição das sismossequências	25
4.4 Mapas de isópacas	29
4.5 Mapas de contorno estrutural	34
5 DISCUSSÃO	39
5.1 Características morfológicas do paleocânion	39
5.2 Estilo de preenchimento sedimentar	48
5.3 Evolução do paleocânion	50
5.3.1 Posicionamento biocronoestratigráfico da seção de estudo	50
5.3.2 Origem do paleocânion	50
5.3.3 Modelo de preenchimento	55
6 CONCLUSÃO	59
Referências bibliográficas	62

1 INTRODUÇÃO

A margem continental leste brasileira teve sua origem a partir do processo de rifteamento ocasionado pela ruptura do supercontinente Gondwana durante o Mesozóico. Está inserida em um domínio tectônico distensivo que controla a evolução tectonossedimentar das bacias sedimentares inseridas desde o extremo nordeste da margem brasileira, na deflexão continental junto à bacia Potiguar até o limite meridional da bacia de Pelotas (Milani *et al.* 2007).

O avanço da indústria petrolífera na exploração e produção de óleo e gás no Brasil vem produzindo um conhecimento crescente das características e dos limites das bacias sedimentares da margem continental, sendo a mais produtiva, até o momento, a bacia de Campos. Neste sentido, o desenvolvimento de novos conceitos e métodos de interpretação geológica, em conjunto com o avanço tecnológico, foram peças importantes para que a margem continental brasileira – uma das mais extensas do mundo – pudesse ter o quadro atual composto por diversas bacias já com vasto conhecimento regional e uma grande quantidade de dados geológicos adquiridos.

A bacia de Campos está situada na margem continental leste brasileira, predominantemente na costa norte do Estado do Rio de Janeiro, estendendo-se até o sul do Estado do Espírito Santo, entre os paralelos 21° e 23° de latitude Sul (Figura 1). O limite norte é o Alto de Vitória, que a separa da Bacia do Espírito Santo e o limite sul é marcado pela feição estrutural do Alto de Cabo Frio, que a separa da Bacia de Santos.

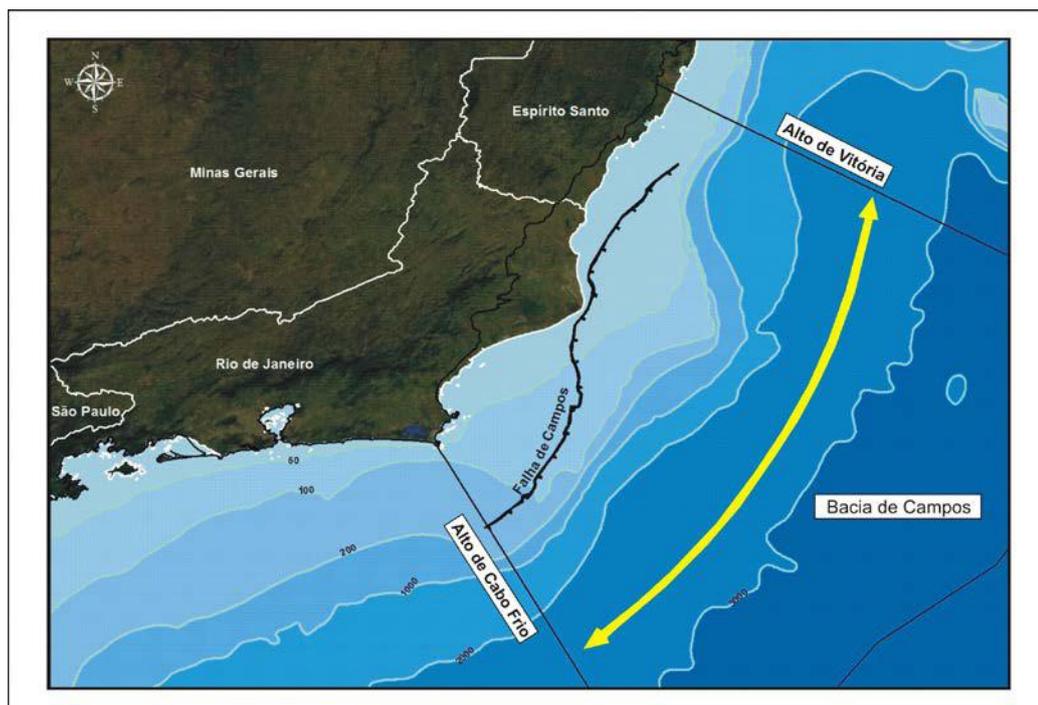


Figura 1 – Mapa de localização da bacia de Campos.

Influenciada pela tectônica regional conjugada com o dinamismo das variações do nível do mar ao longo do final do Cretáceo e do Cenozóico, a bacia de Campos possui registrada em sua coluna geológica, diversas estruturas morfológicas com diferentes feições deposicionais relacionadas ao seu preenchimento. Neste contexto, o estudo de paleocânions submarinos, a compreensão de seus processos sedimentares e comportamento morfológico são de grande importância, pois atuam diretamente na formação dos depósitos de mar profundo, formados principalmente por turbiditos, que na bacia de Campos, representam os principais reservatórios.

Portanto, o objetivo deste trabalho é a caracterização sismoestratigráfica de um paleocânion submarino da porção sul da bacia de Campos e de seu preenchimento sedimentar, para proporcionar um melhor entendimento de sua morfologia e do seu estilo de preenchimento, assim contribuindo ainda mais para o acervo de informações geológicas da bacia, que atualmente exerce papel fundamental no avanço da exploração e produção de hidrocarbonetos do país.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Dados sísmicos e poços auxiliares

Para o mapeamento de feições estruturais e estratigráficas, foram utilizados dados sísmicos 3D da empresa Petroleum Geo-Services (PGS), composto por cubo sísmico migrado em tempo antes do empilhamento (*PSTM – Pré-Stack Time Migration*) e convertido para profundidade utilizando-se poços da área. O cubo contém 1.320 linhas e 2.090 traços, ambos espaçados de 25m; porém o trabalho foi realizado somente com a interpretação de 220 linhas e 90 traços, seguindo um espaçamento de 10 X 10 linhas e traços, numa área de 309,23 km².

Os poços usados são públicos e denominados neste trabalho como poço A e poço B, ambos localizados na área de estudo e com trajetória passando pela seção do paleocânion. Estes poços foram importantes para a identificação das principais discordâncias do paleocânion, através da mudança no comportamento das curvas dos perfis de Raios-gama e Resistividade, bem como o reconhecimento das principais litologias que compõe a seção de preenchimento. Foram utilizados também, dados bioestratigráficos para obter informações cronológicas da área de estudo (dados internos da empresa OGX Petróleo & Gás, informação verbal).

2.2 Procedimentos

Para a interpretação, foram usados os programas Seisworks e DecisionSpace Desktop, ambos da suíte Openworks da empresa Landmark, licenciados para a OGX, sendo fundamentais para a individualização e caracterização de sismossequências e dos refletores que as delimitam e na elaboração dos mapas.

Foram mapeados cinco horizontes sismoestratigráficos, considerados serem mais representativos das discordâncias que limitam os diferentes estágios do preenchimento sedimentar do paleocânion, realizado através da análise conjunta de parâmetros de reflexão sísmica e perfis dos poços A e B. Os horizontes são:

- Horizonte Sísmico H1 (cor amarela): base erosiva do paleocânion;
- Horizonte Sísmico H2 (cor rosa), H3 (cor verde) e H4 (cor azul): horizontes internos ao paleocânion;
- Horizonte Sísmico H5 (cor vermelha): horizonte de colmatação do paleocânion.

Com o reconhecimento dos horizontes, foi possível realizar a individualização e caracterização de quatro sismossequências correspondentes à sedimentação de preenchimento do paleocânion, conforme ilustrado na Figura 2.

Topo	Horizonte (H5)	Sismossequência IV
Base	Horizonte (H4)	
Topo	Horizonte (H4)	Sismossequência III
Base	Horizonte (H3)	
Topo	Horizonte (H3)	Sismossequência III
Base	Horizonte (H2)	
Topo	Horizonte (H2)	Sismossequência I
Base	Horizonte (H1)	

Figura 2 – Sismossequências individualizadas, com seus respectivos horizontes discordantes de topo e base.

Foram usados na identificação dos horizontes e na caracterização das sismossequências conceitos sismoestratigráficos adotando um método focado na interpretação do comportamento das superfícies sismoestratigráficas, observando os tipos de terminações (*onlap*, *downlap*, *toplap*, truncamento erosional e concordante), configurações internas de refletores e parâmetros geométricos das sismofácies. Porém, devido à ausência de uma clara visualização das terminações de refletores, podendo ser observadas somente em algumas áreas, foi assumido então como principal diagnóstico no reconhecimento das sismofácies a configuração interna de refletores e alguns parâmetros texturais.

Segundo Brown & Fischer (1980), as sismofácies ou fácies sísmicas são unidades tridimensionais, compostas por refletores cujos parâmetros sísmicos diferem das demais fácies adjacentes, obtendo através dos distintos comportamentos das reflexões sísmicas, o registro dos fatores que as geraram, tais como variação litológica, estratificação, estruturas deposicionais e outros fatores que dão informações importantes sobre a evolução deposicional da área estudada.

Desenvolvido por Mitchum e Vail (1977), o modelo de análise sismoestratigráfica trouxe uma nova abordagem conceitual na análise de bacias sedimentares e mostrou ser uma ferramenta importante na interpretação de linhas sísmicas, podendo ceder informações geológicas, relacionadas a controles tectônicos e eustáticos.

Segundo Mitchum & Vail (*op. cit.*), as interfaces de reflexão sísmica caracterizam superfícies estratais que são definidas como seções de acamamento correspondentes à paleosuperfícies deposicionais geralmente síncronas, mas podendo apresentar variações temporais, ou caracterizam discordâncias que são marcadas por superfícies erosivas ou de ausência deposicional.

Na Figura 3 são apresentados os padrões de configurações de fácies sísmicas que correspondem aos diversos comportamentos que as interfaces de reflexão podem assumir numa seção sísmica.

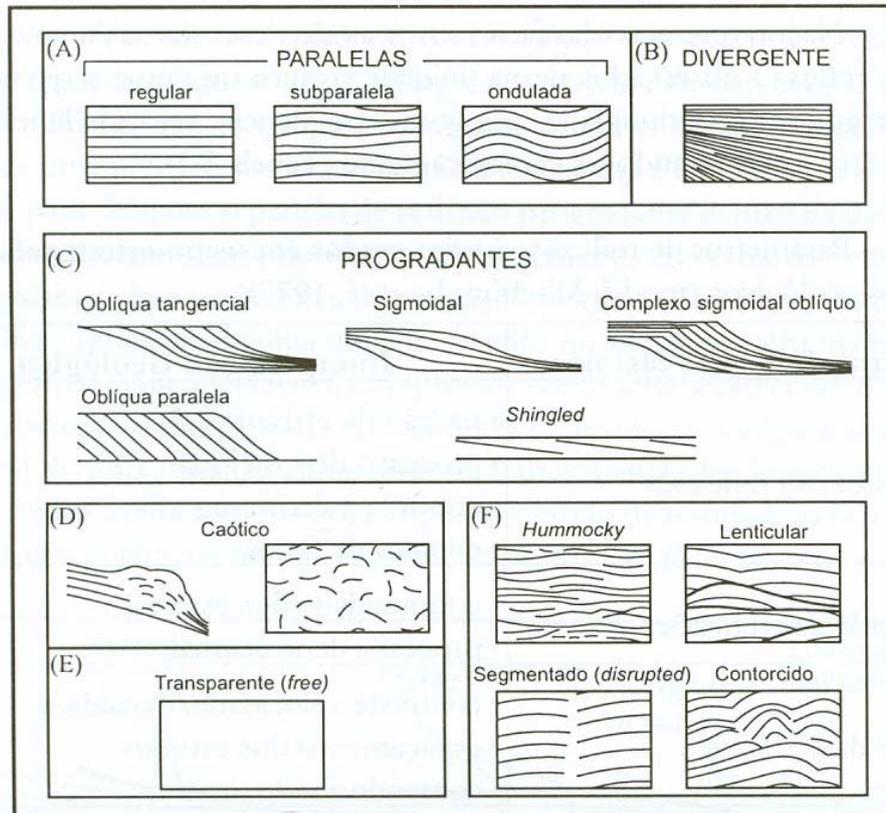


Figura 3 - Padrões de configurações de fácies sísmicas (modificada de VAIL *et al.*, 1977).

As configurações paralelas ou subparalelas (Figura 3-A) denotam uma taxa de deposição dos estratos de forma uniforme sobre uma superfície estável ou uniformemente subsidente. A configuração divergente pode indicar variação na taxa de deposição e inclinação progressiva do substrato ou os dois em conjunto (Figura 3-B).

As configurações progradantes (Figura 3-C) ocorrem em regiões onde os estratos se superpõem lateralmente, podendo ocorrer em diferentes tipos de ambientes. Constituem clinofórmias que diferem de acordo com variações na razão deposição e profundidade da lamina d'água. As clinofórmias podem estar dispostas das seguintes maneiras:

Clinoformas oblíquas, que representam área com ângulo de mergulho relativamente alto com terminações das reflexões de mergulho em *toplap* e mergulho abaixo em *downlap*.

Clinoformas oblíquas tangenciais, padrão que possui o mergulho do *foreset* decrescendo na sua porção inferior, passando para um suave mergulho no *bottomset*.

Clinoformas oblíquas paralelas ocorre quando a terminação de mergulho estiver com alto ângulo no contato com a unidade sísmica ou seqüência inferior. Esta feição sugere águas rasas com alta energia de deposição e pode estar relacionado a um alto suprimento sedimentar, além de baixa ou ausência de subsidência.

Clinoformas sigmoidais, são dispostas progressivamente em superfícies com mergulho suave para águas profundas e podem indicar uma subsidência contínua ou subida do nível do mar relativamente rápida, num ambiente de baixa energia e baixo suprimento sedimentar.

Complexo sigmoidal-oblíquo, combinação dos padrões na mesma fácies sísmica, ocorrendo em ambiente de alta energia, alternando processos construtivos, na forma de sigmoides e *by-pass* sedimentar nos *topsets* de forma oblíqua.

Shingled, é um padrão progradante de pequena espessura, com limites paralelos, com refletores internos de mergulho terminando em *toplap* e *downlap*.

A configuração caótica (Figura 3-D) representa reflexões discordantes e descontínuas, com superfície de reflexão desordenada. Podem indicar ambiente de alta e variável energia, que dependendo da intensidade da deformação, podem evidenciar estruturas de escorregamento, dobras, pequenas falhas e outras estruturas.

O padrão de configuração transparente (Figura 3-E) consiste na ausência de reflexão, sugerindo tratar-se de pacotes sedimentares com litologias homogêneas ou com fortes mergulhos ou muito dobrados.

Existem outros padrões de configurações de refletores que diferem dos padrões básicos (Figura 3-F), que são: *hummocky*, lenticular, segmentado (*disrupted*) e contorcido.

Inicialmente os horizontes sismoestratigráficos foram interpretados nas seções sísmicas que continham os poços. Após correlação da sísmica com os poços, os horizontes foram interpretados nas demais linha e traços do cubo sísmico 3D (espaçamento de 10 em 10 linhas e traços), sendo posteriormente interpolados na área de estudo.

Após a interpolação dos horizontes, foram elaborados mapas de isópacas, nos quais foram extraídas as espessuras referentes a cada sismossequência, através da diferença entre o horizonte de base e topo. Além disso, foi calculada a espessura total do paleocânion através de suas superfícies.

Para se obter uma melhor caracterização da morfologia do paleocânion e do comportamento de seu preenchimento, foram elaborados mapas de contorno estrutural referente a cada horizonte sismoestratigráfico. Utilizando ferramentas do programa DecisionSpace Desktop da suíte Openworks da empresa Landmark, os horizontes interpolados foram transformados em superfícies 3D e gerados contornos topográficos, adotando como datum o fundo do mar, com o objetivo de salientar elementos morfológicos de cada superfície.

Enfim, com os resultados obtidos na caracterização sísmica e na análise dos mapas, foram discutidos aspectos quanto à morfologia do paleocânion e suas características de preenchimento sedimentar.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

A evolução da margem continental brasileira já foi objeto de estudo de diversos trabalhos. Alguns autores consideram que o afinamento ou estiramento crustal é uma consequência de uma domação térmica (*e.g.*, ASMUS & BAISCH, 1983; OJEDA, 1982). Para outros, os processos precursores da abertura consideram as anomalias termais como secundárias neste processo, sendo o estiramento crustal o controlador do processo (KARNER & USSAMI, 1986; CHANG *et al.*, 1992). Contudo, o modelo atualmente mais aceito é que a abertura deveu-se ao processo misto de fenômenos controlados por estiramento litosférico e anomalia termal (MCKENZIE, 1978; ROYDEN & KEEN, 1980) (Figura 4).

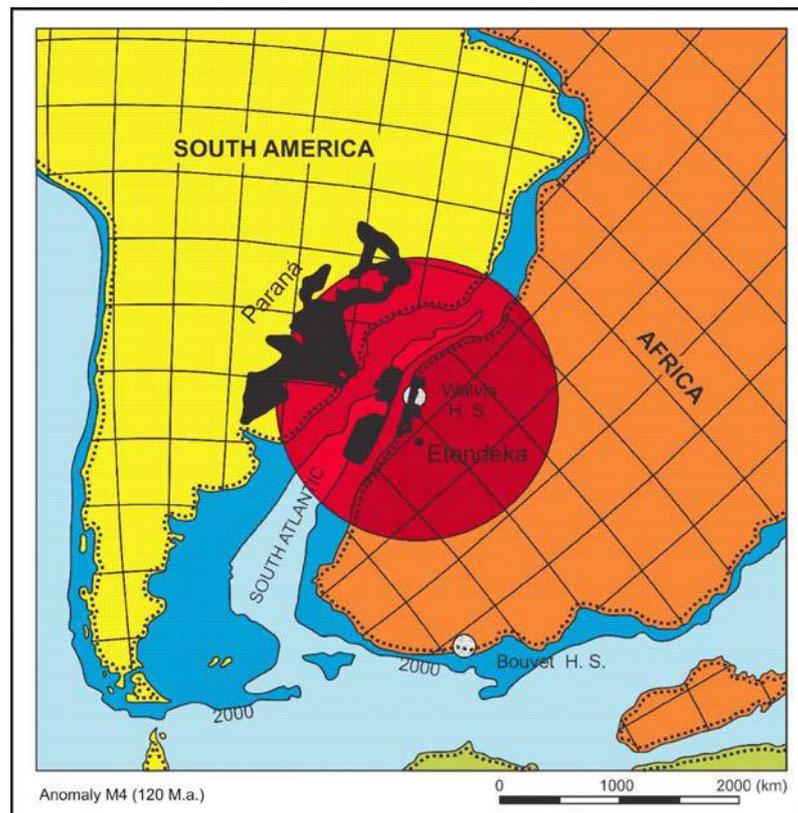
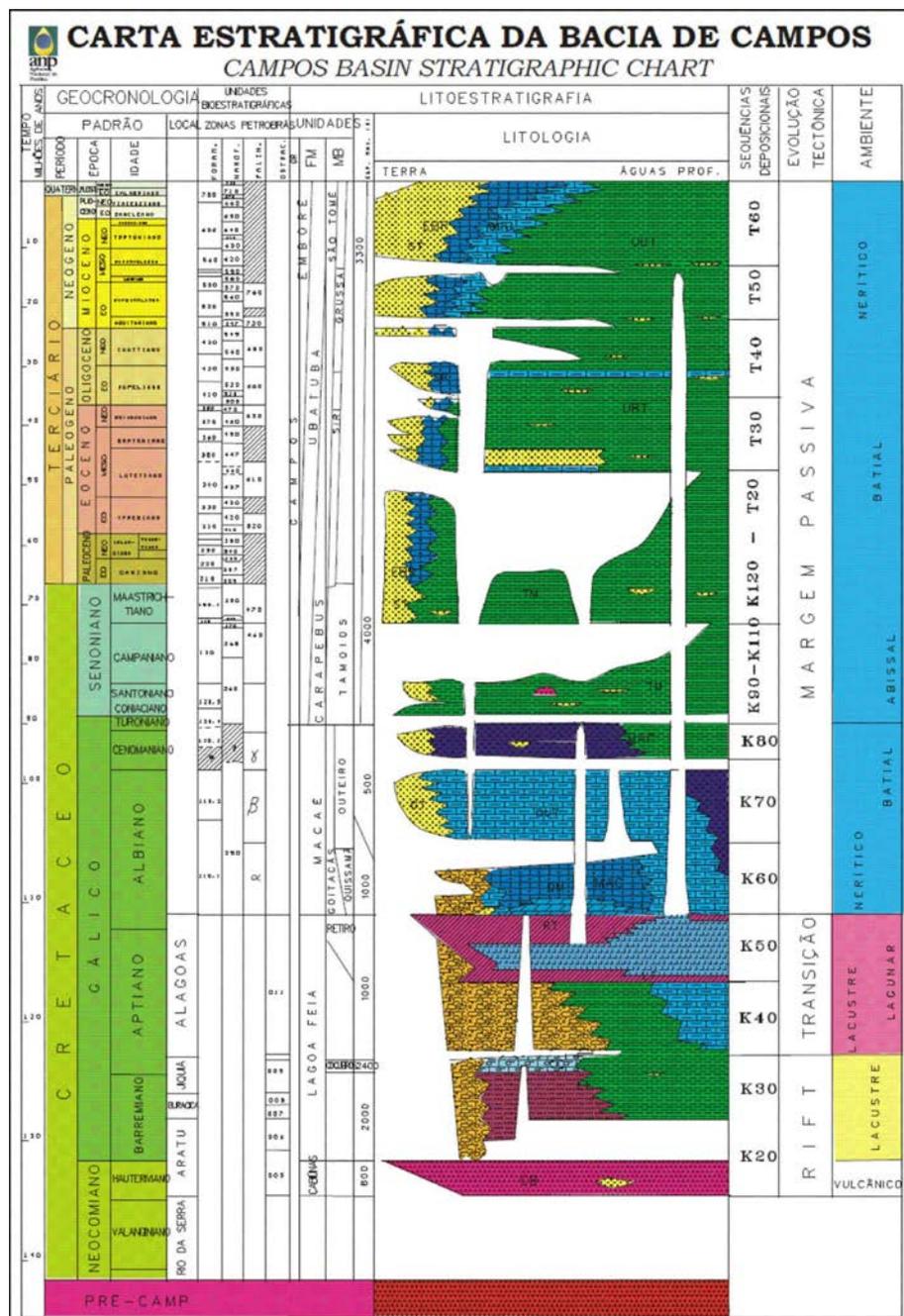


Figura 4 – Reconstrução do Atlântico Sul (há cerca de 120 Ma), logo após o início da formação da crosta oceânica. Em preto, basaltos extrusivos das bacias do Paraná e Etendeka. O círculo vermelho corresponde à zona de manto aquecido, em função da do *hot spot* de Walvis ou Tristão da Cunha (WHITE & MCKENZIE 1989).

A evolução estratigráfica da bacia de Campos (cf. ASMUS, 1975; ASMUS & GUAZELLI, 1981; ASMUS, 1982; DIAS *et al.*, 1990) é composta por quatro megassequências tectonossedimentares correspondentes a três estágios evolutivos (Figura 5): Megassequência Continental (estágio Rifte); Megassequência Transicional (estágio Golfo/Proto-oceano); Megassequência Carbonática Marinha (estágio Oceânico); Megassequência Clástica Marinha (estágio Oceânico).



O assoalho que comporta o preenchimento sedimentar da bacia é composto por rochas vulcânicas eocretáceas da Formação Cabiúnas, que cobrem o embasamento formado por um cinturão orogênico, do final do Pré-cambriano (Ciclo Brasiliano) e seus crátons adjacentes, sendo estes terrenos pré-cambrianos paralelos à costa atlântica do sul e sudeste do Brasil (Figura 7), considerados por Almeida *et al.* (1977, 1981) pertencentes à Província da Mantiqueira (no caso da bacia de Campos, situa-se na Faixa Ribeira).

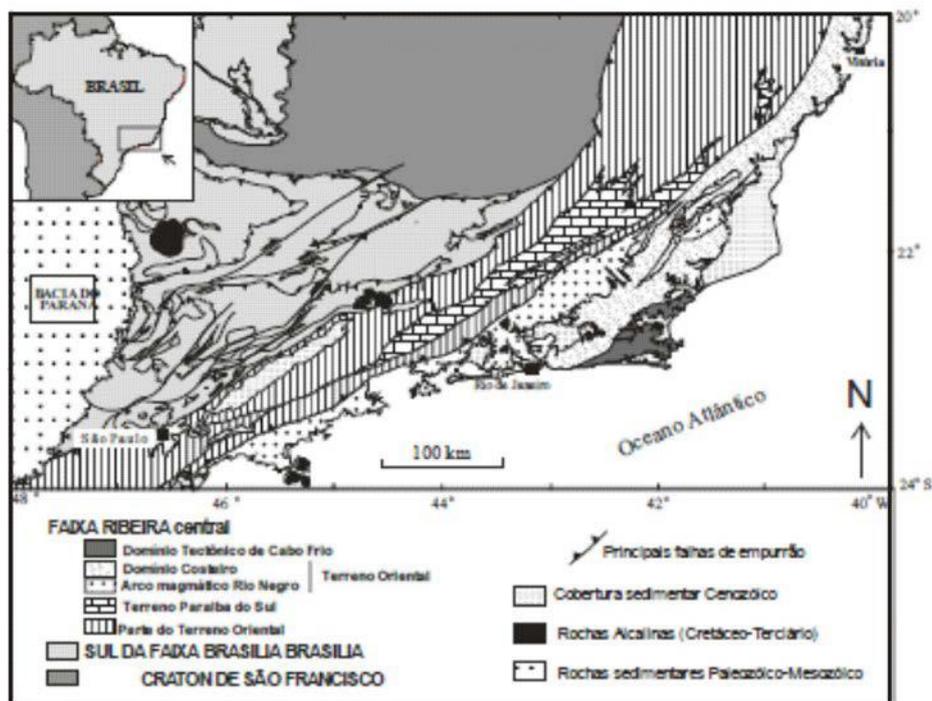


Figura 7 – Mapa tectônico da região sudeste do Brasil, com destaque para a Faixa Ribeira e sua localização, tendo a bacia de Campos inserida nesta região, entre os paralelos 21° e 23° de latitude Sul. (TROUW *et al.*, 2000).

Esta formação é predominantemente formada por rochas de composição basálticas toleítica (basaltos amigdaloides) datados entre 134 e 122 Ma, por métodos de datação radiométrica K-Ar e organizados sob a forma de derrames, tendo ocasionalmente ocorrências de níveis piroclásticos interestratificados com conglomerados polimíticos cinza-esverdeado

(MIZUSAKI *et al.*, 1988; RANGEL *et al.*, 1994). Estes depósitos de rochas vulcânicas são representativos de uma grande parcela do embasamento econômico da bacia.

O rifteamento da margem leste brasileira iniciou-se no extremo sul da placa sul-americana, associado à evolução tectônica do Oceano Atlântico e, segundo Macedo (1990), o calor excessivo na área do Platô de São Paulo, gerado pela pluma de Tristão da Cunha (WHITE & MCKENZIE 1989), atuaria no sentido de que uma ampla área da crosta se tornasse mais dúctil, tornando-se menos resistente ao estiramento; conseqüentemente, o resultado deste processo foi a formação das bacias da margem continental.

O estágio Rifte, segundo Cainelli & Mohriak (1998), é marcado inicialmente por soerguimentos localizados e falhas incipientes, associadas a processos iniciais da separação entre os continentes, sulamericano e africano no Eocretáceo. Posteriormente é representado por um mosaico de falhas sintéticas NS a NE/SW, com sistemas secundários antitéticos formando uma série de *horsts*, grábens e meio-grábens com altos internos, orientados preferencialmente segundo a mesma direção.

Um aspecto importante deste estágio da bacia é o intenso vulcanismo básico entre o final do Jurássico e o Neocomiano (DIAS *et al.*, 1987), associado ao estiramento crustal em áreas de influência da pluma de Tristão da Cunha e a tectônica divergente que domina a margem continental Leste brasileira (Figura 6). Datado de 120 a 130 Ma, o evento vulcânico é considerado contemporâneo ao da província Serra Geral da Bacia do Paraná, bem como da bacia de Etendeka, na África.

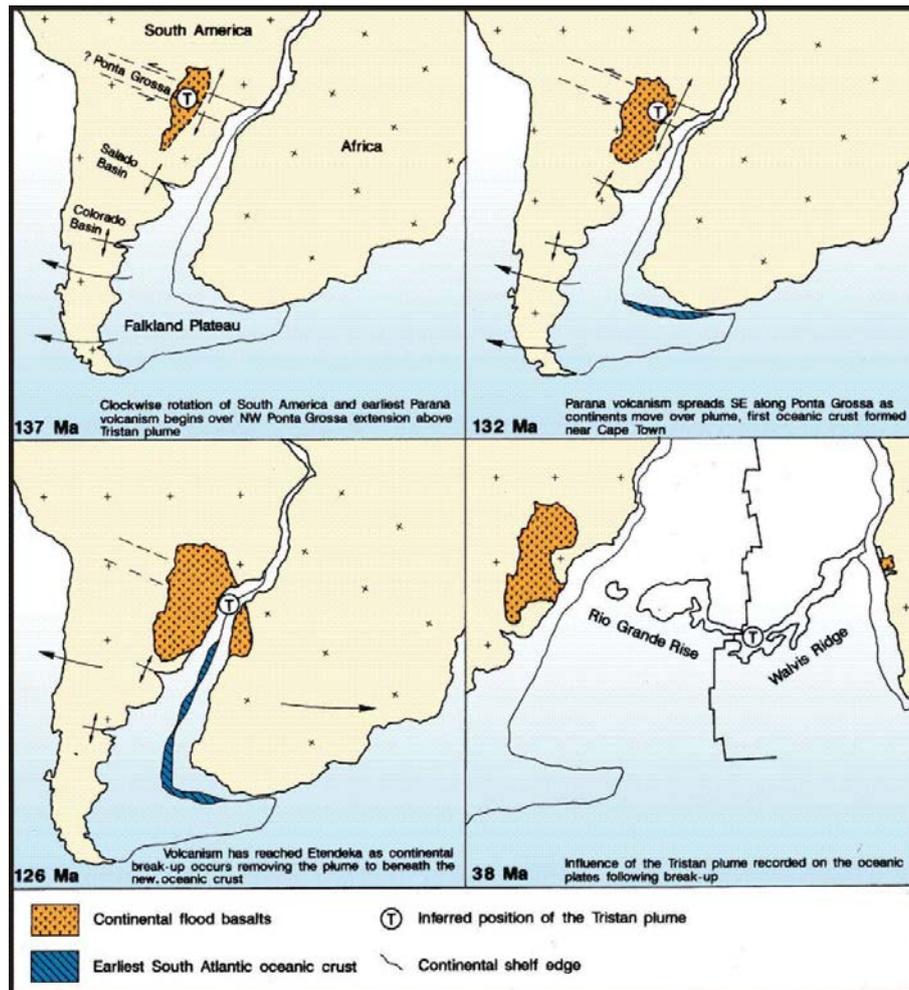


Figura 6 – Ilustração das relações entre o magmatismo, rifteamento e a pluma de Tristão da Cunha, em 137, 132, 126 e 38 Ma, com base em Nürnberg & Muller (1991).

Caracterizando o início da sedimentação, preenchendo os meio-grábens estabelecidos pela tectônica regional e sendo depositada em discordância sobre a Formação Cabiúnas, a Formação Lagoa Feia, que conforme definida por Schaller (1973) é formada por um conjunto de litotipos, interpretadas como produtos de sistema de leques aluviais junto a falhas de borda da bacia, sistemas fluviais, lacustres e planícies de *sabkha*. A parte inferior da Formação Lagoa Feia possui uma sequência carbonática-siliciclástica que antecede a ingressão marinha, constituída principalmente por folhelhos pretos carbonosos ricos em matéria orgânica e coquinas pelecípodes e ostracodes individualizadas como Membro Coqueiros, devido à sua litologia característica (PEREIRA *et al.*, 1984; DIAS *et al.*, 1988; GUARDADO *et al.*, 1989;

ABRAHÃO & WARME, 1990). Correspondendo ao registro sedimentar da seção rifte da bacia, esta porção da Formação Lagoa Feia, está enquadrada nos andares locais Aratu, Buracica e Jiquiá, correspondentes aproximadamente à idade Barremiano e início do Aptiano.

A transição do Barremiano/Aptiano é marcada por um evento erosivo de caráter regional, que acarretou na peneplanização da topografia do estágio Rifte e período de relativa quiescência tectônica. O preenchimento sedimentar deste estágio proto-oceânico da bacia é formado por sedimentos clásticos grosseiros depositados sobre a “*break-up unconformity*” em regiões proximais, sendo compostos por arenitos e conglomerados. Já em regiões distais, devido ao início da incursão marinha proveniente do sul da bacia, observa-se a ocorrência de carbonatos e siliciclásticos finos; porém, os depósitos mais representativos são os evaporitos do Membro Retiro, situado no topo da Formação Lagoa Feia, esta que compõe toda a megassequência transicional.

A formação de espessa seção evaporítica, composta essencialmente por halita e anidrita, teve relação direta ao desenvolvimento de um ambiente lacustre restrito, no qual a razão de evaporação excede a razão de precipitação, sendo estas condições impostas pela progressiva transgressão marinha, de tectônica relativamente calma, e condições climáticas áridas e semiáridas.

Com o processo de estiramento contínuo e, conseqüentemente, progressivo espalhamento do assoalho oceânico e subsidência isostática, no Albiano Inferior ocorreu a instalação de uma plataforma carbonática em ambiente de mar raso de alta energia, interdigitada por sedimentos provenientes de leques deltaicos depositados em porções proximais.

No final do Albiano, a movimentação halocinética assume um novo comportamento devido ao aumento do basculamento da bacia e sobrecarga sedimentar, desenvolvendo estruturas dômicas e falhas de crescimento (Figura 9). Com o gradual afogamento da bacia, a

plataforma carbonática de alta energia foi recoberta pelos sedimentos de baixa energia (CHANG *et al.*, 1988) composto por calcilutitos do Membro Outeiro. A sedimentação turbidítica durante o estágio oceânico inicial esteve concentrada em calhas controladas por falhas, devido a grande influência da halocinese, mas também sob a forma de lençol, podendo gerar extensos corpos arenosos (BACOCOLI *et al.* 1980; GUARDADO *et al.* 1989; BARROS *et al.*, 1982, *apud* CHANG *et al.*, 1992).

Já no Eoturoniano/Neopaleoceno, outros fatores atuaram na evolução tectono-sedimentar da bacia, como a progressiva elevação do nível do mar, reativação tectônica distensiva no Neocretáceo e Eoceno, e a intensa movimentação do sal, geralmente controlada pela tectônica regional.

No Terciário, o aumento da atividade tectônica na margem continental sul-brasileira, resultou no soerguimento da Serra do Mar por reativação tectônica, caracterizando uma mudança no padrão deposicional da bacia, associado a criação de espaço de acomodação pela subsidência e basculamento da bacia, além de rejuvenescimento de área fonte. Anteriormente marcada por uma sequência transgressiva, a sucessão estratigráfica da bacia, a partir do grande aporte sedimentar, assume um caráter progradante.

Esta Super-sequência Marinha Regressiva que instalou-se desde o Eoturoniano, é marcada pela deposição do Grupo Campos, acima da discordância do Terciário. Caracteriza-se pela instalação de ambiente marinho profundo batial, composto por depósitos pelíticos da Formação Ubatuba, interdigitada com depósitos clásticos e carbonáticos da Formação Emborê, turbiditos espessos, ocorrendo em calhas pré e sindeposicionais (MUTTI *et al.*, 1979) e corpos tabulares cobrindo maiores áreas (GUARDADO e ARSO, 1984), além da ocorrência de leques deltaicos e plataformas carbonáticas, associadas a ambientes flúvio-deltáicos.

Na margem da plataforma estabeleceu-se uma plataforma mista clástica-carbonática, com depósitos turbidíticos ocorrendo extensivamente no Terciário Inferior a Médio, particularmente acima de uma discordância regional do Eoceno Médio que é bem caracterizada na bacia (RANGEL *et al.* 1994). Entre o Eoceno Médio e o Oligoceno ocorreu a formação de amplo complexo turbidítico, que pode ser atribuído ao fato de que no intervalo entre Cretáceo Superior e o Terciário Médio grandes áreas da parte externa da plataforma e do talude tornaram-se instáveis, causando o colapso gravitacional dos depósitos arenosos destas regiões e acarretando no transporte de grande aporte sedimentar na direção da bacia de zonas profundas da bacia, formando lençóis de turbiditos e de fluxos de detritos, através de fluxos de massa movimentados por tectônica de sal e eventos magmáticos (PERES, 1993; CAINELLI & MOHRIAK, 1998). O registro erosional que marca cada limite de seqüência pode ser visualizado na sísmica na forma de vales incisos, cânions, cicatrizes e colapso de talude (CARMINATTI e SCARTON, 1991).

Ainda no Eoceno, a bacia sofreu intensa manifestação de magmatismo básico e básico-alcalino do Terciário entre 40 e 60 Ma (com pico em torno de 50 Ma) associado ao deslocamento para Oeste da Placa Sul-Americana por cima de “*hot spots*” abaixo da litosfera (THOMAZ-FILHO e RODRIGUES, 1999; THOMAZ-FILHO *et al.*, 2005). Foi proposto que o continente Sul-Americano (Figura 8) deslocou-se sobre um “*hot spot*” que possui registradas suas manifestações vulcânicas hoje conhecidas como Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas (MG) – Cabo Frio (RJ) (HERZ, 1977; CORDANI e TEIXEIRA, 1979; SADOWSKI e DIAS NETTO, 1981; FLETCHER e LITHERLAND, 1981; FODOR *et al.*, 1983; ALMEIDA, 1983 e 1991).

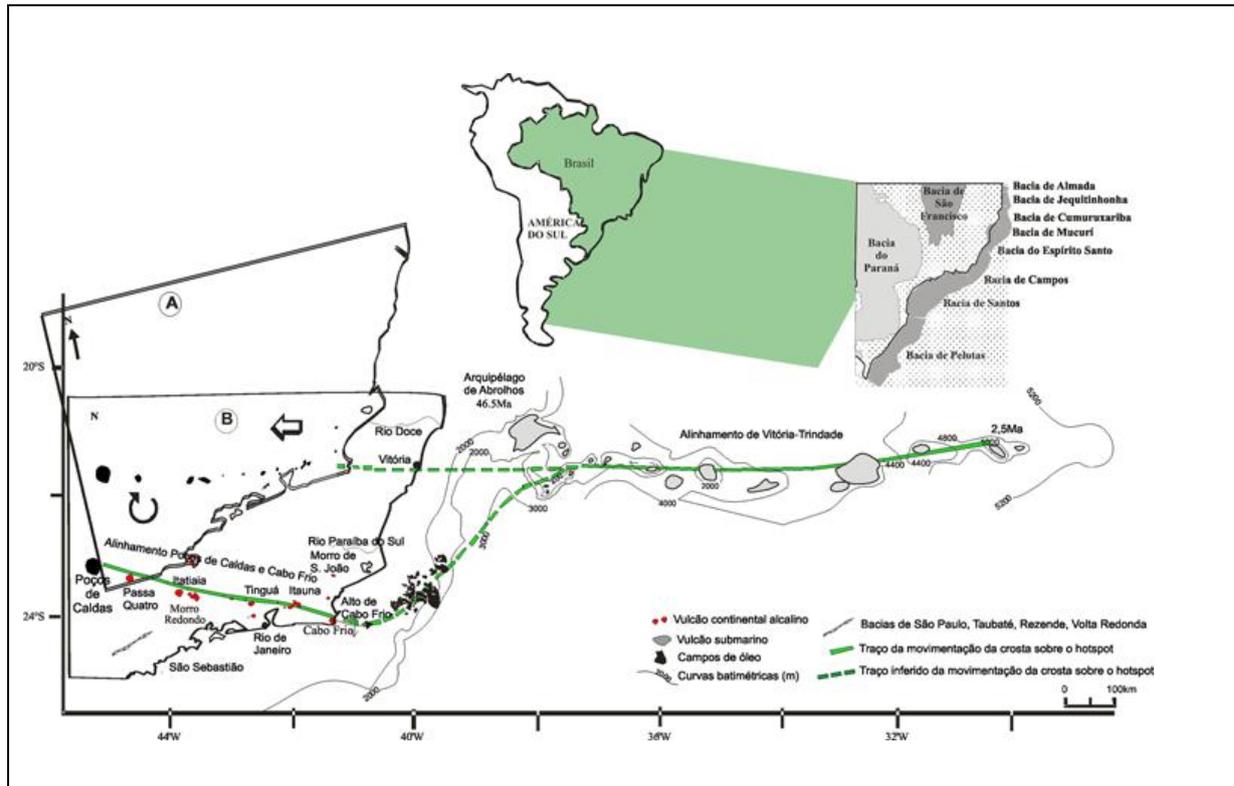


Figura 8 – Nesta figura encontram-se ilustrados o alinhamento de rochas alcalinas Poço de Caldas-Cabo Frio (Estado do Rio de Janeiro) e sua provável continuidade na Cadeia Vitória-Trindade (modificado de THOMAZ-FILHO e RODRIGUES, 1999). Quando o “hot spot” chegou à região de Cabo Frio, o continente Sul-Americano experimentou um movimento rotacional, no sentido dextral, que fez com que ele passasse a se manifestar a partir da extremidade oeste da Cadeia Vitória Trindade, provavelmente ainda há cerca de 50 Ma e, hoje, encontra-se próximo da Ilha de Trindade (THOMPSON *et al.*, 1998; THOMAZ-FILHO e RODRIGUES, 1999; THOMAZ-FILHO *et al.*, 2005).

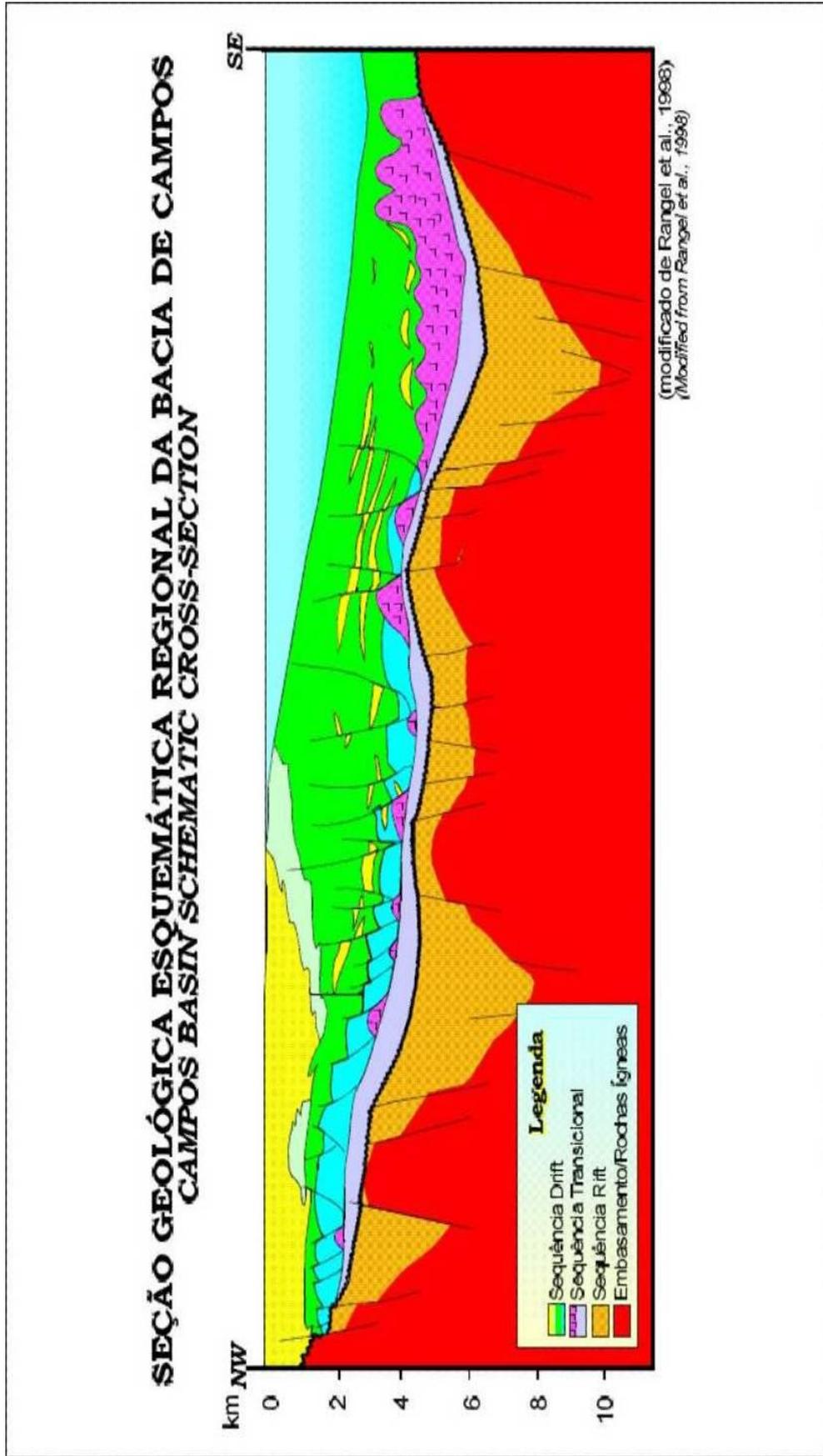


Figura 9 – Seção geológica esquemática da Bacia de Campos, mostrando as Megasequências Sedimentares, sendo a Sequência Drift identificada na seção, correspondente ao estágio oceânico de Asmus (1975), Asmus e Guazelli (1981), Asmus (1982) e Dias *et al.* (1990).

4 RESULTADOS

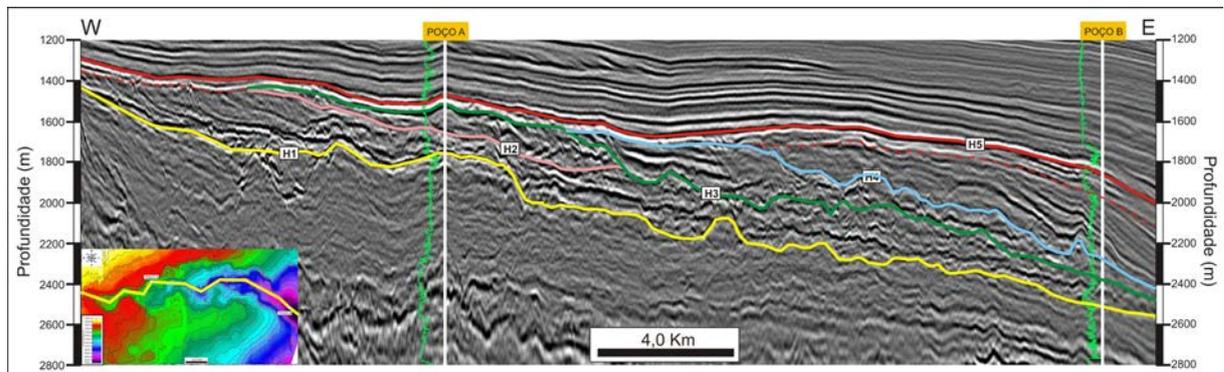


Figura 10 – Seção sísmica com orientação W–E, com os horizontes interpretados (H1, H2, H3, H4 e H5) e os poços A e B, utilizados para amarração.

4.1 Definição dos horizontes sísmicos

Foram caracterizados cinco horizontes sísmicos considerados representativos das discordâncias que limitam sismossequências que compõem a seção de preenchimento do paleocânion (Figura 2).

Horizonte sísmico H1. – Representa a discordância da base erosiva do paleocânion, sendo identificada pelo expressivo truncamento de refletores, com a mudança de interface entre os refletores internos e externos do paleocânion que possuem padrão de fácies sísmicas paralelas a semiparalelas. São facilmente identificadas em seção perpendicular ao eixo do paleocânion (Figura 11). Além disto, é marcada pela mudança abrupta nos perfis de resistividade e raios gama poço A, observada na seção de preenchimento do paleocânion e no poço B, apresenta claramente uma queda brusca no valor de raio gama, associado à passagem de sedimentos predominantemente finos para uma seção conglomerática (Figuras 12 e 13).

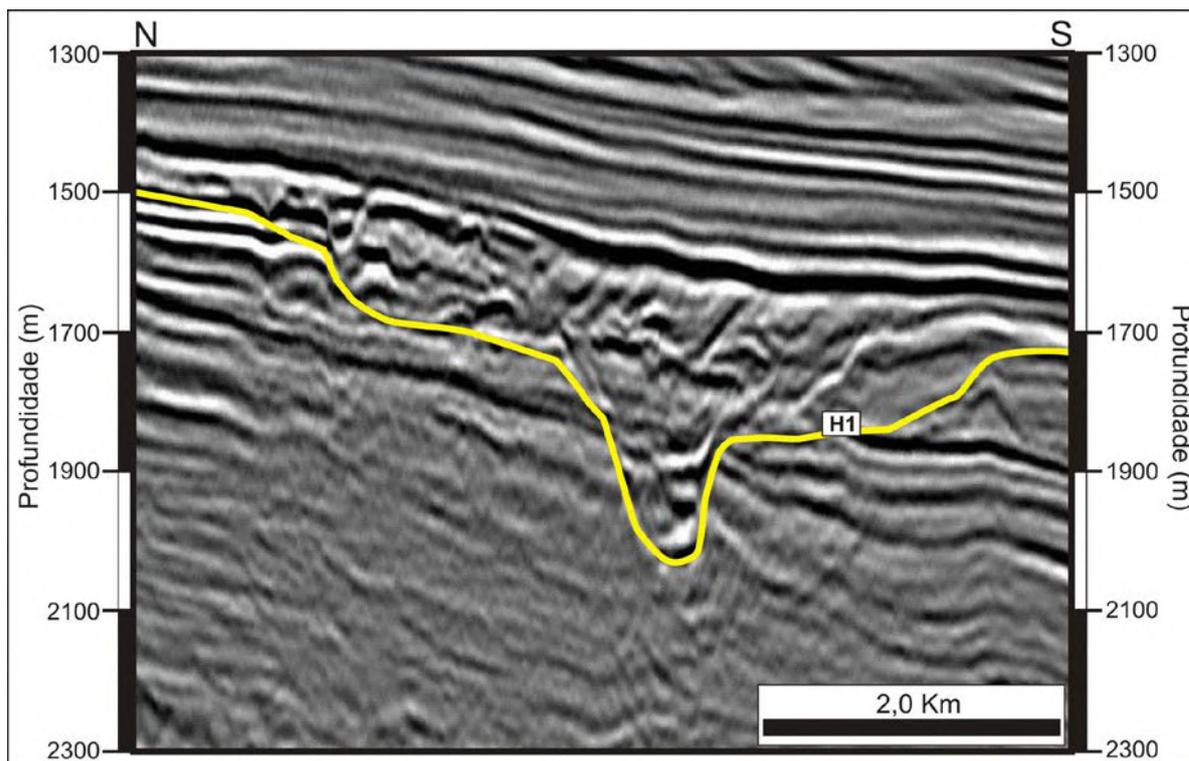


Figura 11 – Horizonte H1 interpretado numa seção sísmica de orientação N-S, sendo possível observar a diferença do comportamento dos refletores externos (contínuos e subparalelos) e dos internos (descontínuos e transparentes).

Horizontes sísmicos H2, H3 e H4. – Para compreender melhor a distribuição do preenchimento sedimentar do paleocânion, foram mapeados três horizontes sísmicos internos, seguindo os mesmos parâmetros utilizados para a definição dos demais horizontes (H1 e H5). Para sua delimitação, a amarração com os poços foi de grande importância (Figura 12), pois o preenchimento do paleocânion é principalmente controlado pela constante superposição de canais, que podem ser facilmente observados na sísmica através do truncamento de refletores marcado pelas feições de corte, tornando difícil à identificação de refletores contínuos que sejam totalmente representativos das fases distintas de seu preenchimento.

O horizonte H2 é identificado somente no poço A e é marcado pela abrupta mudança na curva de raios-gama, com leve mudança também no perfil de resistividade, representada pela mudança de intercalações de carbonatos, arenito e folhelhos, para uma espessa seção arenosa (Figura 13). Já no poço B, os horizontes H3 e H4 são identificados pela mudança nos perfis de

raios-gama e resistividade, em resposta a brusca variação litológica, na qual registra-se uma seção conglomerática abaixo da discordância marcada pelo horizonte H3 e acima deste, uma espessa seção argilosa de alto valor de raios-gama. De maneira semelhante, mas com variação litológica menos acentuada, a discordância H4 que é limitada pelo horizonte sísmico H4, apresenta abaixo a seção argilosa e acima, o perfil de raios-gama e o de resistividade assumem valores altos e baixos, em resposta a intercalação de margas e camadas argilosas.

Horizonte sísmico H5. – Este horizonte marca o fim do preenchimento sedimentar do paleocânion, correspondendo a sua colmatação. Na sísmica, sua identificação é clara, apresentando refletores contínuos paralelos com forte amplitude sísmica positiva, em resposta a passagem de um intervalo com menor impedância acústica (densidade do meio x velocidade de propagação da onda) para um de maior impedância acústica, e encontra-se discordante com a seção de preenchimento, apresentando truncamento erosivo de refletores (Figura 12). Adicionalmente, foi delimitada uma seção hipotética referente à colmatação, que agrupa refletores com padrão paralelo a subparalelo semelhante ao horizonte H5. No poço A é marcado por uma mudança abrupta nas curvas de raios-gama e na resistividade, correspondente a mudança de sedimentos clásticos para uma espessa seção carbonática e no poço B, este horizonte marca também uma forte mudança no perfil de raios-gama e resistividade, em resposta a espessa seção arenosa que colmata o paleocânion nesta região, onde possui predomínio de sedimentos argilosos (Figura 13).

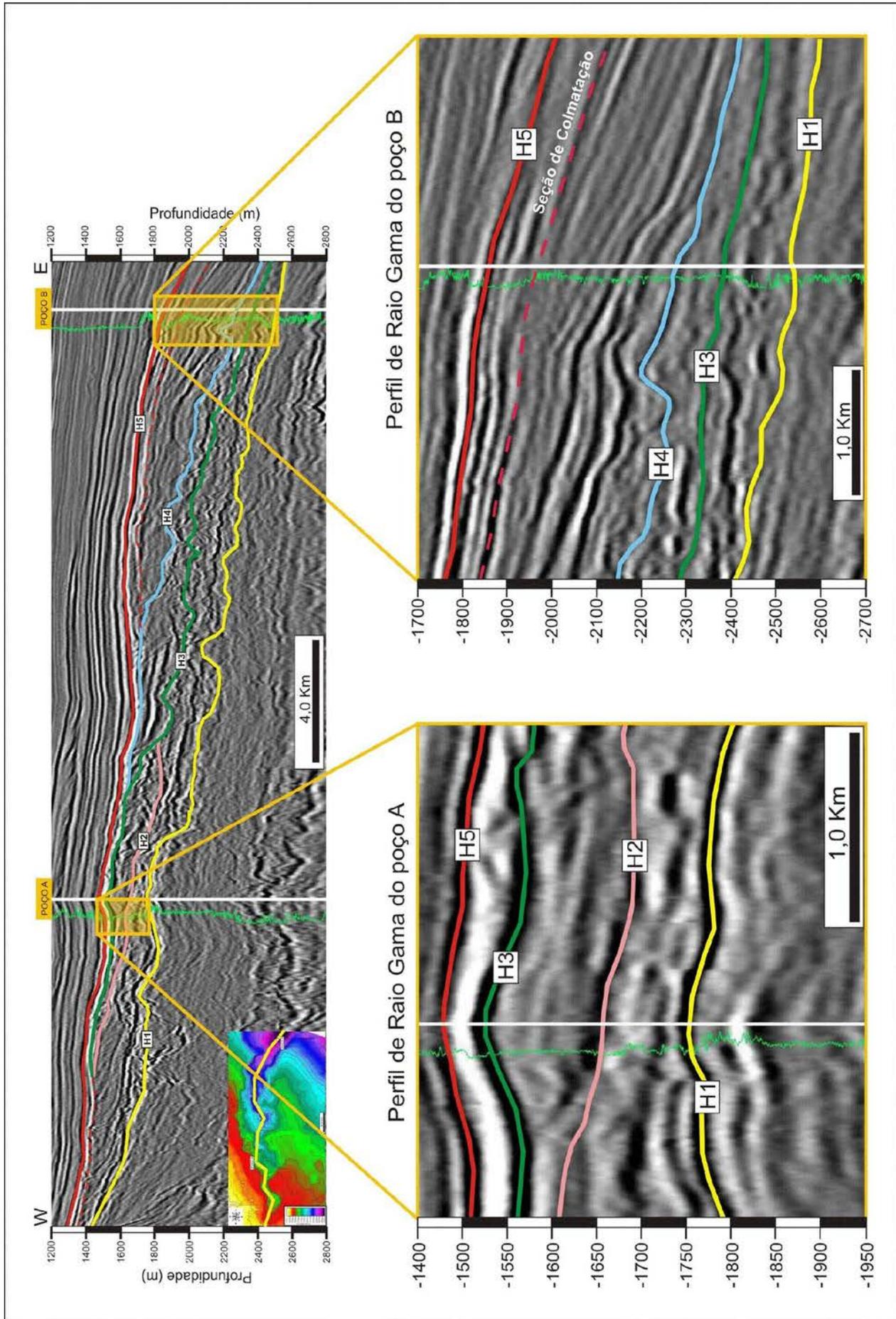


Figura 12 – Seção sísmica W-E, ao longo do talvegue do paleocânion, com destaque para a seção de preenchimento onde foram perfurados os poços A e B, com a amarração realizada através dos padrões de curvas de perfis de Raios-gama.

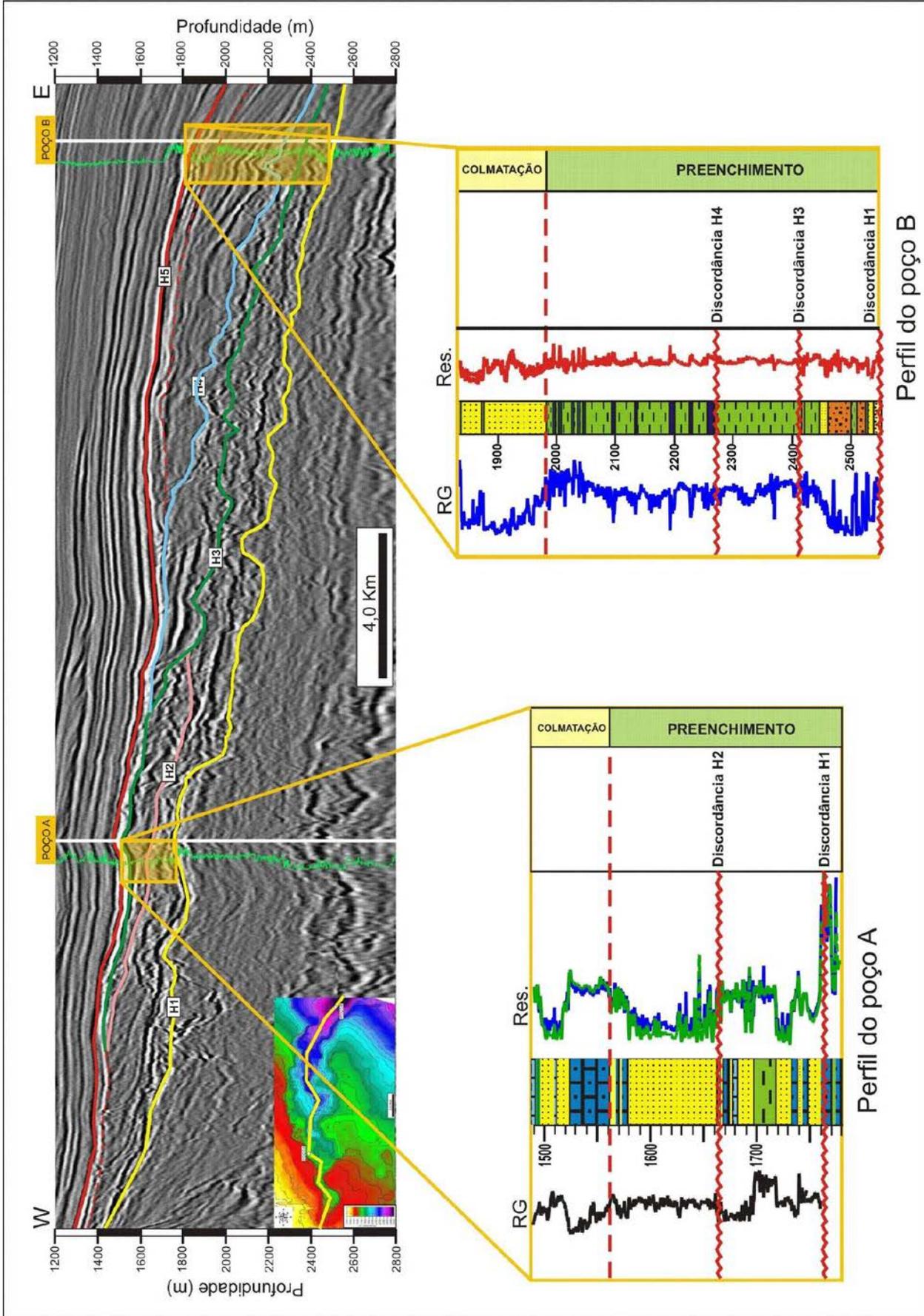


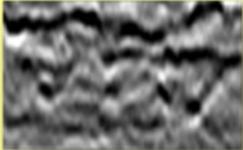
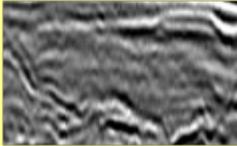
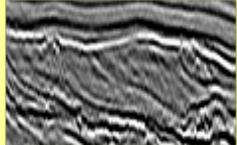
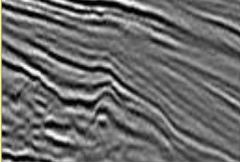
Figura 13 – Seção sísmica W-E, ao longo do talvegue do paleocânion, destacando a seção de preenchimento nas zonas dos poços A e B, apresentando a interpretação litológica realizada através da análise dos perfis de Raios-gama e Resistividade, sendo identificadas também as discordâncias referentes aos horizontes reconhecidos nestas regiões

4.3 Fácies sísmicas

Foram identificadas cinco fácies sísmicas (Quadro 1), que permitiram um maior conhecimento da evolução do paleocânion, atribuindo através do padrão de refletores sísmicos, diferentes interpretações deposicionais.

Em geral, a fácies sísmica caótica (Fc) está concentrada em feições erosivas e possui ampla distribuição, ocorrendo por toda a extensão do paleocânion (Figura 15). Além disto, está associada à configuração interna da fácies caótica de Vail *et al.* (1977) (Figura 3). De maneira semelhante, as fácies sísmicas de *by-pass* (Fb) e a transparente (Ft), possuem ampla distribuição, sendo a fácies Fb associada à fácies paralela ou subparalela de Vail *et al.*, (1977) e são marcadas por fortes amplitudes, amoldando-se na topografia de sua base. Já as fácies progradante tangencial (Fpt) e progradante sigmoidal (Fps), apresentam-se restritas às porções proximal e distal do paleocânion, respectivamente, além de assumirem padrões de fácies associadas aos padrões de fácies progradantes de Vail *et al.* (1977).

Quadro 1 – Fácies sísmicas identificadas e descritas no presente estudo, com as respectivas interpretações.

Fácies Sísmica	Descrição	Interpretação	Ilustração
Fc	Refletores descontínuos, de média a baixa amplitude, apresentando arranjo desordenado.	Padrão caótico associada à depósitos provenientes de escorregamento e movimentos de massa, devido à desabamentos e fluxos gravitacionais da fase inicial da formação do paleocânion. Encontra-se principalmente, preenchendo feições erosivas produzidas pelo próprio fluxo.	
Fb	Refletores contínuos, paralelos a subparalelos, de alta amplitude e ocorre associada à fácies sísmica Fc.	Configuração paralela ou subparalela atribuída a uma fase de <i>by-pass</i> do paleocânion, servindo de conduto para fluxo gravitacionais e a porção depositada, amolda-se na topografia herdada da base.	
Ft	Corresponde à ausência de reflexão sísmica e ocorre associada à Fácies sísmica Fb.	Configuração transparente associada a fortes mergulhos, com predomínio de fluxos trativos e gravitacionais ou predomínio de pacotes sedimentares com litologia homogênea.	
Fpt	Refletores contínuos assumindo a forma de cliniformas oblíqua tangencial progradantes e ocorre associada à fácies sísmica Fc.	Configuração progradante atribuída ao decréscimo do mergulho a partir da cabeceira do paleocânion em direção à jusante. Apresenta associada à fácies Fc, devido a movimentos de massa da fase inicial do preenchimento do paleocânion.	
Fps	Refletores contínuos assumindo a forma de cliniformas sigmoidais progradantes e ocorre associada à fácies sísmica Ft.	Configuração progradante associada à subida do nível relativo do mar, à subsidência, e indicam uma superposição lateral dos estratos.	

4.2 Descrição das sismossequências

Com o reconhecimento dos horizontes sísmicos, foram individualizadas quatro sismossequências caracterizadas por suas respectivas configurações de refletores e parâmetros texturais (Figura 14).

Sismossequência I. – É limitada pela discordância da base erosiva do paleocânion (H1) e separa-se da sismossequência II pelo horizonte H2 e da sismossequência III pelo horizonte H3. Possui geometria irregular semelhante à forma tabular, com ampla distribuição, representando a primeira fase de implantação do paleocânion e de preenchimento sedimentar. Esta sismossequência é composta pela fácies sísmica Fc, marcada por refletores descontínuos, de média a baixa amplitude e localiza-se principalmente nas calhas erosivas. Identifica-se também a fácies sísmica Fb, apresentando refletores contínuos e recobrindo a fácies Fc. Ocorrendo de forma restrita à montante do paleocânion, observa-se a presença da fácies sísmica Fpt, marcada por clinoforras oblíqua tangencial associada ao decréscimo do mergulho da superfície da base erosiva reconhecida pelo horizonte H1, além disto, apresenta a fácies sísmica Fc localizada no final da progradação, assumindo geometria semelhante a uma montiforma com configuração caótica, indicando a ocorrência de movimentos de massa associados a progradação.

Sismossequência II. – A sismossequência II é delimitada na base pela superfície erosiva marcada pelo horizonte H2 e separa-se da unidade III pelo horizonte H3 e possui pequena área de distribuição de seu pacote sedimentar. Na Figuras 14 e 15, observa-se o truncamento no topo, causado pela forte erosão do horizonte H3 que a superpõe, sendo responsável por sua geometria irregular e reduzida distribuição. É composta pela fácies sísmica Fb, com refletores contínuos e por fácies Fc, composta por refletores truncados. Apresenta também fácies sísmica Ft, marcada pela ausência de reflexão e pode ser observada

uma fácies semelhante à fácies sísmica Fc, marcada por refletores desordenados e descontínuos.

Sismossequência III. – Possui distribuição de seu preenchimento, a partir da região central do paleocânion, sendo marcada na base pelo horizonte H3 e separando-se da sismossequência IV pelo horizonte H4 (Figura 14). A sismossequência III é composta pela fácies sísmica Fb, apresentando refletores contínuos e paralelos, com alta amplitude sísmica e está associada a fácies sísmica Ft, marcada pela ausência de reflexão (Figura 15). Pode ser observado também, que esta sismossequência possui uma geometria sigmoidal, porém, devido ao aumento do processo de erosão à jusante do paleocânion, sua geometria encontra-se de forma irregular (Figura 14).

Sismossequência IV. – Corresponde à fase final de preenchimento, localizada mais à jusante do paleocânion. Sua configuração interna é a que menos sofreu processos erosivos e está delimitada na base pelo horizonte interno H4 e na parte superior pela seção de colmatação (Figura 14). Apresenta refletores contínuos e paralelos a semiparalelos, na parte superior, correspondente a fácies sísmica Fb, que representa a seção de colmatação do paleocânion. Já a parte inferior da sismossequência é composta pela fácies sísmica Fps, apresentando clinofórmulas sigmoidais progradantes com terminações em *toplap* contra a seção de colmatação caracterizada pela fácies sísmica Fb (Figura 15). Observa-se também, a fácies sísmica Ft que é caracterizada pela ausência de reflexão sísmica, apresentando configuração transparente.

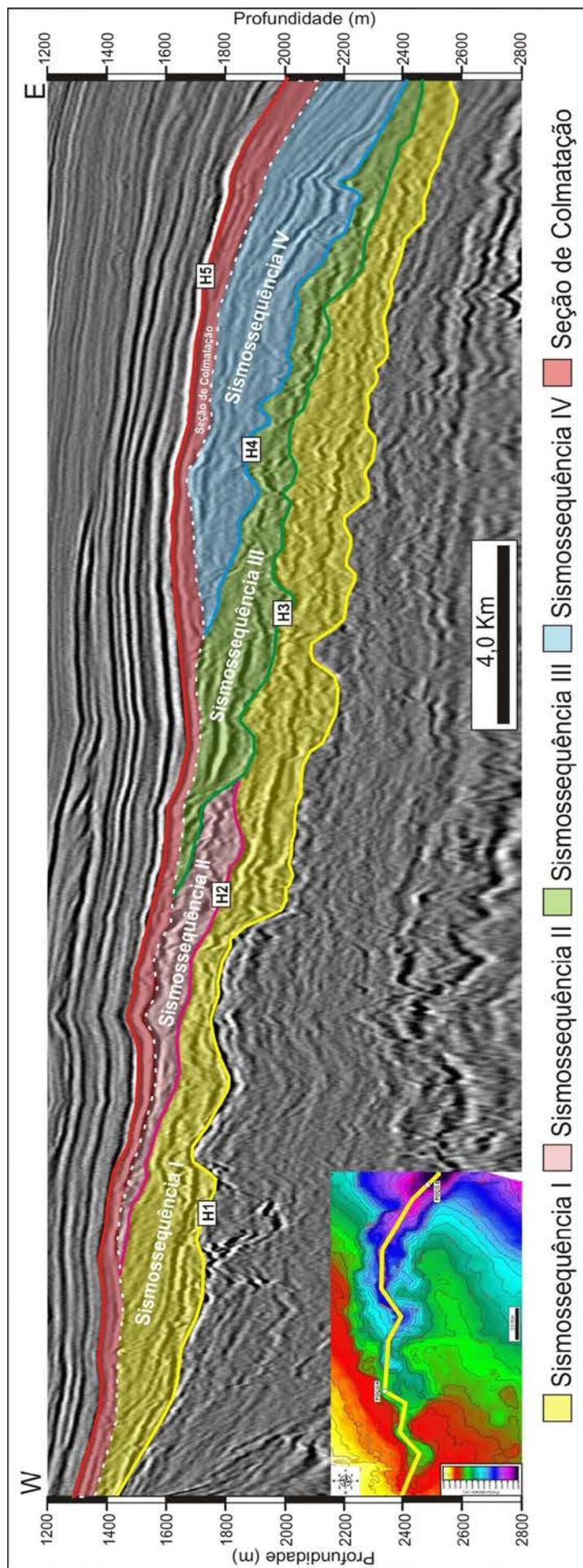


Figura 14 – Seção sísmica W-E, ilustrando a distribuição das sismossequências e os horizontes sísmicoestratigráficos que as delimita (horizonte H1, H2, H3, H4 e H5). É importante ressaltar nesta figura, a arquitetura das unidades, na qual estão dispostas com um suave mergulho para leste, sendo visto também que a sismossequência IV (em azul) apresenta maior espessura nesta direção, seguindo o comportamento da base do paleocânion que se torna mais profunda. Além disto, pode ser observada a seção de colmatação cessando o preenchimento sedimentar do paleocânion de maneira discordante por toda sua extensão.

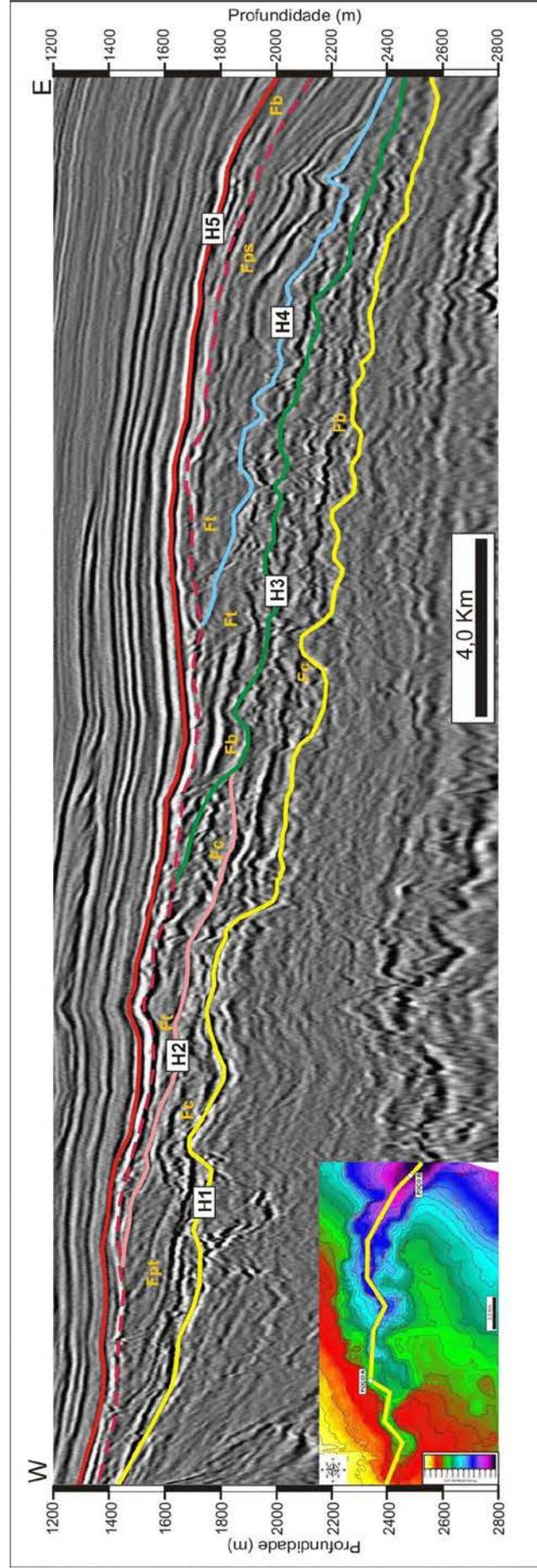


Figura 15 – Seção sísmica W-E, indicando regiões onde ocorrem as fácies sísmicas identificadas em cada unidade sísmica (Fácies Fc, Fb, Fpt, Ft e Fps).

4.4 Mapa de isópacas

Na análise dos mapas de isópacas, foram considerados os pacotes sedimentares do preenchimento do paleocânion e utilizando a área de distribuição de cada sismossequência, foi elaborado um mapa de distribuição do preenchimento das sismossequências, ilustrando a arquitetura das sismossequências em mapa e sua possível evolução. Pode ser inferida também, a área onde ocorre erosão causada pela dinâmica da variação relativa do nível do mar (Figura 16).

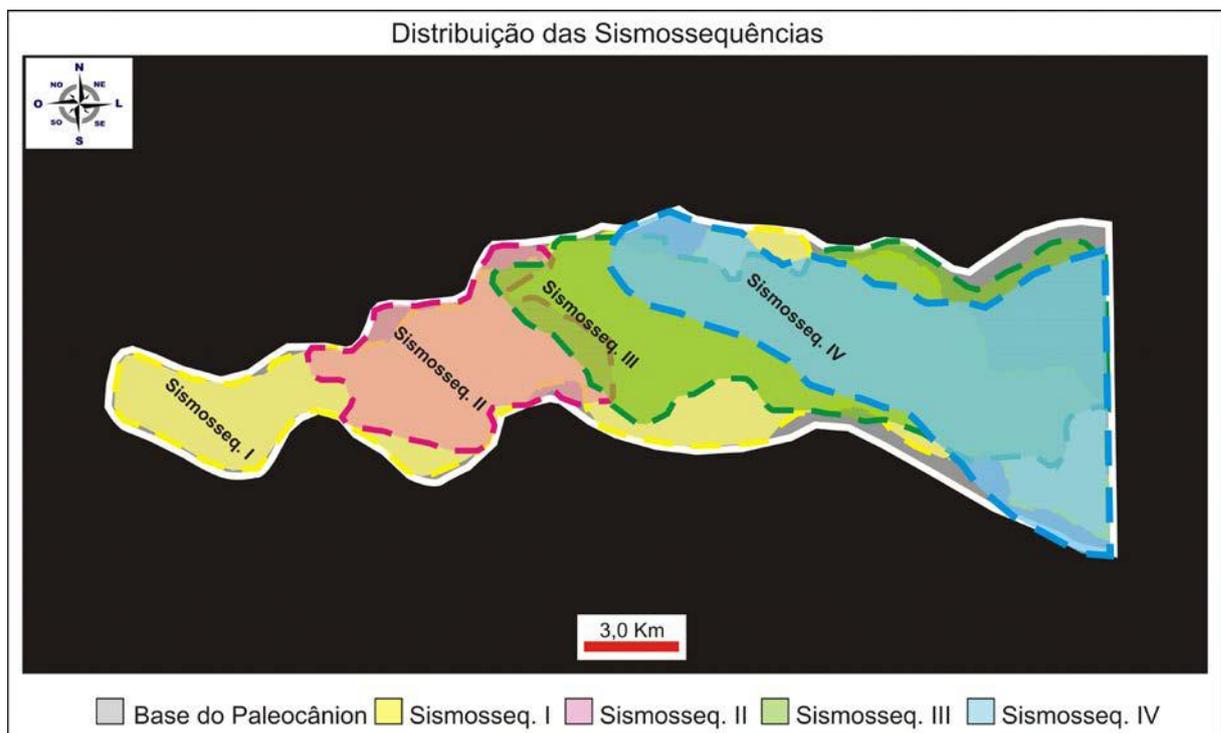


Figura 16 – Mapa elaborado utilizando-se as áreas de preenchimento identificadas nos mapas de isópacas de cada sismossequência e colocando-as na verdadeira ordem deposicional (foi colocado transparência, para melhor visualização destas áreas).

Através da diferença entre os horizontes H1 e H5, foi montado um mapa de espessura referente à todo o preenchimento do paleocânion (Figura 17), no qual se observa uma maior espessura à jusante, juntamente com um aumento da largura; tendo, portanto, seu depocentro concentrado nesta região, atingindo espessura máxima de 690m.

Para uma melhor caracterização da geomorfologia do preenchimento do paleocânion, foram elaborados mapas de isópacas de cada unidade sismoestratigráfica identificada, sendo extraídas as diferenças entre os horizontes da base e do topo de cada unidade.

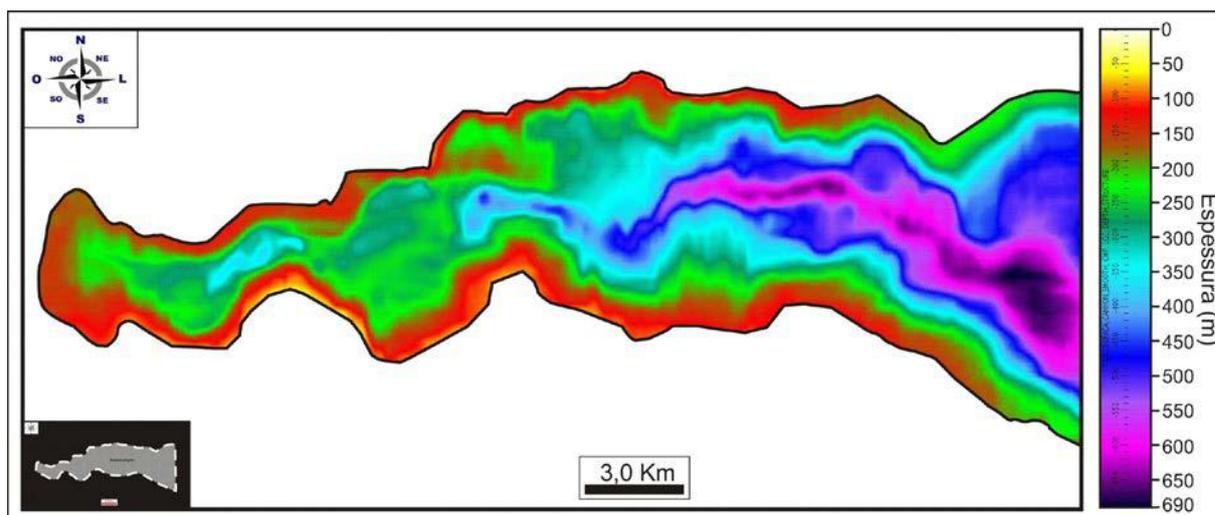


Figura 17 – Mapa de isópacas referente ao preenchimento sedimentar do paleocânion.

Sismossequência I. – Ao analisar o mapa de isópacas desta unidade, observa-se que apresenta um preenchimento bastante irregular, tendo regiões com maiores espessuras seguindo o talvegue do paleocânion e obtendo espessura máxima de 330m. Além disto, o pacote sedimentar encontra-se espesso à montante, perdendo espessura à jusante. Estas características observadas ocorrem devido aos processos erosivos que atuam no topo da unidade, causada pela sismossequência subsequente (Figura 18).

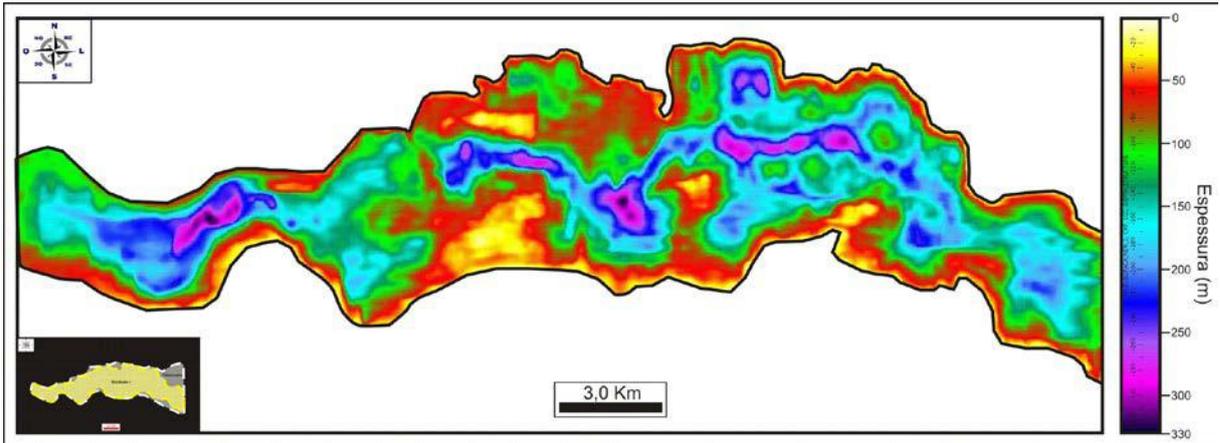


Figura 18 – Mapa de isópacas da sismossequência I. Observe o preenchimento de forma irregular na zona onde é erodido pela sismossequência II e III.

Sismossequência II. – Esta unidade é a de menor extensão e espessura, atingindo espessura máxima de 175m (Figura 19). Apresenta grande irregularidade no preenchimento, associados ao intenso processo erosivo, sendo visualizada também em seção sísmica, através do truncamento causado pela superfície erosiva representada pelo horizonte H3, no limite superior da unidade II.

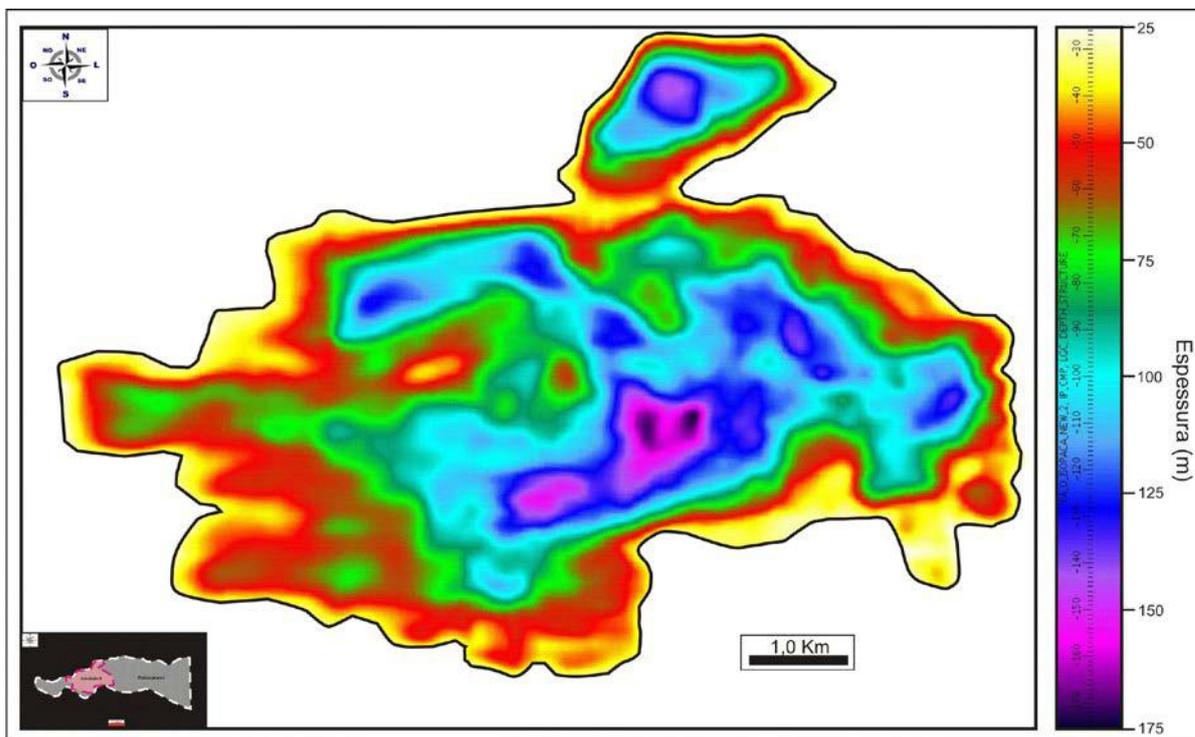


Figura 19 – Mapa de isópacas da sismossequência II. Observa-se a forte erosão causada pela sismossequência III que deixa a geometria bastante irregular.

Sismossequência III. – Esta unidade possui espessura máxima de 301m e de maneira semelhante à sismossequência I é marcada por intensa irregularidade na disposição de seu preenchimento, por consequência da erosão causada pela sismossequência subsequente (Figura 20). Observando o mapa da distribuição das sismossequências (Figura 16) e a resposta deste mapa, nota-se irregularidade mais acentuada, onde é erodida pela sismossequência IV, obtendo menores espessuras nestas regiões.

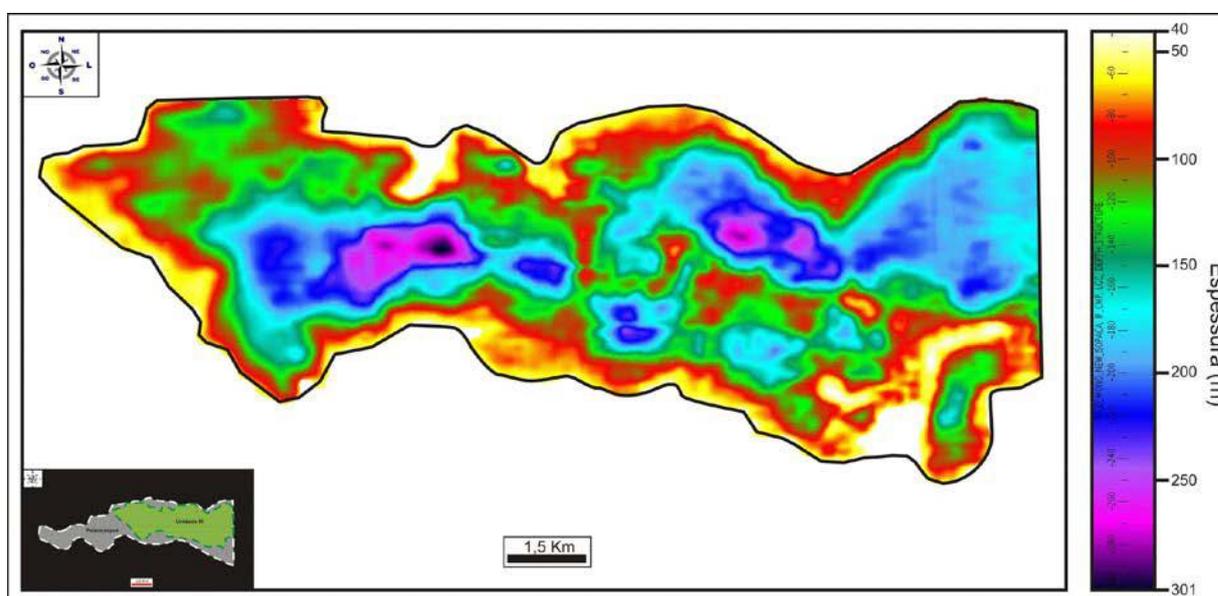


Figura 20 – Mapa de isópacas da sismossequência III. Observe que, aparentemente, as maiores espessuras estavam distribuídas seguindo o talvegue (direção W-E), porém devido à erosão causada pela sismossequência IV, apresenta distribuição irregular nesta região.

Sismossequência IV. – Ao observar o mapa de isópacas desta unidade (Figura 21), que corresponde à última unidade de preenchimento do paleocânion, sendo composta, também pela seção de colmatação, é possível observar menor espessura à montante e um espessamento de seu preenchimento à jusante, onde está localizado seu depocentro, chegando a atingir a espessura máxima de 491m. A geometria de

preenchimento menos irregular, indica que nesta sismossequência atuaram menos processos erosivos, associado a subida relativa do nível do mar.

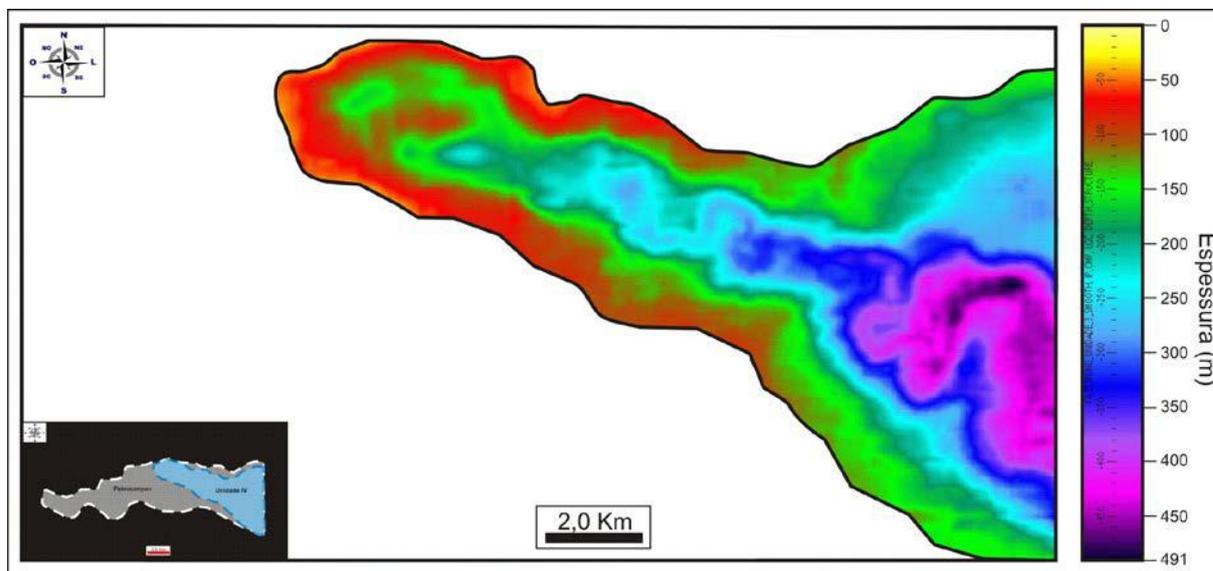


Figura 21 – Mapa de isópacas da sismossequência IV. Observe a regularidade do preenchimento desta sismossequência, devido a ausência de erosão.

4.5 Mapa de contorno estrutural

Com o intuito de obter maiores informações quanto ao comportamento morfológico do paleocânion e das sismossequências que correspondem o seu preenchimento, foram elaborados mapas estruturais das superfícies correspondentes aos horizontes da base do paleocânion, dos limites das sismossequências e de sua colmatação, utilizando-se como datum o fundo do mar.

Horizonte H1 – Este horizonte possui cota mínima de -1290m e máxima de -2580m e observa-se uma morfologia meandrante, apresentando diferentes características ao longo, tendo uma alta sinuosidade à montante e uma baixa à jusante

(Figura 22). Esta diferença foi interpretada como resposta a uma maior declividade da superfície que marca a base do paleocânion, reconhecida pelo horizonte H1, tendo assim um aumento da energia do fluxo e portanto, menor sinuosidade.

Além disto, é possível visualizar variações nas declividades das paredes do paleocânion, sendo mais íngremes a norte, indicando que o processo erosivo teria se concentrado a norte, devido a um basculamento de toda região ou pelas características da própria dinâmica do fluxo.

Em geral, as distribuições das isolinhas estão dispostas na forma de vales em “V” apontando para montante, na direção Oeste e suas curvas de contorno assumem diferentes feições morfológicas relacionadas ao caráter erosivo da superfície da base do paleocânion. Além disto, pode ser observado um alargamento de seu vale à jusante, aumentando o espaço de acumulação do paleocânion e mostrando ter relação com a maior distribuição e espessura do pacote sedimentar, conforme visto no mapa de isópacas para esta região.

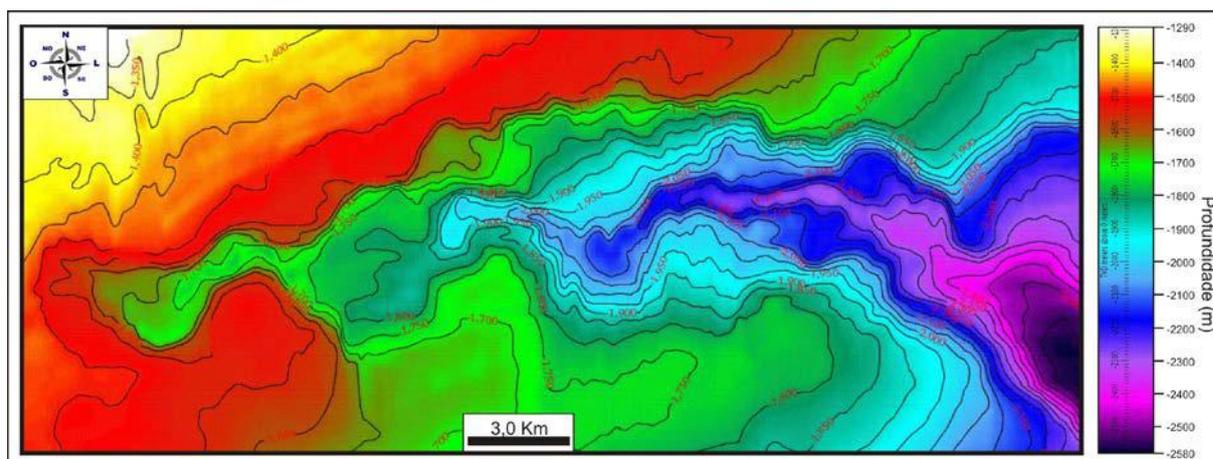


Figura 22 – Mapa estrutural referente ao horizonte H1, que corresponde a superfície da base do paleocânion, com a profundidade em relação ao nível do mar.

Horizonte H2. – De acordo com o mapa, este horizonte possui cota máxima de -1939m e mínima de -1335m , apresentando maiores larguras do vale e profundidades à jusante (Figura 23). Podem ser evidenciadas também, isolinhas assumindo pequenas formas de vale em “V” que seguem o mesmo comportamento das isolinhas de forma geral, apontando para oeste. Estas feições estão possivelmente relacionadas ao complexo de canais que cortam a superfície da unidade, servindo como condutos para o transporte de sedimentos.

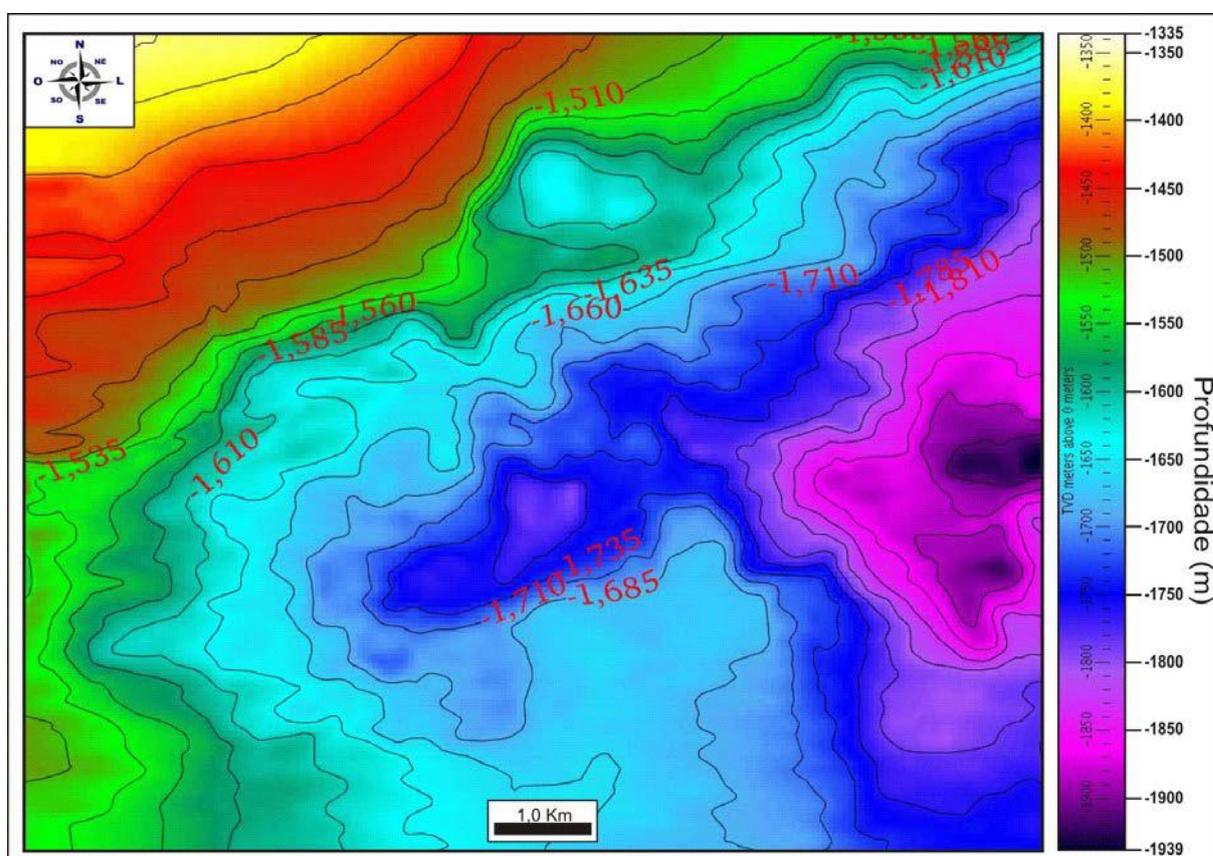


Figura 23 – Mapa estrutural referente ao horizonte sísmico H2, com a profundidade em relação ao nível do mar.

Horizonte H3. – O mapa de contorno deste horizonte possui uma cota mínima de -1445m e máxima de -2480m (Figura 24). De maneira semelhante ao horizonte H1, o mapa de contorno estrutural referente ao horizonte H3, apresenta dois comportamentos distintos de seu contorno, tendo à montante maior sinuosidade e à jusante, seu contorno

encontra-se de forma menos sinuosa, porém de forma geral, está superfície possui sinuosidade menos acentuada em relação ao horizonte H1.

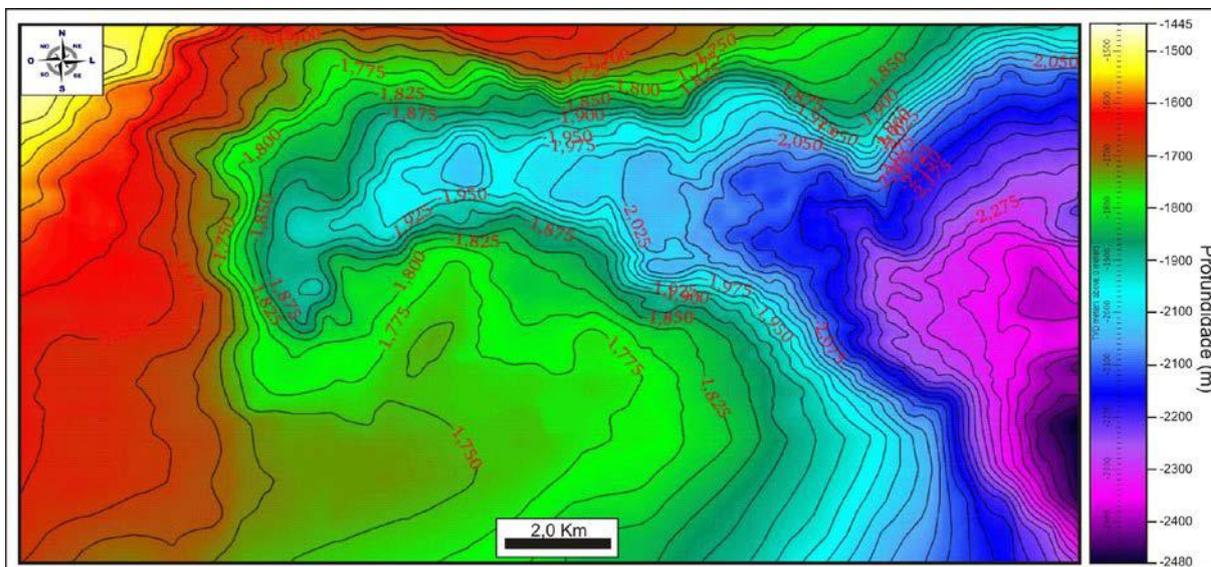


Figura 24 – Mapa estrutural referente ao horizonte sísmico H3, com a profundidade em relação ao nível do mar.

Horizonte H4. – A resposta do mapa de contorno estrutural deste horizonte mostra isolinhas, de maneira geral, dispostas na forma de vale em “V”, sendo observada maior assimetria em seu contorno (Figura 25). Esta superfície apresenta menor sinuosidade comparada às demais superfícies, obtendo cota mínima de -1341m e máxima de -2442m à jusante.

Horizonte H5. – Representando a superfície que cessa o preenchimento do paleocânion, este horizonte apresenta distribuição uniforme, mostrando ausência de domação ou alguma estrutura aparente, podendo ser observado somente concavidades isoladas e uma inclinação da superfície para leste. Tem cota mínima de -1166m e máxima de -2264m (Figura 26). Este comportamento da superfície é característico das respostas que vem sendo observadas nos demais horizontes, mostrando as superfícies com mergulho para leste, atingindo maiores profundidades à jusante.

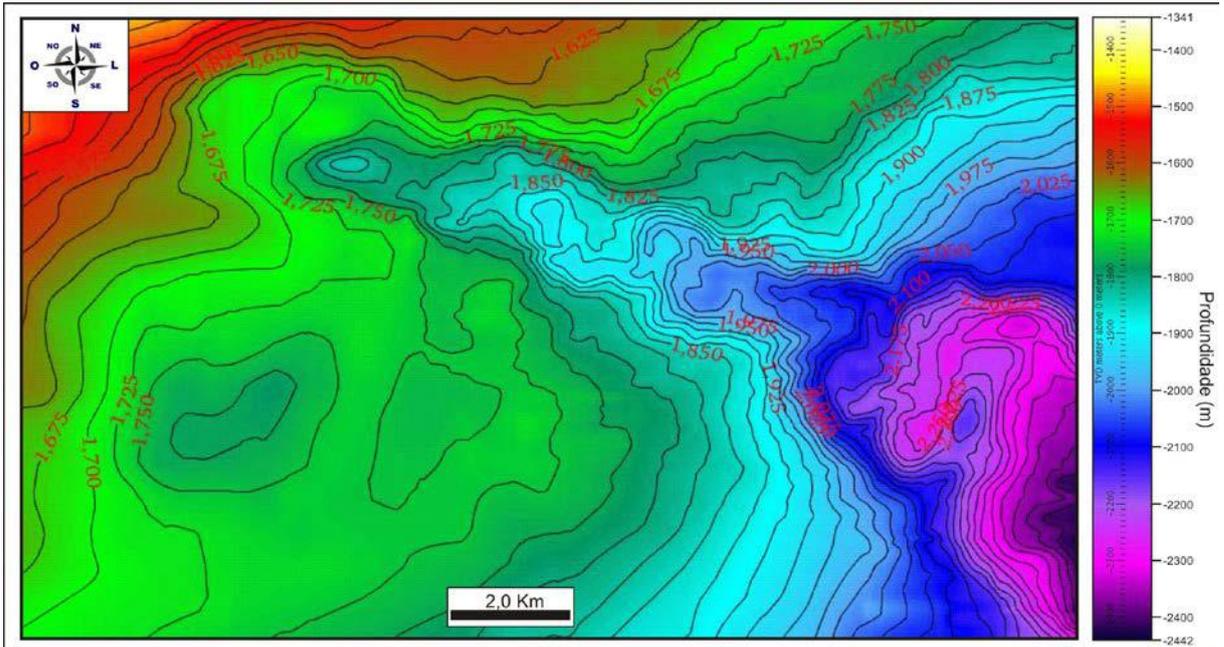


Figura 25 – Mapa estrutural referente ao horizonte sísmico H4, com a profundidade em relação ao nível do mar.

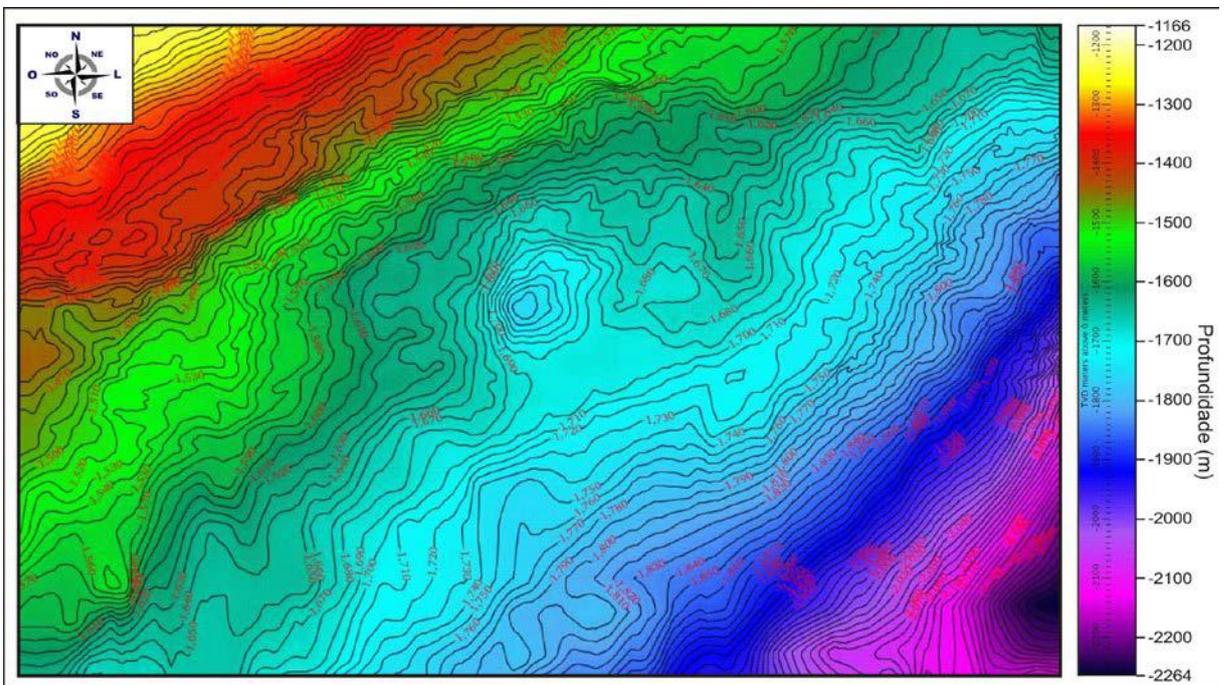


Figura 26 – Mapa estrutural referente ao horizonte sísmico H5, com a profundidade em relação ao nível do mar.

5 DISCUSSÃO

5.1 Características morfológicas do paleocânion

O paleocânion estudado neste trabalho está situado na porção sul da bacia de Campos e alonga-se na direção W–E, com cabeceira a W, aprofundando-se para E, numa área de aproximadamente 309 km². Possui largura máxima de aproximadamente 11 km, uma espessura máxima de 690,0 m na parte distal e aproximadamente 32 km de comprimento.

Este paleocânion, conforme visto no mapa estrutural referente à base possui morfologia geral meandrante, apresentando alta sinuosidade à montante e menor à jusante.

Com a análise de seções sísmicas transversais ao eixo do paleocânion, observa-se que, na parte proximal, a morfologia de seu conduto apresenta maior simetria, além de tornar-se mais largo e possuir pacote sedimentar menos espesso, apresentando um perfil de vale em forma aproximadamente de “U”. Na região central, sua morfologia se apresenta de forma assimétrica e um perfil de vale em forma aproximadamente de “V”, já na parte distal, mais a leste da área de estudo, nota-se que, com o alargamento do seu conduto, o paleocânion reassume uma feição mais simétrica, apresentando novamente um perfil semelhante à forma de “U” (figuras 29, 30 e 31).

Além disto, as sismossequências identificadas neste estudo têm eixos preferenciais W-E, seguindo o sentido do talvegue do paleocânion; porém os padrões de empilhamento de seus preenchimentos diferem quanto posicionamento dos canais.

As sismossequências I e II possuem um padrão de empilhamento predominantemente vertical (figuras 27 e 29), indicando o empilhamento, pertinente ao paleocânion, dos sucessivos fluxos que foram responsáveis por sua deposição. Diferente do preenchimento da

sismossequência I, que possui geometria e arranjo de refletores mais característicos de seu empilhamento, a sismossequência II apresenta maior modificação na sua geometria, causada por sucessivos processos de erosão e deposição durante seu preenchimento.

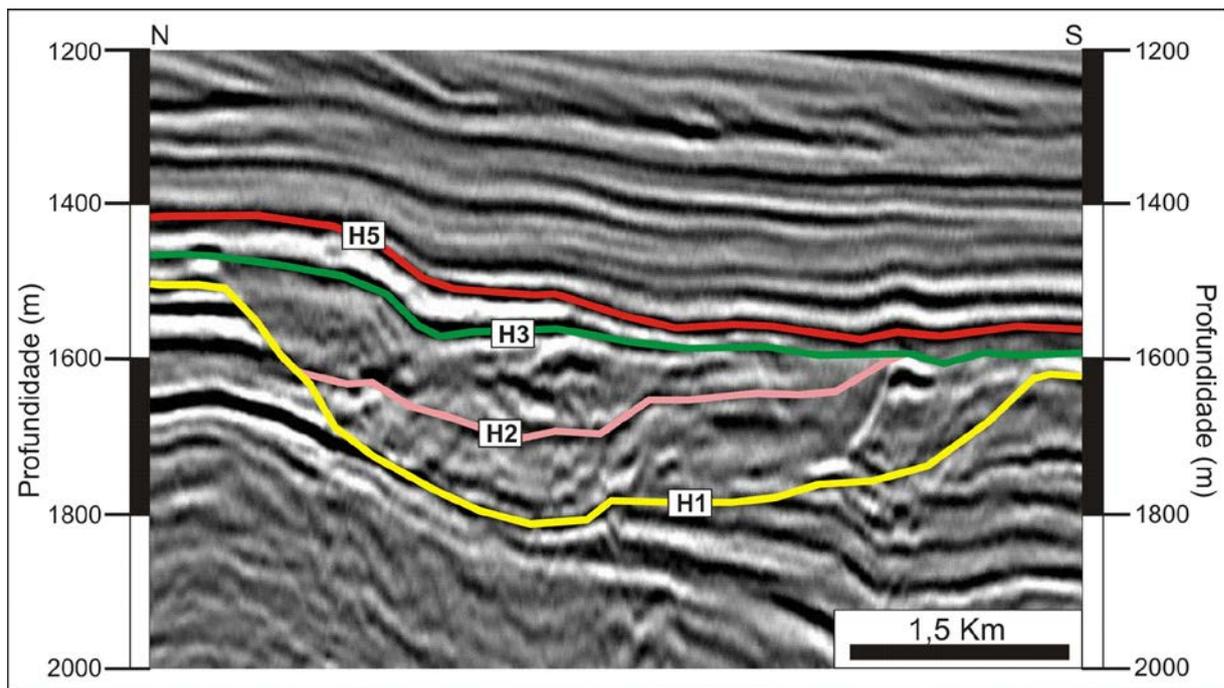


Figura 27 – Seção sísmica N-S da parte proximal do paleocânion, mostrando o padrão de empilhamento predominantemente vertical.

Com o prosseguimento do preenchimento, as sismossequências III e IV, em suas porções iniciais, refletem a menor influência do paleocânion no posicionamento dos sucessivos fluxos responsáveis pelo seu preenchimento, podendo ser observados os deslocamentos dos canais para a margem Norte (Figura 30), sendo posteriormente defletidos ao atingir o talvegue do paleocânion e, seguem a partir deste ponto, a orientação do talvegue (Figura 31).

Essas características observadas no padrão de empilhamento, principalmente em suas porções iniciais, denotam uma influência de forte componente lateral devido à assimetria dos canais. Na margem norte, nas regiões onde se encontram paredes menos íngremes, as simossequências apresentam empilhamento organizado na direção da margem do paleocânion; enquanto na margem Sul, onde a parede do paleocânion é mais íngreme, o empilhamento torna-se aparentemente vertical (Figura 28).

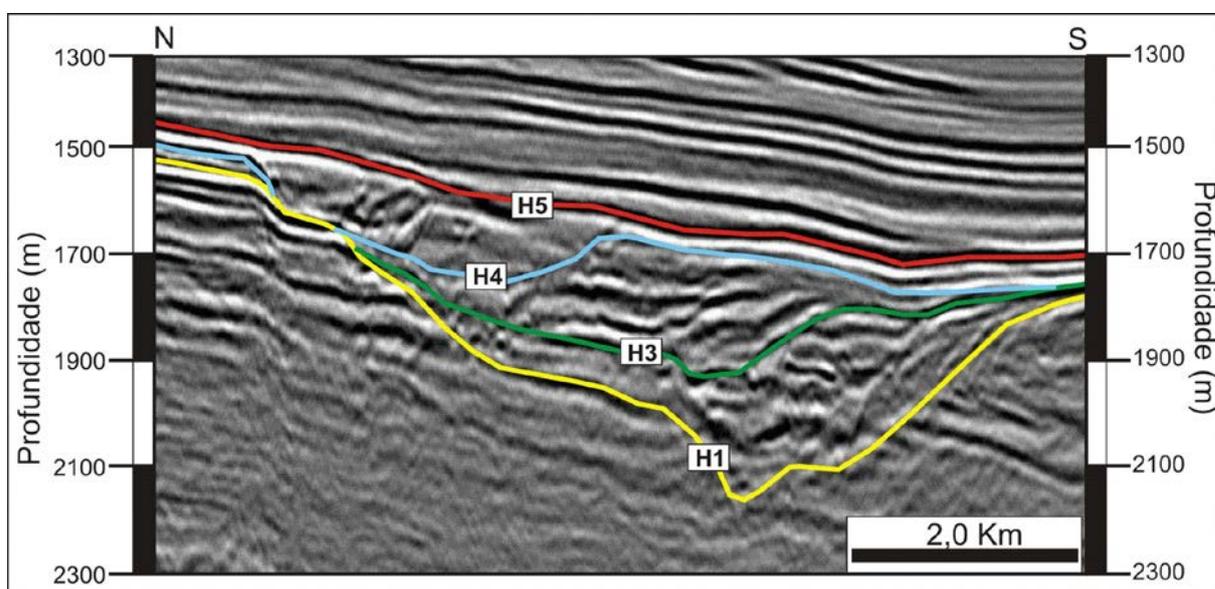


Figura 28 – Seção sísmica de orientação N-S mostrando a assimetria dos canais das simossequências I, III e IV, tendo em destaque o empilhamento vertical próximo à margem Sul e um aparente deslocamento lateral do preenchimento na margem Norte. Observe também, a arquitetura das discordâncias (marcadas pelos horizontes H1, H3, H4 e H5), ressaltando a deflexão do posicionamento dos canais da margem Norte (Horizonte H4) para o talvegue do paleocânion (Horizonte H3).

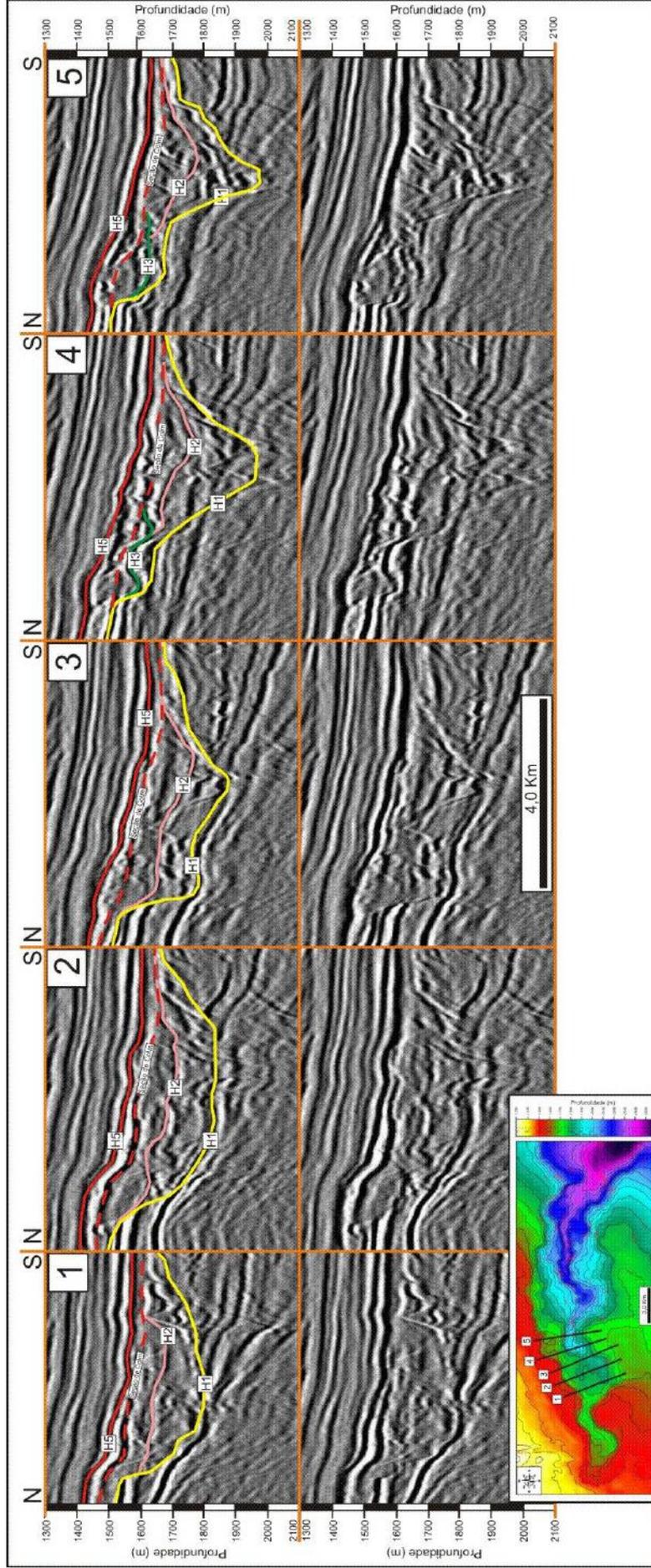


Figura 29 – Seções sísmicas de orientação N-S (1, 2, 3, 4, 5) retiradas na região próxima à cabeceira do paleocânion. É possível observar a morfologia do paleocânion, com perfil de vale predominantemente na forma de “U”, assumindo uma forma semelhante à de vale em “V” em direção a regiões mais distais. Encontra-se na figura também, seções não interpretadas para melhor visualização das feições discordantes. Em destaque no mapa, estão as localizações das seções 1, 2, 3, 4 e 5.

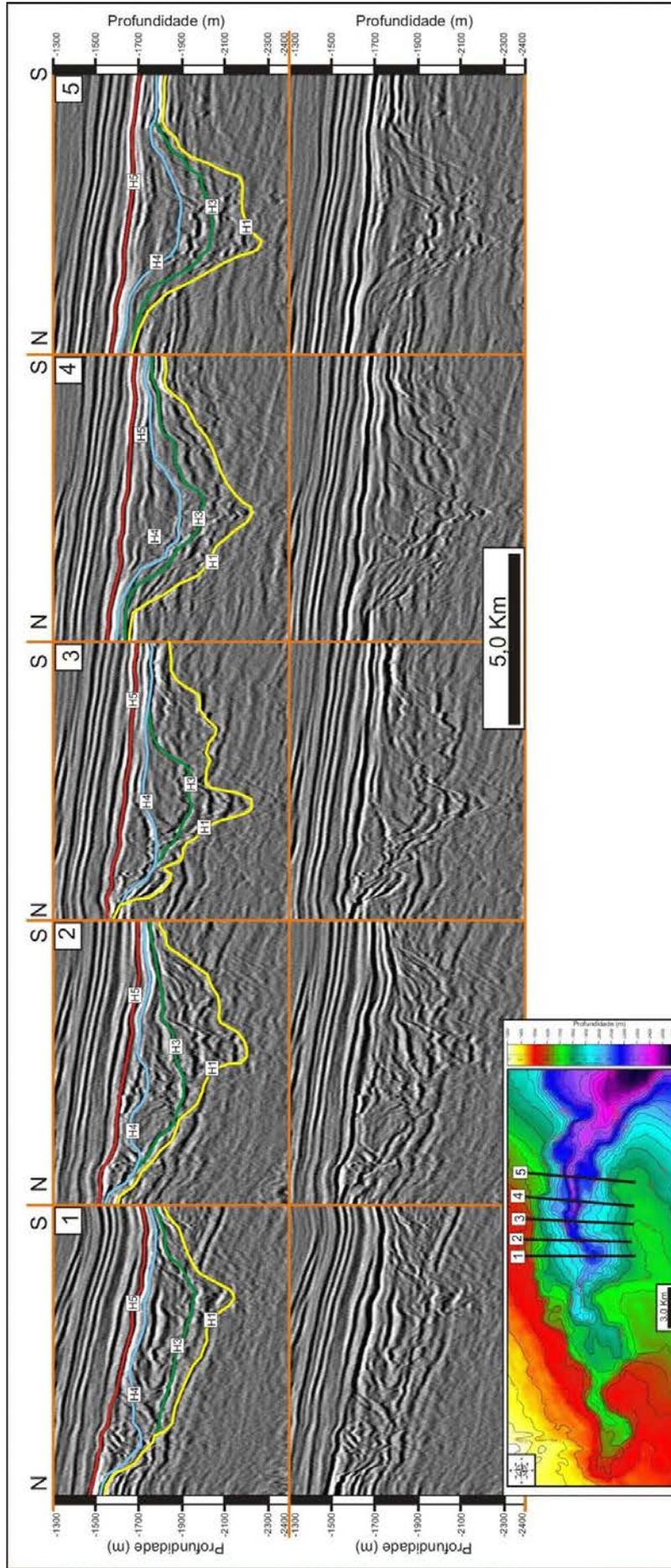


Figura 30 – Seções sísmicas de orientação N-S (1, 2, 3, 4, 5) retiradas numa região intermediária do paleocânion, sendo possível observar a morfologia com perfil de vale predominantemente na forma de “V”, assumindo uma forma semelhante a de vale em “U” em regiões onde a parede Norte do paleocânion possui mergulho mais suave. É importante observar uma aparente deflexão do empilhamento das feições discordante, iniciando na margem Norte, posteriormente seguindo o talvegue do paleocânion empilhadas verticalmente, principalmente a de cor azul. Além disto, encontram-se na figura, seções não interpretadas para melhor visualização das feições discordantes. Em destaque no mapa, estão as localizações das seções 1, 2, 3, 4 e 5.

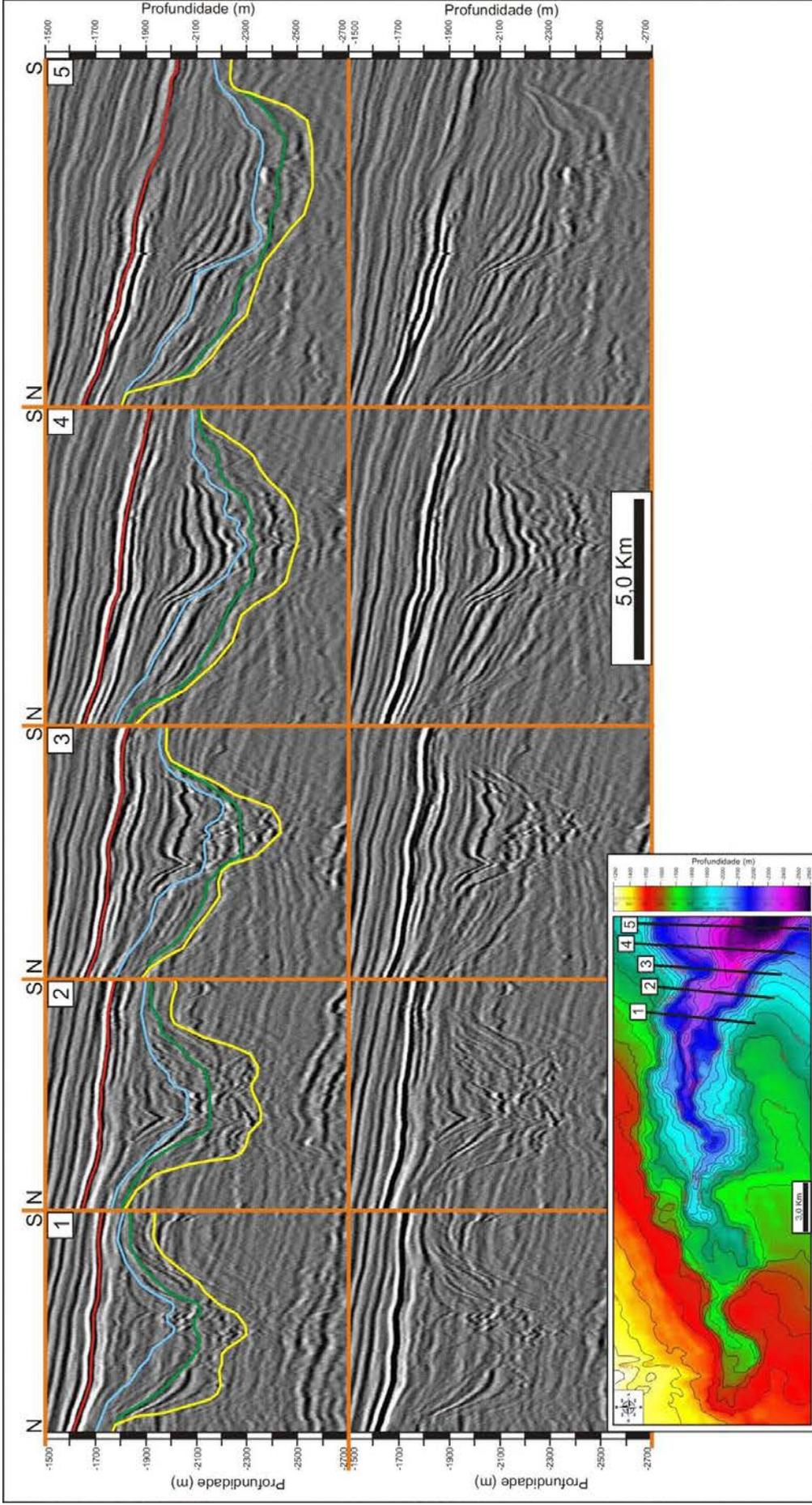


Figura 31 – Seções sísmicas de orientação N-S (1, 2, 3, 4, 5) retiradas à jusante do paleocônio, sendo possível observar a morfologia do paleocônio, com perfil de vale predominantemente na forma de “U”. Observe também, que a deflexão do empilhamento para o talvegue do paleocônio visto na Figura 25, nesta região, assume predominantemente um empilhamento vertical e conforme ilustrado no mapa, apresenta maiores profundidades e larguras. Em destaque no mapa, estão as localizações das seções 1, 2, 3, 4 e 5. Além disto, encontra-se na figura, seções não interpretadas para melhor visualização das feições discordantes.

No mapa de isópacas, foram observadas maiores espessuras de preenchimento à jusante do paleocânion, onde também se encontra mais profundo conforme observado no mapa de contorno estrutural, atingindo cotas de -2580 m (Figura 22). Sua geometria vista em ambos os mapas, possui bastante irregularidade, inclusive em sua borda e está mais acentuada principalmente nas sismossequências I, II e III.

Por mais que o mapa de isópacas não atribua características morfológicas deposicionais originais, no mapa referente à seção total de preenchimento do paleocânion pode ser observada uma relação entre a distribuição das espessuras e a dinâmica de fluxo que ocorre em canais meandrante, na qual o fluxo mostra alta taxa de migração lateral, devido às diferenças na velocidade do fluxo no lado interno e externo do meandro (JACKSON, 1976).

Conforme ilustrado na Figura 32, a velocidade do fluxo é maior na porção externa do meandro, provocando maior erosão e transporte de sedimentos para as porções internas do meandro seguinte. Já nas porções onde o canal encontra-se mais retilíneo, a zona de maior velocidade do fluxo está situada no meio do canal, onde sofre maior erosão.

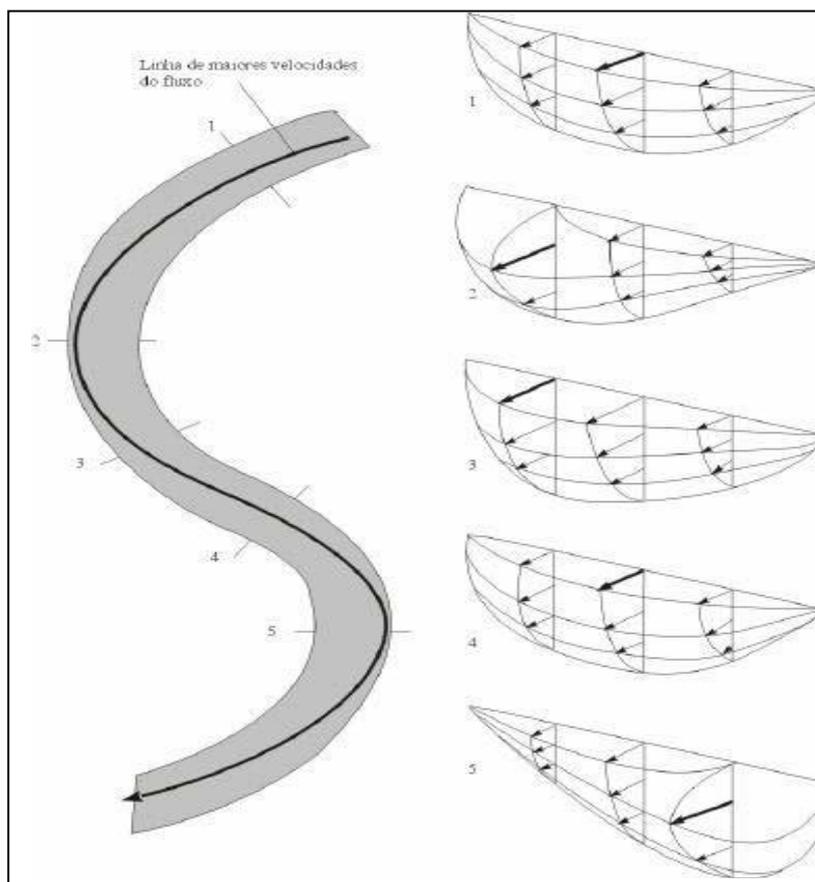


Figura 32 - Distribuição das velocidades do fluxo em seções transversais a um canal meandrante (comprimento das setas indica velocidades relativas do fluxo). A zona de maior velocidade está situada no meio do canal, onde o canal é relativamente reto (seção 1 e 4). Nas regiões de curvatura acentuada, as zonas de maiores velocidades deslocam-se para a porção externa do meandro (ALLEN, 1965).

Sendo assim, sem impor uma analogia direta com um sistema fluvial meandrante, principalmente pela composição faciológica ou por processos sedimentares, é possível que em algumas regiões do paleocânion, possa ter tido algum controle nos processos erosivos e deposicionais, relacionados com a dinâmica de fluxo imposta por canais meandantes, segundo modelo de velocidade do fluxo proposto por Allen (1965).

No mapa de isópacas do paleocânion observam-se maiores espessuras na parte externa dos meandros onde ocorre processo de erosão mais acentuado, devido à maior velocidade do fluxo. Na parte interna, onde a velocidade do fluxo é menor e a taxa de deposição é alta, os meandros possuem menores espessuras, mas obtêm maiores áreas de preenchimento resultante da maior suavidade da parede do canal. Já nas zonas onde os canais são relativamente retos,

não apresentam variações laterais de suas espessuras acentuadas, concentrando suas maiores espessuras no talvegue do paleocânion, onde a velocidade e erosão são mais acentuadas (Figura 33). No mapa de contorno estrutural, estas características encontram-se marcadas pela presença de maiores cotas nas zonas de maiores velocidades de fluxo e pela disposição das isolinhas, sendo mais espaçadas na região interna dos meandros, indicando ser menos íngreme. Onde ocorre maior erosão, as isolinhas são menos espaçadas, indicando paredes mais íngremes.

Na Figura 33, vale ressaltar também, a quase igualdade da forma do pacote de preenchimento sedimentar do paleocânion comparado ao mapa estrutural da sua base, mostrando a mesma geometria. Esta característica indica que ao longo da evolução do paleocânion não houve nenhuma deformação estrutural, tendo assim uma distribuição gradual das espessuras seguindo a topografia da base.

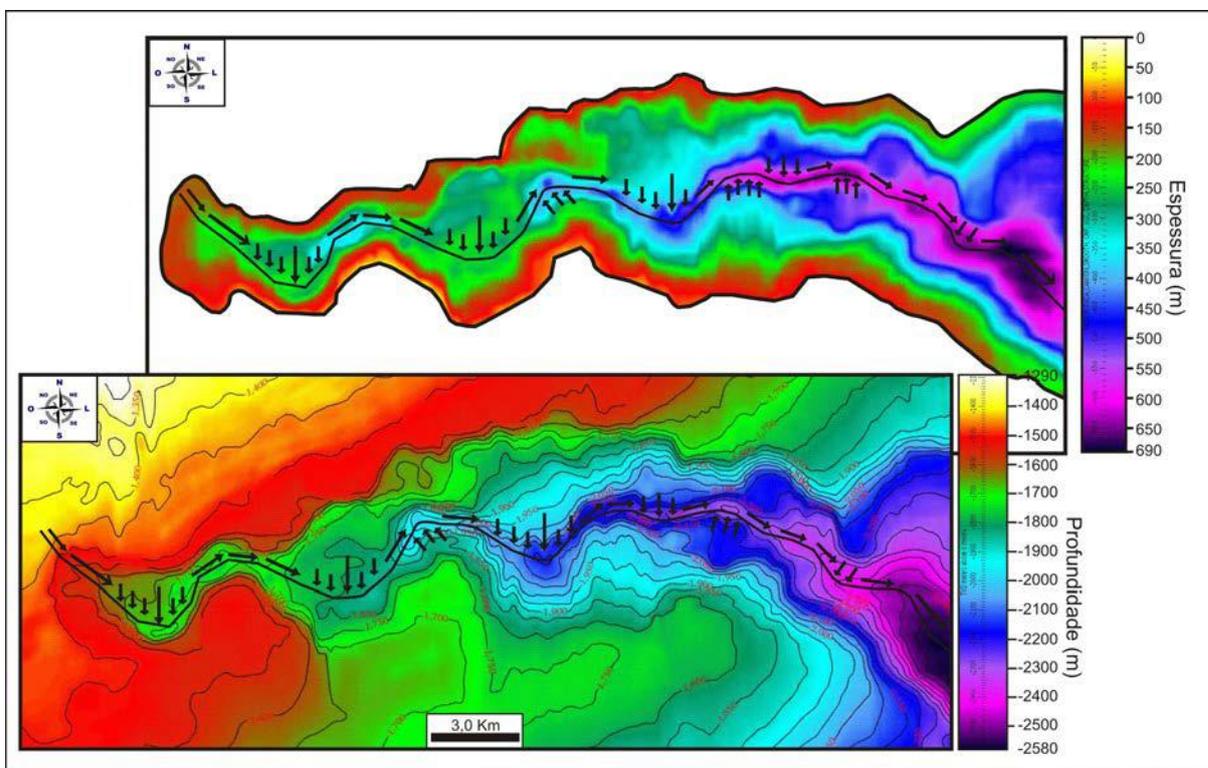


Figura 33 – Correlação entre o mapa de isópacas de toda seção de preenchimento do paleocânion e o mapa estrutural da superfície de sua base (horizonte H1), destacando a relação da distribuição das espessuras e a morfologia do conduto do paleocânion, conforme a variação da velocidade do fluxo, proposto por Allen (1965).

5.2 Estilo de preenchimento sedimentar

Segundo Moraes *et al.* (2006), para uma maior confiabilidade na modelagem e para uma adequada caracterização de reservatórios de águas profundas, torna-se importante o conhecimento da geometria e arquitetura de seu preenchimento. Assim, integrando dados de afloramentos e observações de subsuperfície, propuseram três tipos de arquitetura para a classificação de reservatórios de águas profundas: (1) complexos de canais discretos, (2) complexo de canais amalgamados e (3) omplexos de canais distributários e lobos (Figura 34).

Os complexos de canais discretos (Figura 34-A) representam corpos de preenchimento de canais espacialmente segregados, empilhando-se vertical ou obliquamente. O segundo tipo são os complexos de canais amalgamados (Figura 34-B) e consistem num sistema dominado por canais relativamente rasos, caracterizados por frequente migração lateral e o predomínio de amalgamação lateral. Podem ocorrer em sistemas de baixa sinuosidade (desenvolvendo o padrão entrelaçado) ou em sistema de alta sinuosidade (desenvolvendo o padrão de acreção lateral). Além disto, o componente de empilhamento vertical ou oblíquo é maior que a justaposição lateral.

Já os complexos de canais tributários e lobos (Figura 34-C), representam a transição do complexo de canal-lobo, sendo caracterizados por um sistema proximal de canais distributários rasos, que comumente aparecem associados a lobos de extravasamento lateral (*spill lobes*) e que alimentam lobos frontais (terminais), apresentando pequena espessura e grande extensão lateral.

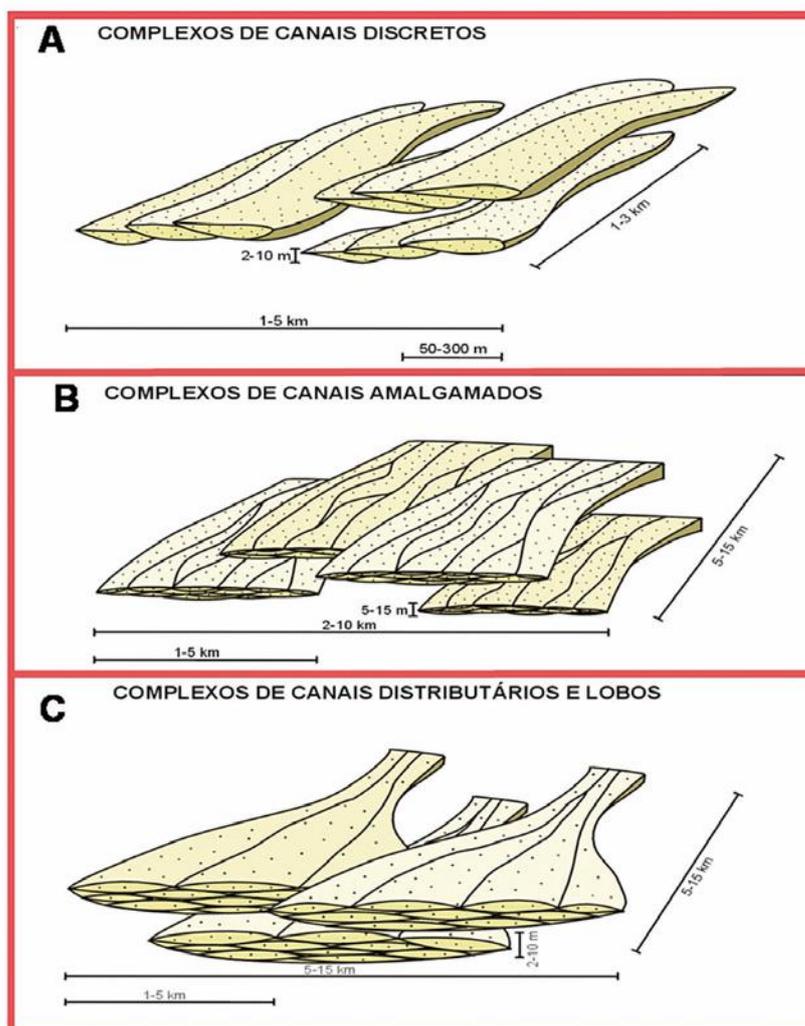


Figura 34 – Classificação dos tipos de reservatórios de águas profundas proposta por Moraes *et al.* (2006).

Portanto, (i) utilizando a classificação realizada por Moraes *et al.* (2006), (ii) considerando a segregação dos corpos de preenchimento dos canais do paleocânion (iii) e seu empilhamento de maneira vertical em algumas regiões, sendo defletidas em outras e assumindo um empilhamento oblíquo, foi possível classificar os complexos de canais do paleocânion estudado neste trabalho, como sendo mais próximo do tipo complexo de canais discretos (Figura 34).

5.3 Evolução do paleocânion

Inicialmente é importante a contextualização cronológica, indicando as condições eustáticas e os eventos que possam ter influenciado na formação do paleocânion e no desenvolvimento do seu preenchimento. Sendo assim, foram levantados dados bioestratigráficos, datações de eventos magmáticos e variações eustáticas que fazem parte do seu cenário geológico. Estes dados são provenientes de trabalhos realizados na área de estudo e serviram como base para as considerações feitas neste trabalho.

5.3.1 Posicionamento biocronoestratigráfico da seção de estudo

A seção estratigráfica atravessada pelos poços A (Intv. 1490/1760 m) e B (Intv. 1810/2540 m) é considerada aqui, como correspondente ao Eoceno médio, inserida no intervalo das biozonas NP 15 – NP16 (Biozona *Chiasmolithus solitus*) do zoneamento biocronoestratigráfico de Martini (1971), com limites de idade entre 47,0 a 42,3 M.a.

5.3.2 Origem do paleocânion

O Eoceno da bacia de Campos é marcado por um intenso magmatismo, que ocorreu na margem sudeste brasileira, nas regiões de Cabo Frio (RJ) e no Arquipélago de Abrolhos (ES). O magmatismo evidencia-se na forma de edifícios vulcânicos que podem ser identificados na sísmica e por dados de poços, além da presença soleiras e diques intrudidos na seção sedimentar, todos de idade Paleoceno Superior / Eoceno Médio (MOHRIAK *et al.* 1990 e 1991; MIZUSAKI e MOHRIAK, 1992).

Através de datações radiométricas K/Ar de rochas magmáticas básicas e alcalinas que ocorrem nas bacias sedimentares brasileiras, foram identificados os principais eventos magmáticos que atingiram a bacia. As análises feitas por Mizusaki *et al.* (1998) e Thomaz-Filho *et al.* (2000), constataram grande incidência de magmatismo entre 40 Ma a 60 Ma (Eoceno) nas regiões de Cabo Frio (RJ), na bacia de campos, ocorrendo o ápice do evento em torno de 50 Ma.

Recentemente, Winter *et al.* (2007) em sua carta estratigráfica referente à bacia de Campos, propuseram a definição dos eventos magmáticos do Terciário em três: um do Paleoceno, um do Eoceno inferior e outro do Eoceno médio.

Segundo Rangel (2005), o magmatismo mais expressivo do Sul da bacia de Campos teve início no Paleoceno e se estendeu até o Eoceno médio, período em atingiu o clímax de sua atividade. Além disto, com base em amostras de rochas vulcânicas coletadas em poços perfurados nesta região, foi feita datação radiométrica K/Ar e foram encontradas idades radiométricas variando de 44 ± 1 Ma a 55 ± 11 Ma (Osvaldo Braga, informação verbal).

Outro aspecto analisado para a contextualização do cenário geológico do paleocânion é a variação eustática que ocorre no Eoceno e influencia a sedimentação e a topografia. A passagem do Eoceno inferior para o Eoceno médio (cerca de 50 Ma) é marcada por uma discordância regional bem delimitada na sísmica que segundo Beurlen (1982), está relacionada às variações eustáticas. Conforme visualizado na Figura 35, o limite Eoceno inferior – Eoceno médio é caracterizado por forte queda do nível relativo do mar (em torno de 49 Ma), reforçando a relação das variações eustáticas com a origem do paleocânion que é admitida sendo há aproximadamente 47 Ma. A partir do Eoceno médio, a bacia foi caracterizada por altas taxas de sedimentação e pela formação de espessa seção Eoceno Superior - Oligoceno, depositada sob influência de subida lenta e oscilante do nível do mar.

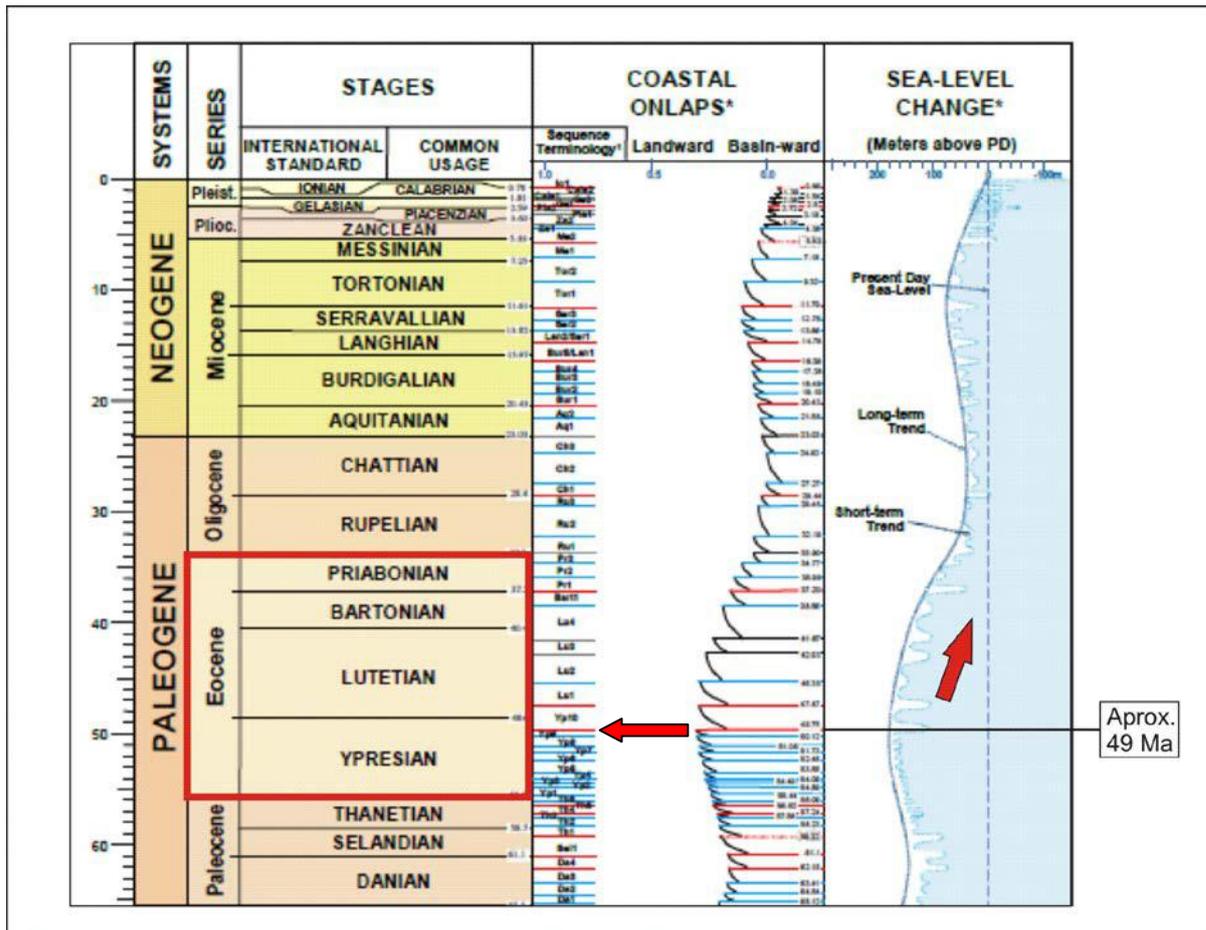


Figura 35 – Curvas das variações do nível do mar e os *onlaps* costeiros que ocorreram no Terciário (modificado do artigo “*A Compilation of Phanerozoic Sea-Level Change, Coastal Onlaps and Recommended Sequence Designations*”, realizado por John W. Snedden e Chengjie Liu (2010), utilizando os trabalhos de Haq et al. (1987), Hardenbol et al. (1998) e Haq and Schutter (2008)). Observe a forte queda relativa do nível do mar que ocorreu aproximadamente na passagem do Eoceno inicial/médio, indicada pelas setas vermelhas.

Sendo assim, neste contexto, analisando seções transversais ao eixo do paleocânion, podem ser observados a sul (Figura 36), expressivos corpos magmáticos que ocorrem na forma de edifícios vulcânicos, soleiras e diques intrudidos na seção sedimentar onde foi escavado o paleocânion e são admitidos como sendo parte do evento magmático do Terciário que ocorreu na região do Alto de Cabo Frio (OREIRO *et al.*, 2006; SOUZA, 2010). Para melhor visualização foram interpretadas superfícies de topo e base das rochas vulcânicas terciárias, em três seções N-S (Figura 35 A–C),

seguindo os estudos realizados por estes autores, nestas rochas da porção sul da bacia de Campos.

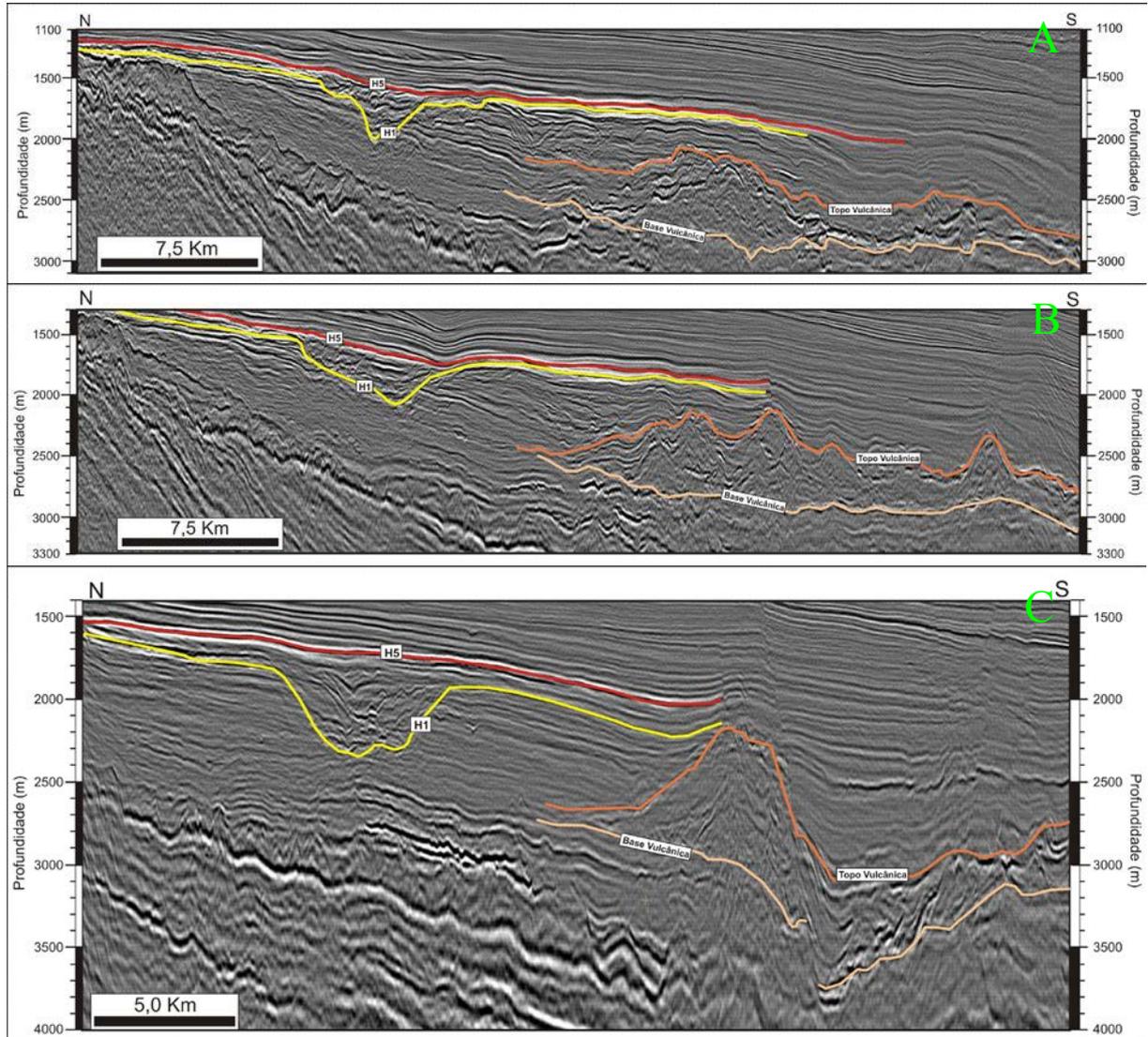


Figura 36 – Seções sísmicas de orientação N-S, destacando os edifícios vulcânicos terciários e variação de sua forma.

Neste trabalho aventa-se a hipótese de que além das variações eustáticas, a formação do paleocânion e suas características morfológicas sofreram influências do magmatismo do Terciário, especificamente o que ocorreu no Eoceno médio, porém foram usados como base somente nas observações feitas neste trabalho, não sendo

suficiente para confirmar uma relação entre os eventos, precisando ser feitos mais estudos.

De acordo com Souza (2010), estas rochas vulcânicas estendem-se por uma área de aproximadamente 985 km² e possuem continuidade nos sentidos leste, oeste e sul. Além disto, através do mapa de isópacas extraído entre o topo e a base da seqüência vulcânica, realizou um cálculo de volume de material extravasado, obtendo um volume de 438 Km³ de rochas vulcânicas e uma espessura média de 445 metros.

Portanto, assumindo que os eventos magmáticos do Terciário tiveram grandes manifestações durante o Eoceno, através da reativação associada à Província do alinhamento Magmático de Cabo Frio (RICOMINI *et al.*, 2004), a grande densidade correspondente ao volume das rochas vulcânicas, teria exercido um desequilíbrio isostático na sua zona de influência, ocasionando uma progressiva subsidência isostática periférica. Neste contexto, uma grande área teria sido levemente deprimida e se tornado uma zona preferencial para a canalização de cânions submarinos, e em conjunto com as variações eustáticas, resultado em desmoronamentos e escorregamentos devido à descompressão e exposição subaérea, causada pela ausência da coluna d'água e na subsequente incisão do vale por rios que moldam o paleocânion.

A relação entre a formação de cânions submarinos e o desequilíbrio isostático não é desconhecida na bacia de Campos. Espessos depósitos turbidíticos acumularam-se na direção do talude, onde a remobilização de sal, associada à sobrecarga diferencial ocorreu contemporaneamente com a deposição dos siliciclásticos em baixos (FIGUEIREDO & MOHRIAK, 1984). Este processo resultou em uma larga e relativamente rasa depressão no fundo do mar, para onde foram canalizados os cânions submarinos (SOUSA CRUZ, 1998).

De acordo com Cronin *et al.* (2005), os cânions particularmente alimentados por sistemas de drenagem subaérea, formam-se inicialmente por escorregamentos e são

mantidos por fluxo de densidade neles focalizados. Além disto, cita que os cânions atuam como zonas de ultrapassagem (*by-pass*) de sedimentos durante períodos de nível relativo do mar baixo e são preenchidos durante períodos de subida do nível relativo do mar. Do mesmo modo, Gardner *et al.* (2006) dizem que as superfícies erosivas representam longos registros de ultrapassagem (*by-pass*) dos sedimentos ao longo do cânion.

5.3.3 Modelo de preenchimento

Através da análise sismoestratigráfica do paleocânion, pode ser proposto um modelo de evolução para o preenchimento sedimentar, considerando a distribuição das fácies sísmicas e a sucessão das sismossequências.

Quadro 2 – Síntese das litologias na porção proximal e distal do paleocânion, dos limites estratigráficos e as sismo fácies observadas nas sismossequências I, II, III e IV.

SISMOSSEQUÊNCIAS	LITOLOGIA		LIMITES ESTRATIGRÁFICOS	SISMOFÁCIES
	PROXIMAL	DISTAL		
Sismossequências IV	Não depositada	Folhelho + Margas	Topo - Concordante Base - Erosiva	Progradante Sigmoidal; Paralelo a subparalelo
Sismossequências III	Não depositada	Folhelho	Topo - Concordante e erosivo Base Erosiva	- Paralelo a suparalelo; - Transparente (" <i>free</i> ")
Sismossequências III	Arenito	Erodida	Topo - Concordante e erosivo Base Erosiva	Caótico; Transparente (" <i>free</i> ")
Sismossequências I	Arenito + Folhelho	Conglom. + Arenito	Topo - Concordante e erosivo Base Erosiva	Caótico; Progradante Tangencial; Paralelo a Subparalelo

A fase inicial do paleocânion (sismossequência I) é marcada por depósitos provenientes de escorregamentos e desmoronamentos da parede do paleocânion e clinofórmulas progradantes, associadas ao mergulho da topografia de base. Na sísmica

estes depósitos são caracterizados por fácies sísmicas caóticas concentradas principalmente em feições erosivas causadas pelo próprio fluxo (fácies sísmica Fc), além de fácies com configuração progradante tangencial (fácies sísmica Fpt) e paralela ou subparalela (fácies sísmica Fb), atribuída a zonas de *by-pass*.

Durante o seu preenchimento, sucessivas subidas e quedas do nível relativo do mar atuam em seu preenchimento e registram longos períodos de ultrapassagem (*by-pass*) no paleocânion, marcadas pelas discordâncias (H2, H3 e H4), referentes aos horizontes reconhecidos no estudo.

Posteriormente à fase inicial e ocorrendo entre os períodos de ultrapassagem (*by-pass*), os sedimentos são transportados por fluxo trativos e gravitacionais e, ao invés de serem carregados para a bacia, são depositados no próprio paleocânion, sendo compostos por complexos de canais e folhelhos escorregados (sismossequências II e III). Na sísmica observam-se fácies associadas a esta fase, apresentando ausência de reflexão que no caso podem ser resposta de litologia homogênea (fácies sísmica Ft), configurações caóticas (fácies sísmica Fc) e algumas fácies com configuração paralela ou subparalela (fácies sísmica Fb), amoldando-se em feições erosivas causada pelo fluxo. Além disto, podem ser observadas sucessivas feições de corte provocadas pelo complexo de canais.

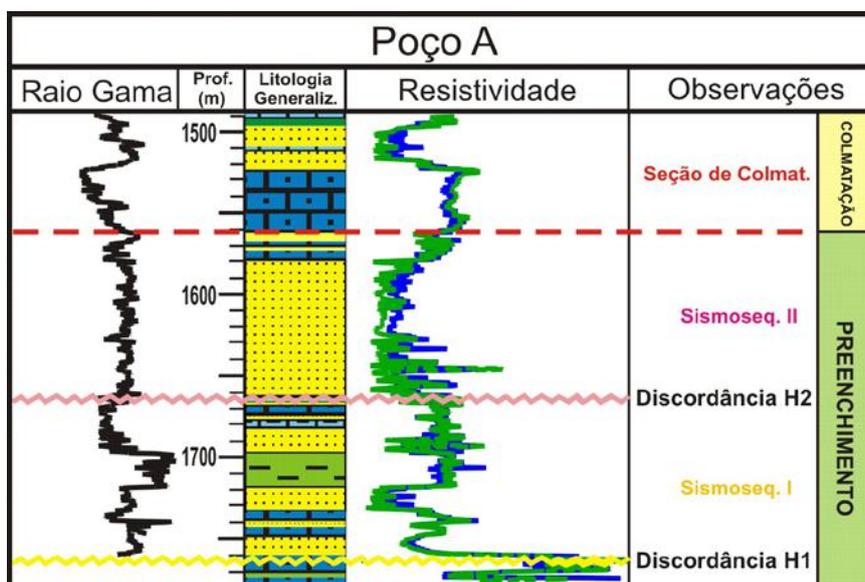
Por fim, a fase final do preenchimento do paleocânion é composta por clinofomas progradantes (sismossequência IV) que estão associados à subida do nível relativo do mar. Na sísmica, as clinofomas progradantes sigmoidais, refletem a subida gradativa do nível do mar. Refletores contínuos e paralelos a subparalelos, que compõem a seção de colmatação. Esta seção encontra-se disposta por toda a extensão do paleocânion, indicando que nesta fase, o paleocânion já se encontrava totalmente afogado pelo mar.

Analisando as interpretações feitas nas seções de preenchimento perfuradas pelos poços A e B (figuras 37 e 38), através dos perfis de Raios Gama e Resistividade, podem ser observadas composições litológicas associadas as sismossequências que compõem a evolução do paleocânion.

No poço A (Figura 37), foram perfuradas aproximadamente 270 metros da seção de preenchimento do paleocânion. Na base, correspondendo a sismossequência I, observam-se camadas de arenitos intercalados com finas camadas de carbonatos que podem representar processos erosivos em plataformas carbonáticas e sedimentos clásticos captados pelos sistemas de drenagem e posteriormente depositados no paleocânion, através de fluxos gravitacionais associados à fase inicial.

A sismossequência II apresenta espesso pacote arenoso que possivelmente, foram depositados pelos complexos de canais, sendo estes, responsáveis pela maior parte do preenchimento. Observa-se também uma espessa camada de carbonato correspondente à seção de colmatação que compõe a fase final de preenchimento do paleocânion, sendo visto fácies sísmica típica de plataforma, apresentando refletores contínuos e paralelos a subparalelos.

Figura 37 – Perfil do Poço A, com a litologia generalizada interpretada, a partir dos perfis de raios-gama e resistividade. Além disto, estão destacadas, os horizontes e as sismossequências correspondentes ao seu preenchimento.



No poço B (Figura 38), a base é marcada por depósitos conglomeráticos e arenosos que compõem a sismossequência I, estando associados à fácies sísmica com configuração caótica (fácies Fc) e que são provenientes de desmoronamentos e movimentos de massa da fase inicial do paleocânion, concentradas em feições erosivas causadas pelo fluxo.

A partir da discordância reconhecida pelo horizonte H3, associado às sismossequências III e IV, ocorre o predomínio de sedimentação fina, sendo composta por espessos depósitos argilosos intercalado com margas, que possivelmente são respostas da subida do nível relativo do mar. Além disto, pode ser observada uma diferença na composição sedimentar da seção de colmatação do paleocânion comparado ao poço A que está localizado à montante, tendo ao invés de carbonatos, um espesso pacote arenoso colmatando a seção de preenchimento.

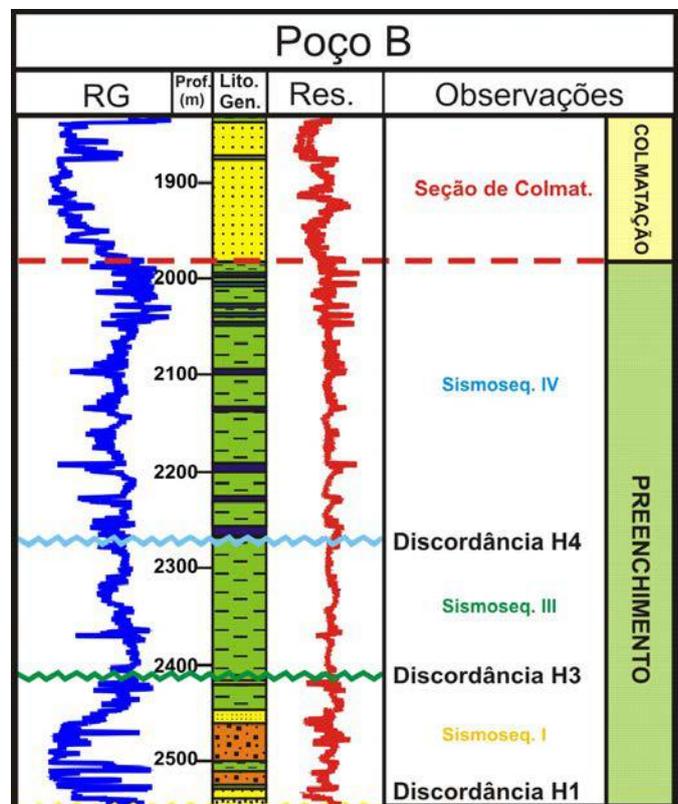


Figura 38 – Perfil do poço B, com sua litologia generalizada interpretada, a partir dos perfis de raios-gama (RG) e resistividade (Res.), além de poder ser observados os horizontes e as sismossequências associadas ao preenchimento do paleocânion.

6 CONCLUSÕES

Os resultados obtidos neste estudo permitiram chegar às seguintes conclusões:

- O paleocânion possui em geral morfologia meandrante, com alta sinuosidade à montante, tornando-se menos sinuoso à jusante e o conduto assume diferentes formas. Em sua porção proximal e distal, seu conduto apresenta maior simetria, sendo observado um perfil de vale aproximadamente em forma de “U”. Já na porção central, o seu conduto apresenta-se de maneira assimétrica e com perfil de vale aproximadamente em forma de “V”.
- A sucessão de sismofácies apresenta um padrão de empilhamento agradacional na porção mais a Oeste do paleocânion (porção proximal), passando gradativamente a um empilhamento com predomínio de acreção lateral, deslocando-se para o flanco Norte do paleocânion. Para a direção Leste e Sudeste, volta a predominar o empilhamento agradacional vertical dos sismofácies, seguindo a orientação do talvegue.
- Através das observações feitas quanto à arquitetura dos canais, o paleocânion foi enquadrado no tipo complexo de canais discretos, de acordo com a classificação de Moraes *et al.* (2006).
- O paleocânion possui suas maiores espessuras à jusante, condicionadas pelo alto mergulho assumido pela topografia onde se assenta o paleocânion, podendo ser observada a superfície discordante de sua base atingindo maiores profundidades e larguras nesta região. Porém, somente se encontra caracterizado esse espessamento do preenchimento sedimentar à jusante, nos intervalos onde não ocorreram fortes processos erosivos (sismossequência IV).

- A correlação feita entre a distribuição das espessuras do preenchimento, vista no mapa de isópacas e o comportamento morfológico observado no mapa de contorno estrutural da base do paleocânion, mostrou aparentemente uma influência no controle dos processos erosivos e deposicionais, relacionada à dinâmica de fluxo proposta por Allen (1965) para canais meandrantos, através de um modelo de velocidade do fluxo. Além disto, a forma correlata do preenchimento e da morfologia da base do paleocânion indica que não houve nenhuma deformação estrutural aparente.
- Utilizando-se como base modelos evolutivos de cânions propostos por trabalhos pretéritos e através da contextualização de possíveis fatores condicionantes à formação do paleocânion, acredita-se que sua formação possivelmente esteve associada às variações eustáticas, em conjunto com uma compensação isostática, relacionada ao magmatismo do Terciário, principalmente o evento magmático que ocorreu no Eoceno médio.
- Através da análise da associação de fácies sísmicas que compõem as sismossequências, foi proposto um modelo evolutivo para o preenchimento do paleocânion. A fase inicial é caracterizada por fácies sísmicas indicando o predomínio de transporte por fluxos gravitacionais, representados por escorregamentos e movimentos de massa. Durante sua evolução, ocorrem longos períodos de ultrapassagem (*by-pass*), sendo responsável por pouca deposição de sedimentos no paleocânion, devido ao transporte de sedimentos em direção a bacia. Entre estes sucessivos períodos de ultrapassagem e correspondendo a maior parte da sedimentação do paleocânion, instalou-se um sistema de complexos de canais que concentraram a deposição sedimentar no paleocânion. Posteriormente, com a subida do nível relativo do mar, o paleocânion apresenta

clinoformas progradantes e fácies sísmicas típicas de plataforma compondo a seção de colmatação, sendo observada na sísmica uma configuração contínua e paralela a subparalela.

Portanto é importante ressaltar que, neste trabalho, foram utilizados como base para as considerações feitas, somente os resultados das análises aqui realizadas. Sendo assim, a comprovação dos modelos propostos e dos fatores mencionados que condicionaram a formação e a evolução do preenchimento do paleocânion, dependem de mais estudos que contribuam para o aumento do seu conhecimento.

Referências Bibliográficas

- ABRAHÃO, D. & WARME, J.E. 1990. Lacustrine and associated deposits in a rifted continental margin – Lower Cretaceous Lagoa Feia Fm., Campos Basin, Offshore Brazil. *In: Katz, B.J. Lacustrine basin exploration, case studies and modern analogs.* (AAPG Memoir 50). p. 287-305.
- ALLEN, J.R.L., 1965. A Review of the Origin and Characteristics of Recent Alluvial Sediments. *Sedimentology*, 5: 89-101.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. Nordeste, Atas*, 8: 363-391.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth Science Reviews*, 17(1-2): 1-29.
- ALMEIDA, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13 (3): 139-158.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. SIMP. GEOL. SUDESTE, 2, São Paulo, 1991. *Atas...* São Paulo: SBG/NSP-RJ. p. 423.428.
- ASMUS, H.E. 1975. Controle Estrutural da Deposição Mesozóica nas Bacias da Margem Continental Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 5 (3): p. 160-175.
- ASMUS, H. E.; GUAZELLI, W. 1981. Descrição Sumária Das Estruturas Da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas e Continentais Adjacentes – Hipóteses sobre o Tectonismo Causador e Implicações para os Prognósticos do potencial de recursos minerais. (Projeto REMAC, CENPES, 9). 269p.
- ASMUS, H.E. & GUAZELLI, W. 1981. Descrição Sumária Das Estruturas Da Margem Continental Brasileira e das Águas Oceânicas e Continentais Adjacentes – hipóteses sobre o tectonismo causador e implicações para os Prognósticos do Potencial de Recursos Minerais. *In: Estruturas e Tectonismo da Margem Continental Brasileira e suas Implicações nos Processos Sedimentares e Avaliação do Potencial de Recursos Minerais.* Rio de Janeiro, PETROBRÁS, p. 187-189. (Série projeto REMAC, 9).
- ASMUS, H. E. & FERRARI, A. L. 1978. *Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico da região Sudeste do Brasil.* Rio de Janeiro: PETROBRAS, p. 75-88. (Série Projeto REMAC 4).
- ASMUS, H.E. 1982. Significado Geotectônico das Feições Estruturais das Bacias Marginais Brasileiras e Áreas Adjacentes. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 32, Salvador–BA, *Anais...* 4: 1547-1557.

- ASMUS, H.E., BAISCH, P.R. 1983. Geological Evolution of the Brazilian Continental Margin. *Episodes*, (4):3-9.
- ASMUS, H.E., FERRARI, A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil, 4:75-88. (Série Projeto Remac).
- BACOCOLI, G.; MORALES, R.G.; CAMPOS, O.A.J. 1980. The Namorado Oil Field: A Major Oil Discovery in the Campos Basin, Brazil. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 329-337.
- BARROS, M.C. et. al. 1982. Distribuição e Modelo Depositional das Areias Albo-antonianas e Campo-Maestrichianas da Bacia de Campos. *Relatório interno*, PETROBRÁS, 32p.
- BEURLIN, G. 1982. Bioestratigrafia e geohistória da seção marinha da margem continental brasileira. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 25: 77-83.
- BROWN, L.F. FISCHER, W.L., 1980. Seismic Stratigraphic Interpretation and Petroleum Exploration, Austin AAPG Continuing Education Course Note Series 16, 125p.
- CARMINATTI, M., SCARTON, J.C. 1991. Sequence Stratigraphy of the Oligocene Turbidite Complex of the Campos Basin, Offshore Brazil: an Overview. *In*: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.). *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, Springer-Verlag, New York, 41-246.
- CAINELLI, C. & MOHRIAK, W.U. 1998. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. 1998. *In*: AAPG, International Conference & Exhibition Short Course – Brazilian Geology Part II, Rio de Janeiro, Brazil, 67 p.
- CHANG, H. K. & KOWSMANN, R. O. 1987. Interpretação genética das sequências estratigráficas das bacias de margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 74-80.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O. & FIGUEIREDO, A.M.F. 1988. New Concepts on the Development of East Brazilian Marginal Basin. *Episodes*, 11: 194-202.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O., FIGUEIREDO, A.M.F., BENDER, A. 1992. Tectonics and Stratigraphy of the East Brazil Rift System: An Overview. *Tectonophysics*, 213: 97-138.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W. 1979. Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguapé. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguapé (SF.23), MME, DNPM, Apêndice 1,175-207.
- CRONIN, B.T.; AKHMETZHANOV, A.M.; MAZZINI, A.; AKHMANOV, G.; IVANOV, M. & KENYON, N.H. 2005. Morphology, Evolution and Fill:

Implications for Sand and Mud Distribution In Filling Deep Water Canyons And Slope Channel Complexes. *Sedimentary Geology*, 179: 71–97.

- DIAS, J.L. et. al. 1987a. Integração do arcabouço estrutural da Bacia de Campos com o Embasamento Pré-Cambriano Adjacente. In: Simpósio de Geologia, 1, RJ-ES. *Anais...* p. 189-197.
- DIAS, J.L.; OLIVEIRA, J.Q.; VIEIRA, J.C. 1988. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos Basin, offshore Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3): 252-260.
- DIAS, J. L.; SCARTON, J. C.; ESTEVES, F. R.; CARMINATTI, M.; GUARDADO, L. R. 1990. Aspectos da Evolução Tectono-Sedimentar e a Ocorrência de Hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Raja Gabaglia, G. & Milani, E. J. (ed.) *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobrás, 333-360.
- FIGUEIREDO, A. J. F.; MOHRIAK, W. U. A Tectônica Salífera e as Acumulações de Petróleo da Bacia de Campos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, p. 1380–1394, Rio de Janeiro, 1984.
- FLETCHER, C.J.N. & LITHERLAND M. 1981. The Geology and Tectonic Setting of the Velasco Alkaline Province, Eastern Bolívia. *J. Geol. Soc. London*, 138 (5):541-548.
- FODOR, R.V.J.; MCKEE E.H. & ASMUS H.E. 1983. K-Ar Ages and the Opening of the South Atlantic Ocean: Basaltic Rock from the Brazilian Margin. *Marine Geol.*, 54: M1-M8.
- GARDNER, M.; MORAES, M.S.; KLING, E. & MELICK, J. Using the Deep-Water Record from the Northern and Southern Margins of the Western Delaware Basin to reconstruct the Permian Paleogeography and Tectonic History. Petrobras and Montan State University Deep Water Field Seminar, 2006.
- GLADCZENKO, T. P. et. al. 1997. South Atlantic Volcanic Margins. *Journal of the Geological Society*, 154: 465-470.
- GUARDADO, L.R.; GAMBOA, L.A.P. & LUCHESI, C.F. 1989. Petroleum Geology of the Campos Basin, A Model for A Producing Atlantic-type Basin. In: Edwards, J. D., Santogrossi, P.A. (eds.). *Divergent/Passive Margin Basins*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 48:3-79.
- GUARDADO, L.R. W ARSO. L.R. 1984. Cenário Regional e Expressão Sísmica dos Turbiditos da Bacia de Campos. *Relatório interno*, Rio de Janeiro, Petrobrás.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. and VAIL, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- HAQ, B. V.; HARDENBOL, J.; VAIL, P. R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus et al., C. K. (ed.) *Sea*

- Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM, p. 71-108. (Special Publication 42).
- HAQ, B. U. and SHUTTER, S. R., 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, 322: 64-68.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, T., de GRACIANSKY, P. C., and VAIL, P., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: Graciansky, P. C. et al. (eds.). *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM, 3-13. (Special Publication 60).
- HERZ, N. Timing of Spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian Alkalic Rocks. 1977. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 101-112.
- KARNER, G.D., 1986. Effects of Lithosphere in-plane Stress on Sedimentary Basin Stratigraphy. *Tectonophysics*, 5: 573-588.
- MACEDO, J. M. 1990. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. In: RAJA GABAGLIA; G. P. & MILANI, E. J. (Eds.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobras. p. 361-376.
- MARTINI, E. 1970. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: FARINACCI (ed.), Proceedings II Planktonic Conference, Roma, 1970, 2:739-785.
- MCKENZIE D.P. 1978. Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40:25-32.
- MILANI, E.J. et al. 2007, Bacia do Paraná. In: Cartas Estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2).
- MITCHUM Jr., R.M. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part II: Glossary of Terms Used in Seismic Stratigraphy. In: PAYTON, C.E. (ed.) *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration*. *The American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26: 205-212.
- MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ FILHO, A.; VALENÇA, J.G. 1988. Volcano-Sedimentary Sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 247-251.
- MIZUSAKI, A.M.P., MOHRIAK, W.U. 1992. Sequências Vulcanosedimentares na Região da Plataforma Continental de Cabo Frio, RJ. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, SP, *Resumos Expandidos*, 2: 468-469.
- MIZUSAKI A.M.P., THOMAZ-FILHO A., CESERO P. de. 1998. Ages of the Magmatism and the Opening of the South Atlantic Ocean. *Pesquisas*, 25(2): 47-57.
- 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*, 20:187-196.

- MOHRIAK, W.E., MELLO, M.R., DEWEY, J.F., MAXWELL, J.R. 1990a. Petroleum Geology of the Campos Basin, offshore Brazil. *In: Brooks, J. (eds.). Classic Petroleum Provinces*, p. 119-141. (Geological Society Special Publication 50).
- MOHRIAK, W.U., HOBBS, R., DEWEY, J.F. 1990b. Basin-forming processes and the deep structure of the Campos Basin, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 7(2): 94-122.
- MOHRIAK, W.U., BARROS, A.Z., FUJITA, A. 1990c. Magmatismo e Tectonismo Cenozóicos na Região de Cabo Frio, RJ. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, Natal, *Anais*, 6: 2873-2885.
- MOHRIAK, W.U., LATGÉ, M.A.L. 1991. Deep Seismic Survey of Brazilian Passive Margin Basins: The Southeastern Region. *In: SBGF, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 2, Salvador-BA, *Resumos Expandidos*, 2: 621-626.
- MORAES, M.A.S.; BLASKOVSKI, P.R. & PARAIZO, P.L.B. 2006. Arquitetura de reservatórios de águas profundas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 14(1): 7-25.
- MUTTI, E. 1988. Submarine Sand Mounds and their Relations to Turbidite Systems Reworked by Bottom Currents. Parma, Itália: Instituto di Geologia. 7p.
- NÜRNBERG, D. & MÜLLER, R.D. 1991. The Tectonic Evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present. *Tectonophysics*, 191: 27-53.
- OJEDA, H.A.O. 1982. Structural Framework, Stratigraphy, and Evolution of Brazilian Marginal Basins. *AAPG Bulletin*, 66: 732-749.
- OREIRO, S.G.; – 2006 Magmatismo e Sedimentação em uma Área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no intervalo Cretáceo Superior – Terciário. 2006. *In: Boletim de Geociências da Petrobras*, 14(1): 95-112.
- PERES, W. E. 1993. Shelf-Fed Turbidite System Model and Its Application to the Oligocene Deposits of the Campos Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, 77: 81-101.
- RANGEL, H.D., MARTINS, F.A.L., ESTEVES, F.R., FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 203-218.
- PEREIRA, M.J., TRINDADE, L.A.F., GAGLIANONE, P.C. 1984. Origem e Evolução das Acumulações de Hidrocarbonetos na Bacia de Campos. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 10: 4763-4777.

- RANGEL, H.D. 2005. Manifestações Magmáticas na Parte Sul da Bacia de Campos (Área de Cabo Frio) e na Bacia de Jequitinhonha. In: *Boletim de Geociências da Petrobras*, 14(1): 155-160.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. 2004. Evolução Geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida. *Beca*, São Paulo, p. 384-405.
- SADOWSKI, G.R., DIAS NETO, C.M. 1981. O lineamento sismo-tectônico do Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geociências*, 11(4): 209-212.
- SCHALLER, H. 1973. Estratigrafia da Bacia de Campos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. *Anais*, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 3: 247-258.
- SNEDDEN, J.W. & LIU, C. A Compilation of Phanerozoic Sea-level Change, Coastal Onlaps and Recommended Sequence Designations. *Search and Discovery Article*, 2010.
- SOUZA CRUZ, C.E. 1998. South Atlantic paleoceanographic events recorded in the Neogene deep water section of the Campos Basin, Brazil. In: MELLO, M.R.; YILMAZ, P.O. (eds.). AAPG International Conference and Exhibition, Rio de Janeiro – Brazil. *Extended Abstracts Volume*, p. 690.
- SOUZA, L.M. *Detalhamento das Rochas Vulcânicas Terciárias da Região do Alto de Cabo Frio - Bacia de Campos – RJ*. Niterói, RJ, 2010. Universidade Federal Fluminense, Trabalho de Conclusão de Curso, 45 p.
- THOMPSON R.N., GIBSON S.A., MITCHELL J.G., DICKIN A.P., LEONARDOS O.H., BROD J.A., GREENWOOD J.C. 1998. Migrating Cretaceous-Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Provinces, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? *J. Petrol.*, 39(8):1493-1526.
- THOMAZ-FILHO A. & RODRIGUES A.L. 1999. O Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua Continuidade na Cadeia Vitória-Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2):189-194.
- THOMAZ-FILHO A., MIZUSAKI A.M.P., MILANI E.J., CESERO P. de. 2000. Rifting and Magmatism Associated with the South América and África Break Up. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 017-019.
- THOMAZ-FILHO A., CESERO P.de, Mizusaki A.M.P., LEÃO J.G. 2005. Hot spot Volcanic Tracks and their Implications for South American Plate Motion, Campos Basin (Rio de Janeiro State), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3-4): 383-389.

- TROUW, R.A.J. et. al. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. *In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ-FILHO, A. (eds.) Tectonic Evolution of South America.* Rio de Janeiro. p. 287-310.
- USSAMI, N. 1986. *Interpretation of the gravity anomalies of Bahia state, Brazil.* Ph.D. Thesis, University of Durham. 138 p.
- VAIL, P.R. et. al. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, *In: PAYTON, C.E. (ed.) Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Bulletin Memoir 26:* 49-205.
- WHITE, R.S., MCKENZIE, D.P. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research, 94:* 7685-7729.
- WINTER, W.R.; JOHNERT, RJ & FRANÇA, A.B. 2007. Bacia de Campos. *In: Boletim de Geociências da Petrobras, 2(15).*