



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**ANÁLISE MORFOMÉTRICA DOS CANYONS DA FACE
NORDESTE DA BACIA DE CAMPOS E ESTABILIDADE DO
TALUDE**

Eduardo Gonçalves de Lima

**ORIENTADOR:
José Carlos Sícoli Seoane**

**RIO DE JANEIRO
UFRJ
2012**



UFRJ

EDUARDO GONÇALVES DE LIMA

**ANÁLISE MORFOMÉTRICA DOS CANYONS DA FACE
NORDESTE DA BACIA DE CAMPOS E ESTABILIDADE DO
TALUDE**

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:
José Carlos Sícoli Seoane

RIO DE JANEIRO
Junho/2012

De Lima, Eduardo Gonçalves

Análise Morfométrica dos *Canyons* da Face Nordeste da Bacia de Campos e Estabilidade do Talude / de Lima, Eduardo Gonçalves – Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2012.

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2012.

Orientador: José Carlos Sícoli Seoane.

1. Geologia. 2. Geoprocessamento – Trabalho de conclusão de curso. I. José Carlos Sícoli Seoane. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Eduardo Gonçalves de Lima

ANÁLISE MORFOMÉTRICA DOS CANYONS DA FACE NORDESTE DA BACIA DE CAMPOS E ESTABILIDADE DO TALUDE

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:
José Carlos Sícoli Seoane

Aprovada em:
Por:

Prof. Dr. José Carlos Sícoli Seoane(UFRJ)

Prof. Dr. João Wagner de Alencar Castro (UFRJ)

MSc. Alexandre Politano (CENPES/PETROBRAS)

Aos meus pais, Carlos Alberto de Lima e Belmira da Silva Gonçalves, que são os responsáveis pela minha chegada a este incrível universo e que sempre estiveram ao meu lado, dando apoio e carinho incondicional e transmitindo seus valores, fundamentais para a formação do meu caráter. A minha irmã, Natalia Gonçalves de Lima, que muitas vezes se mostrou prestativa para me ajudar com minhas dúvidas. Aos meus amigos de infância, principalmente Yuri Amorim, Marcelo Pessoa e Daniel Amorim, que sempre foram essenciais na minha vida. Aos camaradas de faculdade, Rafael Destro, Luiz Felipe (Cazuza), Luiz Guilherme (Guiles) e Gustavo Ferreira, que se tornaram irmãos, e que passaram por momentos de alegria e de dificuldades, tanto nas viagens de campo, quanto na faculdade e fora dela, e que foram fundamentais pra que essa graduação não pudesse ser melhor. À minha namorada, Mariana Barroso, pela paciência nos momentos de ausência, por me servir de exemplo e por todo o carinho e amor transmitido.

“Seja a mudança que você quer ver no mundo”.
(Mahatma Gandhi)

Agradecimentos

Gostaria em primeiro lugar de agradecer ao meu orientador, José Carlos Sícoli Seoane, por fornecer o tema, a ideia do trabalho e o material necessário para o desenvolvimento do mesmo, por sempre ter se mostrado prestativo e solícito mesmo nas horas mais difíceis em que se encontrava atolado de coisas pra fazer, pela sua paciência em responder as inúmeras perguntas e pelo acompanhamento durante momentos da graduação, com ensinamentos dentro de aula e em viagens de campo.

À minha mãe, que colaborou na tradução do resumo para o inglês, pela paciência com minhas dúvidas de português e com os conselhos gerais para a melhoria do trabalho.

Ao meu amigo, Luiz Felipe Lopes Dias (Cazuza), que me ajudou nas etapas práticas do trabalho, transferindo seus vastos conhecimentos no *software ArcGIS*, para a elaboração dos mapas e dando dicas para a melhoria do trabalho.

Aos meus professores do curso de Geologia, que transmitiram seus conhecimentos valiosos durante toda minha graduação e que sempre estiveram dispostos a ajudar, mesmo nos momentos mais difíceis e que serviram de espelho pra mostrar que a melhor forma de chegar a algum lugar é com a busca constante pelo aprendizado.

A todos os amigos e namorada, que de alguma forma foram capazes de passar conhecimentos e conselhos, através das várias conversas e dos vários momentos convividos.

Resumo

De lima, E. G. **Análise Morfométrica dos *Canyons* da Face Nordeste da Bacia de Campos e Estabilidade do Talude**. 2012. XXI, 000 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Devido à grande importância da Bacia de Campos na prospecção de petróleo, considera-se imperativo o estudo minucioso da estabilidade dos taludes – onde está a maioria dos campos de óleo - e também de suas características geomorfológicas como, por exemplo, os *canyons* submarinos, que são definidos como depressões em forma de vale que situam-se no talude continental, ortogonalmente à linha de costa. Reativações de falhas do embasamento que constituem importantes eventos tectono-magmáticos na margem sudeste, proporcionam um elemento de instabilidade tectônica que, associadas à tectônica de sal, resultam na desestabilização dos depósitos inconsolidados da plataforma continental, gerando grandes movimentações de massa ou fluxos turbulentos. Esse material inconsolidado é carregado da plataforma continental para as regiões de sopé do talude (águas profundas), se aproveitando dos vales incisos, denominados *canyons* submarinos, usando-os como condutos sedimentares. Por causa desses frequentes fluxos, essas feições conferem alta instabilidade aos taludes. Ao se fazer a prospecção de petróleo, essa instabilidade pode ocasionar acidentes cujas consequências podem ser traduzidas por desastres ambientais, financeiros e humanos irreversíveis. Visando a prevenção desses acidentes, um estudo foi realizado através do modelo digital de elevação da batimetria da Bacia de Campos. Usando-se a ferramenta de interpolação de linhas (no programa ArcGIS), traçaram-se alguns perfis dos *canyons* submarinos, obtendo-se medidas necessárias para a análise de suas morfometrias e por conseguinte sendo possível fazer uma estimativa a respeito da estabilidade do talude através da interpretação dessas feições.

Palavras-chave: estabilidade de talude, *canyon* e batimetria.

Abstract

De lima, E.G. **Morphometry Analyse of the Submarine Canyons in the Northeast of the Campos Basin and Slope Stability**. 2012. End of Course Work- Federal University of Rio de Janeiro/RJ.

Owing to the great importance of the Campos Basin in the oil exploration, it is considered imperative a careful study concerning slope stability – where the majority oil fields is located – and also their geomorphological characteristics, such as submarine canyons, which are defined as depressions shaped like a valley carved by erosion, located at continental slope, perpendicular to the coast line. Underground fault reactivation that represents important tectonic-magmatic events at the southeast margin can cause a tectonic instability element that associated with the sault tectonic, results in instability of soft sediments from continental platform, generating big mass movements or turbulent flows. Due to the submarine canyons acting as sedimentary conduits, these soft materials are transported from continental platform to deep water regions. Because of the frequency of the flow, these features cause instability to continental slope. During the oil exploration, this instability can lead to accidents whose consequences can be translated into environmental, financial and human irreversible disasters. In order to avoid these accidents, a study was conducted by means of the digital elevation model of the bathymetry of the Campos Basin. Using the interpolation line tool (in the ArcGIS software), some sections cutting the submarine canyons were drawn to make it possible to obtain the necessary measures to analyse them morphometry and, therefore, the slope stabilities.

Key words: slope stability, canyon and bathymetry.

Lista de Tabelas

Tabela I – Dados retirados da medição direta dos perfis.....	65
---	----

Lista de Quadro

Quadro 01 - Evolução geológica da margem continental leste brasileira.....	27
---	----

Lista de Figuras

Figura 01 – Área de estudo do trabalho.....	2
Figura 02 - Perfil das províncias fisiográficas da Margem Continental.....	8
Figura 03 - Unidades do relevo submarino.....	10
Figura 04 - Representação esquemática de um <i>canyon</i> submarino.....	11
Figura 05 - Variações do nível eustático nos últimos 250.000 mil anos.....	13
Figura 06 - Mapa geológico esquemático da região sudeste brasileira.....	20
Figura 07 - Seção geológica da BC, mostrando as principais sequências estratigráficas.....	22
Figura 08 - Processo de rompimento e separação dos continentes Africano e Sul- Americano.....	23
Figura 09 - Mapa geomorfológico do Oceano Atlântico.....	24
Figura 10 - Reconstituição tectônica das bacias sedimentares na configuração pré-deriva continental.....	25
Figura 11 - Mapa geológico esquemático da região nordeste, leste, sudeste e sul do Brasil, mostrando as bacias sedimentares da margem continental divergente.....	26
Figura 12 - Seção geológica geral da BC. Podendo-se observar a compartimentação estrutural da bacia, a tectônica salífera e as sequências sinrifte, transicional (mar restrito) e drifte (mar aberto).....	28
Figura 13 - Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente.....	31
Figura 14 - Carta estratigráfica da BC.....	33
Figura 15 - Seção geológica da parte central da BC, mostrando as principais sequências tectonossedimentares, ilustrando feições halocinéticas em água profunda.....	40
Figura 16 - Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico da Bacia de Campos.....	42

Figura 17- Ambiente de sedimentação do sistema turbidítico.....	45
Figura 18- Empilhamento e distribuição espacial das fácies sedimentares superficiais da BC.....	48
Figura 19- Drenagem da margem continental sudeste brasileira, mostrando um padrão coalescente em direção <i>offshore</i>	50
Figura 20- Fácies sedimentares do fundo do mar da BC.....	52
Figura 21- Batimetria da BC adquirida do Banco de dados da ANP.....	54
Figura 22- Mapa de visualização <i>hillshade</i> da batimetria da BC.....	55
Figura 23- Mapa de declividade (<i>slope</i>) com intervalo geométrico contendo 14 classes.....	56
Figura 24- MDE da batimetria da BC com a visualização <i>slope</i> (declividade) elaborado no ArcScene.....	58
Figura 25- Batimetria da BC com a compartimentação fisiográfica da plataforma continental, talude e sopé continental através de <i>shapefiles</i> de polígono.....	59
Figura 26- Delimitação da área de estudo pelo retângulo vermelho, divisores dos <i>canyons</i> em amarelo e os pontos iniciais e finais das seções.....	60
Figura 27- Exemplo de um perfil ortogonal ao <i>Canyon</i> Almirante Camara.....	61
Figura 28- Exemplo de um perfil traçado ao longo do talvegue do <i>Canyon</i> Almirante Câmara.....	62
Figura 29- Exemplo de um perfil de declividade traçado ortogonalmente ao <i>Canyon</i> Alte. Câmara.....	63
Figura 30- <i>Canyon</i> Almirante Câmara.....	65
Figura 31- Perfil traçado ao longo do talvegue do <i>Canyon</i> Almirante Câmara.....	66
32- Perfis de declividade transversais ao <i>Canyon</i> Almirante Câmara.....	67
Figura 33- Perfis batimétricos transversais ao <i>Canyon</i> Almirante Câmara.....	69
Figura 34- <i>Canyon</i> Itapemirim.....	70

Figura 35- Perfis ao longo dos talvegues do <i>Canyon Itapemirim</i>	71
Figura 36- Perfis de declividade transversais ao <i>Canyon Itapemirim</i>	72
Figura 37- Perfis batimétricos transversais ao <i>Canyon Itapemirim</i>	74
Figura 38- <i>Canyon São Tomé</i>	75
Figura 39- Perfis traçados ao longo do talvegue do <i>Canyon São Tomé</i>	76
Figura 40- Perfis de declividade do <i>Canyon São Tomé</i>	70
Figura 41- Perfis batimétricos transversais ao <i>Canyon São Tomé</i>	79

Abreviaturas e Siglas

Alte.	Almirante
ANP	Agência Nacional do Petróleo
AP	Antes do Presente
BC	Bacia de Campos
BDEP	Banco de Dados de Produção e Exploração
FS	Fator de Segurança
HC	Hidrocarbonetos
MDE	Modelo Digital de Elevação
PCC	Profundidade de Compensação da Calcita
RJ	Rio de Janeiro
SBP	<i>Sub-Bottom Profiler ou Chirp</i>
SDR	<i>Seaward Dipping Reflections</i>
SE-AL	Sergipe-Alagoas
UFRJ	Universidade Federal do Rio de Janeiro
UMG	Último Máximo Glacial
ZT	Zona de Transferência

Sumário

Agradecimento.....	vi
Resumo.....	vii
<i>Abstract</i>	viii
Lista de tabelas.....	ix
Lista de quadros.....	x
Lista de figuras.....	xi
Lista de abreviaturas e siglas.....	xiv
1. Introdução.....	1
1.1 Área de Estudo.....	1
1.2 Considerações Gerais.....	3
2. Objetivos.....	4
2.1 – Objetivo Geral.....	4
2.2 – Objetivo Específico.....	4
3. Fundamentação teórica.....	5
3.1 – Fisiografia oceânica.....	5
3.2 – <i>Canyons</i> submarinos.....	10
3.2.1 - Origem dos <i>Canyons</i>	12
3.2.2 - Papel dos <i>canyons</i> como condutos das correntes de turbidez para águas profundas.....	14
3.3 - Sedimentação de talude, sopé continental e de bacia oceânica.....	14
3.4- Estabilidade dos Taludes.....	17
4. Diagnóstico Ambiental.....	19

4.1 - Geologia Regional.....	19
4.2 Arcabouço Estrutural.....	20
4.3 Evolução Tectono-Sedimentar da Margem Atlântica.....	22
4.4 Evolução geodinâmica da margem continental.....	27
4.5 Modelos evolutivos divergentes.....	28
4.6 Estratigrafia da BC.....	32
4.7 Petróleo na BC.....	39
4.8 Germorfologia da BC.....	40
4.9 Panorama fisiográfico e geológico atual do ambiente deposicional da BC.....	43
5. Materiais e método.....	53
5.1 Levantamento Bibliográfico (Parte teórica).....	53
5.2 Parte Prática.....	53
6. Resultados e Discussões.....	64
6.1 Análise Morfométrica dos <i>Canyons</i> e Estabilidade do Talude.....	64
6.1.1 <i>Canyon</i> Almirante Câmara.....	65
6.1.2 <i>Canyon</i> Itapemirim.....	69
6.1.3 <i>Canyon</i> São Tomé.....	75
6.2 Discussão dos Resultados.....	80
7. Conclusões e Recomendações para Futuros Trabalhos.....	80
8. Referência bibliográfica.....	82
8.1 Bibliografia Citada.....	82
8.2 Bibliografia Consultada.....	90

1. INTRODUÇÃO

1.1 Área de estudo

A área de estudo está inserida na face nordeste do talude da Bacia de Campos, sendo representada pelos *Canyons* Almirante Câmara, Itapemirim e São Tomé (observados na figura 01), que se localizam, mais precisamente, entre as coordenadas geográficas: latitude 21°30' S e 22°30' S e longitude 39°30' O e 40°30' O. Esses três *canyons* são feições muito bem demarcadas e com variadas morfometrias, tendo papel bastante relevante na sedimentação da bacia, escoando sedimentos da plataforma para regiões de águas profundas.

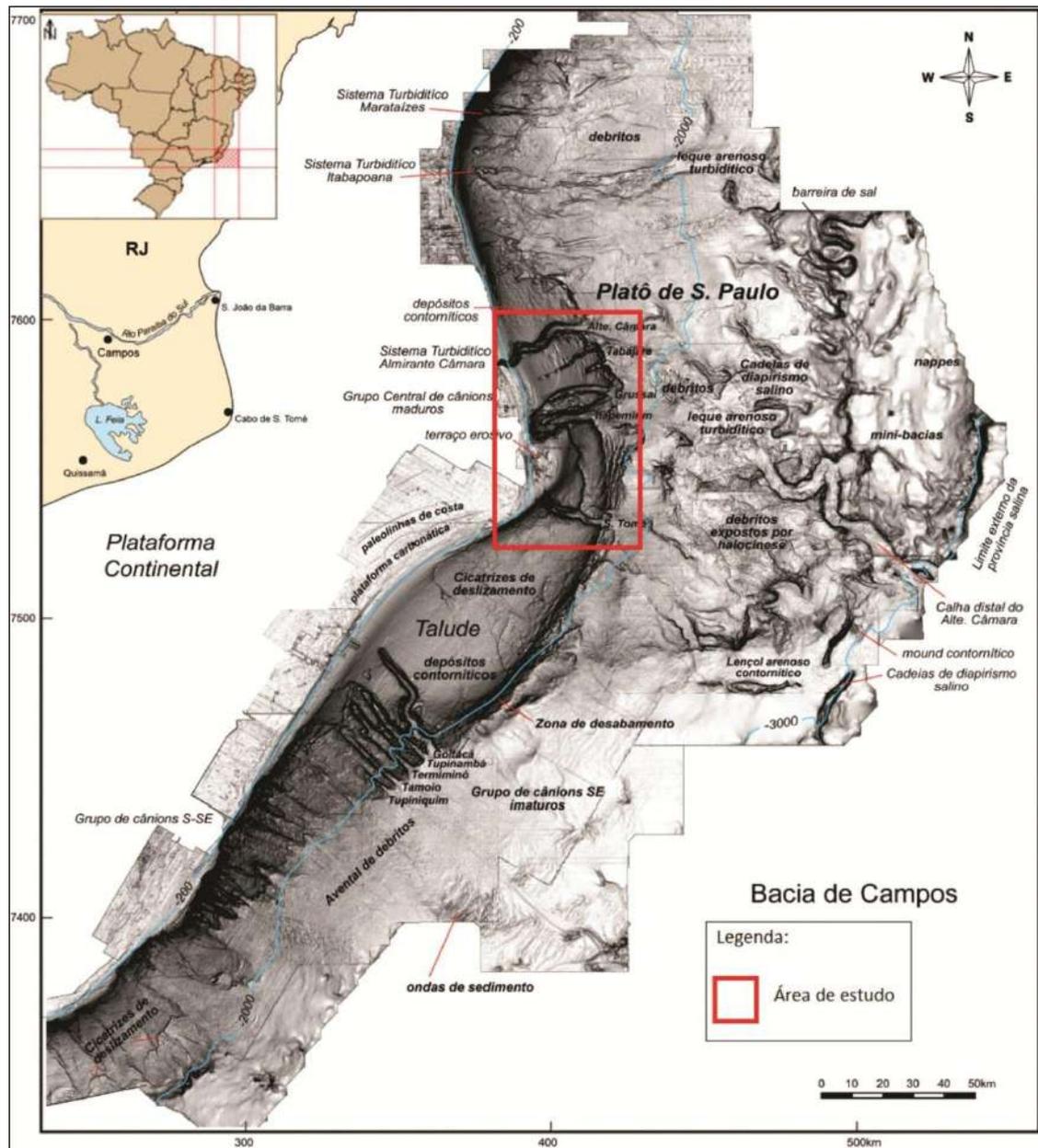


Figura 01- Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico com os nomes das principais feições da Bacia de Campos e área de estudo demarcada pelo retângulo vermelho. Fonte: Schreiner *et al.* (2008).

1.2 Considerações gerais

Desde que começaram as descobertas de campos petrolíferos na região do talude continental, diversos estudos têm sido desenvolvidos por especialistas do mundo inteiro com o intuito de compreender melhor as condições geológicas e geotécnicas e a dinâmica dos sedimentos marinhos nestas regiões.

Segundo Castro (2002), que se baseou em informações da Petrobrás S/A, a produção atual de petróleo no Brasil é de 17% em terra firme, 19% em águas rasas e 64% em águas profundas (mais de 1000 m) e ultraprofundas (mais de 2000 m). Segundo Winter *et al.* (2007), a Bacia de Campos é a mais prolífica do território brasileiro, representando mais de 90% da produção atual, e também é responsável por 47% da produção total de gás natural. Em termos econômicos, a bacia representa hoje o maior patrimônio petrolífero do país.

O projeto de qualquer obra em um campo *offshore* requer a compreensão e a quantificação de todos os riscos potenciais, e segundo Nadim *et al.* (2003), os escorregamentos nas regiões de taludes submarinos representam o principal risco para estas estruturas. Por conseguinte, é de suma importância que se façam estudos geológicos detalhados do fundo oceânico, para que todo o óleo possa ser explorado e explotado com o maior lucro possível e da forma mais segura.

Segundo d'Avila *et al.* (2004), a caracterização de fácies, juntamente com o entendimento dos processos sedimentares que atuaram nos *paleocanyons* submarinos e que foram responsáveis pelo transporte de grande quantidade de sedimentos desde a área-fonte continental até o ambiente marinho de água profunda são muito importantes para a exploração de petróleo, sendo capazes de fornecer uma ideia da geometria das fácies-reservatório e demais fácies associadas, bem como a heterogeneidade desses depósitos.

Afonso (2011), através da interpretação de dados sísmicos e batimétricos, desenvolveu um trabalho sobre a morfometria e o comportamento de alguns *canyons* submarinos da BC. Através deste estudo, constatou-se que essas feições representam um risco elevado à estabilidade dos taludes continentais.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

O principal objetivo é fazer uma análise morfométrica de *canyons* submarinos da face nordeste da BC, mostrando a aplicabilidade de ferramentas do *software* ArcGIS denominadas *InterpolateLine e ProfileGraph* da extensão *3D-Analyst*. Essa análise servirá de auxílio para a interpretação da estabilidade local do talude, fornecendo subsídios para qualquer projeto da indústria de petróleo nos campos *offshore*.

2.2 Objetivo Específico

- Construir perfis batimétricos e de declividade ao longo dos *Canyons*: Almirante Câmara, Itapemirim e São Tomé.
- Gerar visualizações auxiliares de mapas de sombreamento e de declividade para enxergar e entender melhor as feições geomorfológicas.
- Analisar a morfometria de cada *canyon*, e, por conseguinte, estimar as regiões de maior instabilidade potencial.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Já que os *canyons* estudados são feições submarinas que tem a sedimentação associada à fisiografia submarina e a processos atuantes no fundo do mar, julgou-se necessária a abordagem desses temas.

3.1 Fisiografia Oceânica

Segundo Tessler e Mahiques (2000) os oceanos recobrem 70% da superfície total da Terra. Através de uma análise da configuração atual do fundo marinho, criaram-se grandes unidades de relevo de acordo com a sua compartimentação, moldadas tanto pelos processos tectônicos globais como pelos eventos relacionados à dinâmica sedimentar atuante nos últimos milhares de anos. O fundo marinho compõe-se de duas unidades maiores: **margem continental** e **fundo oceânico**. A **margem continental** é denominada pela extensão submarina dos continentes, que corresponde a pouco mais de 1/5 da superfície submersa pelos oceanos. A margem continental compreende, em geral, três subdivisões: **plataforma continental** (0-180 m), **talude continental** (180-3000 m) e **sopé continental** (3000-4000 m), baseadas nas profundidades. Embora os limites entre o sopé continental e o fundo oceânico não sejam sempre iguais, eles se situam ao redor de 4000 m.

Segundo Suguio (2003), a **plataforma continental** (figura 03) representa a zona marginal dos continentes, é reconhecida por uma suave declividade (menos de 1:1000), que se estende até a profundidade de cerca de 180 m, quando tem início o talude continental. O relevo local da plataforma continental é liso ou terraceado, podendo ser subdividido em plataforma interna e plataforma externa e, às vezes, admite-se a plataforma média. A porção proximal corresponde à plataforma interna; inicia-se no nível de maré baixa média e estende-

se até cerca de 30 m de profundidade. A salinidade e a temperatura são aqui extremamente variáveis, e a abundante iluminação possibilita o desenvolvimento profícuo de vidas animal e vegetal. Podem ocorrer fundos lamacentos no caso de baías, mas em trechos de oceano aberto o fundo é caracteristicamente arenoso. A porção distal, que é conhecida como plataforma externa, inicia-se normalmente acerca de 30 m de profundidade, chegando até 100 a 200 m. Localiza-se abaixo da base das ondas e é formada, em geral, por fundo lamacento, embora possam também estar presentes areias e cascalhos. A salinidade é mais constante quando comparada à plataforma interna, mas a insuficiência de iluminação leva ao desenvolvimento principalmente de algas calcárias.

Segundo Tessler e Mahiques (2000), os fatores estruturais e isostáticos são muito importantes na definição dos diferentes tipos de plataformas continentais. A topografia atualmente encontrada, em larga escala, nas plataformas resulta da superimposição de eventos geológicos do Plioceno e Pleistoceno. Segundo Curray (1965), as oscilações eustáticas de nível do mar, de grande amplitude, tiveram uma significância enorme e tem ligação com a formação de imensas calotas glaciais, que ocasionaram o rebaixamento do nível relativo do mar, de cerca de 130 m abaixo do atual entre 15 mil e 28 mil anos A.P. Os eventos de oscilação do nível do mar ao longo do tempo geológico têm exposto, totalmente ou parcialmente, as plataformas continentais, transformando-as em planícies costeiras onde se estabeleceram prolongamentos da drenagem continental. As linhas de costa foram constantemente deslocadas ao longo desses períodos, resultando na construção e destruição de inúmeros ambientes costeiros, formados pela interação dos fenômenos de dinâmica marinha (ondas, marés, correntes), com os processos geológicos atuantes sobre os continentes.

Durante os períodos de máxima regressão, as linhas de costa se deslocavam para posições próximas, ou até mesmo sobre a quebra de plataforma, que é uma mudança acentuada na declividade do relevo entre o limite externo da plataforma continental e o início

do talude (Tessler & Mahiques, 2000). Naquela época, os rios fluíram para o mar através das plataformas continentais em grande parte expostas subaereamente. Outro fator, de certo interesse local, é o efeito dos processos físicos e biológicos que continuam modificando a cobertura sedimentar superficial da plataforma, erodindo e transportando os sedimentos. Worzel (1968), a partir de interpretações de perfis sísmicos, percebeu que as quebras de plataforma são frequentemente associadas a controles estruturais, recifes de corais, domos salinos ou cones vulcânicos. As quebras de plataforma estão de algum modo, relacionadas às flutuações eustáticas no Quaternário e, portanto, as feições hoje representadas são produtos de eventos geológicos ocorridos neste período.

Segundo Suguio (2003) o **talude continental** (figura 02) representa a porção da margem continental com gradiente superior a 1:40, sendo assim, regiões que possuem grandes inclinações. A profundidade máxima chega a 3000 m. Numerosos vales e *canyons* submarinos recortam a superfície do talude continental, e essas feições formam depressões alongadas e profundas, possuindo paredes mais ou menos íngremes. Ocorrem volumosos depósitos em forma de leque, que são conhecidos como leques ou cones submarinos nas desembocaduras dos *canyons* submarinos no sopé do talude. Segundo Silva (1984), os locais de maior instabilidade do fundo oceânico são os taludes, já que é onde ocorrem desmoronamentos, deslizamentos, etc.

Se distanciando mais ainda da costa, na base dos taludes continentais, geralmente ocorrendo em margens do tipo Atlântico, pode-se individualizar uma unidade de relevo irregular, construída por sequências sedimentares, diretamente relacionadas aos processos de transporte e deposição de sedimentos que moldam as plataformas e taludes continentais, conhecida como Elevação ou Sopé Continental (Tessler & Mahiques, 2000).

Segundo Suguio (2003) o **Sopé Continental** (figura 02) representa uma superfície submarina, em geral com gradiente bem suave, sendo menor que 1:1000; ocorrendo a

profundidades entre 3000 e 5000 m, continuando abaixo para as planícies abissais e ela representa o elemento mais externo da margem continental. Muitas vezes são associados a feições de deslocamento e/ou escorregamento, ou então a feições de escapamento erosivo no Talude Continental. O sopé continental é constituído predominantemente por depósitos de sedimentos de origem continental (Tessler & Mahiques, 2000).

Figura 02-Perfil das províncias fisiográficas da Margem Continental. Possível observar que na região do talude, o gradiente é maior que em suas adjacências.

Fonte: Teixeira *et al.*(2000).

Nas margens continentais do tipo Atlântico, após a Margem Continental, se distanciando mais da costa, desenvolve-se a **Planície Abissal** (Tessler & Mahiques, 2000).

Segundo Suguio (2003) a **Planície Abissal** forma uma superfície muito suave e quase horizontal (declividade inferior a 1:1000), que ocupa as porções mais profundas (mais de 4000 m) de muitas bacias oceânicas sempre com declividade muito baixa. Sedimentos pelágicos e turbiditos recobrem sua superfície que, em parte, obscurecem a topografia preexistente. Segundo Mendes (1984), o assoalho oceânico ou fundo oceânico, situado entre 4000 e 6000 m de profundidade, pode ser representado por três expressões fisiográficas principais: as dorsais oceânicas ou elevações mesoceânicas ou, ainda, cadeias mesoceânicas, as fossas marinhas ou fossas oceânicas e as planícies abissais. Nas porções centrais dos oceanos, as dorsais oceânicas formam uma faixa saliente e contínua, que se erguem 1000 a 3000 m sobre o assoalho oceânico. Elas são cortadas por fraturas transversais, mais

conhecidas por falhas transformantes e longitudinalmente aos seus eixos exibem sulcos. Nos oceanos onde se têm as margens continentais ativas ou costa do tipo Pacífico, ocorrem as fossas submarinas ,que atuam como armadilhas para captura de sedimentos e situam-se mais de 2000 m abaixo do assoalho oceânico.

A **Cordilheira ou Cadeia Oceânica** é o compartimento fisiográfico de formação da crosta oceânica, construído predominantemente pelos processos vulcânicos e tectônicos, que possuem grande ligação com movimentos de placas e são superpostos por processos deposicionais de oceano profundo. As cordilheiras oceânicas são feições longas e contínuas, fraturadas, com escarpamentos ladeados pelas planícies abissais. Este tipo de modelo fisiográfico, presente em todos os oceanos, é a expressão espacial das zonas de acreção das placas litosféricas. Sabe-se que as porções de maior atividade tectônica dos fundos oceânicos da atualidade, se encontram nas regiões centrais das cordilheiras oceânicas, com presença de fraturamentos e intrusões de diques e soleiras de basalto, além de atividades hidrotermais (Tessler & Mahiques, 2000).

Os elementos fisiográficos do fundo marinho podem ser observados na figura 03.

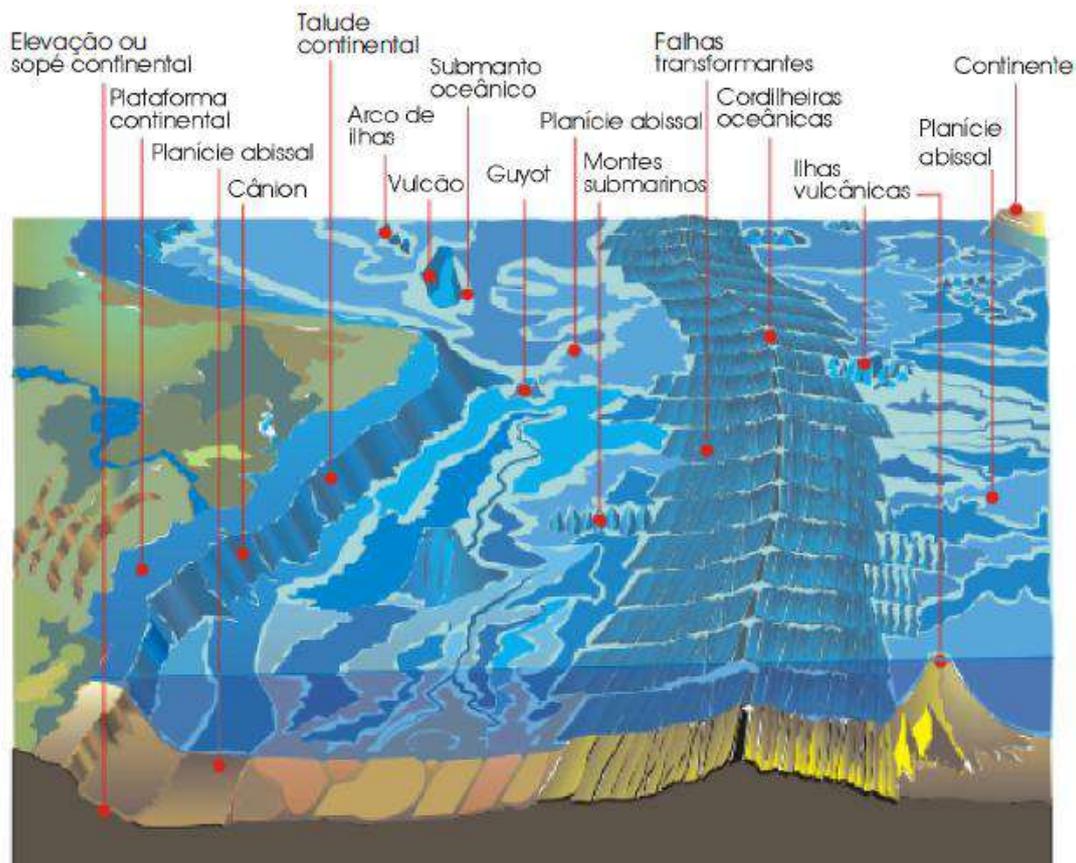


Figura 03- Unidades do relevo submarino. Possível observar as inúmeras feições que podem se desenvolver no fundo do mar. Fonte: Teixeira *et al.* (2000).

3.2 *Canyons* Submarinos

Segundo Dias (<http://w3.ualg.pt/~jdias/oceangeol>), *canyon* submarino é um vale submarino encaixado, embutido na margem continental, o qual, à semelhança do que acontece num rio em domínio subaéreo, também é alvo da passagem de correntes, transporte de sedimentos e fenômenos erosivos (figura 04). Porém, todos esses processos ocorrem debaixo d'água e dessa forma a dinâmica acaba sendo diferente. Estas feições funcionam como condutos sedimentares que promovem o transporte de sedimentos entre a zona costeira e o domínio profundo, fazendo com que os sedimentos se depositem nas planícies abissais adjacentes. Correspondem a alguns dos acidentes geomorfológicos mais notáveis e de maior

amplitude da Terra, podendo atingir dimensões impressionantes. Estas formas encontram-se presentes em praticamente todas as margens continentais e formam-se perpendicularmente à linha de costa. As paredes podem ser íngremes e os canais podem ter formas de curso bem variadas, de retilíneas a sinuosas. Na parte terminal dessas feições, comumente, desenvolvem-se depósitos tipo delta submarino, com a presença de canais distributários, por vezes, bem complexos. Sua origem, na maioria das vezes é fluvial, mas muitas das vezes é tectônica. A maior parte dos *canyons* submarinos se inicia na plataforma externa ou próxima à borda desta e sua atividade é bem reduzida em níveis de mar alto, ao contrário do que acontece em níveis de mar baixo.

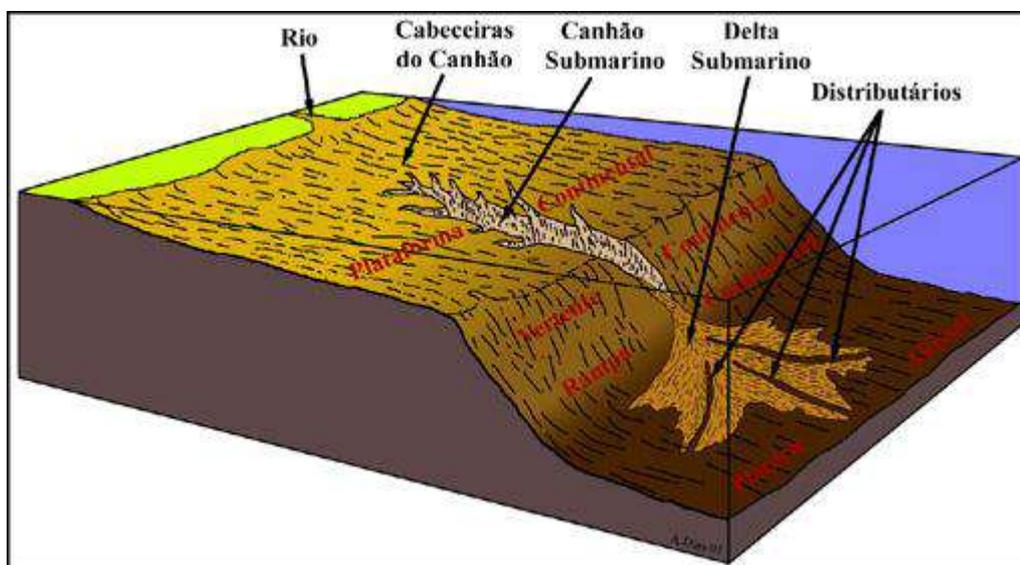


Figura 04- Representação esquemática de um *canyon* submarino. Mostrando que estes podem estar entalhados na plataforma continental, cortando o talude e depositando depósitos tipo delta submarino no sopé do talude. Fonte: http://w3.ualg.pt/~jdias/oceangeol/2_FISIOGRAFIA. J. Alveirinho Dias.

3.2.1 Origem dos *Canyons*

A origem dos *canyons* submarinos é um dos assuntos da geologia mais discutidos pela comunidade científica, gerando muitas controvérsias. Ao longo das últimas décadas, vários modelos foram criados para explicar a origem deles. Durante 50 anos de pesquisa, Shepard (1981) elaborou um trabalho sobre a origem e preenchimento dos *canyons* submarinos, que elucidou consideravelmente este assunto. Hipóteses de escavação dos *canyons* por águas subterrâneas e pelo efeito de *tsunamis* foram descartadas, através dos dados coletados por ele. Segundo este trabalho, os mecanismos mais comuns para a formação dessas feições são:

- A erosão por sistemas fluviais e posterior submergência da margem, como evidenciado pela continuidade dos *canyons* submarinos com *canyons* subaéreos e com os vales de grandes rios;
- A escavação de *canyons* por correntes de turbidez;
- Origem como vales glaciais afogados;
- Formação por controle tectônico.

Ribeiro (2001) cita a importância da queda do nível do mar para a formação dos *canyons*. Segundo ele, em bacias com margem do tipo plataforma/talude, com a queda do nível relativo do mar ocorre erosão do prisma costeiro e formação de vales incisos na porção emersa. Na figura 05, podem-se observar as variações do nível do mar dos últimos 250.000 mil anos (Pleistoceno ao Recente).

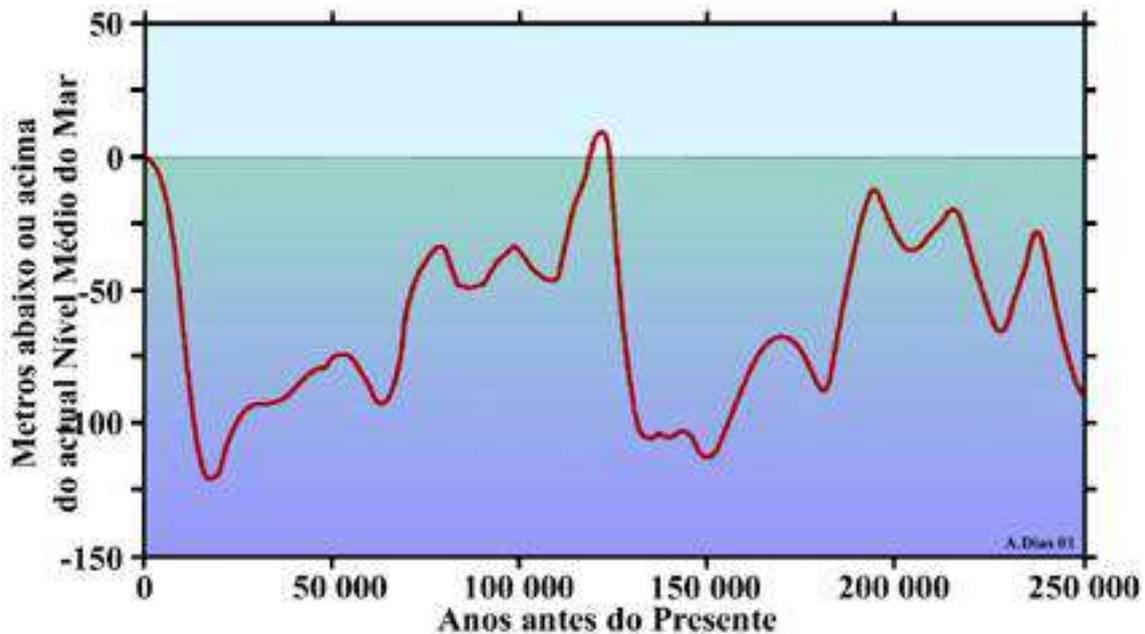


Figura 05- Variações do nível eustático nos últimos 250.000 anos. Sendo possível observar que a aproximadamente 10000 anos (Pleistoceno), o nível do mar se encontrava 120 metros abaixo do atual.

Fonte: J. Alveirinho Dias (http://w3.ualg.pt/~jdias/oceangeol/2_FISIOGRAFIA).

Através dos vales incisos os sedimentos erodidos são transportados até a porção superior do talude. Como no talude o gradiente é maior, os sedimentos sofrem escorregamentos (*slumps*) e fluxos de massa, originando as cicatrizes de escorregamento. *Canyons* submarinos são formados no talude, geralmente em frente aos principais rios que chegam à costa.

Por transformação de fluxo, os escorregamentos e fluxos de detritos originam correntes de turbidez, que descem talude abaixo, comumente pelos *canyons*, transportando sedimentos para as partes mais profundas. Esses turbiditos representam os sistemas de leques de assoalho (Ribeiro, 2001).

3.2.2 Papel dos *canyons* como condutos das correntes de turbidez para águas profundas

Segundo d'Avila *et al.* (2004), o desenvolvimento de reservatórios de HC em arenitos turbidíticos depende da conexão dos sistemas de *canyons* com as porções proximais da bacia. Quando há a conexão entre a parte subaérea e submarina, as partículas sedimentares que são erodidas das áreas continentais elevadas são transportadas pelo sistema aluvial e desembocam sua descarga nos *canyons* que adentram embaiamentos ou estão situados próximos da costa.

São formadas acumulações expressivas dessas rochas reservatório nas porções mais profundas da bacia, quando estes sistemas de *canyons* avançam significativamente em direção ao continente. Essas acumulações ainda são beneficiadas pela possível presença de pelitos marinhos profundos que servem como selante e pela proximidade com rochas geradoras marinhas, caracterizando assim, uma associação que poderá favorecer a formação de um sistema petrolífero.

3.3 Sedimentação de talude, sopé continental e de bacia oceânica

Segundo Emery (1970), na porção superior do talude, a declividade chega a ser superior a 10 graus, por isso a erosão é o processo dominante, ao contrário do que acontece na sua base, onde prevalece a sedimentação, devido à diminuição do gradiente.

Os processos gravitacionais (ou movimentos de massa) representam um papel importante no que diz respeito aos sedimentos acumulados no talude continental, fato recentemente estudado, por exemplo, no leque submarino do Rio Amazonas por Vilela (1998). Os depósitos formados por processos gravitacionais nesse leque submarino foram analisados quanto aos conteúdos em assembléias de foraminíferos bentônicos. Os conteúdos

de foraminíferos bentônicos atuais confrontaram os dados obtidos na plataforma e talude continentais do Amazonas com os de sedimentos hemipelágicos do Holoceno e do U.M.G. (Último Máximo Glacial) deste mesmo leque. A dominância de bulimídeos sugere que os depósitos de movimentos de massa provêm principalmente de ambientes batiais (entre 1000 m e 4000 m). As ocorrências pouco expressivas de espécies características indicam que a plataforma continental constituiu outra fonte de sedimentos.

Os sedimentos acumulados no talude continental são caracterizados por natureza bastante diversificada: biogênica (conchas de animais bentônicos e planctônicos), vulcânica (cinzas vulcânicas), etc. Todos eles pertencem à categoria de depósitos hemipelágicos, isto é, que ocupam uma posição intermediária entre os depósitos de plataforma continental (neríticos) e os depósitos de fundos submarinos profundos (pelágicos ou eupelágicos).

Segundo Emery (1970), os depósitos hemipelágicos e turbidíticos formam o gigantesco prisma de sedimentos acumulados, à frente da base dos taludes continentais. Sabe-se que os turbiditos modernos são menos expressivos que os encontrados em antigos depósitos de “flysh”, tanto em espessura como em extensão. Além disso, as camadas de turbiditos pleistocênicos são, em geral, mais espessas que as holocênicas.

A respeito dos depósitos de “flysh”, os estudos de Bouma (1962) foram importantes para que se esclarecessem muitas das características dos turbiditos. Cada ciclo do modelo conhecido como sequência de Bouma, compreende uma sucessão de litologias que refletem, em conjunto, uma queda progressiva na velocidade de corrente. Tendo-se em conta as distâncias geográficas, em relação ao ponto de origem das correntes de turbidez, usam-se os termos fácies proximais (mais grossas e mais espessas) e as fácies distais (mais finas e mais delgadas). Muitas vezes, admitem-se fácies intermediárias que se situam a meio caminho entre as fácies anteriores.

Existe ainda, outra variedade de sedimentos típicos de se encontrar nos sopés continentais, que são os contornitos. Comparados aos turbiditos, esses sedimentos mostram granulação mais fina e grau de seleção maior e exibem leitos mais delgados. A sua origem é atribuída às correntes de contorno ou correntes geostróficas, que foram descobertas por Heezen *et al.* (1966). A circulação termoalina sobre a Terra em rotação por diferenças de temperaturas e de salinidades das águas oceânicas é que gera estas correntes. Estas são caracterizadas, por esses autores, como correntes de fundo e chegam a ter velocidades superiores a 20 cm/s. Ocorrem, mais comumente, sobre o sopé continental em oceanos modernos e fluem paralelamente aos contornos batimétricos.

Sedimentos pelágicos se acumulam em profundidades que variam de 4000 e 5000 m, em fundos marinhos de bacias oceânicas. Usa-se esta denominação para referir-se aos sedimentos compostos de argilas e detritos biogênicos, decantados diretamente da coluna aquosa subjacente. A lenta sedimentação favorece a oxidação, dissolução e bioturbação por organismos bentônicos. Esses sedimentos compreendem as lamas vermelhas (*redmuds* ou argilas acastanhadas (*brownclays*) e as vasas orgânicas (diatomáceas, globigerinas, pterópodes e radiolários). As lamas vermelhas são encontradas em profundidades superiores a 3500 m. Variam de cor, do vermelho ao acastanhado. Podem conter restos de microorganismos, mas o teor de CaCO_3 não ultrapassa 30%.

Sabe-se que em ambientes de plataformas continentais rasas, o carbonato de cálcio é abundante (CaCO_3), enquanto que em ambientes profundos de bacias oceânicas, esse elemento é escasso. Isto se deve, em parte, ao fato da taxa de dissolução ser maior nas grandes profundidades, enquanto a taxa de sedimentação é superior nas profundidades mais rasas. O limite entre essas fácies é comumente chamado de Profundidade de Compensação da Calcita (PCC) ou lisoclina, que em média situa-se a 4500 m.

3.4 Estabilidade dos Taludes

Segundo Hampton *et al.* (1996), os deslizamentos submarinos são o resultado de uma interação complexa de vários fatores diferentes que atuam simultaneamente com intensidades e escala de tempo diferentes, de acordo com o ambiente geológico em que a área está inserida.

O ambiente geológico-geotectônico-oceanográfico é o que regula a ação de cada fator capaz de influenciar na estabilidade do solo marinho e cria ou não uma instabilidade potencial no local. A fórmula a seguir é conhecida como Fator de Segurança (FS) e pode ser calculada a partir de diferentes variáveis que levam à estimativa da estabilidade do talude.

$$FS = \text{Forças resistentes} / \text{Forças atuantes}$$

Matematicamente esse fator é definido como a expressão do balanço entre as forças resistivas (que tendem a manter o sedimento imóvel) e as forças cisalhantes (que forçam os sedimentos a se movimentarem talude abaixo). Valores de FS maiores que 1 indicam estabilidade, enquanto que valores menores que 1 indicam instabilidade. No entanto, deve-se observar que a probabilidade de ocorrência de um deslizamento não é função linear do FS.

Segundo Costa *et al.* (2004), taludes antes estáveis, podem tornar-se instáveis devido à ação de um ou mais mecanismos de diversas naturezas, tais como: mudanças na morfologia que alterem o equilíbrio de forças atuantes, como processos de erosão ou sedimentação; ação de forças externas como atividades sísmicas e efeitos de ondas; aumento da poropressão na massa de solo causado por carregamento ou deformação, diminuição das tensões efetivas devido ao aprisionamento de poropressão, causado por variações do nível do mar e decréscimo progressivo da resistência ao cisalhamento do material tanto por intemperismo ou

degradação como por acumulação de deformações devidas a processos de *creep* ou carregamentos cíclicos.

Segundo Lee (2004), os escorregamentos de massa submarinos são iniciados pelo aumento das tensões atuantes, pelo decréscimo da resistência do material ou pela combinação dos dois. Ele lista alguns dos seguintes mecanismos como disparadores desse movimento: acúmulo de sedimentação, atividade vulcânica, terremotos, erosão, ondas, presença de gás e hidratos de gás, percolação de fluidos, diapirismo e ação humana.

Rizzo *et al.* (1994) estudaram movimentos de massa e fluxo gravitacionais nos campos de Marlim e Albacora na BC. Foram obtidos dados geológicos e geotécnicos de alta resolução da porção mais rasa da coluna sedimentar de áreas do talude continental e foram verificadas feições de movimentos de massa sob a forma de cicatrizes (remoção de sedimentos) ou pela presença de depósitos sedimentares, resultado de escorregamentos ou de fluxo de detritos. Através desse estudo, percebe-se uma relação bastante clara entre rebaixamentos do nível do mar e a iniciação de movimentos de massa. Como a situação atual é de mar alto e o tempo necessário para ocorrer uma mudança significativa no nível do mar é bem superior ao tempo de duração dos projetos de produção na BC, os autores concluíram que nos dias atuais não se esperaria a ocorrência de movimentos de massa em larga escala como os registrados na coluna sedimentar do talude de Marlim.

Costa *et al.* (2004), foram outros que também reproduziram estudos no talude do campo de Marlim. Uma análise estática da estabilidade do talude pelo uso da técnica do “talude infinito” reiterou as conclusões do trabalho de Rizzo *et al.* (1994) citado anteriormente. A influência do rebaixamento do nível do mar durante o último período glacial influenciou significativamente na ocorrência dos movimentos de massa observados nos sedimentos próximos à superfície do talude submarino da BC.

4. Diagnóstico Ambiental

4.1 Geologia Regional

Segundo Winter *et al.* (2007), a BC situa-se no litoral norte do Estado do Rio de Janeiro e a sul do Estado do Espírito Santo, limitada a norte pelo Arco de Vitória e a sul pelo Arco de Cabo Frio (figura 06) . É composta por uma área com cerca de 100.000 km². Ao longo de mais de 3 décadas de pesquisas na área de exploração petrolífera, já foi perfurada por mais de 1600 poços. É a bacia mais prolífica do Brasil, antes da descoberta do pré-sal armazenava mais de 90% do petróleo brasileiro. É uma bacia de margem passiva, presente no litoral leste brasileiro e teve sua gênese coincidente com as demais bacias da margem leste brasileira, que iniciou-se com a quebra do Gondwana durante o Mesozóico. É composta pelas Megassequências Rife, Pós-rife (marinho restrito) e Drifte (marinho aberto), onde se depositaram sedimentos do Eocretáceo até o Recente.

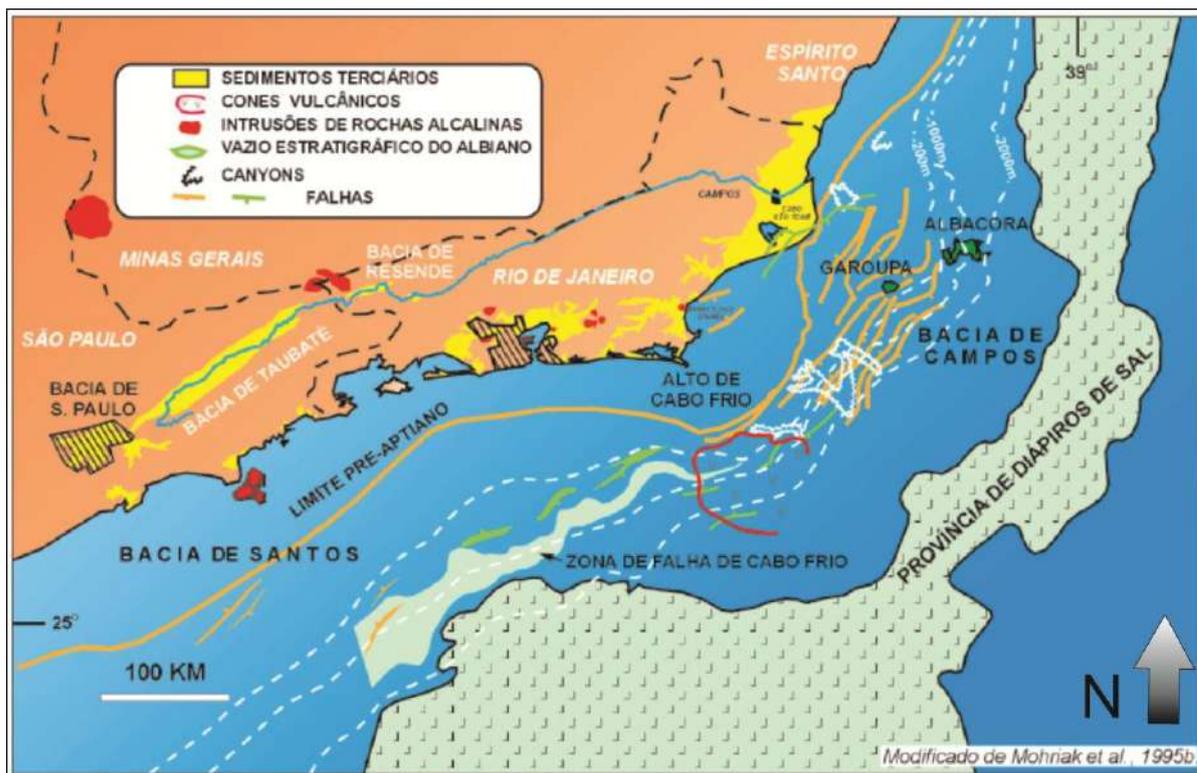


Figura 06- Mapa geológico esquemático da região sudeste brasileira, mostrando as bacias tafrogênicas do continente e algumas feições como falhas, intrusões de rochas alcalinas, cones vulcânicos e a província de diápiros de sal. Fonte: Bizzi *et al.* (2003).

4.2 Arcabouço Estrutural

Segundo Carminatti (1987), a tectônica crustal da fase rifte (Cretáceo Inferior), associada às modificações ocorridas no substrato por reativação tectônica (Cretáceo Superior), foram responsáveis pelo estabelecimento de falhas normais lítricas, e da estruturação da tectônica adiastrófica (gravitacional), e esses eventos foram bem relevantes para a criação da orientação das áreas preferenciais de captação de turbiditos (Albiano ao Recente), e no controle da migração e acumulação de grande volume de hidrocarbonetos. Esses eventos contribuíram para a implantação de um sistema de vales em rifte, formados por feições do tipo *horst*, *gráben* e *meio gráben* que são limitadas por falhas sintéticas e antitéticas, com

rejeitos que podem chegar a centenas de metros. Essas estruturas estão orientadas, preferencialmente, na direção NE-SW.

Segundo Asmus (1982), ainda são verificadas outras feições estruturais importantes, que são as linhas de charneira e as estruturas de falhas transversais. Segundo Carminatti (1987), a BC, na sua porção central, apresenta um sistema de falhas de direção E/W (mesma direção dos esforços distensionais), que seriam falhas de transferência, que se implantaram durante o rifteamento da crosta continental (Cretáceo Inferior) para acomodar diferentes movimentações entre a porção Norte e Sul da bacia. Segundo Meisling *et al.* (2001), essas falhas de transferência têm alta obliquidade, são conhecidas por Zonas de Transferência (ZTs) e são responsáveis pela compartimentação da bacia. Essas ZTs apresentariam altos intra-riftes, bem complexos, que poderiam conter acumulações de HC. Meisling *et al.* (2001) propõem que a mudança de depocentros dos riftes de Campos podem ser interpretados como um escalonamento dextral de falhas extensionais *en-echelon*, ao longo do Lineamento do Rio de Janeiro, que foram afetadas pelo Alto de Cabo Frio, este de direção NW que se propaga na direção de crosta oceânica através do Lineamento Cruzeiro do Sul (Souza *et al.* 1993; Cainelli e Mohriak, 1998).

Segundo Dias *et al.* (1987), no Cretáceo Superior (fase drifte), ocorreu uma desestabilização do sistema evaporítico por tectônica gravitacional, que foi responsável pelo desencadeamento do processo halocinético, imprimindo uma nova situação estrutural dentro da bacia.

Essas feições estruturais da BC podem ser observadas na seção geológica da figura 07.

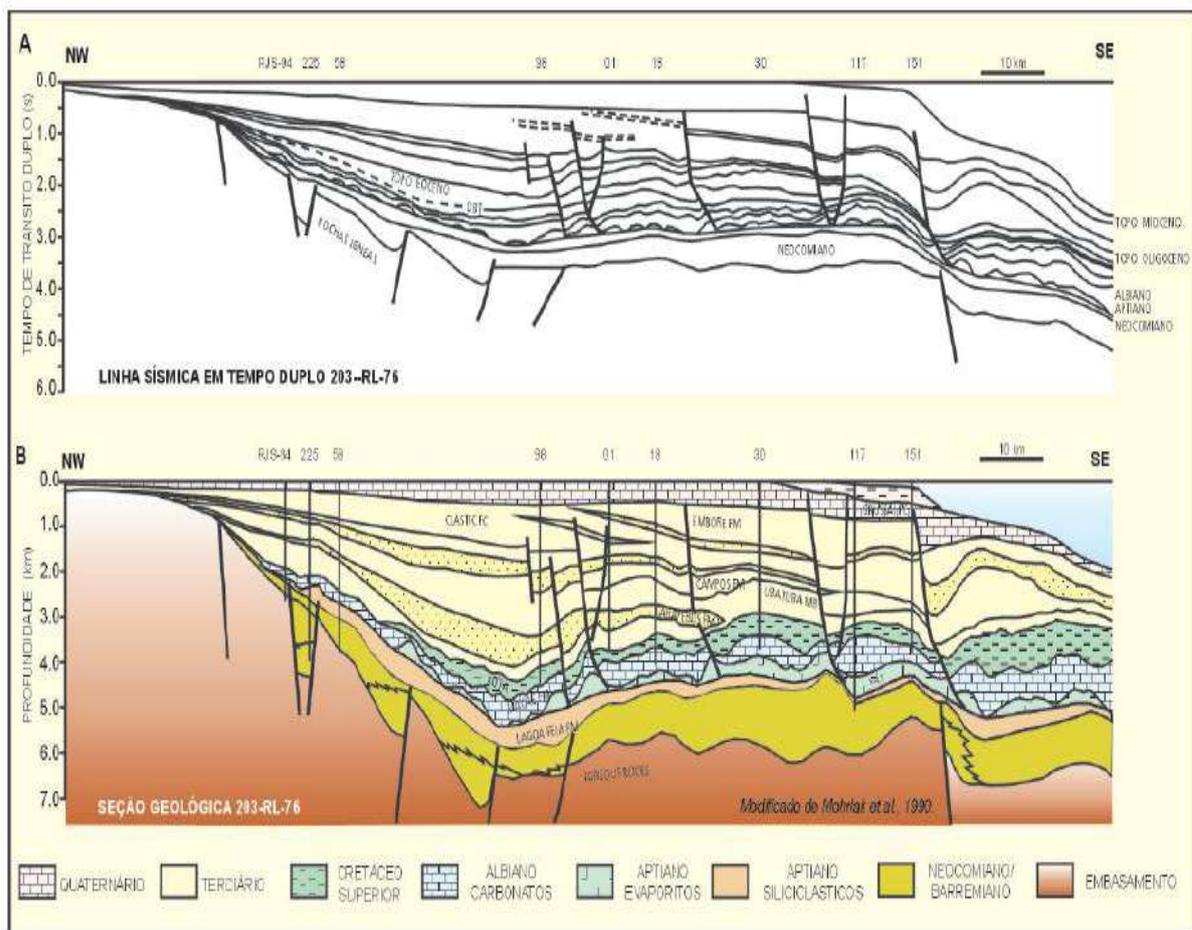


Figura 07- Seção geológica da BC, mostrando as principais seqüências estratigráficas das megaseqüências sinrifte, transicional e pós-rifte ou marinha. Possível observar que os evaporitos, em azul, dobram as camadas superiores e são capazes de reativar falhas que servem de caminho para a migração do óleo gerado em camadas do pré-sal. Fonte: Bizzi *et al.* (2003)

4.3 Evolução Tectono-Sedimentar da Margem Atlântica

Segundo Almeida *et al.* (2000), o supercontinente Gondwana, formou-se devido a aglutinação de terrenos acrescidos aos crátons Amazonas e São Francisco durante a orogenia Brasileira ou Pan-Africana, no Proterozóico Superior. No mesozóico houve a ruptura do

Gondwana, dando origem às placas Sul-Americana e Africana e ao Oceano Atlântico Sul, como pode ser observados na figura 08. O sistema de riftes da margem continental brasileira (principalmente no segmento de Sergipe-Alagoas a Santos), originado a partir da quebra do Gondwana, formou-se como conseqüência de eventos extensionais que datam de Jurássico Superior a Cretáceo Inferior, segundo Chang *et al.* (1992). Porém, há evidências de esforços extensionais polifásicos nas regiões extremas da placa sul-americana, com idades de sedimentos Triássicos preenchendo grábens, corroboradas por datações geocronológicas de rochas intrusivas e extrusivas, precedendo assim, a fase principal de rifteamento (Mizusaki *et al.* 2002).

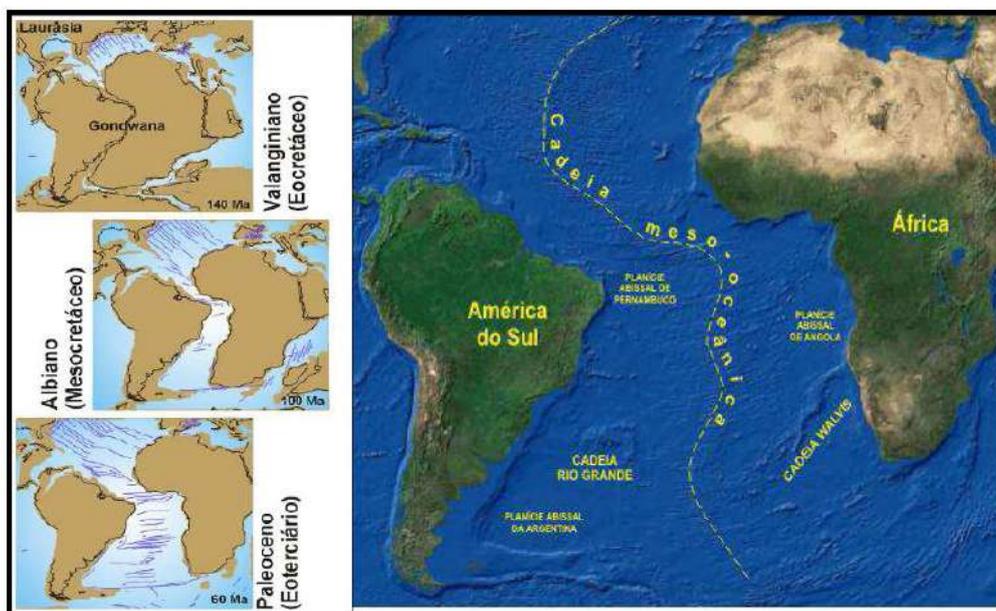


Figura 08- Processo de rompimento e separação dos continentes africano e sul-americano e formação do Oceano Atlântico Sul e da Cadeia Meso-oceânica. As figuras do lado esquerdo mostram estágios dessa separação com suas respectivas idades. Fonte – <http://www.light.com.br/institutolight/cursos/Oceanografia/aula2.pdf>

A figura 09 representa uma composição de imagens reconstituindo a fisiografia do Atlântico Sul atual, mostrando um mapa com as principais feições do Oceano Atlântico, destacando-se o centro de espalhamento atual entre o continente sul-americano e o africano.

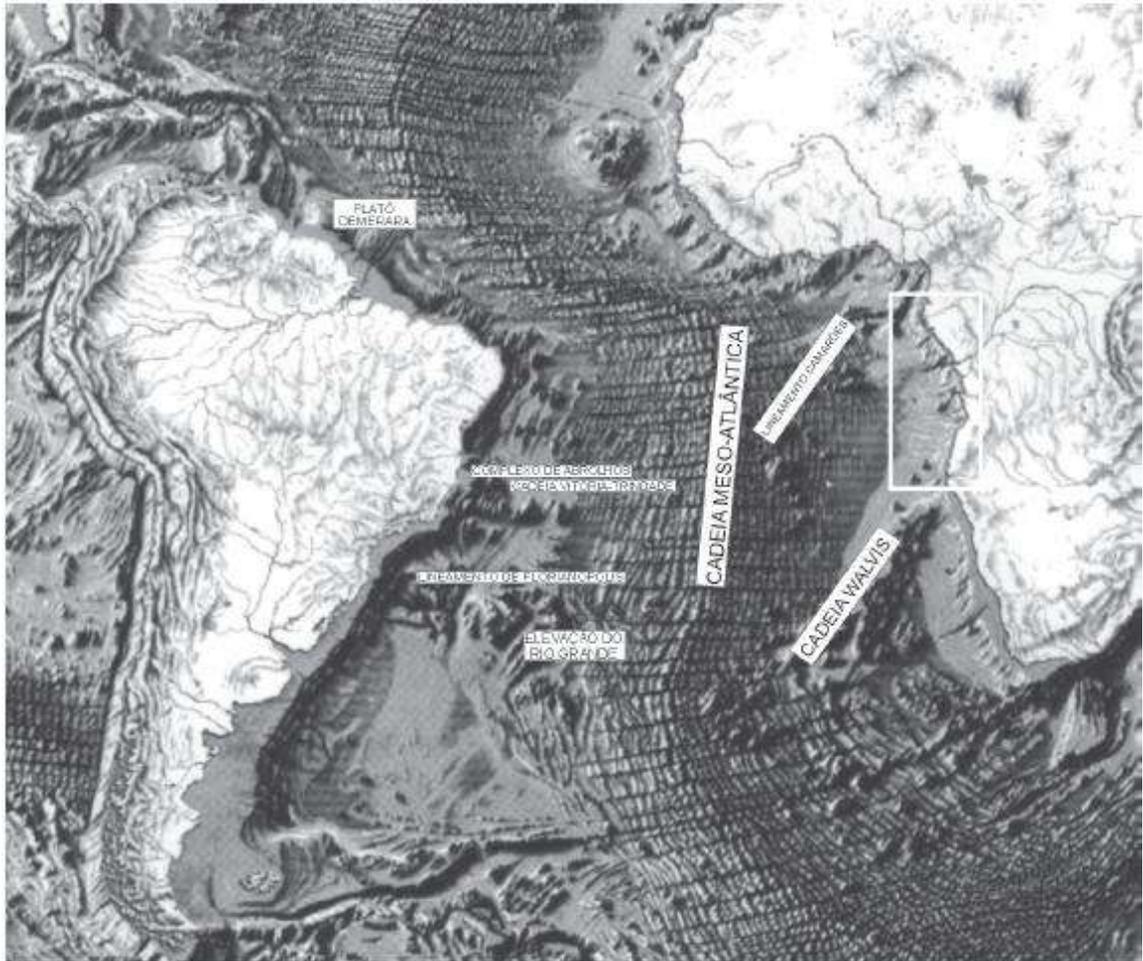


Figura 09- Mapa geomorfológico do Oceano Atlântico, ilustrando principais feições tectônicas. Possível observar os falhamentos transcorrentes que cortam a cadeia meso-atlântica ortogonalmente. (Mohriak *et al.* 1998 a)

Os riftes ao longo da margem continental, que evoluíram até originar as bacias da margem passiva, se estendem desde o limite com a Guiana até o limite com as águas territoriais do Uruguai. A figura 10 apresenta uma reconstituição do início dessa separação, com as principais bacias sedimentares formadas nas margens das placas Sul-Americana e Africana na época pré-deriva continental.

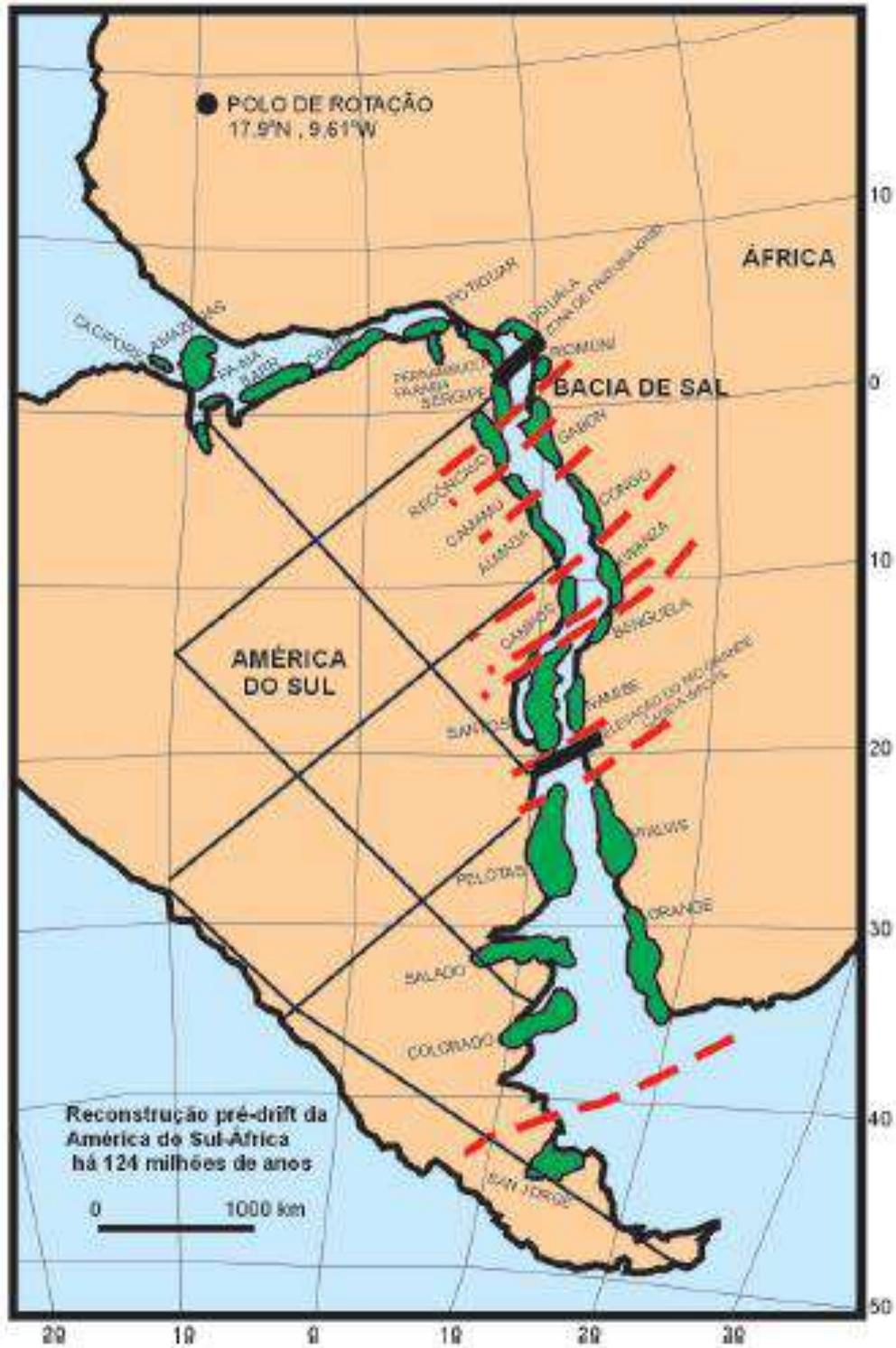


Figura 10- Reconstituição tectônica das bacias sedimentares na configuração pré-deriva continental. As bacias sedimentares estão representadas pelo verde e a direção de estiramento pelas linhas tracejadas em vermelho. (Mohriak *et al.* 1998a)

Na figura 11, tem-se o mapa da margem leste da placa Sul-Americana, com a presença de suas respectivas bacias de margem passiva e seus elementos estruturais.

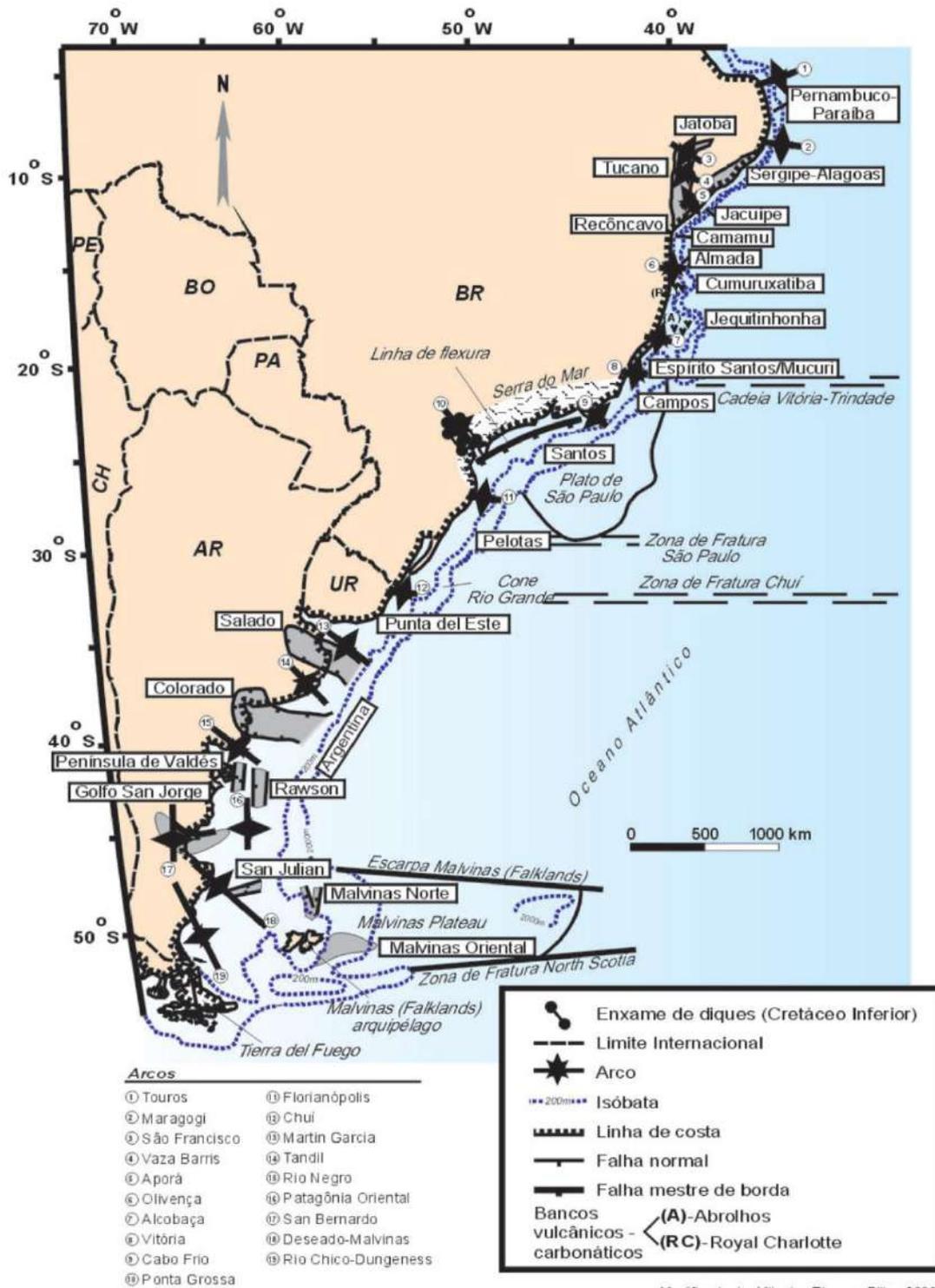


Figura 11- Mapa geológico esquemático da região nordeste, leste, sudeste e sul do Brasil, mostrando as bacias sedimentares da margem continental divergente. (Mohriak et al. 1998 a)

4.4 Evolução geodinâmica da margem continental

O modelo geral adotado para as bacias marginais e do Oceano Atlântico baseia-se em conceitos tectonofísicos propostos por Mckenzie (1978), que mostra que durante a fase rifte, ocorre um estiramento e afinamento litosférico e crustal. Esses eventos de estiramento e afinamento são cessados durante a fase transicional (marinho restrito), que é marcada por uma quiescência tectônica e deposição de camadas de evaporitos (presentes desde a Bacia de Santos até a de SE-AL). Posteriormente, já na fase drifte (marinho aberto), devido ao resfriamento da anomalia térmica da astenosfera, a crosta e a litosfera se resfriam e se contraem, tendo como consequência, o aumento da subsidência termal. Segundo Mohriak *et al.* (1990b), refletores profundos imageados na base da crosta caracterizam o estiramento litosférico, o afinamento crustal e soerguimento do manto astenosférico, como ocorre por exemplo a oeste da BC. A evolução geológica da margem continental brasileira, com suas fases de sedimentação e seus respectivos ambientes deposicionais, está representada no quadro 01.

Quadro 01- Evolução geológica da margem continental leste brasileira. Mostrando cada fase de evolução com seus respectivos ambientes deposicionais. Fainstein (2004).

Estágio Evolutivo	Fase de Sedimentação	Seqüência Sedimentar	Ambiente Depositional
Oceânico	Drifte	Mar	Marinho regressivo/transgressivo
			Plataforma rasa
Proto-oceânico	Transicional	Golfo	Marinho restrito
			Lagunar
Rifte	Rifte	Lagos	Deltaico-lacustre
Pré-Rifte		Continente	Flúvio-lacustre-eólico

Na seção geológica da figura 12, podem-se observar essas Megassequências das fases rifte, transicional e drifte, além das falhas normais, que são responsáveis pela compartimentação da bacia.

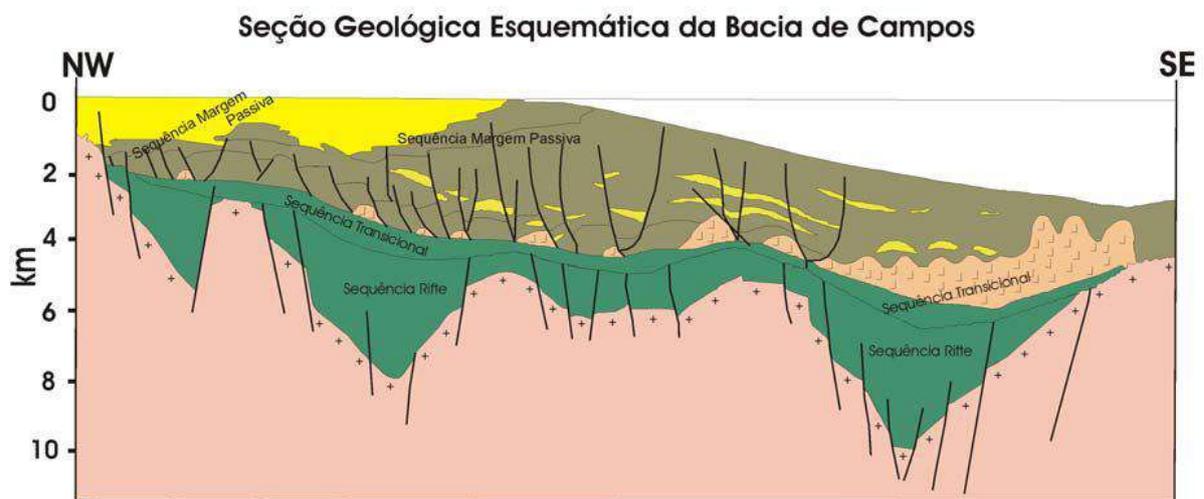


Figura 12- Seção geológica geral da BC. Podendo-se observar a compartimentação estrutural da bacia, a tectônica salífera e as sequências sinrifte, transicional (mar restrito) e drifte (mar aberto). Fonte: http://siscom.ibama.gov.br/licenciamento_ambiental/Petroleo

4.5 Modelos evolutivos divergentes

Modelos conceituais advindos de outras bacias sedimentares derivados de observações geológicas e geofísicas estão sendo muito bem aproveitados para o estudo da evolução tectono-sedimentar das bacias sedimentares do Atlântico Sul. Segundo Cainelli & Mohriak (1999). As bacias da margem equatorial (transformante) e leste (divergente) brasileiras possuem algumas semelhanças e diferenças no que diz respeito à sequência evolutiva quando comparadas com bacias análogas em diferentes províncias do Oceano Atlântico. Entretanto,

supõem-se modelos geodinâmicos no contexto da tectônica de placas, para a evolução das bacias de margem continental, que pode ser útil na hora de se avaliar seus potenciais para exploração.

A evolução sequencial do Atlântico Sul, pode ser dividida em 5 fases que possuem distintos padrões tectônicos e de sedimentação, em sua margem divergente, segundo Cainelli & Mohriak (1999). A primeira fase é marcada por esforços extensionais, que levaram à subsequente separação entre os continentes Sul-americano e Africano. Para essa fase, existe um modelo conceitual onde ocorre um pequeno soergimento astenosférico e afinamento litosférico distribuído devido às forças divergentes, com falhas na crosta superior controlando depocentros locais associados à sedimentação que é pouco espessa e bem distribuída (figura 13).

No início da fase seguinte, ocorre um aumento no estiramento litosférico, facilitando a extrusão de lavas basálticas, que vem seguida de grandes falhas afetando a crosta continental e dando origem a semi-grábens (figura 13), que em seguida, serão preenchidos por sedimentos de origem lacustre continental (Neocomiano-Barremiano). Ao final dessa fase de rifteamento, há mais um aumento da extensão litosférica, originando grandes falhas que rotacionam os blocos de rifte já formados anteriormente (figura 13), e a crosta oceânica começa a se formar à medida que ocorrem as primeiras manifestações de espalhamento meso-Atlântico. Em algumas bacias, ocorre vulcanismo subaéreo que evidencia essas primeiras manifestações, responsável pela formação de espessas cunhas de refletores mergulhantes para o mar (Mohriak, 1995 a). É nesta fase também, que se tem a transição de um ambiente de sedimentação tipicamente continental (fluvial e lacustrino) para ambientes transicionais e marinhos (figura 13), sendo assim, magmatismo continental e oceânico estão presentes e grandes falhas são reativadas, intensificando a erosão de blocos de riftes por uma discordância regional que arrasa a topografia anterior. Sobre essa discordância angular e abaixo dos

sedimentos da sequência transicional evaporítica, deposita-se ao longo de algumas bacias, uma espessura significativa de sedimentos aptianos, pouco afetados por falhas, que têm potencial para serem rochas geradoras de hidrocarbonetos e marcam o fim do episódio de rifteamento (Henry & Brumbaugh, 1995). Sedimentos evaporíticos do Aptiano Superior recobrem essa sequência, e subsequentemente, a sedimentação passa a ser predominantemente carbonática, num ambiente dominado por plataforma de águas rasas. Ao fim desse intervalo, adentrando no Cenomaniano e Turoniano, ocorre um aumento da paleobatimetria, cessando a sequência deposicional carbonática, e a partir daí, entra a deposição inteiramente de sedimentos marinhos de água profunda (figura 13). Ao final do Cretáceo, devido ao soerguimento da Serra do Mar e da Mantiqueira, o aporte sedimentar aumenta invariavelmente na margem sudeste, resultando no avanço progradacional de siliciclásticos pra dentro da plataforma continental, formando grandes cunhas sedimentares que forçam uma regressão marinha. Segundo Cainelli & Mohriak (1998), esses episódios também podem ter ligação com as reativações de falhas do embasamento e a episódios magmáticos.

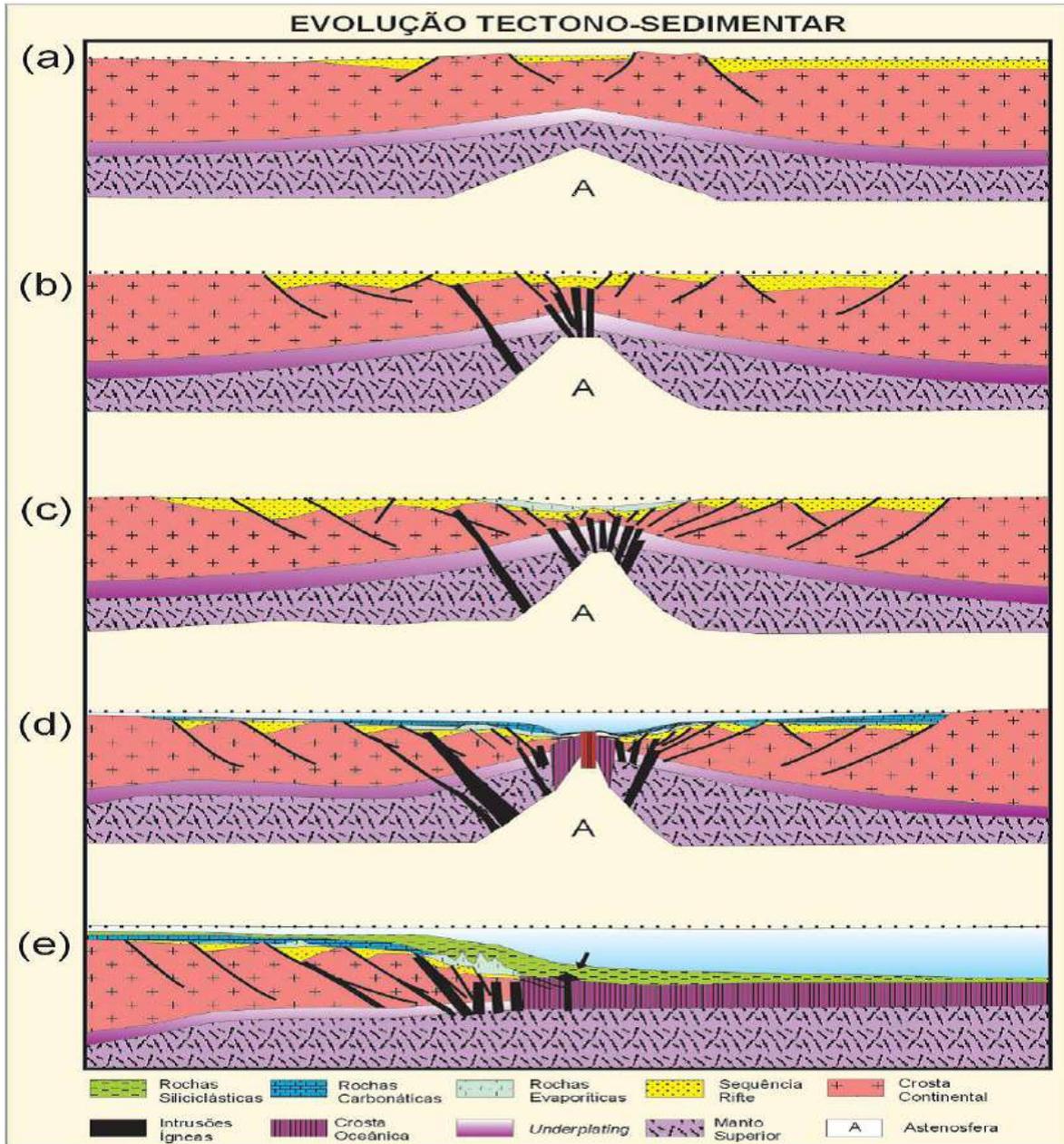


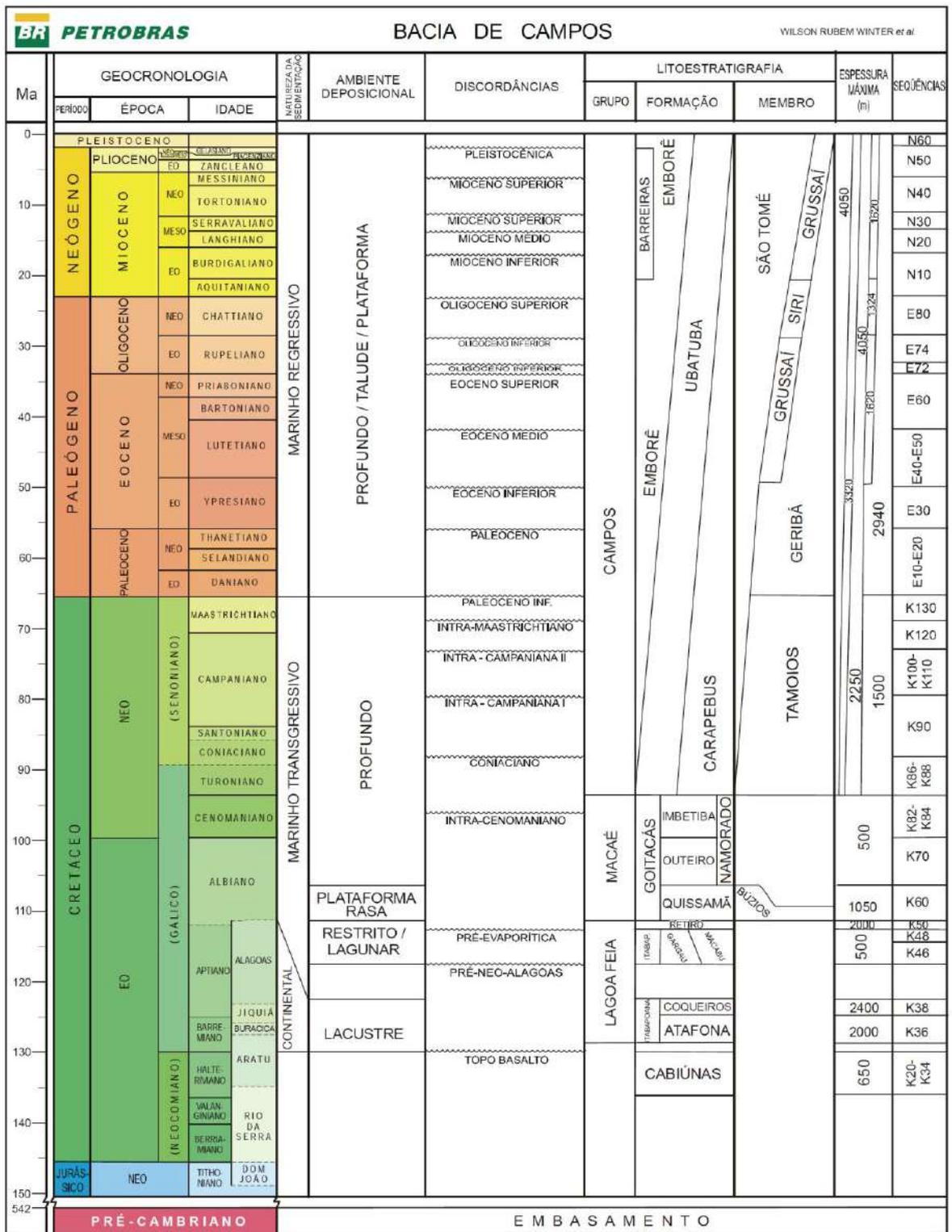
Figura 13- Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente. Primeiro ocorre o soergimento do manto astenosférico gerada por alguma anomalia, que faz com que o manto litosférico e a crosta se afinem e comecem a sofrer esforços distensionais, dando origem à falhas normais, intrusão de diques e conseqüente formação de crosta oceânica, que evolui até formar uma bacia de margem passiva. Fonte: Bizzi *et al.* (2003)

4.6 Estratigrafia da BC

Sabe-se que a primeira carta estratigráfica da BC é datada de 1973, graças a Schaller (1973), que a partir das primeiras perfurações de poços realizados na bacia, conseguiu obter dados para o desenvolvimento da carta. Várias atualizações foram feitas ao longo dos anos, sendo a última de Rangel *et al.* (1994), todas com foco em litoestratigrafia.

A carta estratigráfica a seguir, da figura 14, desenvolvida por Winter *et al.* (2007), resume o conhecimento atual da bacia, dando ênfase em análises cronoestratigráficas, onde foram mapeadas as principais sequências deposicionais com registro em todas as bacias da margem leste brasileira. Usaram-se também, tabelas bioestratigráficas internas da Petrobras, ajustadas com tabelas de tempo de Gradstein *et al.* (2004), além de dados de poços de sísmica.

As sequências desta carta foram denominadas por códigos que são formados por uma consoante maiúscula seguida por um número. Essa denominação foi criada com o objetivo de facilitar a compreensão do leitor. Este trabalho não se prenderá aos detalhes de cada sequência estratigráfica, já que é desnecessário e, por conseguinte, tornaria a leitura enfadonha.



-Embasamento

Segundo Winter *et al.* (2007), o embasamento cristalino da BC é composto por gnaisses de idade pré-cambriana pertencentes à Província Proterozóica da Ribeira.

O embasamento econômico da BC é definido pelos basaltos da Formação Cabiúnas (equivalentes às sequências K20-K34), depositados nos andares locais Rio da Serra e Aratu Inferior (halteriviano, entre 135 e 130 Ma), sobrepondo discordantemente as rochas do embasamento cristalino pré-Cambriano e tendo espessura de cerca de 600 metros.

-Supersequência Rifte

Segundo Winter *et al.* (2007), a BC teve seu registro sedimentar da fase rifte dividido por 3 sequências denominadas K20-K34, K36 e K38.

As unidades pertencentes à antiga Formação Lagoa Feia foram elevadas à categoria de Formação. Agora, o Grupo Lagoa Feia é atualmente composto pelas formações Coqueiro e Retiro (que foram definidas por Rangel *et al.* em 1994), Itabapoana, Atafona, Gargaú e Macabu.

Formação Cabiúnas: Tem uma espessura de no máximo 650 metros, foi formada por derrames ígneos, subalcalinos, subaéreos e subaquosos, que tem como principais litologias, basaltos toleíticos amigdaloidais e diabásios. Arenitos, siltitos e conglomerados ocorrem localmente entre derrames sucessivos. Basaltos vesiculares dessa sequência constituem importantes reservatórios produtores de HC, presentes no campo de badejo. De acordo com as datações obtidas nessas rochas do evento magmático Cabiúnas, pode-se correlacioná-las com o evento ígneo Serra Geral, da Bacia do Paraná.

Formação Itabapoana: de idade Barremiana, formada por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos avermelhados proximais de borda de bacia e de borda de falha, provenientes da tectônica atuante durante a fase de rifteamento. Corresponde a porção basal da Formação Lagoa Feia (elevada à categoria de Grupo).

Formação Atafona: de idade Barremiana/Eoaptiana, representa a porção basal do Grupo Lagoa Feia e constitui-se por arenitos, siltitos e folhelhos depositados em ambiente quimicamente diversificado. Durante o Barremiano, aparece interdigitada com a Formação Itabapoana.

Formação Coqueiros: datada do Aptiano Inferior, constitui-se de camadas de folhelhos intercalados com carbonatos compostos, em sua maioria, por moluscos bivalves, sendo depositados em ambientes lacustres. Esses pacotes chegam a atingir espessuras que ultrapassam 100 metros. As coquilhas porosas se formaram em ambiente de alta energia e representam importantes reservatórios produtores de HC da fase rifte. Essa formação é facilmente reconhecida por sísmica, já que esses folhelhos, que são os maiores geradores de HC da bacia, possuem densidades baixas e, por isso estabelecem máximas assinaturas negativas, em contraste com os carbonatos, que são bastante densos. Em consequência desses contrastes na densidade, desenvolve-se uma sismofácies característica para essa formação.

-Supersequência pós-Rifte

Segundo Winter *et al.* (2007), situa-se discordantemente sobreposta a sequência de rochas de origem lacustre, que depositou-se em condições tectônicas amenas. Foi dividida nas sequências K46-K48, e K50. Em sua base têm-se rochas argilosas (folhelho Alagoas), ricas em sílica, alumínio e ferro, além de estratos provindos do retrabalhamento de coquilhas Jiquiá. Predominam conglomerados e arenitos nas porções proximais com típico padrão

progradacional. Os estratos presentes na base da supersequência exibem espessuras bem variadas, devido a irregularidades do relevo herdado do substrato exposto à erosão e às raras falhas sindeposicionais. Já a porção superior do sistema exhibe um padrão retrogradacional, devido a uma subida relativa do nível do mar. O registro fossilífero é escasso devido ao stress ambiental ocorrido durante a deposição dessa supersequência e é representada, basicamente, por ostracodes e rochas de origem microbial.

Formação Itabapoana: depositada no Aptiano Superior, contitui-se de conglomerados e arenitos de borda de bacia. Representa a porção superior do Grupo Lagoa Feia.

Formações Gargaú e Macabu são representadas por carbonatos, margas e arenitos de ambiente raso e transicional, depositadas durante o Aptiano Superior. Representam a porção superior do Grupo Lagoa Feia juntamente com a Fm. Itabapoana.

Nas porções mais distais das sequências K46 e K48, têm-se a presença de calcários estromatolíticos e laminitos microbiais da **Formação Macabu**, que por vezes, aparecem dolomitizados.

Formação Retiro: representada pelos evaporitos pertencentes ao Grupo Lagoa Feia (andar Albiano inferior ou andar local Alagoas Superior). Seu limite inferior é a discordância entre os evaporitos da base dessa formação e a sequência sedimentar transicional, datada de 112 Ma, e o limite superior é marcado pela passagem dos evaporitos da Formação Retiro para sedimentos das Formações Goitacás e Quissamã do Grupo Macaé. A taxa de sedimentação é incerta, por ter havido migração de camadas de halita para as regiões de águas mais profundas. Os sais mais solúveis situam-se, de uma maneira geral, nos depocentros deposicionais do ambiente marinho/lagunar, árido.

-Supersequência Drifte

Nessa fase, de acordo com Winter *et al.* (2007), a sedimentação está ligada diretamente à um regime de subsidência térmica (devido ao resfriamento e contração da litosfera) e também ao tectonismo gravitacional. Esta supersequência é compreendida por sedimentos marinhos que podem ser divididos em duas supersequências, uma transgressiva e outra regressiva.

Formação Goitacás: depositada no intervalo que vai do Albiano Inferior até o Turoniano, situa-sena porção norte da bacia, possui um sistema proximal clástico de textura grossa que passa para um sistema misto que avança no sentido das águas profundas. É constituída predominantemente por conglomerados polimíticos e arenitos que se apresentam nas porções proximais.

Essa sequência depositou-se em ambiente batial superior, com períodos anóxicos, marcados por folhelhos escuros laminados. Pertencente ao Grupo Macaé.

Formação Quissamã: de idade Albiana Inferior. É definida por um pacote de dolomitos muito bem desenvolvidos na porção proximal das áreas centro e sul da bacia. Pertencente à base do Grupo Macaé.

Formação Outeiro: de idade Albiana Média a Superior, constituída por calcilutitos com biota planctônica, mais comumente foraminíferos, depositada durante uma subida relativa do nível do mar, resultando no afogamento da plataforma rasa. Pertencente ao intervalo médio do Grupo Macaé.

Formação Imbetiba: é composta pelas margas do intervalo palinológico do Cenomaniano. Correspondente ao intervalo superior do Grupo Macaé.

Formação Namorado: compreende o intervalo que vai do Albiano Médio até o Turoniano, é composta por arenitos originados por fluxos hiperpicnais, constituem reservatórios produtores

de HC que podem ser observados em baixos posicionais e que foram gerados e condicionados pela tectônica salífera Albiana. Pertencente ao Grupo Macaé (intervalo médio a superior).

No Grupo Macaé, predominam as rochas pelíticas representadas por margas bioturbadas com foraminíferos bentônicos e planctônicos, além de radiolários. Esses pelitos compõem uma grande cunha clástica que selou a deposição de carbonatos do Grupo Macaé.

Formação Carapebus: sedimentos depositados desde o Turoniano até o Recente. É representada por arenitos finos a conglomeráticos, em camadas intercaladas com os pelitos da Formação Ubatuba. São em geral representados pelos corpos turbidíticos arenosos, sendo responsáveis pelo armazenamento da maioria dos HC gerados na bacia. Pertencentes ao Grupo Campos.

Formação Ubatuba: sedimentos depositados do Turoniano ao Recente. Constituída por sedimentos progressivamente mais finos depositados em ambientes cada vez mais profundos. Em geral, corresponde a folhelhos e argilitos de cor cinza-esverdeada, homogêneos e afossilíferos, representando a parte mais distal do Grupo Campos. É dividida em dois membros: Tamoios (correspondente ao intervalo que vai do Turoniano ao Maastrichtiano) e Geribá (correspondente ao intervalo que vai do Paleoceno ao Recente).

Formação Emborê: de idade Turoniana até o Recente, corresponde a arenitos e carbonatos impuros sobrepostos e que são lateralmente interdigitados com os pelitos da Formação Ubatuba. É dividido em três membros: São Tomé (representado por clásticos grossos vermelhos que ocorrem ao longo da borda oeste da bacia), Siri (representado por calcarenitos bioclásticos) e Grussaí (representado por calcarenito bioclástico e detriais). As rochas desta Formação foram interpretadas como sendo depositadas em ambientes de leques costeiros e plataforma carbonática.

4.7 Petróleo na BC

Na Bacia de Campos (RJ), onde se localizam os campos petrolíferos mais prolíficos do Brasil como dito anteriormente, o armazenamento de petróleo e outros hidrocarbonetos está associada a sedimentos de plataforma carbonática que seriam os **carbonatos** (constituídos de coquilhas de pelecípodes) depositados na fase Rifte pertencentes à Formação Coqueiros, representantes de uma parte do intervalo inferior do Grupo Lagoa Feia e que, segundo Mohriak *et al.* (1990 b), desenvolveram-se em flancos e cristas ao longo dos altos internos do rifte, longe das áreas fontes de sedimentos terrígenos, a **basaltos fraturados** e aos principais reservatórios de HC da BC que são os depósitos de **arenitos turbidíticos**, da Formação Carapebus do Grupo Campos depositados na fase drifte e que foram transportados para águas profundas, mediante a utilização dos *canyons* submarinos como condutos sedimentares, segundo Machado *et al.* (2004). As rochas geradoras são compostas por folhelhos e calcilitos do Grupo Lagoa Feia, que foram depositados em ambiente lacustre durante a fase rifte (Ponte *et al.* 1977).

Na seção geológica seguinte, da figura 15, é possível observar que a reativação das falhas normais é condicionada pela tectônica salífera, que deforma as camadas superiores, e gera ao longo dessas falhas, caminhos para a migração de HC da fase rifte para reservatórios situados acima das camadas de sal.

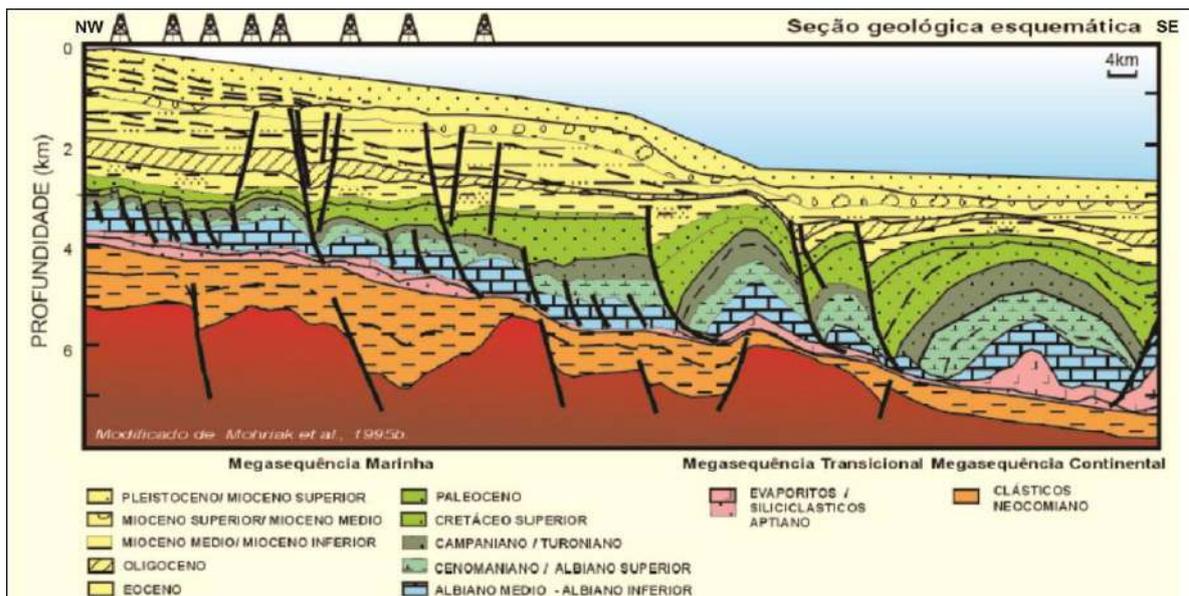


Figura 15- Seção geológica da parte central da BC, mostrando as principais sequências tectonossedimentares, ilustrando feições halocinéticas em água profunda, que novamente associam-se a reativação de falhas que servirão de caminho para migração do óleo. Possível observar que como as camadas de sal possuem baixas densidades, elas tendem a movimentarem-se com facilidade quando sujeitas a cargas diferenciais e com isso são capazes de dobrar as camadas superiores. Fonte: Bizzi *et al.* (2003)

4.8 Geomorfologia da BC

Segundo Schreiner *et al.* (2008), a compreensão da geomorfologia marinha do talude e do platô de São Paulo da BC é de fundamental importância no âmbito de se conhecer e entender a evolução geológica do recente. A geomorfologia da margem continental da BC é controlada, em grande parte, pela tectônica salífera subjacente e pela geometria sedimentar do Mioceno Superior. A construção dessa geometria sedimentar é resultado de alguns fatores como as variações do nível do mar, a atuação das correntes de contorno que atuam no fundo dos oceanos, a remobilização de sedimentos, a geologia estrutural e a implantação de sistemas turbidíticos associados a sistemas fluviais no continente. Sabe-se que quase todos os

processos atuantes no modelamento da geomorfologia da BC cessaram a partir da elevação do nível do mar durante o Holoceno, e essa constatação foi feita através do método de *piston cores*, por meio de uma sistemática de amostragem e datação do fundo marinho, e isso revela que sua geomorfologia corresponde a uma visão do final do Pleistoceno.

Na margem leste-sudeste (Platô de São Paulo) a tectônica de sal foi responsável pela formação de mini-bacias e grábens de evacuação do sal, que na batimetria ficam expressas como irregularidades deprimidas no fundo do mar, enquanto que intrusões ígneas e massas vulcânicas (e.g., Monte Submarino Almirante Saldanha, na própria BC), acabam por produzir contornos positivos na batimetria (Mohriak, 2001).

Essas feições geomorfológicas da BC podem ser observadas no mapa digital de geomorfologia do fundo oceânico da figura 16.

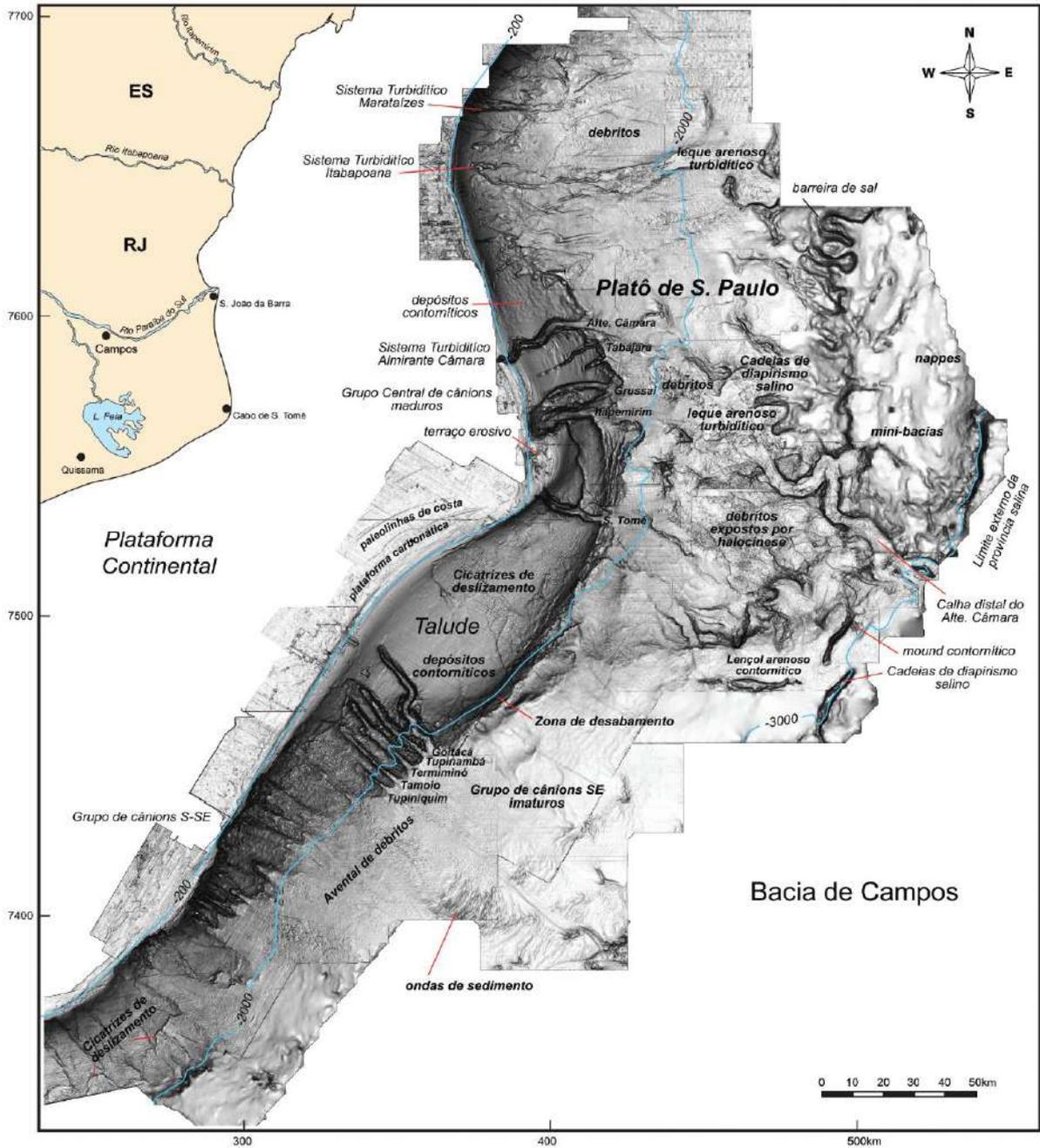


Figura 16- Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico da Bacia de Campos. Através deste modelo, é possível analisar as variadas formas dos *canyons*, que se situam sobre os taludes e os vários rastros de sedimentos que são drenados para regiões mais profundas através de canais, reativando a halocinese, que formará as mini-bacias presentes no Platô de São Paulo. Fonte: Schreiner *et al.* (2008)

4.9 Panorama fisiográfico e geológico atual do ambiente deposicional da BC

A partir do levantamento de *side-scan sonar*, ecobatimetria de varredura e sísmica rasa de 3,5 kHz (SBP – *Sub-Bottom Profiler ou Chirp*) do projeto 11 do PROCAP 2000 (Piauilino *et al.* 2005) foi imageado um sistema turbidítico originário da desembocadura do *Canyon* Almirante Câmara. O sistema se desenvolve em águas ultraprofundas (1800 – 3000 m), assentando-se sobre o Platô de São Paulo, adjacente ao talude da BC.

Segundo Machado *et al.* (2004), o sistema deposicional de águas profundas do Cenozóico da BC é melhor compreendido no estudo do atual fundo marinho. Esse ambiente acolhe o sistema turbidítico da Formação Carapebus, local responsável pelo armazenamento de mais de 90% do petróleo produzido no Brasil.

Segundo Machado *et al.* (2004), as areias acorsianas dos turbiditos são trazidas pelo rio, transitam pela plataforma continental, pelo vale inciso e pelo *canyon* até chegar ao sistema turbidítico. O ambiente deposicional turbidítico, como um todo, pode ser caracterizado por três elementos fisiográficos maiores, cada qual, associando-se predominantemente a um tipo de sedimento:

- talude continental lamoso com seus *canyons* imaturos (lama);
- calha deposicional turbidítica (areia);
- província de grandes depósitos de movimentos de massa (diamictitons). Vizinha ao talude, ela pode ser descrita como um *debrisapron* (avental de detritos), ou melhor, um *slopeapron*. É formada pela amalgamação dos depósitos de diamictitons, que individualmente tem a forma de grandes línguas (figura).

O *Canyon* Almirante Câmara, ao contrário da maioria dos *canyons* da BC, que são imaturos, é capaz de drenar areia para águas profundas devido ao seu endentamento na

plataforma continental. Por conseguinte, tem condições de formar um sistema turbidítico a partir de sua desembocadura, como pode ser observado na figura 17. Na BC, os *canyons* imaturos não possuem sistemas turbidíticos associados. Segundo Viana *et. al.* (2003), através da análise do sonar, SBP e testemunhos a pistão dos principais *canyons* da bacia, com excessão do São Tomé, todos apresentam depósitos de movimentos de massa associados às suas desembocaduras e nenhum indício de turbiditos.

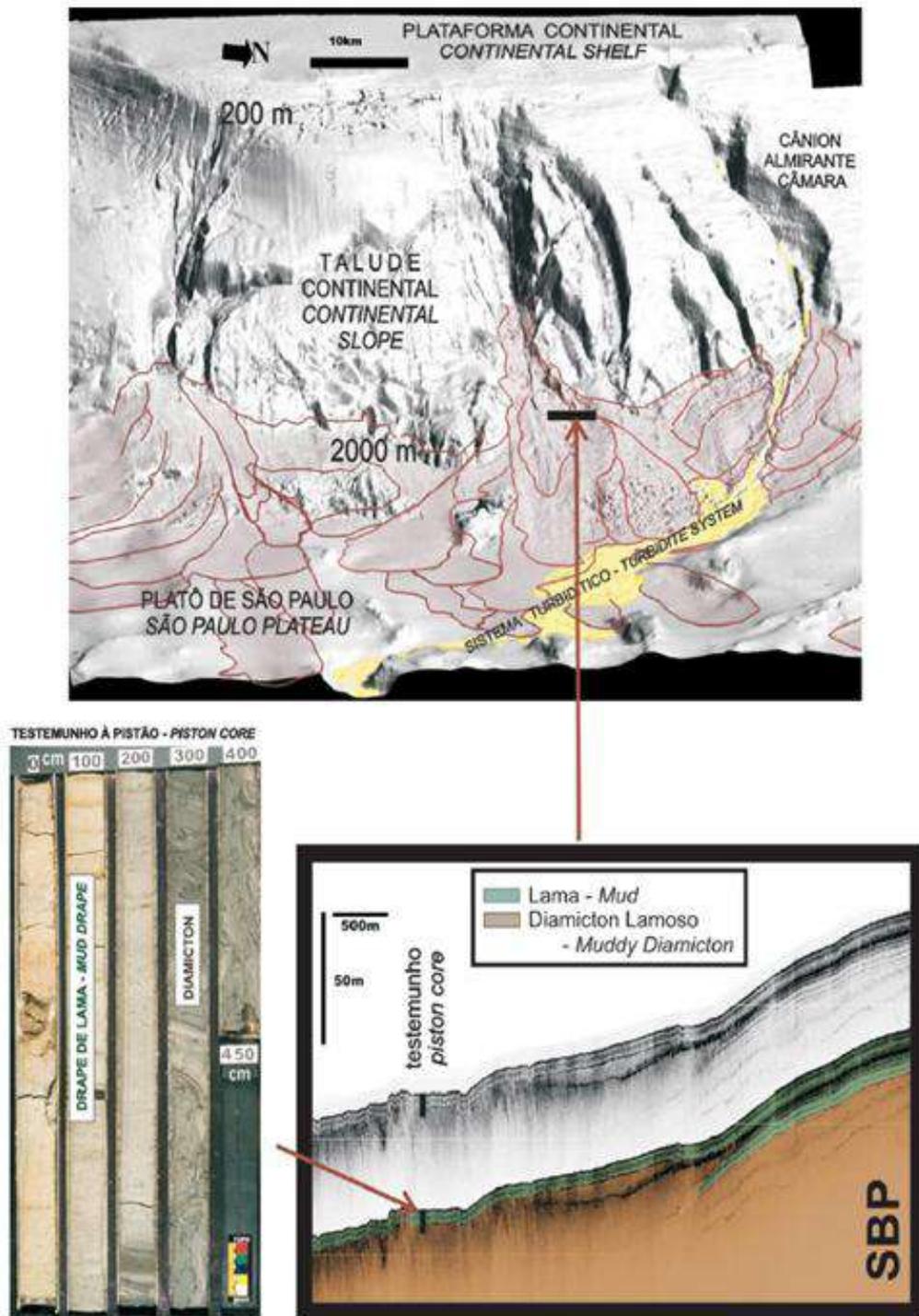


Figura 17- Ambiente de sedimentação do sistema turbidítico. Possível observar a *debrisapron*-língua de diamictitons lamosos (em marrom) formadas pela escavação de *canyons* e colapso do talude. Em amarelo estão as areias turbidíticas. Estão sendo mostrados também testemunhos que foram retirados dos sedimentos lamosos e dos diamictitons lamosos que se depositam nessas regiões. Fonte: Machado *et al.* (2008).

Atualmente, se encontram em deposição as Formações Emborê clástica (areias/arenitos siliciclásticos e lamas/folhelhos na plataforma continental interna e média), a Formação Emborê/Membro Siri e Grussaí (carbonatos da plataforma continental externa), a Formação Ubatuba (lamas/folhelhos do talude e Platô de São Paulo) e a Formação Carapebus (areias/arenitos e diamictitons/diamictitos do Platô de São Paulo) do Grupo Campos, podendo ser observado na figura 18, que mostra a integração do mapa faciológico do fundo marinho com a carta cronoestratigráfica da BC.

Foram incluídos, na carta cronoestratigráfica de Rangel *et al.* (1994), diamictitos (diamictitons) lamosos do avental de detritos (*debrisapron*), que envolvem o talude continental (*slopeapron*) da BC e das outras bacias *offshore* do Brasil. Estes diamictitos, são considerados pela Petrobras como pertencentes à Formação Ubatuba (folhelhos), e são originados através do desnível do talude continental que se supõe existir pelo menos desde o início do Terciário.

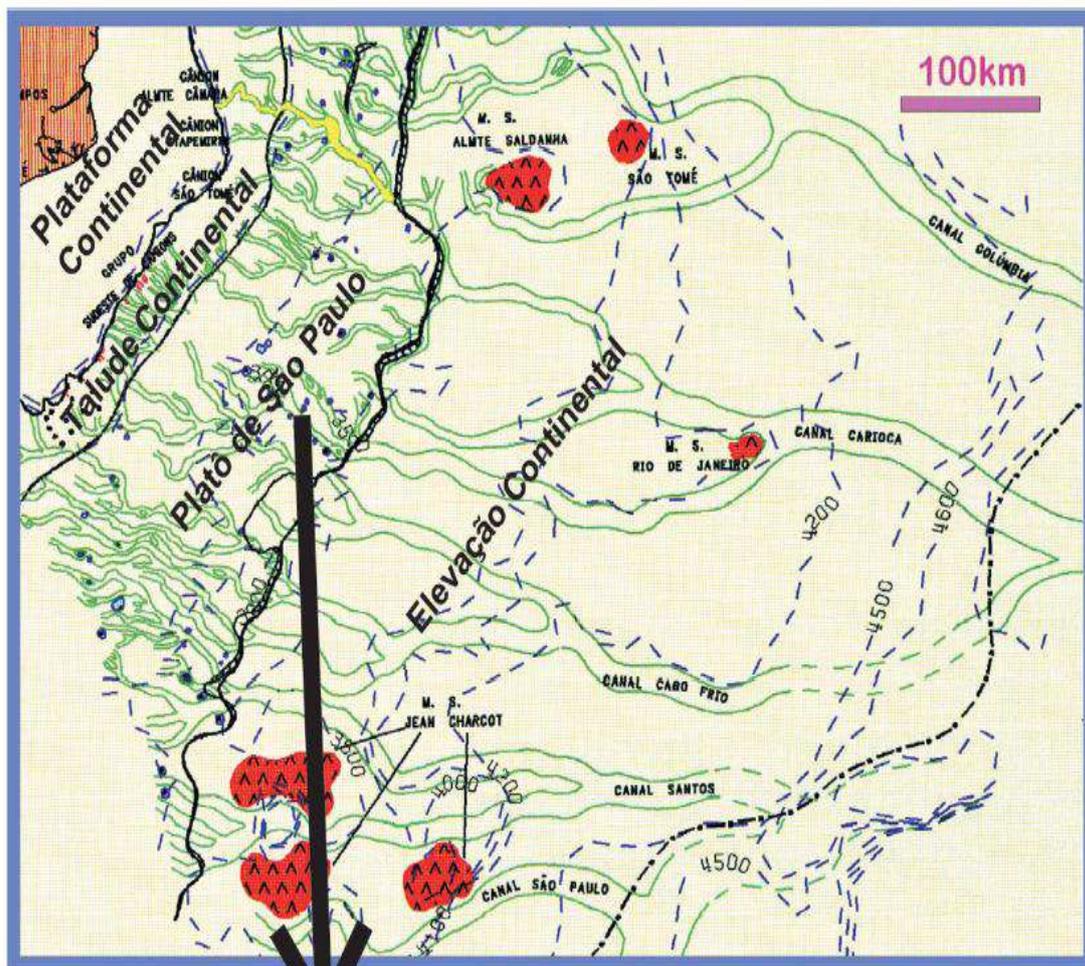
É importante frisar que, os depocentros (isópacas mais espessas) da Formação Carapebus, sofreram deslocamento para regiões de *offshore*, sendo que este fato intensificou-se durante o Mioceno Superior. Segundo Souza-Cruz (1995), uma intensa progradação lamosa assoreou o depocentro da bacia, resultando num empilhamento desses sedimentos em locais da atual plataforma e talude continentais. Por não haver mais espaço de acomodação nessas regiões, a Formação Carapebus passou a depositar-se em águas mais profundas, formando aí o sistema turbidítico moderno. Essa formação, de certa forma, rejuvenesceu, voltando a encontrar no Platô de São Paulo uma feição fisiográfica semelhante à que ocupava desde o Cretáceo até o Eoceno Médio, assentando seus turbiditos sobre uma topografia fortemente controlada pela tectônica do sal, bordejada por suas falhas lítricas.

Middleton e Hampton (1973) criaram a hipótese de que esses turbiditos tiveram origem fluvial, a partir de fluxos hiperpicnais em enxurradas, com presença de transporte e deposição por *grainflow* subaquoso, composto por choque de grãos, arrasto, tração e saltação subaquosos. O fato de existirem indicadores que mostram que o Rio Paraíba do Sul continua fisicamente no vale inciso, encaixando-se no *Canyon* Almirante Câmara e conectando-se ao sistema turbidítico, torna essa hipótese plausível.

A deposição que prevalece atualmente (Holoceno), fora da calha turbidítica, consiste numa fina camada (30 cm) de vasa de nanofósseis e foraminíferos, que segundo Kowsmann *et al.* (2002), corresponde à superfície de inundação máxima do período interglacial atual.

Na figura 19, de Castro (1992), através de uma vista panorâmica da bacia oceânica adjacente à margem continental brasileira na BC e vizinhanças, observa-se uma grande rede de drenagem coalescente, disposta ao longo do Talude Continental, Platô de São Paulo e Elevação Continental em águas ultraprofundas. Segundo Machado *et al.* (2001/2002), a combinação dos vales incisos, o encaixe nos inúmeros *canyons* e a alternância nas calhas ativas dos sistemas turbidíticos que são tributários, compõem uma megadrenagem alveolar.

O sistema turbidítico ligado ao *Canyon* Almirante Câmara é uma pequena parte integrante desta rede de drenagem, mais proximal, desembocando em uma calha tributária do canal Carioca, ultrapassando a lâmina d'água de 4000 m. Todas as calhas apresentam-se abandonadas, exceto a correspondente ao *Canyon* Almirante Câmara, tendo seu relevo exclusivamente dependente da sedimentação de vasa. Devido às altas taxas de sedimentação advindas do sistema turbidítico ativo, a tectônica salífera é intensificada por carga diferencial e conseqüentemente reforça seu relevo. Porém, nas proximidades do talude continental, as calhas são colmatadas pelo *debrisapron* e desaparecem.



Platô de São Paulo

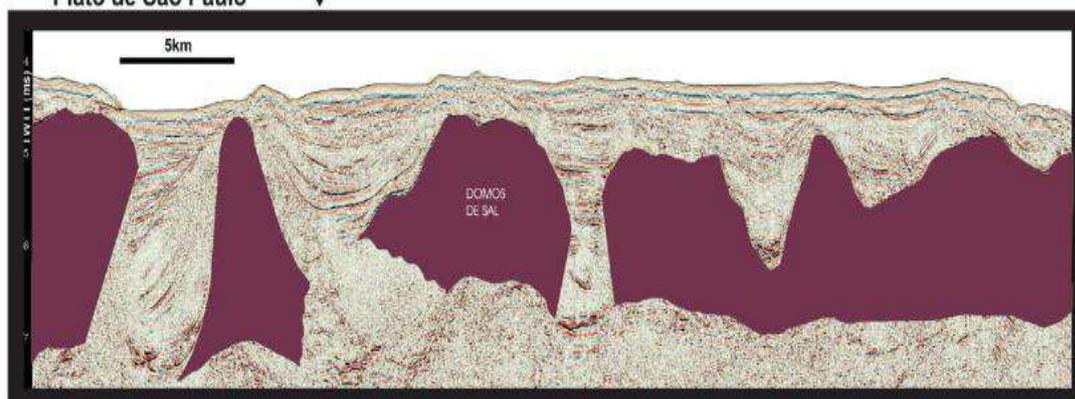


Figura 19- Drenagem da margem continental sudeste brasileira, mostrando um padrão coalescente em direção *offshore*. Em amarelo, a calha de sedimentos turbidíticos advindos do Canyon Almirante Câmara, o único em atividade. No Platô de São Paulo, devido à taxa de sedimentação diferenciada na calha, a halocinese é disparada, com a formação de domos de sal e mini-bacias adjacentes. Fonte: Castro (1992).

A figura 20 é o mapa de fácies sedimentares do fundo do mar, tendo sido confeccionado a partir de sonar/SBP, milhares de amostras de fundo e centenas de testemunhos a pistão e desconsiderou a vasa holocênica / pleistocênica, com mais de 1 m de espessura, que cobre praticamente todo o fundo do mar da bacia em águas profundas.

Observando esse mapa, nota-se que tanto a plataforma continental quanto o sistema turbidítico exibem areia arcoseana limpa (com 3% de bioclastos), com isso indicando a relação genética da área de proveniência. Segundo Flint *et al.* (1960), diamictito, ou seu equivalente inconsolidado (diamictiton) é um depósito sedimentar terrígeno e mal selecionado (contendo granulometria bem variada). Os diamictitons do avental de detritos são lamosos, com presença de clastos e matriz lamosa, ou seja, a mesma composição do talude continental de onde são oriundos. O transporte desses diamictitons na BC por fluxo de detritos é insuficiente para fazer o fluxo evoluir para um fluxo turbulento, onde haveria a segregação das partículas lamosas das arenosas. Mesmo que essa evolução ocorresse, o volume de areia no talude é insignificante, de forma que as camadas do turbidito seriam muito mal desenvolvidas.

Conclui-se que, enquanto os movimentos de massa do talude continental produzem o avental de diamictitons lamosos, o transporte dos turbiditos é através do Rio Paraíba do Sul sucessivamente pelo vale inciso, o *canyon* e finalmente por calhas e lobos deposicionais.

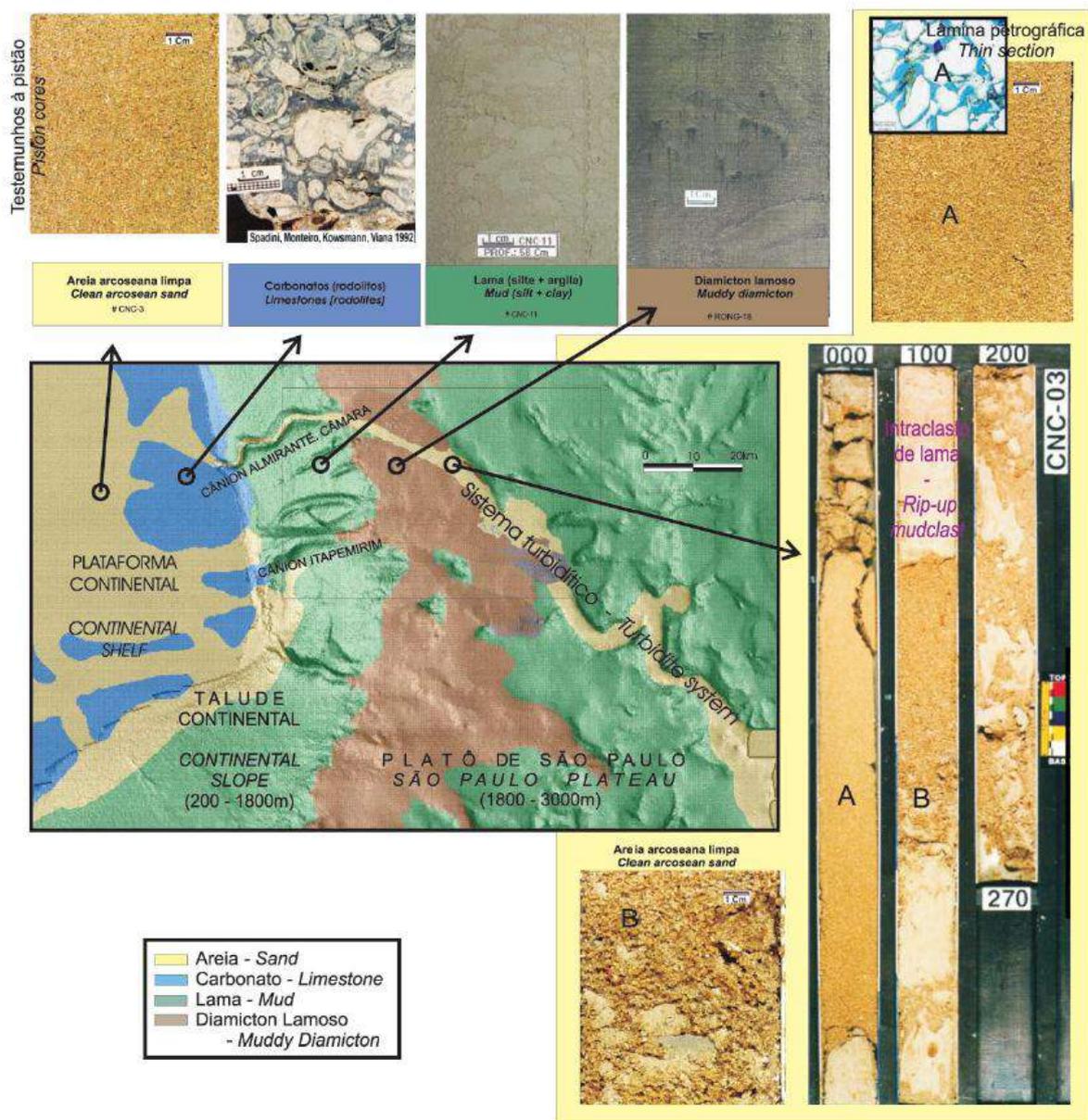


Figura 20- Fácies sedimentares do fundo do mar da BC. A areia de águas profundas, mostrada no testemunho completo à direita, consiste em uma única camada de turbidito de alta densidade contendo intraclastos lamosos de idade Holoceno. No mapa, as fácies (cores) se superpõem à fisiografia, evidenciada pela batimetria sombreada. Acima, observa-se fotos das litologias presentes em cada fisiografia submarina. Fonte: Machado *et al.* (2004).

5. Materiais e método:

5.1 Levantamento Bibliográfico (Parte teórica)

Para o desenvolvimento deste trabalho, a etapa de pesquisa bibliográfica foi de extrema importância. Utilizaram-se livros de estratigrafia e sedimentologia e foram feitas, através da internet, buscas por teses, artigos e monografias de diferentes autores que contivessem assuntos ligados ao tema do trabalho. Alguns artigos específicos da BC, bastante úteis e capazes de agregar conceitos e conteúdo confiáveis ao trabalho puderam ser adquiridos em uma busca efetuada no site de boletins técnicos da PETROBRAS. Uma bibliografia muito utilizada para o entendimento da evolução das bacias da margem leste brasileira foi o livro da CPRM “Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil” de Bizzi e colaboradores.

5.2 Parte Prática

A parte prática do trabalho foi em sua maior parte desenvolvida através do *software* ArcGIS. Adquiriu-se um modelo digital de elevação (MDE) da batimetria da BC que foi construído a partir de arquivos XYZ obtidos na Base de dados da Agência Nacional de Petróleo (BDEP-ANP: <http://www.bdep.gov.br/>) como pode ser visto na figura 21. Os 353.213 pontos cotados do arquivo XYZ serviram como ponto de partida para a interpolação da superfície batimétrica, usando o algoritmo *TopoToRaster* do *software*, que é baseado na técnica do ANUDEM, (Hutchinson *et al.*, 1988, 1999). O tamanho da célula gridada é de 0,002777 graus, o que corresponde a aproximadamente 300 m. Todos os dados originais estão no sistema de coordenadas SAD-69 e foram trabalhados projetados em UTM zona 24S no sistema WGS-84.

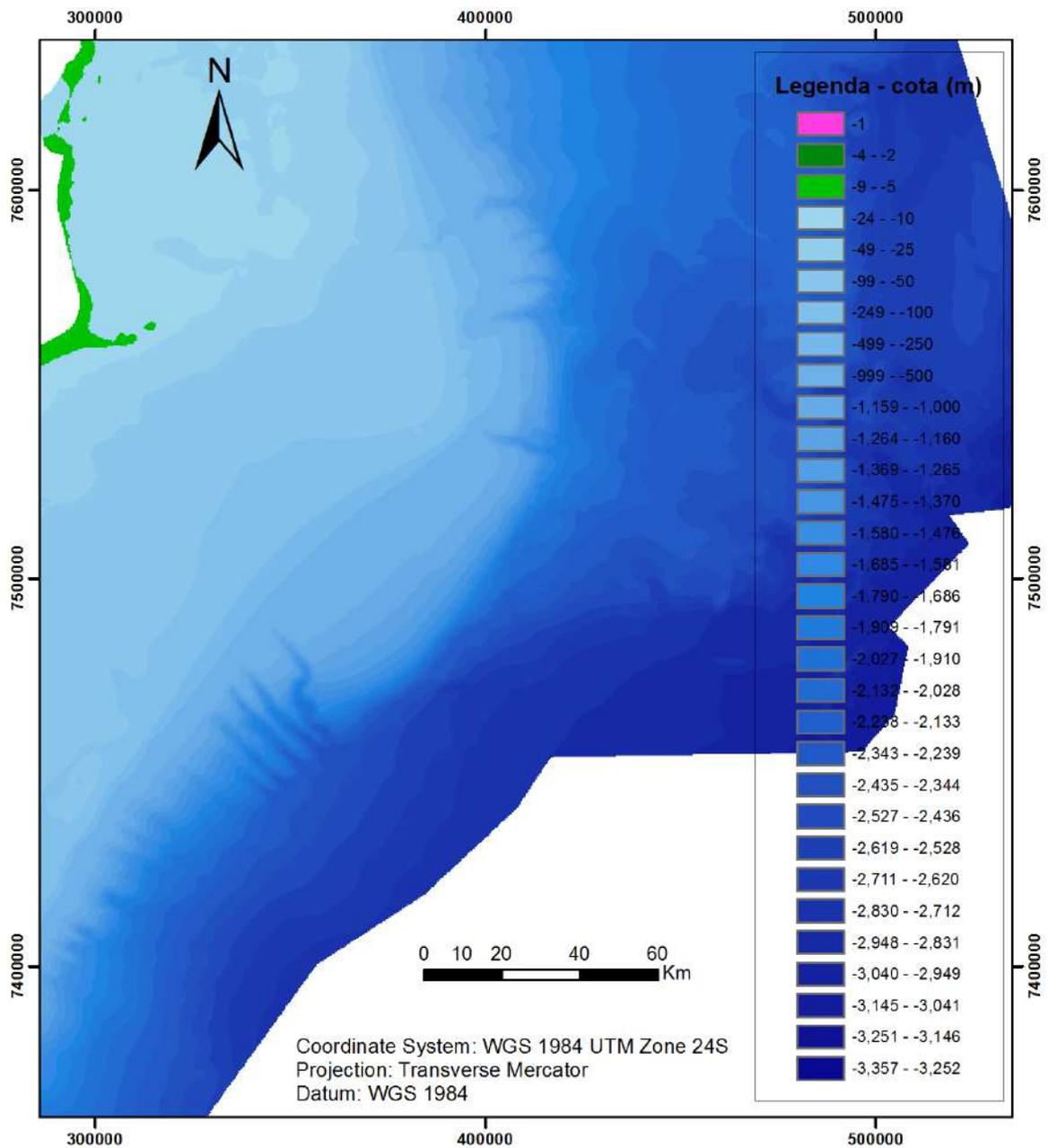


Figura 21- Batimetria da BC adquirida na Base de dados da Agência Nacional de Petróleo (BDEP-ANP: <http://www.bdep.gov.br/>). Todos os dados originais estão no sistema de coordenadas SAD-69 e foram trabalhados projetados em UTM zona 24S no sistema WGS-84.

Para facilitar a clareza na hora de enxergar as estruturas geomorfológicas e a inclinação das camadas desse MDE, geraram-se visualizações auxiliares como Hillshade (modelo sombreado), observado na figura 22 e mapa de declividade (Slope), observado na figura 23.

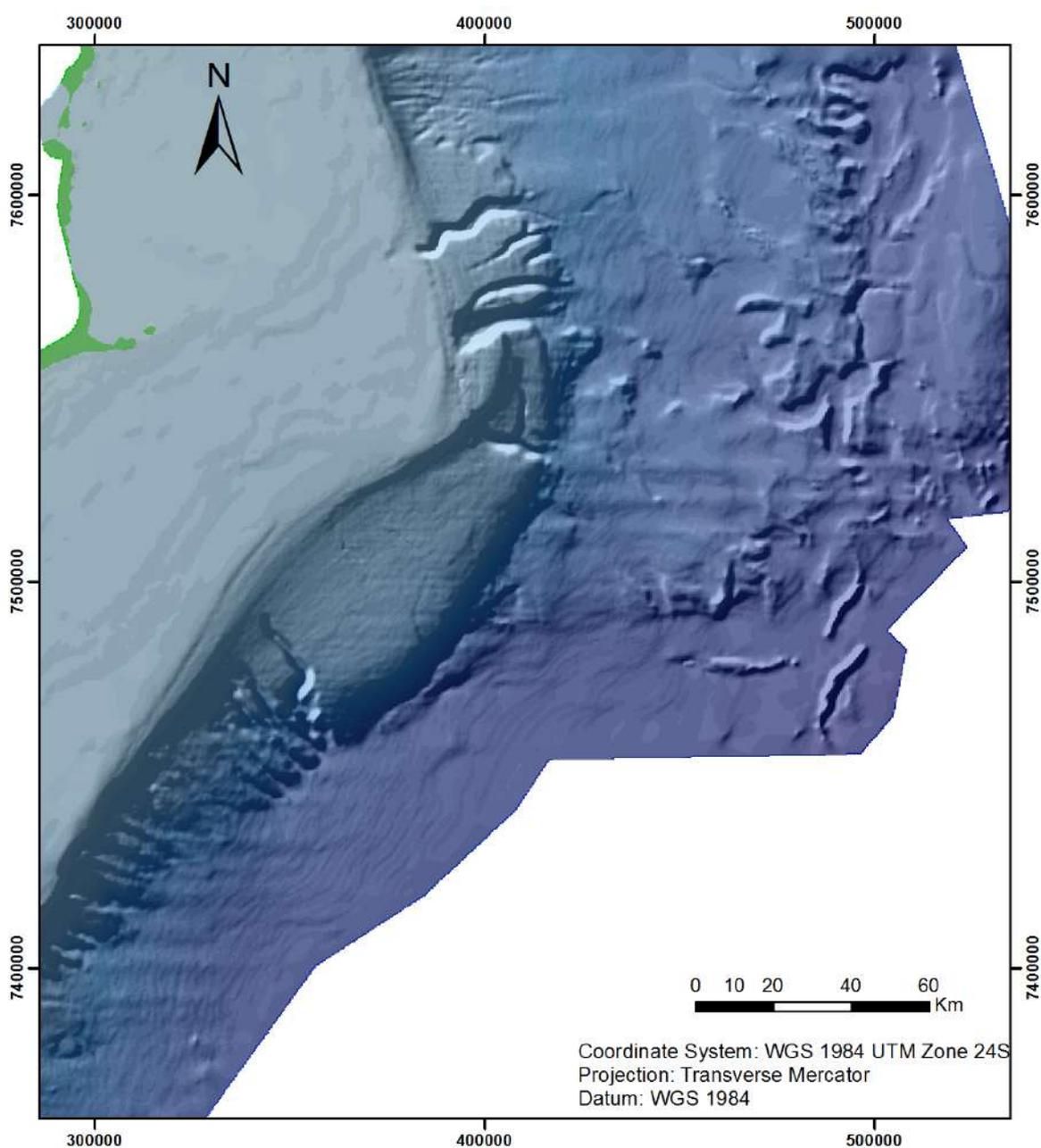


Figura 22- Mapa de visualização *hillshade* da batimetria da BC, elaborado no ArcMap, destacando as estruturas geomorfológicas como os *canyons* submarinos e mini bacias geradas

pela halocinese no Platô de São Paulo. Azimute de iluminação artificial: 315° , Altitude da fonte 45° .

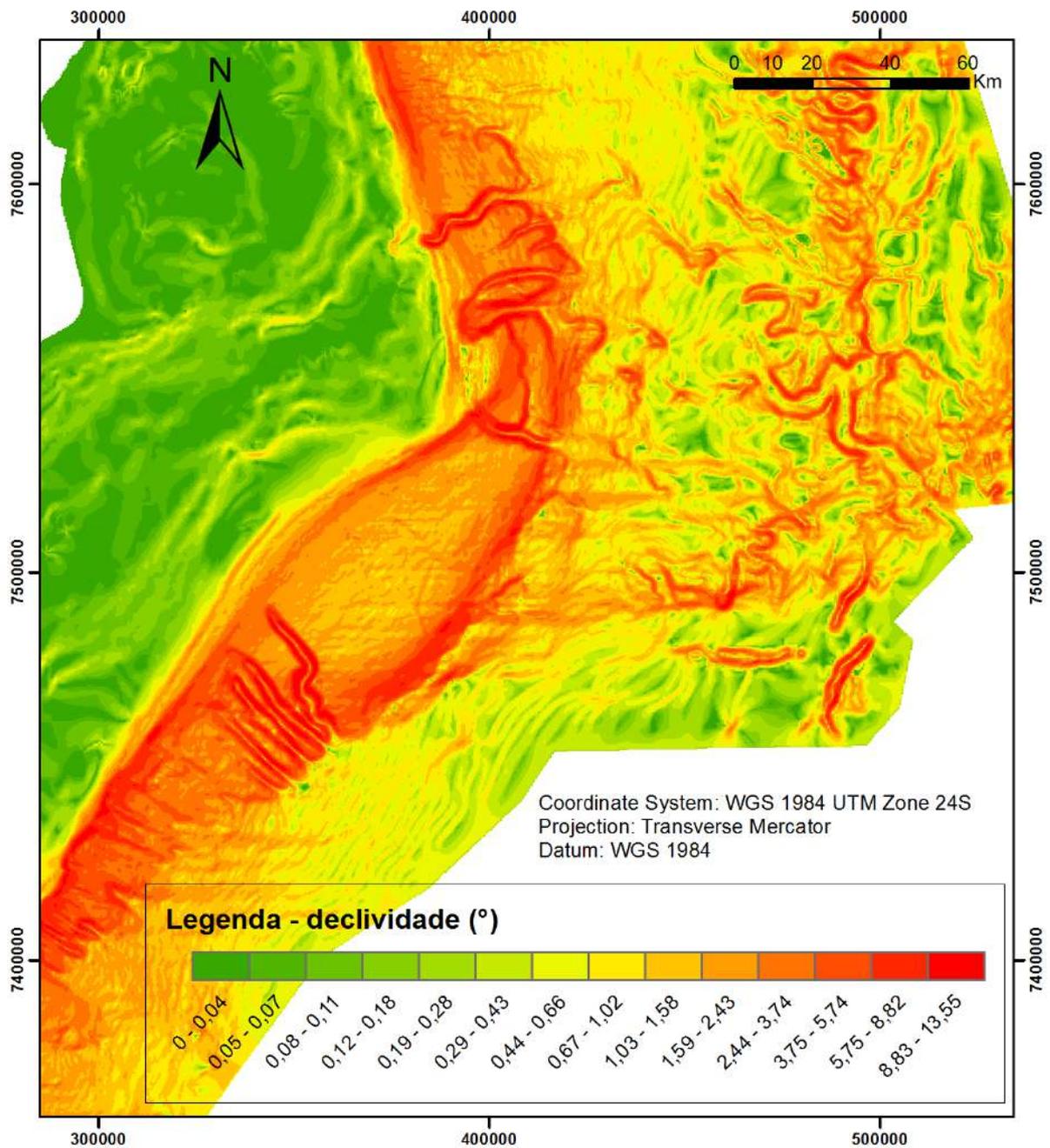


Figura 23- Mapa de declividade (*slope*) com intervalo geométrico contendo 14 classes, elaborado no ArcMap. Possível observar que as regiões vermelhas correspondem em geral, às paredes dos *canyons*, que são as áreas com maiores declividades e nota-se também que a maioria da plataforma continental tem o mergulho menor que 1° .

Outra visualização que também facilitou o entendimento das feições geomorfológicas do fundo marinho da BC foi gerada pela ferramenta de expansão do *ArcGis*, conhecida por *ArcScene*. Importou-se o MDE da batimetria e o mapa *Slope* pra ela. Na figura 24, podemos observar esse modelo com exagero vertical de 20x.

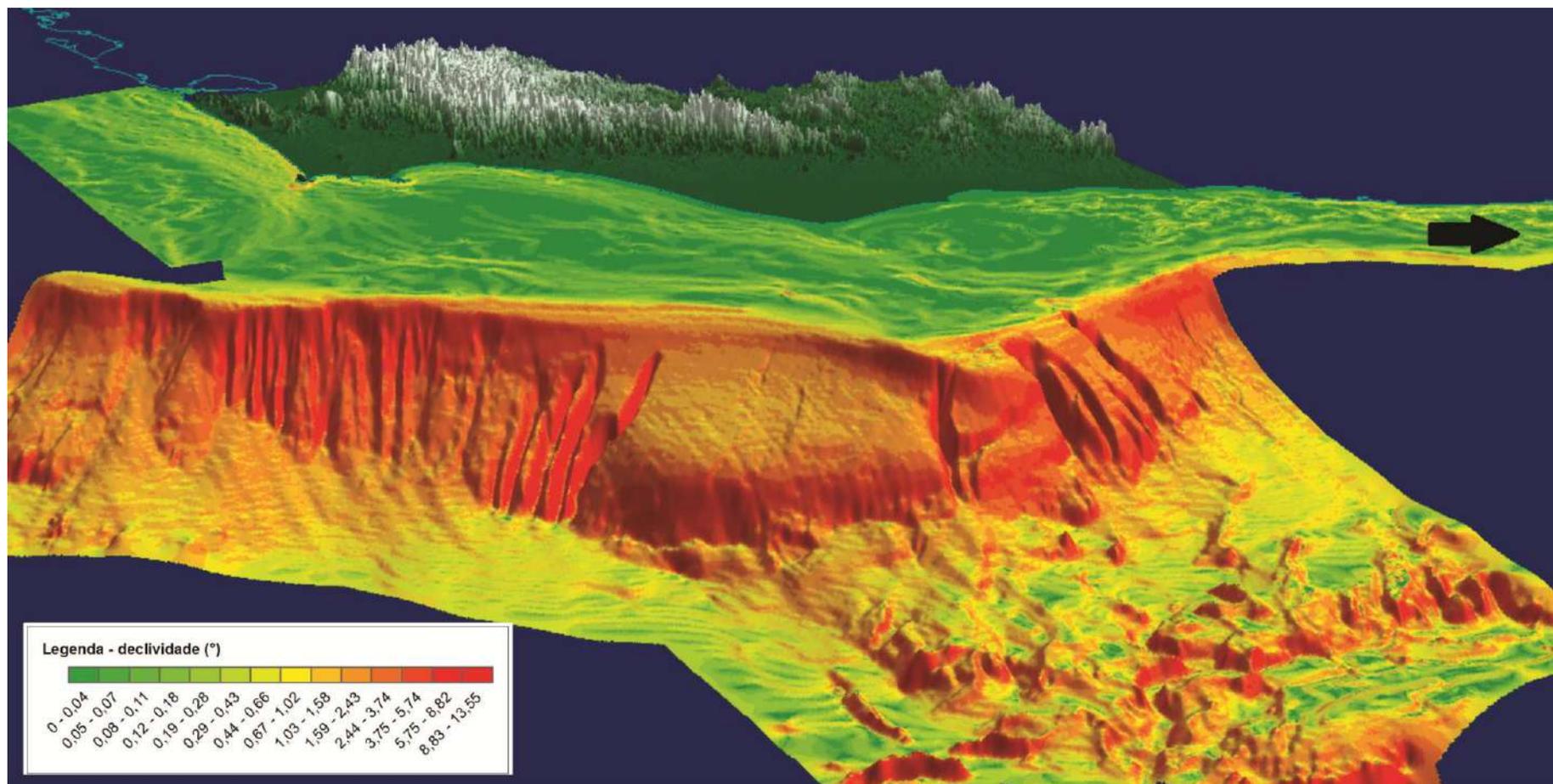


Figura 24- MDE da batimetria da BC com a visualização *slope* (declividade) elaborado no ArcScene. Possível observar as feições geomorfológicas detalhadas, incluindo os *canyons* submarinos. (Norte indicado pela seta em preto). Essa visualização possui um exagero vertical de 20x.

Para uma melhor organização das unidades de relevo do fundo marinho da BC, criaram-se *shapefiles* de polígono para dividir e definir a fisiografia submarina em plataforma continental, talude e sopé continental como pode ser observado na figura 25.

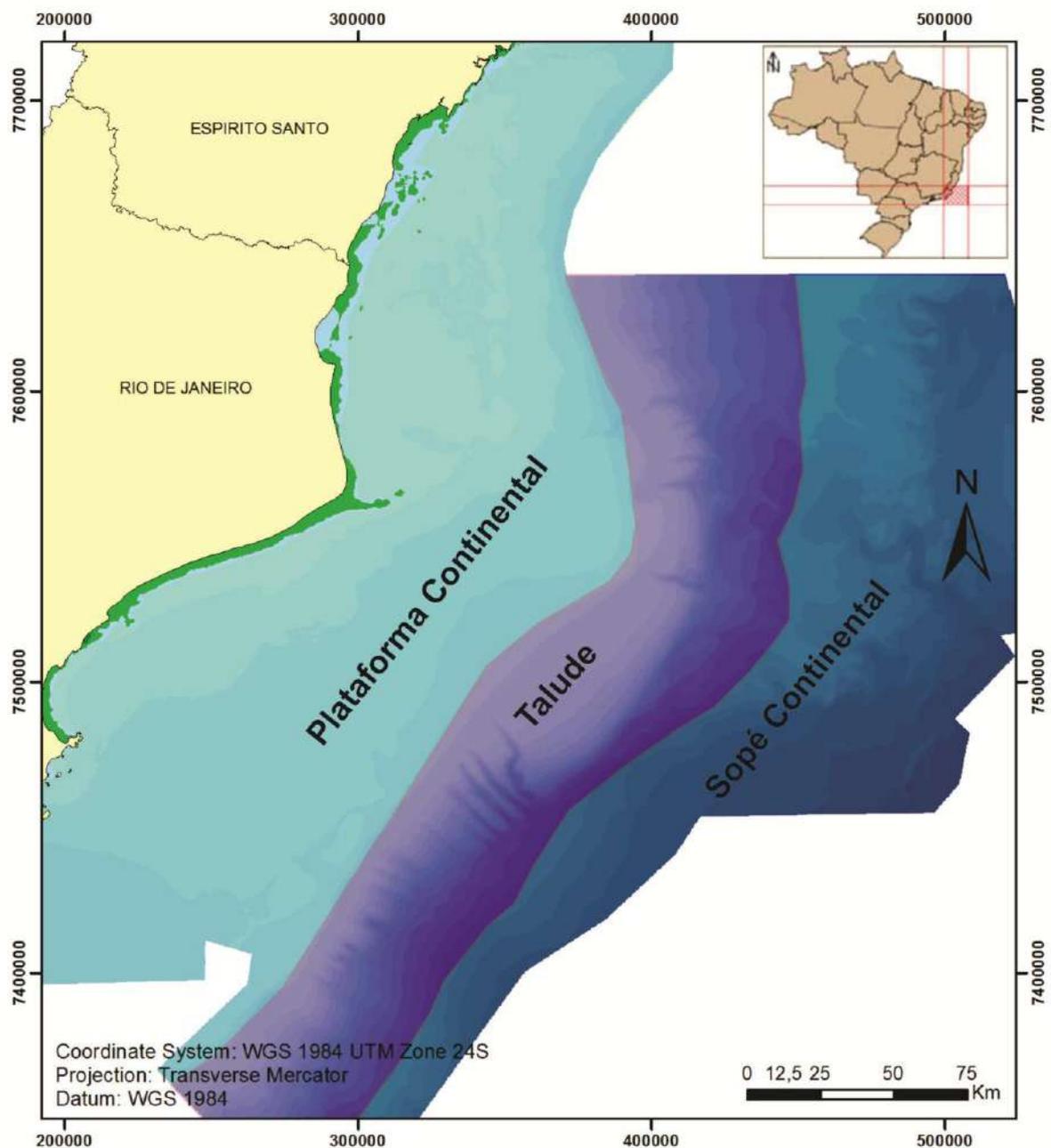


Figura 25- Batimetria da BC com a compartimentação fisiográfica da plataforma continental, talude e sopé continental através de *shapefiles* de polígono, elaborado no ArcMap.

Na etapa seguinte delimitou-se com um retângulo vermelho a área onde estão presentes as feições estudadas, traçaram-se “divisores de águas” nos *canyons* através da criação de *shapefiles* de linha e em cima desses divisores foram demarcados pontos que serviram mais adiante, como o início e o fim dos perfis que serão descritos a seguir, como pode ser visto na figura 26.

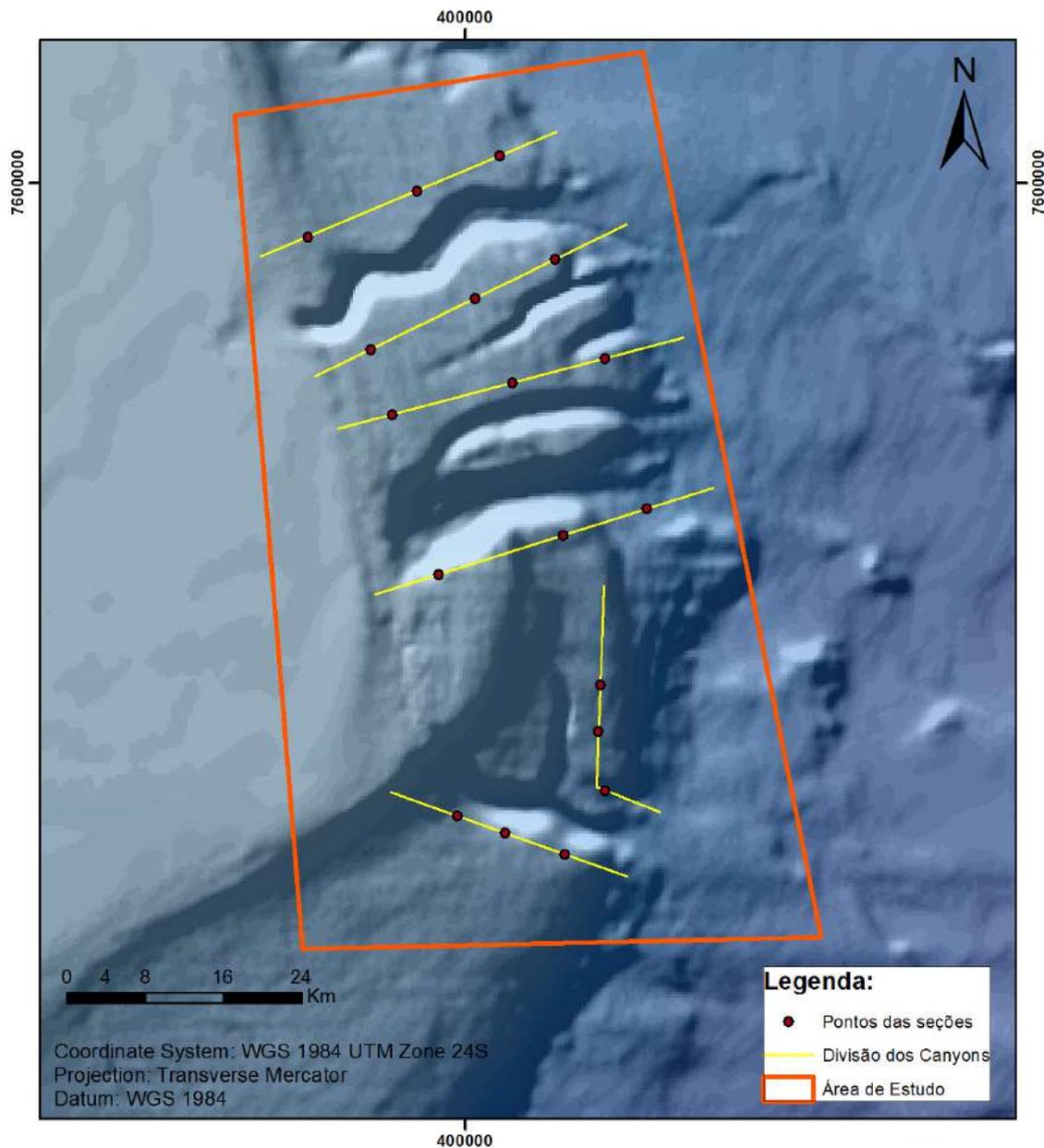


Figura 26- Delimitação da área de estudo pelo retângulo vermelho, divisores dos *canyons* em amarelo e os pontos iniciais e finais das seções, elaborado no ArcMap.

Com essas etapas iniciais anteriormente citadas finalizadas, o trabalho direcionou-se para a obtenção dos dados necessários para a análise das morfometrias dos *canyons* através do uso das ferramentas *Interpolate line* (interpolação de linhas) e *ProfileGraph* da extensão *3D-Analyst*.

Através da ferramenta *Interpolateline*, três linhas de montante para jusante foram traçadas ortogonalmente aos eixos principais de cada *canyon*, utilizando os pontos que foram colocados sobre os “divisores de *canyons*” como seus pontos de partida iniciais e finais. Os perfis (ou seções) foram criados selecionando-se cada uma dessas linhas e acionando-se a ferramenta *ProfileGraph* da extensão *3D-Analyst*. É importante lembrar que, para que cada um desses perfis tivesse seus eixos das ordenadas em metros foi necessário habilitar o *layer* da “batimetria” como é possível observar na figura 27.

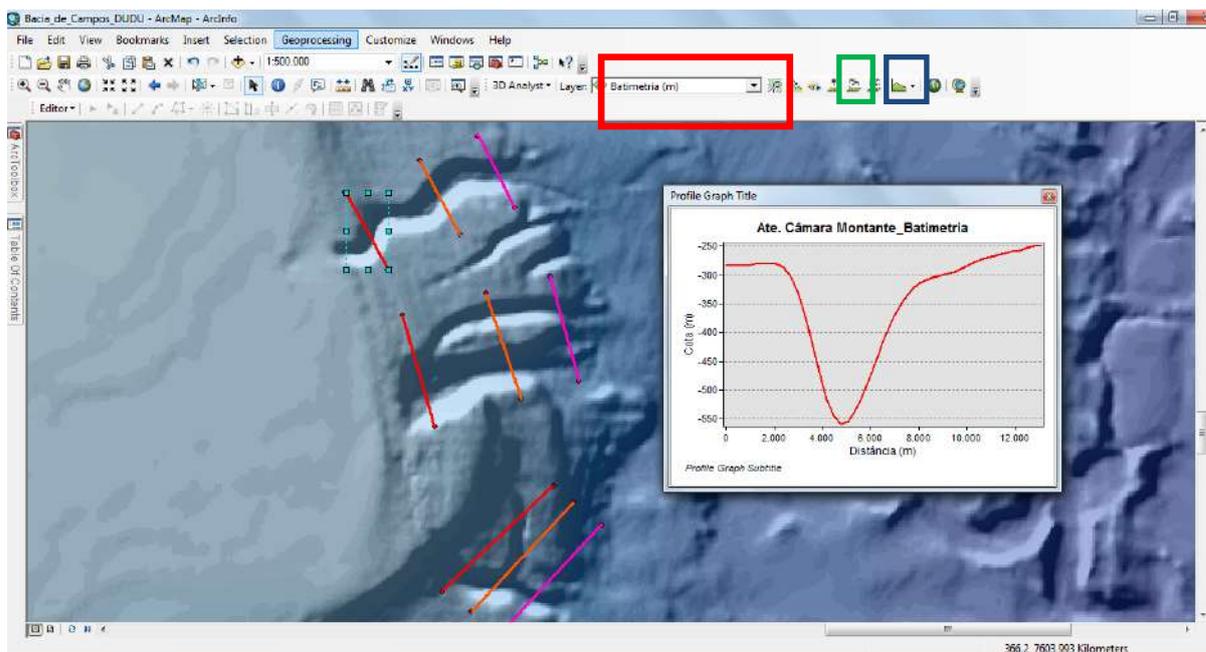


Figura 27- Exemplo de um perfil ortogonal ao *Canyon Almirante Câmara*. O retângulo vermelho está mostrando o *layer* da batimetria selecionado. O quadrado verde representa a ferramenta *Interpolateline* e o azul a ferramenta *ProfileGraph*.

A aplicabilidade dessas ferramentas não ficou limitada a esses perfis citados acima. Também foram traçados outros tipos que serviram de auxílio para as análises e interpretações dos *canyons*, como por exemplo, ao longo dos talvegues dos *canyons*, visando à aquisição de uma medida aproximada da inclinação geral dessas feições de montante para jusante, através da divisão da altura pela largura do perfil, observando-se a figura 28.

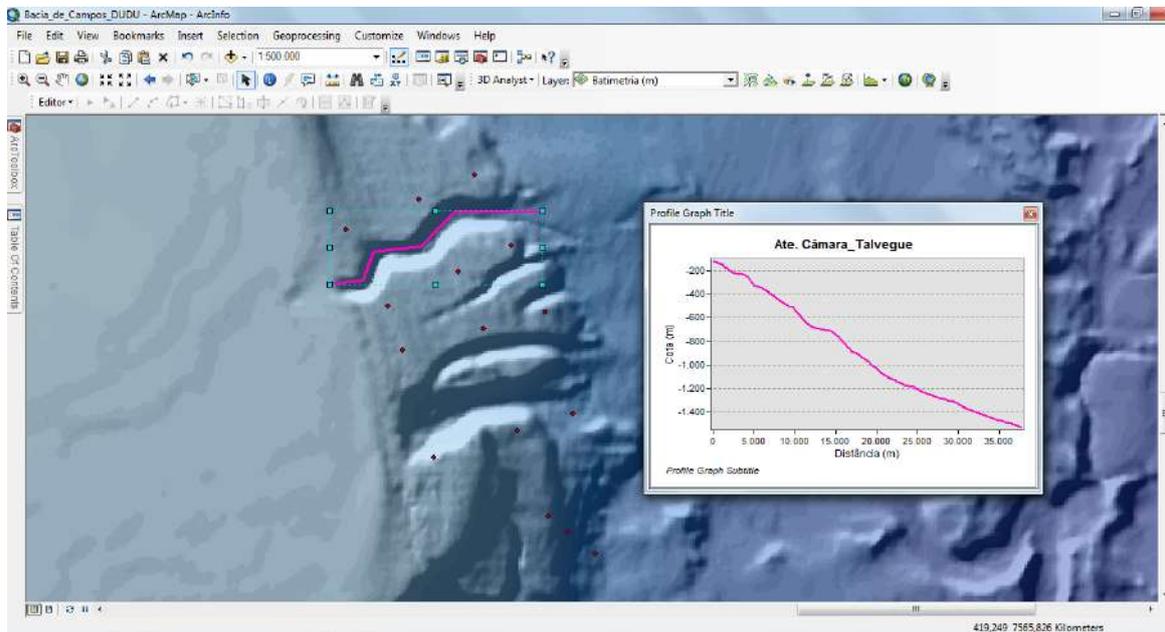


Figura 28- Exemplo de um perfil traçado ao longo do talvegue do *Canyon Almirante Câmara*, de onde pode retirar-se a medida de inclinação geral do canal de montante pra jusante.

Também foram criados perfis de declividade transversais aos *canyons*, habilitando-se o *layer slope* (declividade) para que os eixos das ordenadas pudessem ficar em grau, como visto na figura 29. Esses perfis estão sobrepostos aos perfis batimétricos, por conseguinte, é possível colocar um perfil ao lado do outro para observar a declividade das paredes em cada ponto ao longo do perfil.

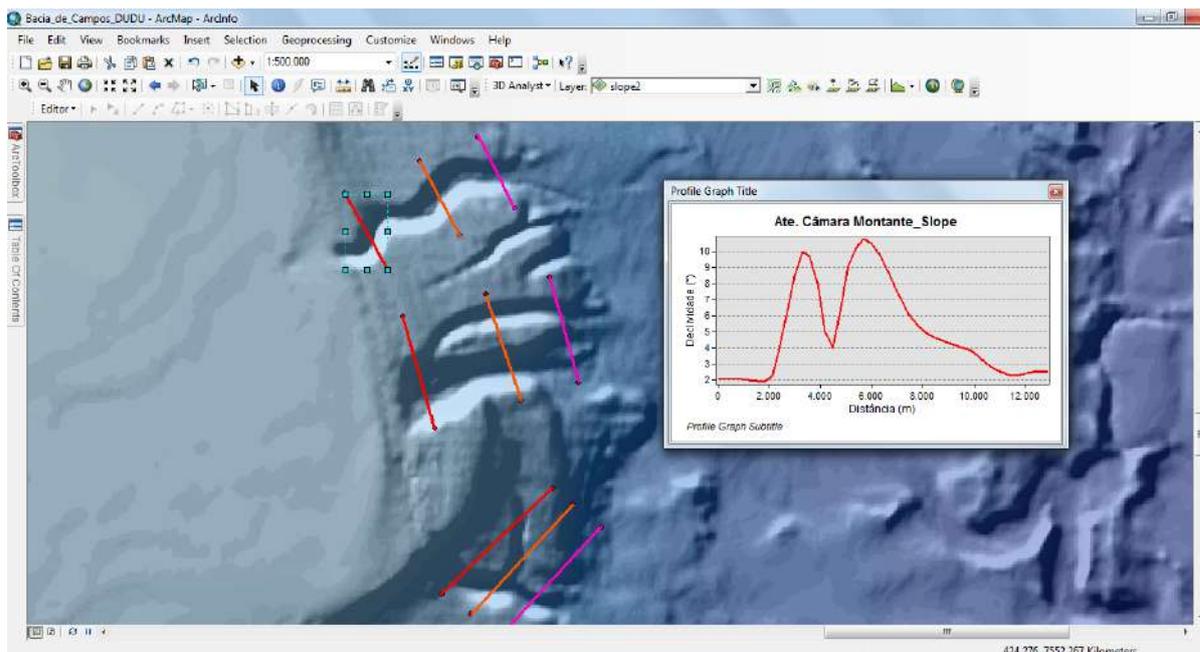


Figura 29- Exemplo de um perfil de declividade traçado ortogonalmente ao *Canyon Alte. Câmara*. O retângulo vermelho está mostrando o *layer* do *slope* selecionado.

As medidas necessárias para as análises e interpretações morfométricas foram obtidas pela medição direta desses perfis e armazenadas numa tabela criada no *software Microsoft Excel Starter*.

6. Resultados e Discussões

6.1. Análise Morfométrica dos *Canyons* e Estabilidade do Talude

Para a análise da morfometria de cada *canyon*, usou-se o MDE da batimetria da BC com suas visualizações auxiliares (*hillshade* e *slope*), que foram importantes para realçar as feições geomorfológicas, e também, todas as medidas retiradas diretamente dos perfis e que foram armazenadas na tabela 01 abaixo, criada do *software Microsoft Excel Starter*.

Tabela 01- Onde foram armazenados os dados retirados diretamente dos perfis construídos.

Nome do canyon	Extensão	Declividade Geral Aproximada (%)	Nome do perfil	Largura (m)	Altura sul (m)	Altura norte (m)	Diferença entre alturas (m)	Declividade Sul (%)	Declividade Norte (%)	Tipo de fundo
Canyon Almirante Camara	30 Km	0,0400	montante	5500	250	275	25	0,0714	0,1100	V
			intermediário	6500	320	360	40	0,1067	0,1029	U
			jusante	7500	200	225	25	0,0533	0,0600	V
Canyon Itapemirim	37 Km (depressão N)	0,0343	montante	12000	375	425	50	0,0750	0,0286	U
			intermediário	4500	200	240	40	0,0800	0,1200	V
			jusante	4000	50	215	165	0,0333	0,0860	U
	28 Km (depressão central)	0,0436	montante	12000	375	425	50	0,0750	0,0286	U
			intermediário	9500	300	530	230	0,1000	0,0883	U
			jusante	4500	10	190	180	0,0200	0,0543	U
	30 Km (depressão S)	0,0467	montante	12000	375	425	50	0,0750	0,0286	U
			intermediário	12000	300	530	230	0,1000	0,0883	U
			jusante	4000	20	100	80	0,0133	0,0667	U
Canyon São Tomé	21 Km (depressão N)	0,0311	montante	2000	345	20	-325	0,0363	0,0400	U
			intermediário	8500	110	50	-60	0,0343	0,0101	U
			jusante	7000	350	180	-170	0,1167	0,1133	U
	20 Km (depressão S)	0,0375	montante	8000	325	295	-30	0,0722	0,0843	V
			intermediário	8500	110	50	-60	0,0343	0,0101	U
			jusante	4500	350	180	-170	0,1167	0,1133	U

Para a estimativa da estabilidade do talude nas regiões onde se encontram esses *canyons*, usaram-se apenas os fatores morfométricos e litológicos. Por conseguinte, não seria conveniente confiar plenamente nas conclusões alcançadas, visto que a estabilidade dos taludes é uma questão bastante complexa, dependente de inúmeros fatores que não foram analisados no presente trabalho.

6.1.1 Canyon Almirante Câmara

Esse *canyon* situa-se mais a norte do que todos os outros *canyons* de grande expressão da BC. Possui uma forma meandrante, com extensão de aproximadamente 30 km, como observado na figura 30.

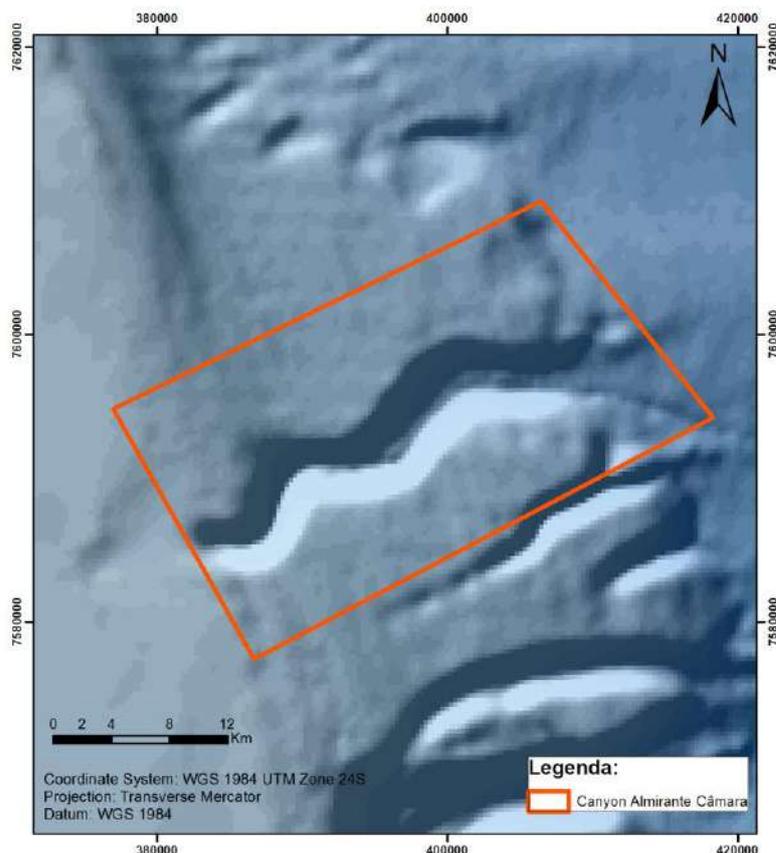


Figura 30- Canyon Almirante Câmara representado pelo quadrado vermelho. Possível observar seu padrão meandrante. As linhas pretas marcam o posicionamento dos perfis batimétricos e de declividade.

Com o perfil traçado ao longo do talvegue desse canal, como observado na figura 31, obteve-se uma inclinação de aproximadamente 4° , dividindo-se a altura pela largura.

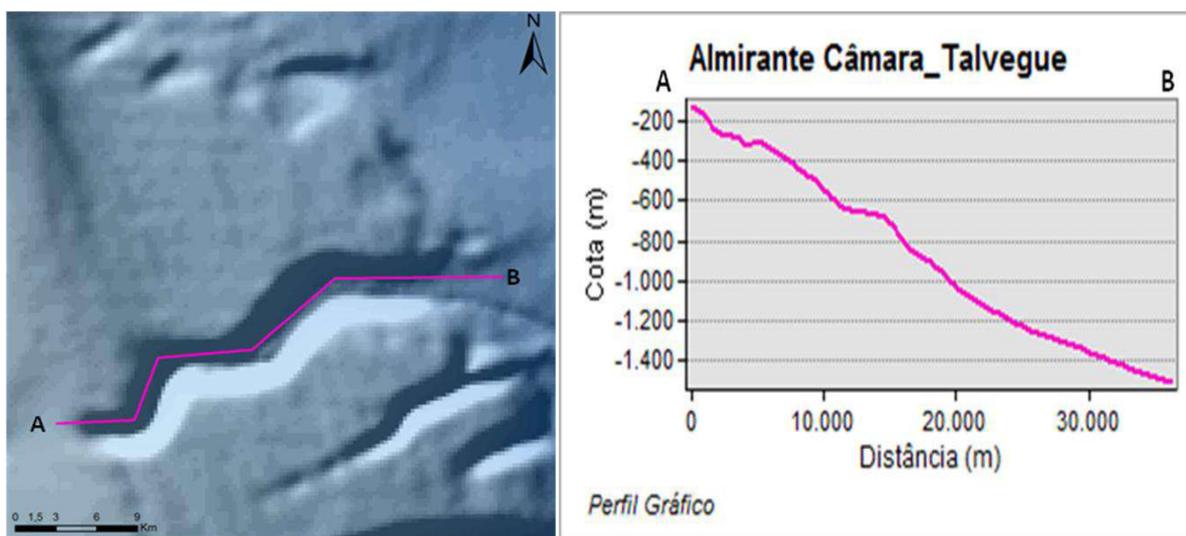


Figura 31- Perfil traçado ao longo do talvegue do *Canyon Almirante Câmara*, que possui declividade de aproximadamente 4° .

Suas paredes possuem inclinações que chegam a ter 11° . Possível observar nos perfis de declividade da figura 32, que as paredes de NW, à montante, alcançam inclinações maiores, e que nos perfis intermediário e jusante ocorre o contrário.

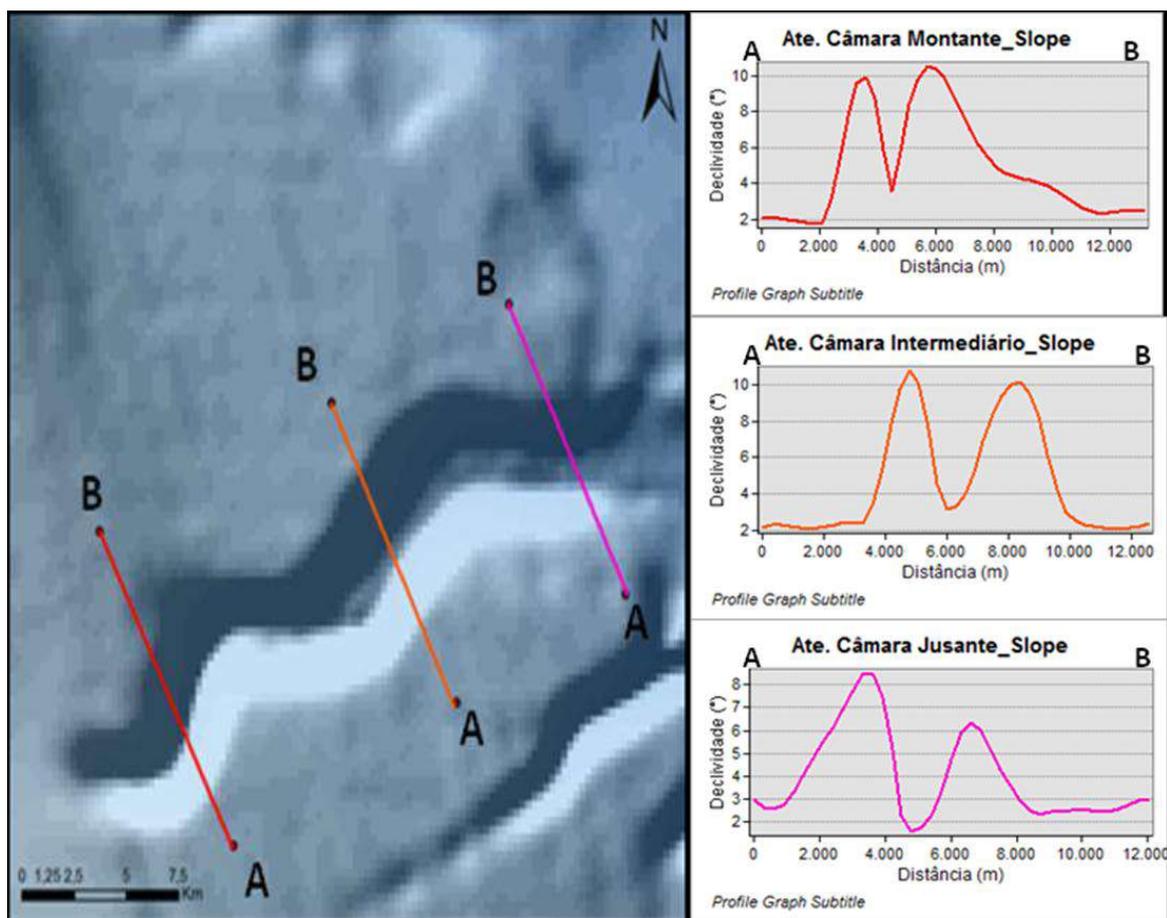


Figura 32- Perfis de declividade transversais ao *Canyon Almirante Câmara*. Possível observar que as paredes de NW, à montante, alcançam inclinações maiores, e que nos perfis intermediário e jusante ocorre o contrário.

Nos perfis batimétricos da figura 33, pode-se observar que a abertura do canal aumenta de montante para jusante e a altura dos blocos posicionados à NW tem uma tendência a ser maior do que aqueles posicionados do outro lado do canal, sendo que essa diferença de alturas aumenta progressivamente de montante para jusante, sugerindo que possa ter ocorrido movimentação por falhas normais. Ambos os blocos estão basculados para NW. O fundo do canal possui um padrão em U na porção intermediária, enquanto que a montante e a jusante esse fundo tem uma tendência a ser em V, que segundo Machado (2004), confere maturidade ao canal. Essa maturidade pode ter ligação com o fato de sua cabeceira estar entalhada em rochas carbonáticas da plataforma continental, fato que ajudaria no seu modelamento, visto

que os carbonatos são rochas menos erodíveis, e também, porque esse conduto tem conexão com o Rio Paraíba do Sul, tendo recarga sedimentar constante, sendo capaz de escoar areias para regiões mais profundas e formando assim, o sistema turbidítico mais desenvolvido da BC e que encontra-se em atividade. Essa incisão já alcançou os diamictitos lamosos presentes no pé do talude continental e isso favorece à estabilidade, pois esse material é menos propenso a se movimentar do que o material lamoso inconsolidado que compõe o talude sobre essa região.

A estabilidade do talude nas localidades desse *canyon* foi considerada baixa devido ao fato de suas paredes conterem inclinações elevadas, por serem compostos de material lamoso inconsolidado, mais susceptíveis a escorregamentos do que outras litologias, e também, por ser um conduto sedimentar ativo. Os sedimentos, dependendo da velocidade, frequência e da quantidade com que são trazidos podem ser considerados um elemento disparador, não só pela carga, mas também pelo atrito com as lamas.

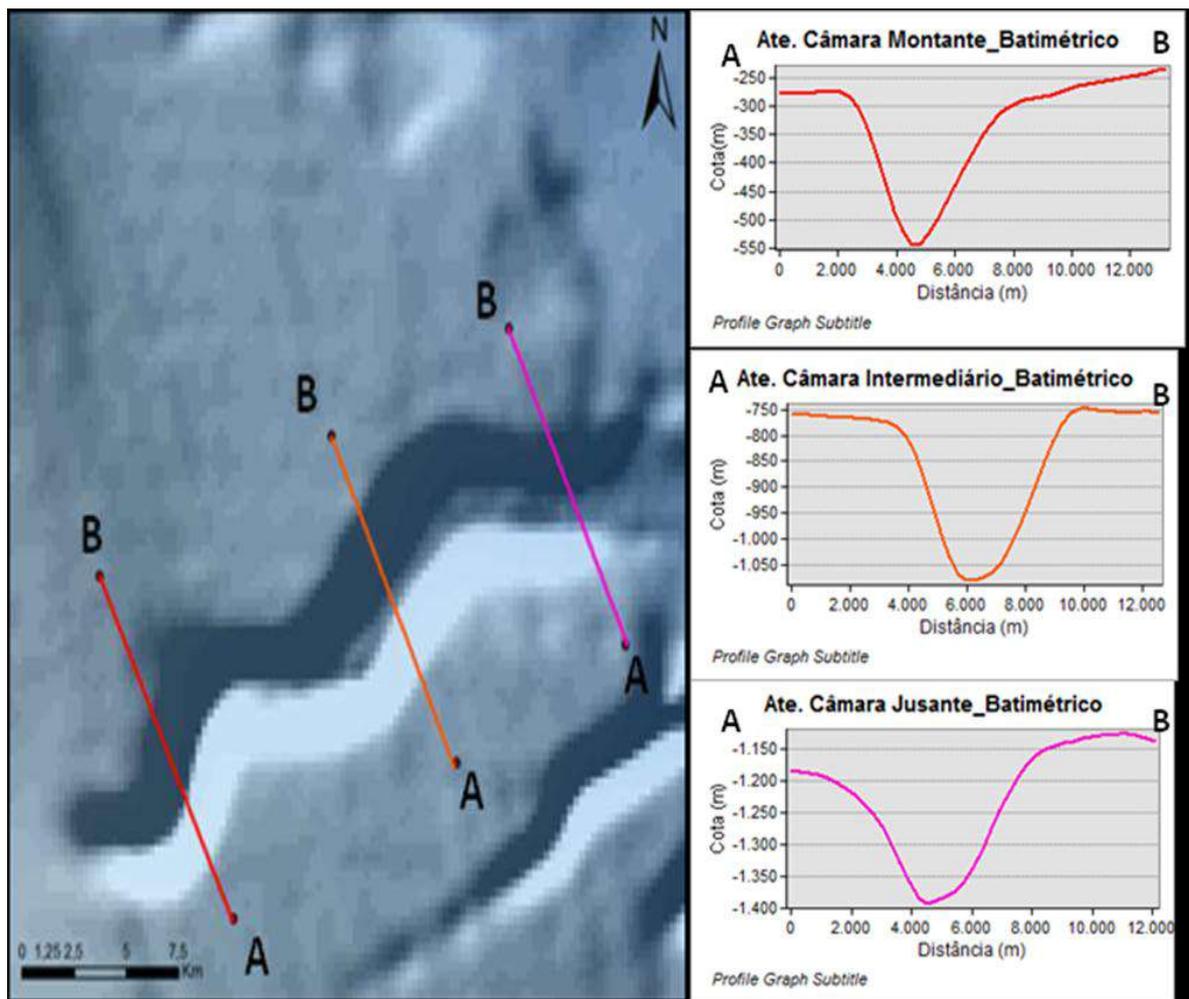


Figura 33- Perfis batimétricos transversais ao *Canyon Almirante Câmara*. Possível notar a tendência, de montante para jusante, dos blocos posicionados à NW ficarem mais altos do que os posicionados à SE. Observa-se também um basculamento dos blocos para NW.

6.1.2 *Canyon Itapemirim*

Este *canyon* situa-se entre os outros dois estudados. Apresenta um padrão retilíneo, porém é caracterizado por uma bifurcação à montante dando origem a dois canais, que nas suas porções inferiores, também são bifurcadas em dois outros canais, originando 4 canais à jusante. Sua depressão setentrional tem aproximadamente 37 km de extensão, a central 28 km e a meridional 30 km. Essa feição pode ser observada na figura 34.

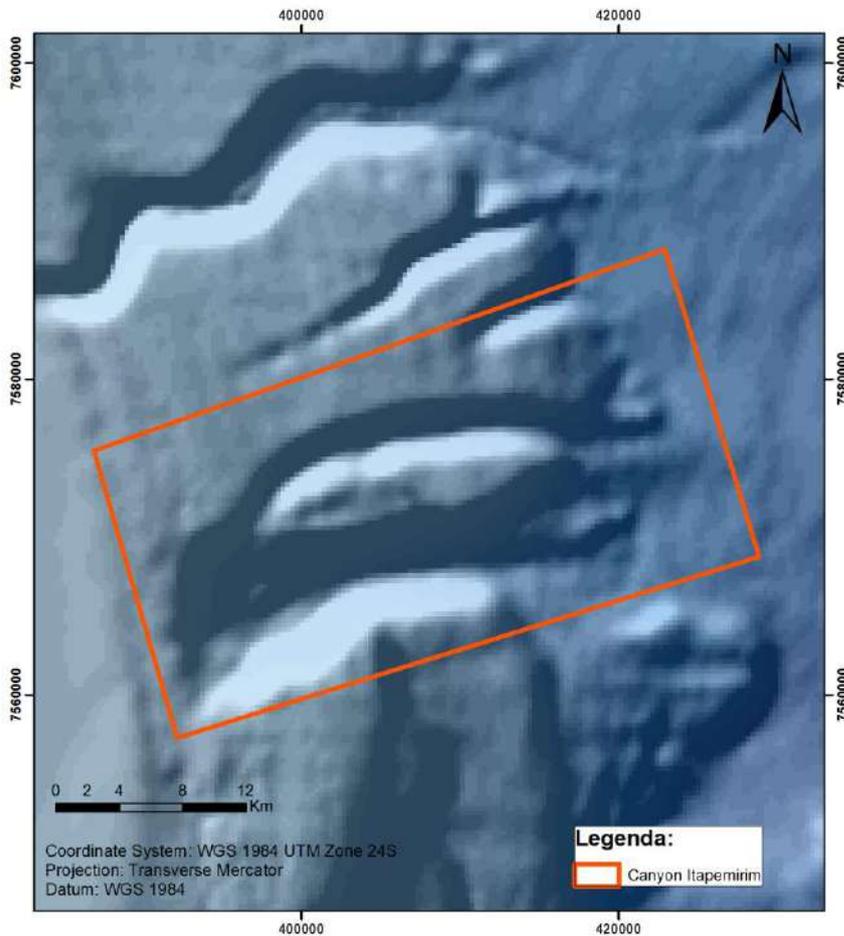


Figura 34- *Canyon* Itapemirim demarcado pelo retângulo vermelho. Possível observar seu padrão retilíneo. As linhas pretas marcam o posicionamento dos perfis batimétricos e de declividade.

Com os perfis traçados ao longo do talvegue desses canais, que podem ser observados na figura 35, obteve-se uma inclinação que variou de aproximadamente 3° a 5°, das depressões de norte pra sul, dividindo-se a altura pela largura.

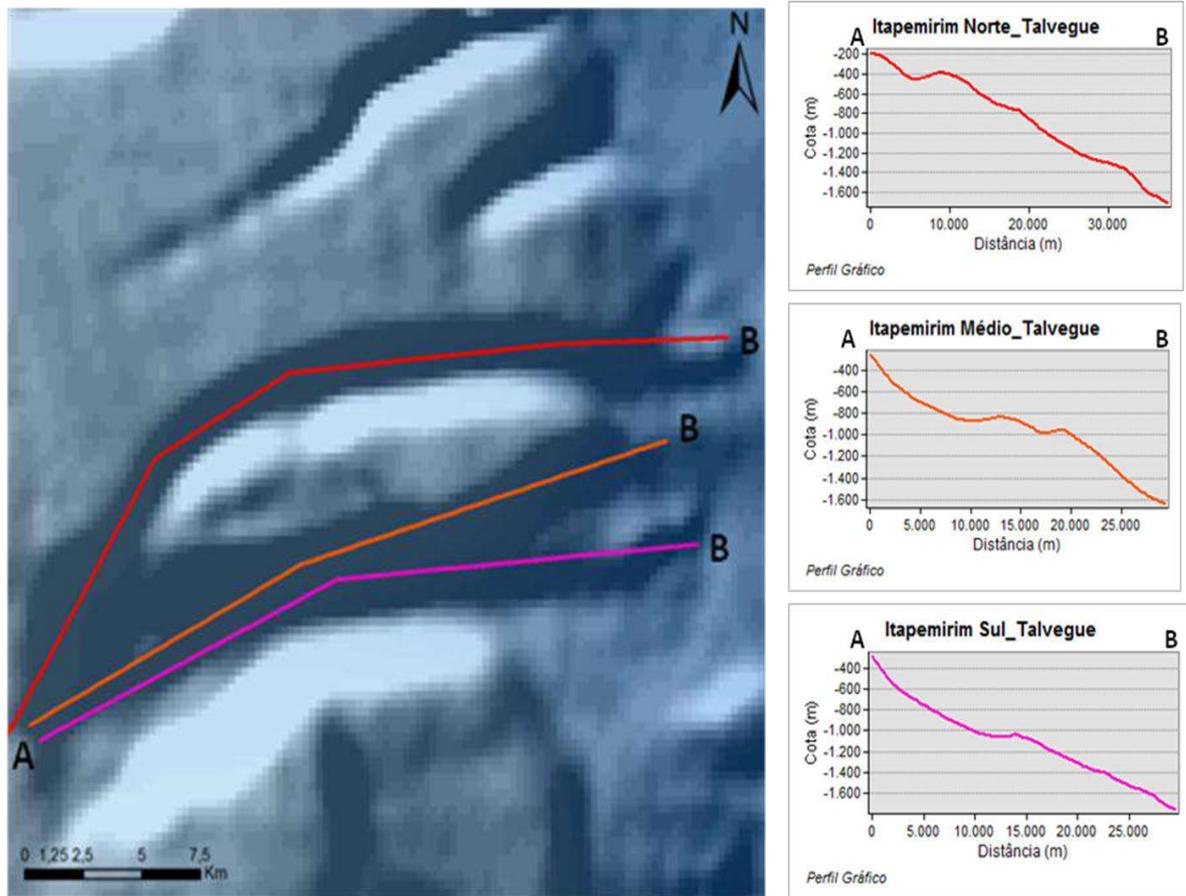


Figura 35- Perfis ao longo dos talvegues do *Canyon* Itapemirim. Essas depressões, de norte pra sul, têm suas inclinações aumentando aproximadamente de 3° para 5° .

Os picos de inclinação das paredes do *canyon* têm inclinações que chegam a atingir 10° no perfil intermediário, conferindo maior instabilidade a essa porção do *canyon*, como pode se observar nos perfis de declividade da figura 36.

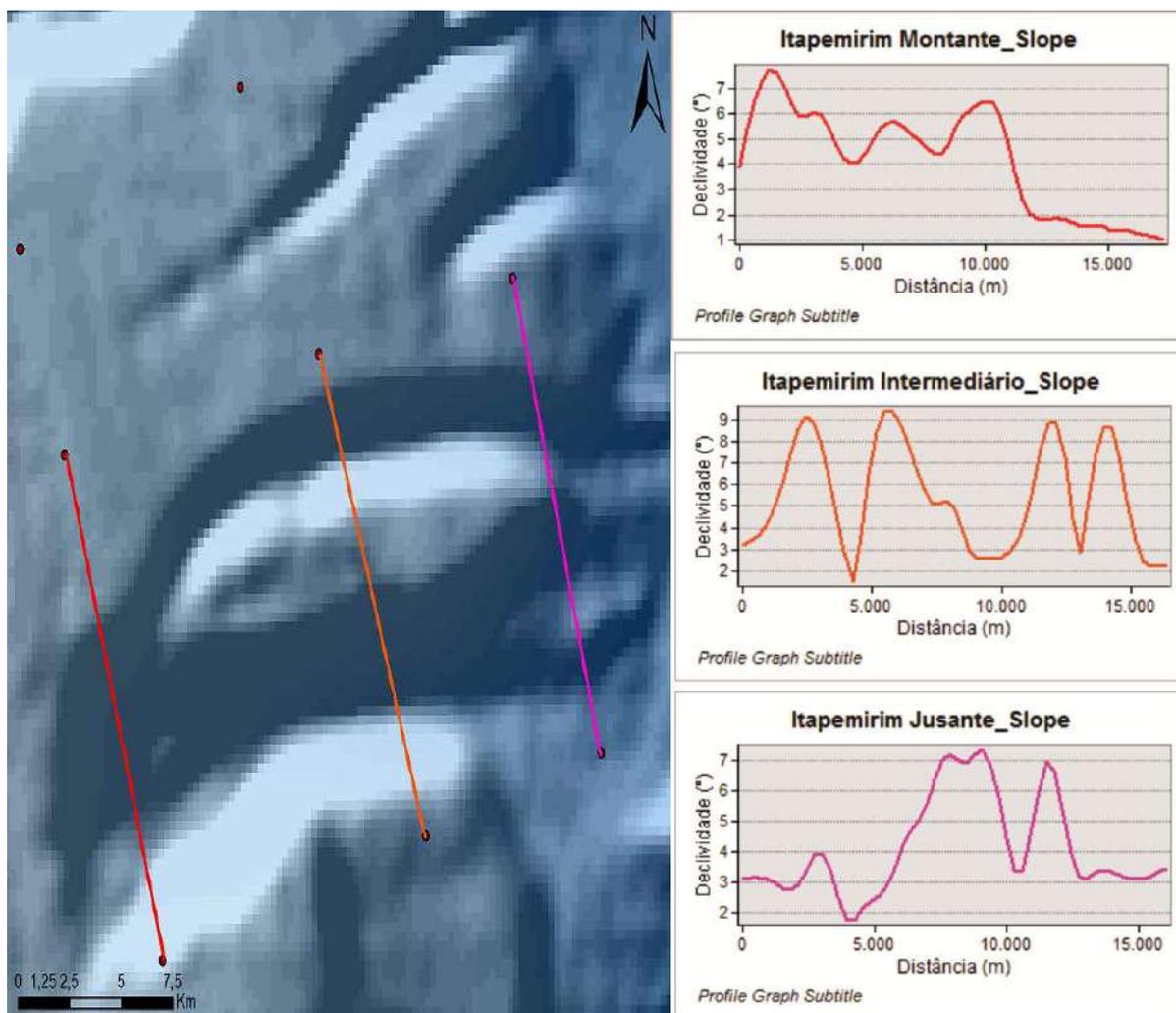


Figura 36- Perfis de declividade transversais ao *Canyon* Itapemirim. Os picos de inclinação podem ser observados nas paredes do perfil intermediário, conferindo maior instabilidade a essa porção do *canyon*.

Segundo os perfis batimétricos da figura 37, observa-se que à montante, o canal tem uma largura de aproximadamente 12000 m, formando um canal bem expressivo, sendo profundo e possuindo paredes com grandes inclinações. Já no perfil intermediário, o canal já está bifurcado, dividindo-se em dois canais. O posicionado mais à NW é menos expressivo, sendo um canal raso, com a largura de aproximadamente 4500 m e que tem suas paredes apresentando grandes inclinações. O posicionado mais a SE é mais expressivo, sendo um

canal mais profundo, com a largura de aproximadamente 9500 m e possuindo paredes com grandes inclinações. No perfil à jusante, nota-se que os canais tornam-se pouco expressivos.

Os canais desses *canyons* possuem comumente padrão em U, que segundo Machado (2004), confere imaturidade a eles. Isso quer dizer que os canais não são tão bem entalhados e que provavelmente são compostos de bastante material lamoso inconsolidado. Sua cabeceira começa na quebra da plataforma, sobre materiais areníticos e carbonáticos e na parte inferior, eles atingem os diamictitos lamosos presentes no pé do talude continental, fato que favorece a estabilidade.

Sua estabilidade foi considerada razoável, sendo pior no canal mais a SE, pois possui fatores que favorecem à instabilidade, como o fato de ser um canal expressivo, com grandes profundidades e larguras, que apresenta paredes com grandes inclinações, um gradiente relativamente alto e pelo talude ser composto por material lamoso inconsolidado, mais susceptível a movimentações do que outras litologias. Em contrapartida, há também a presença de características que favorecem à estabilidade, como o fato de seus canais terem larguras grandes e de serem imaturos com tipo de fundo em U, sem conexão com rios continentais nos níveis atuais do nível do mar, e, por conseguinte, não sofrerem recarga sedimentar constante.

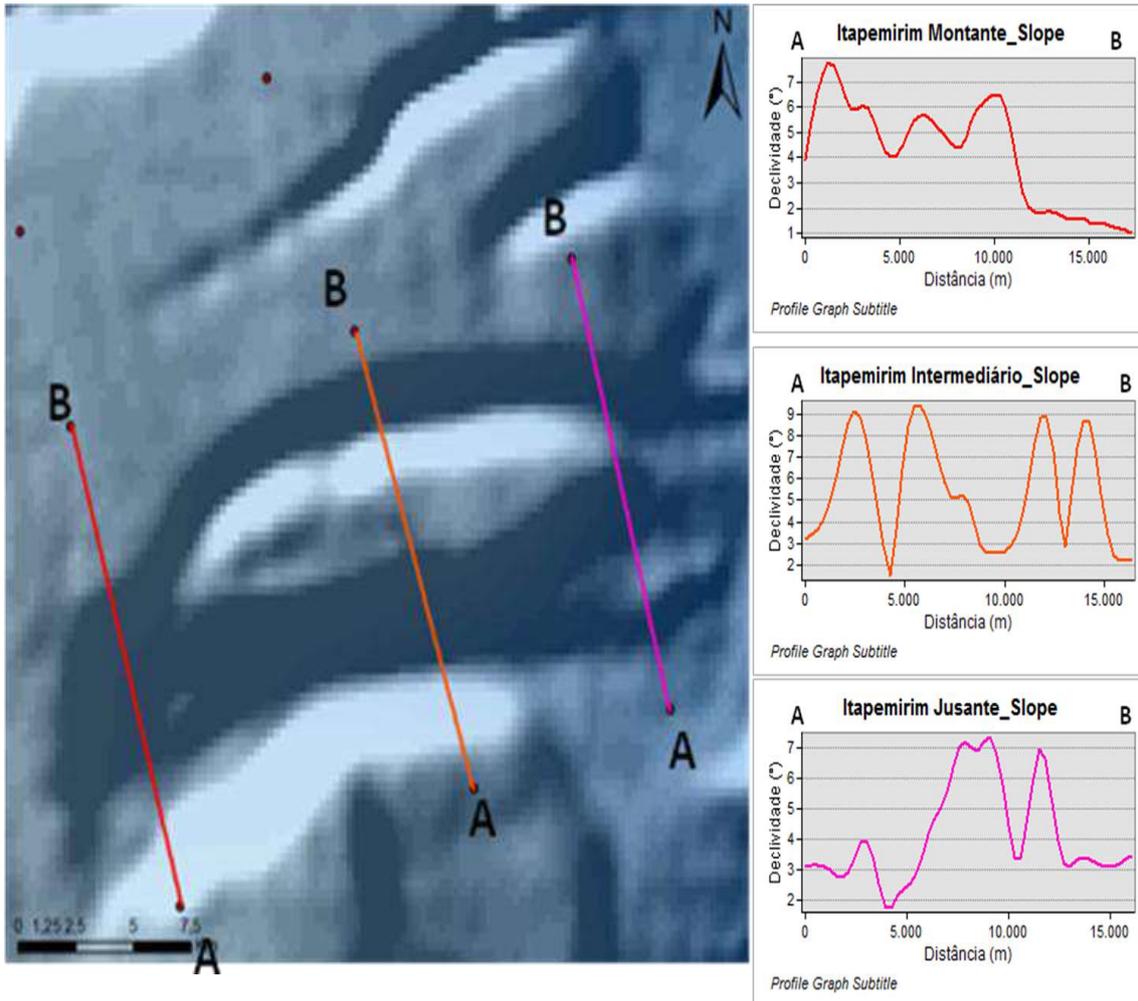


Figura 37- Perfis batimétricos transversais ao *Canyon* Itapemirim. Possível observar que no perfil à montante se tem um único canal bem largo e expressivo, já no perfil intermediário, já se tem a presença de dois canais, um à SE, mais expressivo e profundo e o outro à NW menos expressivo e mais raso e no perfil à jusante os canais ficam bem rasos e pouco expressivos.

6.1.3 Canyon São Tomé

Situa-se mais a sul dentre os *canyons* situados na face nordeste do talude da BC. Possui um canal principal que tem a orientação NW-SE, e outro canal, menos expressivo que tem orientação N-S e que se conecta aproximadamente na metade do segmento do canal principal, formando um Y. O canal principal (sul) possui a extensão de 20 km e o canal secundário (norte) tem 21 km de extensão. Esta feição pode ser observada na figura 38.

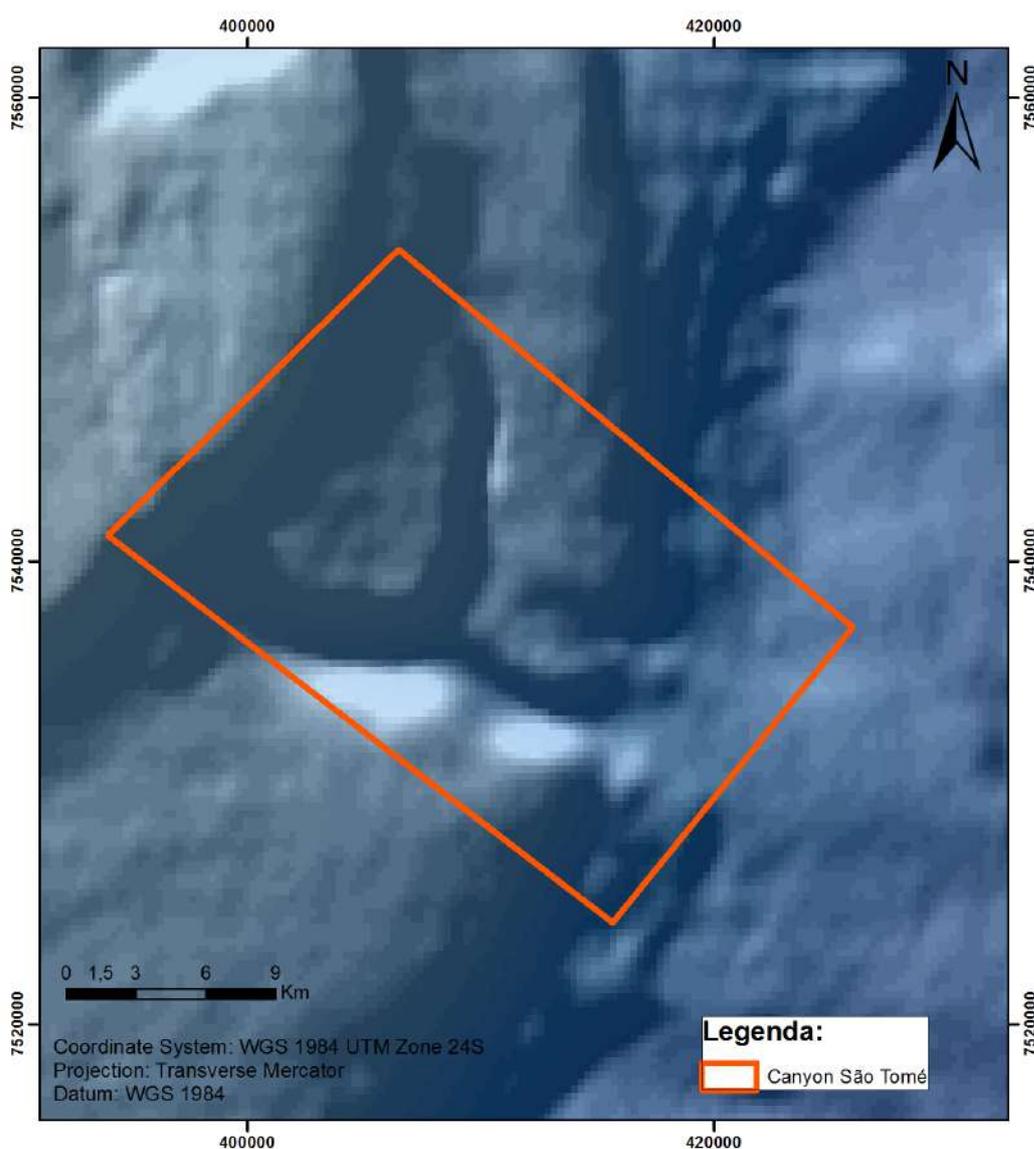


Figura 38-Canyon São Tomé delimitado pelo retângulo vermelho. Possível observar o padrão em Y. As linhas pretas representam os perfis batimétricos e de declividade.

Com o perfil traçado ao longo do talvegue desse canal (figura 39), obteve-se uma inclinação de quase 4° no canal principal (sul) e aproximadamente 3° no secundário (norte), dividindo-se a altura pela largura.

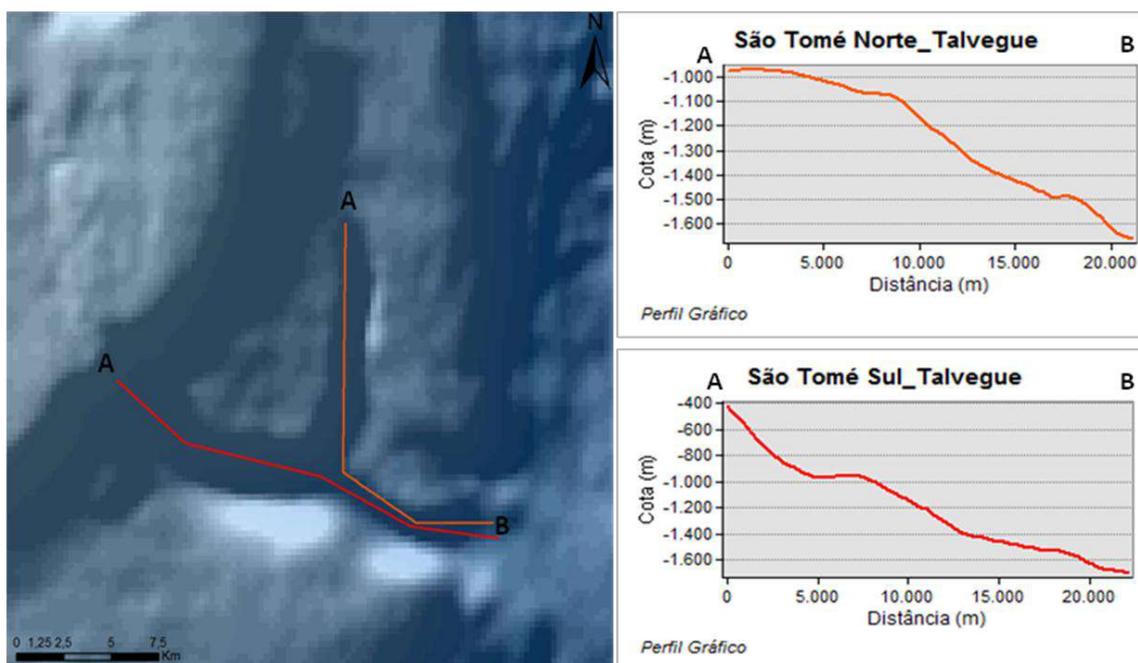


Figura 39- Perfis traçados ao longo do talvegue do *Canyon* São Tomé. O canal sul, que é o mais expressivo, possui uma inclinação maior que o canal norte.

As paredes do canal sul no perfil de declividade à montante possuem uma inclinação mais elevada que as do canal norte, variando entre 7° e 9° no sul e entre 3° e 4° no norte. No perfil intermediário, as paredes do canal principal chegam a atingir cerca de 12° , enquanto que no secundário a inclinação é bem mais baixa. No perfil à jusante, os canais são coincidentes e suas paredes têm a inclinação chegando a 11° , como pode ser observado na figura 40.

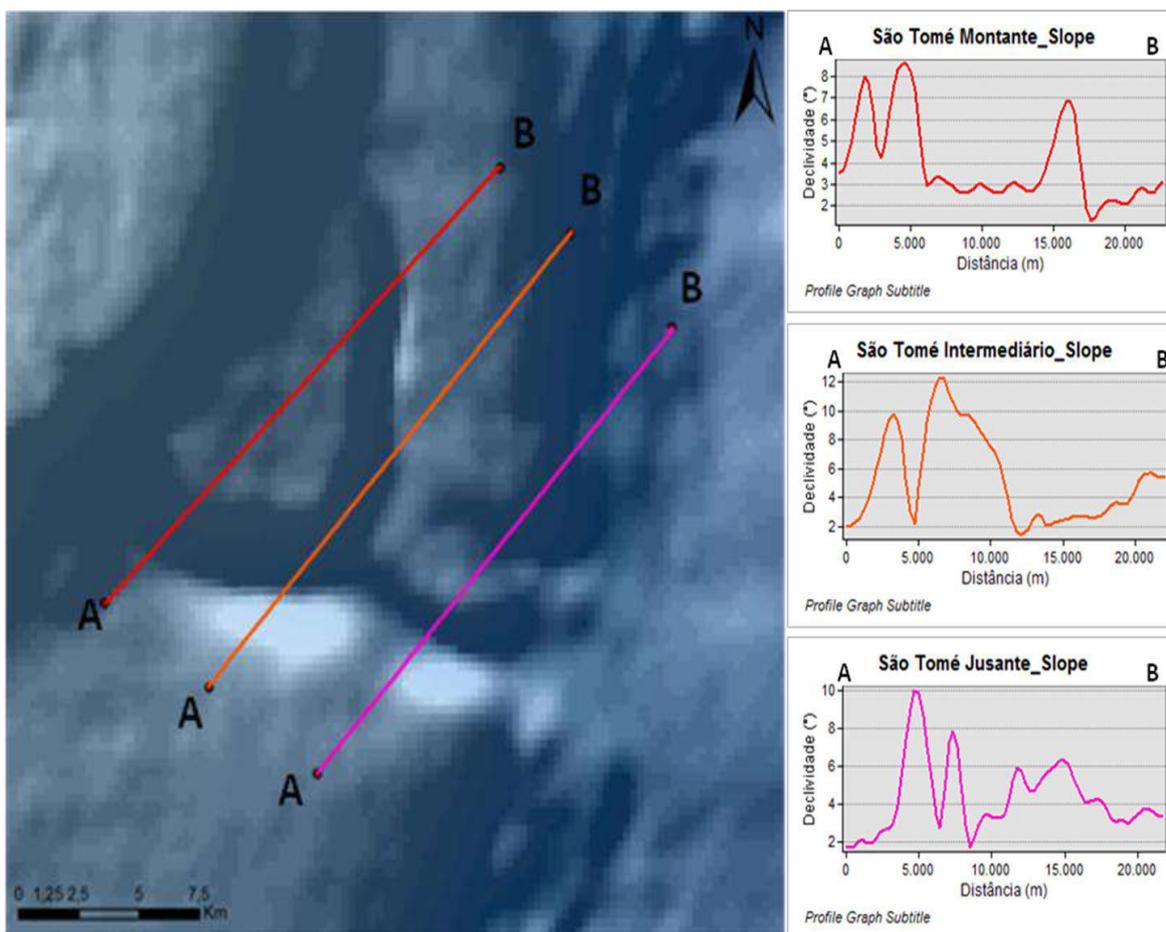


Figura 40- Perfis de declividade do *Canyon* São Tomé. Mostrando que as paredes do canal principal, à SW, possuem inclinações bem maiores que o canal secundário que se posiciona a NE.

Observando-se os perfis batimétricos da figura 41, tem-se que, no perfil a montante, o canal principal, à SW, tem 8000 m de largura, enquanto que o secundário, à NW, tem 2000 m. No perfil intermediário, o canal principal tem 8500 m de largura, enquanto o secundário se torna mais expressivo que à montante, aumentando a sua profundidade e a sua largura, que chega a ter aproximadamente 7000 m. No perfil à jusante, os canais são coincidentes e se afinam, passando a possuir uma largura de 4500 m, tornando-se menos expressivo. Possível observar que no canal principal, à SW, os blocos situados mais à SW, de montante para jusante, tendem a ser progressivamente mais altos que os blocos do outro lado do canal,

sugerindo que tenha havido basculamento por falhas normais. Assim como no *Canyon Itapemirim*, o fundo destes canais também possui padrão em U, que segundo Machado (2004), confere imaturidade a eles. Isso quer dizer que os canais não são tão bem entalhados e que provavelmente são compostos de bastante material lamoso inconsolidado. Sua cabeceira começa na quebra da plataforma, sobre materiais areníticos e na parte inferior, eles atingem os diamictitos lamosos presentes no pé do talude continental, fato que favorece a estabilidade.

Sua estabilidade foi considerada razoável, pois possui fatores que favorecem a instabilidade como: grandes inclinações em suas paredes e em seu gradiente total, presença de blocos mais altos de um lado do canal, sugerindo presença de falhas normais e por ser composto por material lamoso inconsolidado, comumente mais susceptível a movimentações do que outras litologias. Em contrapartida, há também a presença de características que favorecem a estabilidade como o fato de seus canais terem larguras grandes e de serem imaturos com tipo de fundo em U, sem conexão com rios continentais nos níveis atuais do nível do mar, e, por conseguinte, não sofrerem recarga sedimentar constante.

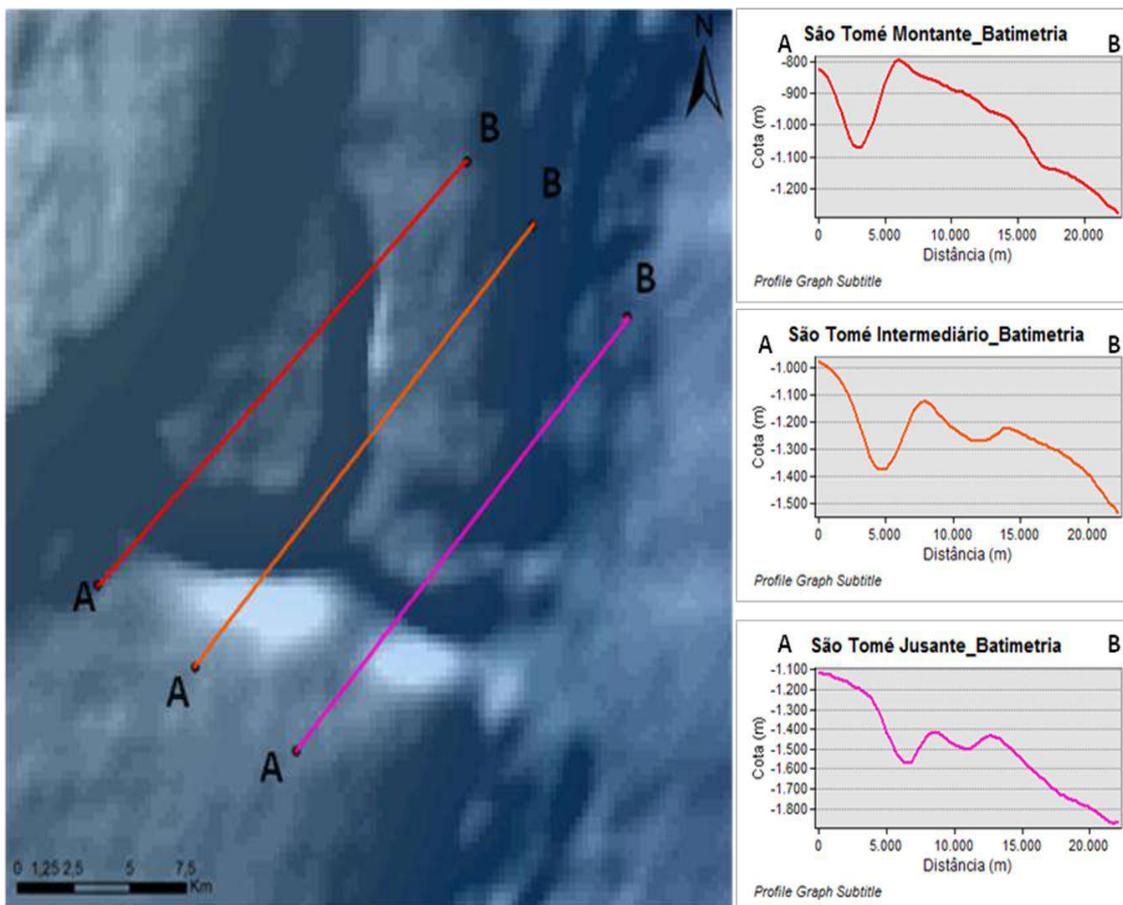


Figura 41- Perfis batimétricos transversais ao *Canyon* São Tomé. Possível observar que no canal principal, à SW, os blocos situados mais a SW, de montante para jusante, tendem a ser progressivamente mais altos que os blocos do outro lado do canal. Nota-se também, que o canal secundário, à NE, se torna mais expressivo no perfil intermediário e que à jusante, se coincide com o canal principal.

6.2 Discussão dos Resultados

Os resultados obtidos para a análise da morfometria dos *canyons* Almirante Câmara, Itapemirim e São Tomé através dos perfis batimétricos e de declividade criados pelas ferramentas de *Interpolate Line* e *ProfileGraph* da extensão *3D-Analyst* do *software ArcGIS* foram bastante satisfatórios. Através de medições e observações diretas dos perfis, foi possível obter um grau de precisão considerável das características de cada incisão como: altura e declividade das paredes e as diferenças de altura entre elas; largura dos canais; declividade ao longo do talvegue e os tipos de fundo. Os dados foram muito importantes para se conhecer o comportamento dessas feições.

Juntando-se os dados armazenados com o conhecimento que se tinha sobre a litologia da área, pode-se ter uma ideia da estabilidade do talude numa escala local, onde se situam os *canyons* estudados.

7. Conclusões e Recomendações para Futuros Trabalhos

Concluiu-se que o uso das ferramentas *Interpolate Line* e *ProfileGraph* da extensão *3D-Analyst* do *software ArcGIS* utilizadas neste trabalho são precisas e aplicáveis para a análise morfométrica de qualquer feição geológica-geomorfológica em modelos 3D.

Mesmo diante das limitações, as informações obtidas serviram de subsídio para a interpretação local da estabilidade do talude nas regiões estudadas, juntamente com o conhecimento litológico da área.

Apesar dos dados serem confiáveis, eles não são suficientes para interpretar com exatidão a estabilidade do talude, visto que deslizamentos submarinos são o resultado de uma interação complexa de vários fatores que atuam simultaneamente com intensidades e escala

de tempo diferentes, de acordo com o ambiente geológico em que a área está inserida. Fatores como taxa de sedimentação, teor de matéria orgânica, granulometria e presença ou não de gás intersticial influenciam diretamente em propriedades como a densidade, porosidade, índice de plasticidade, resistência ao cisalhamento, entre outros. Fatores também capazes de gerar pontos críticos para a estabilidade são os movimentos diapíricos, o gradiente do fundo marinho e a ação de correntes de fundo. Porém, sabe-se que para ocorrer o início de um movimento de massa, é necessária a presença de um mecanismo disparador. Esses mecanismos podem ter associação com terremotos, acúmulo de sedimentação, atividade vulcânica, erosão, ondas, percolação de fluidos, diapirismo e acentuadas variações do nível do mar que ocorrem em outra escala do tempo geológico, sendo consideradas irrelevantes dentro do espaço de tempo de um projeto de prospecção de petróleo.

Para o conhecimento preciso da estabilidade do talude, visando à atenuação do risco de acidentes em instalação de estruturas e equipamentos no ramo de prospecção de petróleo, é necessário um estudo mais abrangente que integre a geotecnia e a geofísica com o entendimento e acompanhamento dos processos geológicos, levando-se em conta todos os fatores influenciáveis na estabilidade do talude.

Portanto, para o projeto de qualquer obra de engenharia que se queira fazer em águas profundas, as ferramentas utilizadas neste trabalho podem auxiliar na elaboração de mapas geomorfológicos e de áreas críticas com risco de movimentos de massa.

8. Referências Bibliográficas

8.1 Bibliografia Citada

ABRAHÃO, D., WARME, J.E. **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. 287-305.1990.

AFONSO, D. S. **Geotecnia Submarina da Região dos Cânions da Margem Continental da Bacia de Campos: Análise de Dados Sísmicos e de Estabilidade de Taludes.** Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2011.

ALMEIDA, F.F.M., NEVES, B.B., CARNEIRO, C.D.R. **The origin and evolution of the South American Platform.** *Earth Science Reviews*, **50**:77–111. 2000.

ASMUS, H. E. **Significado geotectônico das feições estruturais das bacias marginais brasileiras e áreas adjacentes.** 1982.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M. & GONÇALVES, J. H. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil:** texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 692p. 2003.

BOUMA, A. H. **Sedimentology of some flysch deposits.** Amsterdã: Elsevier. 1962.

CURRAY, J.R. **Late Quaternary history, continental shelves of the United States.** In: H.E. Wright & D. G. Frey (eds.) *The Quaternary of the United States: 723-735.* Nova Jersey: Princeton Univ. Press. 1965.

CAINELLI, C., MOHRIAK, W.U. **General evolution of the eastern Brazilian continental margin.** *The Leading Edge*, **18**(7): 800-804.1999a.

CAINELLI, C., MOHRIAK, W.U. **Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins.** 1998. In: AAPG, International Conference & Exhibition Short Course – Brazilian Geology Part II, Rio de Janeiro, Brazil, 67 p. + figures.1998.

CARMINATTI, M. **Relações entre a evolução estrutural e a ocorrência de campos gigantes de hidrocarbonetos na área nordeste da Bacia de Campos.** 1987.

CASTRO, D. D. **Morfologia da margem continental Sudeste-Sul brasileira e estratigrafia sísmica do sopé continental.** Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2 v. Tese (Mestrado).1992.

CASTRO, R. C. G. **Uma tecnologia para tirar ouro negro das profundezas do mar.** *Jornal da USP*, 04-10/03/2002:10-11. São Paulo. 2002.

CHANG, H.K., KOWSMANN, R.O., FIGUEIREDO, A.M.F., BENDER, A. **Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview.** *Tectonophysics*, **213**:97-138.1992.

COSTA, A. M., AMARAL, C. S. e KOWSMANN, R. O. **Geotechnical geological appraisal of the Marlin submarine slope**. Anais do IX International Symposium on Landslides, Rio de Janeiro, Brasil. 2004.

DA SILVA, B. A. **Análise de estabilidade de taludes ao longo da rota de um duto submarino na Bacia de Campos, RJ**. Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, PUC, Brasil. 2005.

D'ÁVILA, R. S. F. *et. al.* Fácies e modelo deposicional do *Canyon* de Almada, Bacia de Almada, Bahia. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 251-286. 2004.

DE LIMA, F. M. **Análise Estratigráfica dos Reservatórios Turbidíticos do Campo de Namorado**. Universidade Estadual Paulista, UNESP, Brasil. 2004.

EMERY, K. O. **Continental margin of the world – Geology of East Atlantic continental margin**. I. Gen. Econ. Papers. ICSU/SCOR Working Party Symposium, 31, Cambridge. Rept. **70** (13): 7-29. 1970.

FAINSTEIN, R., MATOS, M.C. **The Brazilian Geophysical Society Periodic Bulletin**. 2004.

FERNANDES, F. P. A. **Circulação Induzida pela maré em um Cânion Submarino**. Fundação Universidade Federal do Rio Grande, UFRG, Brasil. 2002.

GUERREIRO, C. **Os enigmáticos canhões submarinos da plataforma continental portuguesa**. ANAIS do Instituto Hidrográfico. 2005.

GRADSTEIN, F. M.; OGG, J. G; SMITH, A. G. **A geologic time scale**. Cambridge: Cambridge University Press, 589 p. il. 2004.

HAMPTON, M. A., LEE, H. J. e LOCAT, J. **Submarine landslides**. **Reviews of Geophysics**, volume 34, p. 33-59. 1996.

HEEZEN B. C., HOLISTER, C. D. & RUDDIMAN, W. F. **Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents**. **Science**, **152**: 502-508.1966.

HENRY, S.G., Brumbaugh, W. **Pré-Salt Rock Development on Brazil's Conjugate Margin: West African Examples**. In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 4, Rio de Janeiro, *Expanded Abstracts*, **I**:68-70.1995.

KOWSMANN, R. O.; SCHREINER, S.; MURAKAMI, C. Y.; PIAULINO, P. O.; BARROCAS, S. L. S.; MILLER, D. J.; RIZZO, J. G. 1996. **Ecofácies de 3,5kHz do talude da Bacia de Campos e do Platô de São Paulo adjacente**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p.463-465. Sessões Temáticas.

LEE, H. J. **Submarine landslides: environments and controls**. Anais do IX International Symposium on Landslides, Rio de Janeiro, Brasil.2004.

MACHADO, L. C. R. **Sonar characterization of modern subaqueous mass-movement deposits bordering the brazilian continental slope.** In: CONGRESSO INTERB.*Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 287-315, maio/nov. 2004* 311 NACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 7., 2001, Salvador, BA, **Expanded Abstracts...** Salvador, BA: Sociedade Brasileira de Geofísica, v. 2, p.1601-1604, 1 CD-ROM.2001.

_____.; MACHADO, L. C. R.; VIANA, A. R.; ALMEIDA JÚNIOR., W.; VICALVI, M. A. **Controls on mass-wasting in deep water of the Campos Basin.** In: OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE, 34., 2002, Houston, Tex. **Proceedings of the...** Richardson, Tex.: Offshore Technology Conference, 1 CD-ROM. Paper 14030. 2002.

MEISLING, K. M.; COBBOLD, P. R.; MOUNT, V.S. **Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins southeastern Brazil.**2001.

MENDES, J. C. **Elementos de estratigrafia.** São Paulo: Editora T. A. Queiroz/EDUSP. 1984.

MIDDLETON, G. V.; HAMPTON, M. A. **Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition.** In: MIDDLETON, G. V.; BOUMA, A. H. (Ed.). **Turbidites And Deepwater Sedimentation.** Los Angeles: Pacific section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1973 p. 1-38.1973.

MIZUSAKI, A.M.P., THOMAZ FILHO, A., MILANI, E.J., CÉSERO, P. **Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil.** *Journal of South American Earth Sciences*,**15**(2):183-198.2002.

MOHRIAK, W.U., PALAGI, P.R., MELLO, M.R. **Tectonic evolution of South Atlantic salt basins.** AAPG International Conference and Exhibition, Rio de Janeiro, *Abstract volume*, 424-425.1998a.

MOHRIAK, W.U. **Elusive salt tectonics in the deep-water region of the Sergipe–Alagoas basin: evidence from deep seismic reflection profiles.** *In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 4, Rio de Janeiro, 51-54.1995b.

MOHRIAK, W.U., HOBBS, R., DEWEY, J.F. **Basin-forming processes and the deep structure of the Campos Basin, offshore Brazil.** *Marine and Petroleum Geology*, **7**(2):94-122. 1990b.

MOHRIAK, W.U. **Salt tectonics structural styles: contrasts and similarities between the South Atlantic and the Gulf of Mexico.** *In: Travis, C.J., Harrison, H., Hudec, M.R., Vendeville, B.C., Peel, F.J., Perkins, B.E. (eds.). Salt, Sediment and Hydrocarbons, GCSSEPM Foundation 16th Annual Research Conference, Houston, Texas*,177-191.1995a.

MOHRIAK, W.U., SZATMARI, P. **Salt tectonics and sedimentation along Atlantic margins: insights from seismic interpretation and physical models.** *In: Koyi, H.A., Mancktelow, N.S. (eds.). Tectonic Modeling: A volume in Honor of Hans Ramberg.* Geological Society of America, Colorado Memoir **193**:131-151.2001.

MUTTI, E.; TINTERRI, R.; BENEVELLI, G.; DI BIASE, D.; CAVANNA, G. **Deltaic, mixed and turbidit sedimentation of ancient foreland basins.** Marine and

Petroleum Geology, Oxford, v. 20, n. 6-8, p. 733- 756. 2003.

PIAUILINO, P. O. V.; MALDONADO, P. R.; FONSECA, L. E. N. **Aquisição de dados sonográficos, batimétricos e de perfis de alta frequência na Bacia de Campos.**In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 4., 1995; CONFERÊNCIA DA UNIÃO LATINO-AMERICANA DE GEOFÍSICA, 1., 1995, Rio de Janeiro. **Resumos Expandidos...** .Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira Geofísica, v. 2, p. 619-621. 1995.

RANGEL, H.D.; MARTINS, F.A.L.; ESTEVES, F.R. & FEIJÓ, F.J. **Bacia de Campos.** *Bol. Geoc. Petrobras*, v. 8, n. 1, p. 203 -217.1994.

RIZZO, J. G., VIANA, A. R., CASTRO, D. D. **Movimentos de massa e fluxos gravitacionais na Bacia de Campos: ocorrência e a utilização das variações do nível do mar como fator de predição.** Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Volume 3, p. 297-298. 2004.

SHEPARD, F. P. **Canyons beneath the seas.***Scientific Monthly*, Amsterdam, v.37, p. 31-39.1933.

SHIMABUKURO, S. **“Braarudosphaerachalk”:** investigações sobre a gênese de um **marco estratigráfico.** 120 p. Tese (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.1994

SILVA, H. P. **Mineração de petróleo**. B. Téc. Petrobras, cap:27: 174-184. Rio de Janeiro. 1984.

SOUZA-CRUZ, C. E. **Estratigrafia e Sedimentação de Águas Profundas do Neogeno da Bacia de Campos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil**. Porto Alegre: UFRGS, Tese (Doutorado).1995.

SUGUIO, K. **Ambiente de Sedimentação e fácies Sedimentares**. *Geologia Sedimentar*/Kenitiro Suguió- São Paulo:Edgard Blucher, cap.8, p. 280-287. 2003.

TESSLER, M. G.; MAHIQUES, M. M. **Processos oceânicos e a fisiografia dos fundos marinhos**. In: TEIXEIRA, Wilson *et al.* (Orgs.). **Decifrando a terra**. São Paulo: Oficina de Textos, cap.13, p. 261-284.2000.

TOKUTAKE, L. R. **Bioestratigrafia de Nanofósseis Calcários e Estratigrafia de Isótopos (C e O) do talude médio, Quaternário, porção Norte da Bacia de Campos, ES**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, UFRG, Brasil. 2005.

VIANA, A. R. **Canyon de São Tomé um exemplo de Canyon submarino moderno em margem atlântica passiva**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DO QUATERNÁRIO, 2., Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, ABEQUA, 22p. (Relatório n.109-07211).1989.

VILELA, C. G. **Benthic Foraminifera of Mass-Transport Deposits (MTD`s) in the Amazon fan**. *An. Acad. Bras. Ciênc.***70**: 173-185. 1998.

WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. **Bacia de Campos**. B. Geoc. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 511-529, maio/nov 2007.

WORZEL, J. L. **Survey of continental margins**. In: D. T. Donovan (ed.) *Geology of shelf seas*: 117-152. Edinburgo: Oliver & Boyd. 1968.

8.2 Bibliografia Consultada

AFONSO, D. S. **Geotecnia Submarina da Região dos Cânions da Margem Continental da Bacia de Campos: Análise de Dados Sísmicos e de Estabilidade de Taludes**. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2011.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M. & GONÇALVES, J. H. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 692p. 2003.

CASTRO, D. D. **Morfologia da margem continental Sudeste-Sul brasileira e estratigrafia sísmica do sopé continental**. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2 v. Tese (Mestrado). 1992.

DA SILVA, B. A. **Análise de estabilidade de taludes ao longo da rota de um duto submarino na Bacia de Campos, RJ**. Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, PUC, Brasil. 2005.

D'ÁVILA, R. S. F. *et. al.* **Fácies e modelo deposicional do Canyon de Almada, Bacia de Almada, Bahia**. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 251-286. 2004.

DE LIMA, F. M. **Análise Estratigráfica dos Reservatórios Turbidíticos do Campo de Namorado**. Universidade Estadual Paulista, UNESP, Brasil. 2004.

FERNANDES, F. P. A. **Circulação Induzida pela maré em um Cânion Submarino**. Fundação Universidade Federal do Rio Grande, UFRG, Brasil. 2002.

GUERREIRO, C. **Os enigmáticos canhões submarinos da plataforma continental portuguesa**. ANAIS do Instituto Hidrográfico. 2005.

HUTCHINSON, M.F. 1988. **Calculation of hydrologically sound digital elevation models**. Paper presented at *Third International Symposium on Spatial Data Handling* at Sydney, Australia.

HUTCHINSON, M.F. 1989. **A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits**. *Journal of Hydrology* 106: 211-232.

MENDES, J. C. **Elementos de estratigrafia**. São Paulo: Editora T. A. Queiroz/EDUSP. 1984.

RANGEL, H.D.; MARTINS, F.A.L.; ESTEVES, F.R. & FEIJÓ, F.J. **Bacia de Campos**. *Bol. Geoc. Petrobras*, v. 8, n. 1, p. 203 -217. 1994.

RIBEIRO, H. J. P. S. **Estratigrafia de Sequências**. Fundamentos e Aplicações. Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos. p. 316-317. 2001.

SCHALLER, H. **Estratigrafia da Bacia de Campos**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracaju. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 247-258. 1973.

SILVA, H. P. **Mineração de petróleo**. B. Téc. Petrobras, cap:27: 174-184. Rio de Janeiro. 1984.

SUGUIO, K. **Ambiente de Sedimentação e Fácies Sedimentares**. **Geologia Sedimentar**/Kenitiro Suguio- São Paulo:Edgard Blucher, cap.8, p. 280-287. 2003.

TESSLER, M. G.; MAHIQUES, M. M. **Processos oceânicos e a fisiografia dos fundos marinhos**. In: TEIXEIRA, Wilson *et al.* (Orgs.). **Decifrando a terra**. São Paulo: Oficina de Textos, cap.13, p. 261-284.2000.

WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. **Bacia de Campos**. B. Geoc. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 511-529, maio/nov 2007.

<<http://www.clickmacae.com.br/?sec=359&pag=pagina&cod=283>> Acesso em:07/02/2012
(fonte: Petrobras)

<http://siscom.ibama.gov.br/licenciamento_ambiental/Petroleo/Campo%20de%20Frade/EIA/Texto/EIA%20II.5.1%20Meio%20Fisico/EIA%20II.5.1.4%20-%20Geologia%20e%20Geomorfologia.pdf> Acesso em:07/02/2012

<<http://geologiamarinha.blogspot.com/2009/12/paisagem-do-fundo-marinho-da-bacia-de.html>> Acesso em:07/02/2012

<<http://connepi.ifal.edu.br/ocs/index.php/connepi/CONNEPI2010/paper/view/563/342>>
Acesso em:01/03/2012

<<http://www.clickmacae.com.br/?sec=109&pag=pagina&cod=263>> Acesso em: 12/03/2012

<http://w3.ualg.pt/~jdias/oceangeol/2_FISIOGRAFIA > Acesso em: 20/03/2012

<http://siscom.ibama.gov.br/licenciamento_ambiental/Petroleo/Campo%20de%20Frade/EIA/Texto/EIA%20II.5.1%20Meio%20Fisico/EIA%20II.5.1.4%20-%20Geologia%20e%20Geomorfologia.pdf> Acesso em:09/05/2012

<<http://www.light.com.br/institutolight/cursos/Oceanografia/aula2.pdf>> Acesso em:
23/05/2012

<<http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.3/index.cfm?TopicName=Using%20the%20Topo%20to%20Raster%20tool>> Acesso em:12/06/2012

