

INTEGRAÇÃO DE FERRAMENTAS MULTIDISCIPLINARES PARA
O ESTUDO DE FEIÇÕES TECTÔNICAS E SISMOESTRATIGRÁFICAS NA
SEQÜÊNCIA PÓS-RIFTE DA BACIA DE CAMAMU-ALMADA, BAHIA

MÁRCIA ROSANE KUHN KARAM

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS PROGRAMAS
DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA CIVIL DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO
DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO
DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:

Prof. Luiz Landau, D.Sc.

Dr. Nilo Chagas de Azambuja Filho, Ph.D.

Dr. Wilson Luiz Lanzarini, D.Sc.

Dr. Ciro Jorge Appi, Ph.D.

Prof. Alexandre Gonçalves Evsukoff, Dr.

Dr. Fernando Pellon de Miranda, Ph.D.

Prof. Guilherme Horta Travassos, D.Sc.

RIO DE JANEIRO - RJ - BRASIL
AGOSTO DE 2005

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

KARAM, MÁRCIA ROSANE KUHN

Integração de Ferramentas Multidisciplinares para o Estudo de Feições Tectônicas e Sismoestratigráficas na Bacia de Camamu-Almada, Bahia./Márcia Rosane Kuhn Karam. [Rio de Janeiro] 2005.

XIV, 189p., 29,7 cm (COPPE/UFRJ, D.Sc., Engenharia Civil, 2005)

Tese – Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE

1. Arcabouço Estrutural.
2. Sismossequências. 3. Camamu-Almada.
4. Paleocânion.

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

AGRADECIMENTOS

Nesta oportunidade, dedico um especial agradecimento:

- à Universidade Federal do Rio de Janeiro/COPPE, pela oportunidade de encerrar mais esta etapa acadêmica;

- à Agência Nacional do Petróleo, pelo suporte financeiro e liberação dos dados;

- ao caro amigo, geofísico Ademilson Fagundes de Brito, pelo “batismo” na interpretação sísmica e pelas discussões geológicas, sem as quais este trabalho não teria sido possível e, principalmente, pela amizade e incentivo;

- ao Prof. Dr. Luiz Landau, pela orientação, pelo inestimável incentivo e enorme apoio desde o início do trabalho;

- ao Dr. Nilo Chagas de Azambuja Filho, pela orientação e pelas discussões técnicas;

- ao Dr. Wilson Luiz Lanzarini;

- aos colegas Alessandro Bengaly e Daniel Conceição, pela modelagem no Gocad;

- à bibliotecária Magda Almada, pela ajuda com a bibliografia;

- às amigas Mônica Caruso Stoque e Verônica Vieira, pelo suporte técnico e amizade desde o início do trabalho;

- aos amigos José Guilherme da Silva e Henrique Lima, pelas discussões técnicas (e não técnicas);

- aos colegas do Lab2M, Jason Carneiro, Elio Perez, Állan Senna Porto e Roberto Rocha;

- aos meus pais, Leci e Erni, pelo apoio e incentivo ao longo de toda a minha vida acadêmica e pelo bem maior, a educação;

- a todos aqueles, que de alguma forma apoiaram, incentivaram e colaboraram na realização deste trabalho;

- ao João Eduardo e à Victória, por quem sempre vale a pena desligar o computador no fim do dia.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

INTEGRAÇÃO DE FERRAMENTAS MULTIDISCIPLINARES PARA
O ESTUDO DE FEIÇÕES TECTÔNICAS E SISMOESTRATIGRÁFICAS NA
SEQÜÊNCIA PÓS-RIFTE DA BACIA DE CAMAMU-ALMADA, BAHIA

Márcia Rosane Kuhn Karam

Agosto/2005

Orientadores: Luiz Landau

Nilo Chagas de Azambuja Filho

Wilson Luiz Lanzarini

Programa: Engenharia Civil

Esta pesquisa abrange uma área de 6000 km² na região *offshore* da Bacia de Camamu-Almada, Brasil, e um conjunto de dados de catorze linhas sísmicas 2D e de oito poços. O intervalo estudado compreende litoestratigraficamente a Formação Urucutuca e parte das formações Rio Doce e Caravelas, abrangendo um período de tempo de aproximadamente 55 Ma.

Nas linhas sísmicas 2D, foi interpretada uma feição erosional denominada de Paleocânion de Itacaré, *lato sensu*, esculpida pela Discordância Pré-Urucutuca, a qual pode estar relacionada com os eventos tectono-eustáticos de terceira ordem ocorridos no Coniaciano. As reativações tardias de falhas desenvolvidas durante a fase rifte foram as responsáveis pela formação de um canal, que causou intensa erosão, resultando na morfologia observada do paleocânion.

O preenchimento do paleocânion foi estudado a partir da análise sísmoestratigráfica, o que possibilitou a interpretação de três sismoseqüências (SS-D1, SS-D2 e SS-D3), as quais estão relacionadas com um sistema deposicional marinho profundo (SS-D1) e com um sistema de plataforma a marinho raso (SS-D2 e SS-D3). Estes sistemas indicam um progressivo rebaixamento do nível relativo do mar do Eoceno até o topo do Oligoceno, o que resultou no preenchimento desta feição.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor in Sciences (D.Sc.)

INTEGRATION OF MULTIDISCIPLINARY TOOL FOR THE STUDY OF TECTONIC AND SEISMIC STRATIGRAPHIC FEATURES IN THE POST-RIFT SEQUENCE AT THE CAMAMU-ALMADA BASIN, BAHIA STATE

Márcia Rosane Kuhn Karam

August/2005

Advisors: Luiz Landau

Nilo Chagas de Azambuja Filho

Wilson Luiz Lanzarini

Department: Civil Engineering

The study covers an area of 6.000 km² in the offshore region of the Camamu-Almada Basin, Brazil, and a data set of fourteen 2D seismic sections and 8 wells. The study focused on the lithostratigraphic interval embraced by Urucutuca, Rio Doce and Caravelas formations, representing a time lapse of about 55 Ma.

An erosional feature, named as Itacaré paleocanyon, *latu sensu*, was interpreted mainly based on 2D seismic sections. Such a feature is the result of erosion that generated the Pre-Urucutuca Unconformity during the Coniacian, which can be related to third-order tectono-eustatic events. Late reactivations of faults inherited from the rift phase, rendered the formation of a channel, which caused intense incision and resulted in the observed paleocanyon morphology.

Seismic stratigraphy studies were conducted in order to unravel the paleocanyon filling. Three seismic-stratigraphy sequences (SS-D1, SS-D2 and SS-D3), were interpreted which were related to a deep-water depositional system (SS-D1) and to a platform to slope system (SS-D2 and SS-D3). These systems indicate a progressive relative lowering of sea level conditions from the Eocene to the top Oligocene resulting in the paleocanyon filling.

SUMÁRIO

Agradecimentos	iii
Resumo	iv
Abstract	v
Sumário	vi
Lista de Figuras	ix
1. Considerações Iniciais	1
1.1. Introdução	2
1.2. Objetivos	2
1.3. Base de Dados	3
1.4. Localização da área de pesquisa	3
1.5. Intervalo estudado	3
1.6. Estudos Prévios	12
2. Metodologia	12
2.1. Introdução	12
2.2. Ordens de ciclicidade e correlação global	14
2.3. Sismoestratigrafia	
2.3.1. Principais conceitos utilizados na análise sismoestratigráfica	15
2.3.2. Relações dos estratos com os limites de seqüências: padrões internos de reflexões sísmicas	17 19
2.4. Reconhecimento de superfícies estratigráficas	21
2.5. Fácies Sísmicas	22
2.5.1. Configuração dos padrões de reflexões internos	24
2.5.2. Tipos de geometrias externas das sismofácies	26
2.6. Origem e evolução de cânions	26
2.6.1. Histórico	30
2.7. Definição de feições erosionais de grande escala	
2.8. Breve caracterização de fluxos gravitacionais associados com cânions	33 33
2.8.1. Colapsos de rochas ou avalanches	34
2.8.2. Deslizamentos e escorregamentos	35
2.8.3. Fluxo de detritos	35
2.8.4. Fluxos de grãos	36
2.8.5. Fluxos fluidizados	36

SUMÁRIO

2.8.6. Correntes de turbidez	40
2.9. Sistemas deposicionais de talude	42
2.9.1. Classificação dos sistemas deposicionais de talude	46
2.9.1.1. Sistemas de taludes construtivos	46
2.9.1.1.1. Sistemas de leques	47
2.9.1.1.2. Sistemas de <i>aprons</i>	47
2.9.1.1.2.1. <i>Aprons</i> alimentados por deltas	47
2.9.1.1.3. <i>Drifts</i> (depósitos de deriva) de contornitos	47
e sistemas de canais de assoalho de bacia	48
2.9.1.2. Sistemas de taludes destrutivos	49
2.9.1.2.1. <i>Aprons</i> autóctones	49
2.9.1.2.2. Sistemas de megadeslizamentos	50
2.9.1.2.3. Sistemas de preenchimento de cânions	51
2.10. Origem dos cânions	52
2.10.1. Modelos de cânions subaéreos	56
2.10.2. Modelos de cânions submarinos	60
2.11. Cânions brasileiros	
2.12. Definição, desenvolvimento e características de falhas de transferência, <i>relay ramp</i> , <i>horst</i> e <i>graben</i>	67
	71
3. Caracterização da Margem Continental Leste Brasileira	71
3.1. Introdução	73
3.2. Domínio Divergente	76
3.2.1. Principais feições estruturais	90
	90
4. Contexto Tectono-Estratigráfico da Bacia de Camamu-Almada	90
4.1. Introdução	90
4.2. Porção Emersa da Bacia de Camamu	93
4.3. Porção Emersa da Bacia de Almada	94
4.4. Porção Imersa da Bacia de Camamu-Almada	103
4.5. Arcabouço Estratigráfico	106
4.5.1. Embasamento	106
4.5.2. Fase Pré-Rifte	106
4.5.2.1. Seqüência Paleozóica (SEQ-Plz)	106
4.5.2.2. Seqüência A (SEQ-A)	109

SUMÁRIO

4.5.3. Fase Sin-Rifte	109
4.5.3.1. Seqüência B (SEQ-B)	109
4.5.3.1.1. Seqüência B1 (SEQ-B1)	111
4.5.3.1.2. Seqüência B2 (SEQ-B2)	111
4.5.3.1.3. Seqüência B3 (SEQ-B3)	112
4.5.3.1.4. Seqüência B4 (SEQ-B4)	115
4.5.4. Fase Pós-Rifte	119
4.5.4.1. Seqüência C (SEQ-C)	125
4.5.4.2. Seqüência D (SEQ-D)	129
4.5.4.2.1. Caracterização estrutural da Seqüência D	133
5. O Paleocânion de Itacaré	133
5.1. Introdução	
5.2. A influência das falhas do embasamento na evolução de bacias sedimentares	135
5.3. Discordância Pré-Urucutuca	141
5.4. Identificação do Paleocânion de Itacaré	151
6. Análise Sismoestratigráfica da Seqüência D	151
6.1. Introdução	152
6.2. Caracterização das sismosseqüências D1, D2 e D3	152
6.2.1. Sismosseqüência D1 (SS-D1)	154
6.2.1.1. Interpretação da SS-D1	
6.2.1.2. Sistema deposicional marinho profundo interpretado para a Sismosseqüência D1	156
6.2.1.2.1. Processos Depositionais	163
6.2.2. Sismosseqüência D2 (SS-D2)	164
6.2.2.1. Interpretação da SS-D2	167
6.2.3. Sismosseqüência D3 (SS-D3)	168
6.2.3.1. Interpretação da SS-D3	169
6.3. Síntese	170
6.4. Potencial exploratório	171
7. Conclusões	172
7.1. Recomendações para trabalhos futuros	174
	176

Lista de Figuras

Fig. 1.1. – Mapa de localização da Bacia de Camamu-Almada (Modelo numérico de terreno gerado a partir da base de dados ETOPO2/GLOBE (2002)).	4
Fig. 1.2 - Posição relativa das placas Africana e Sul-Americana. Triássico Médio (230 milhões de anos) – Jurássico Médio (170 milhões de anos); Jurássico Médio – Cretáceo Inferior (120 milhões de anos) e Cretáceo Superior (90 milhões de anos) – Recente (mod. de Mizusaki & Thomaz Filho, 2004).	5
Fig. 1.3 – Mapa de localização das linhas sísmicas e dos poços na Bacia de Camamu-Almada.	6
Fig. 1.4 – Carta cronoestratigráfica da Bacia de Camamu (mod. de Netto <i>et al.</i> , 1994), com destaque para o intervalo estudado.(retângulo preto).	7
Fig. 2.1 – Hierarquia dos ciclos estratigráficos (cf. Duval <i>et al. apud</i> Emery & Myers, 1996).	16
Fig. 2.2 – Tipos de padrões de terminações de refletores nos limites inferior e superior de uma sismosseqüência (mod. de Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977a).	20
Fig. 2.3 – Perfil típico de uma unidade de margem progradante, compreendendo <i>topsets</i> e clinoformas separados por uma quebra no talude, a quebra de <i>offlap</i> . <i>Bottomsets</i> também podem estar presentes (cf. Emery & Myers, 1996).	21
Fig. 2.4 – Padrões internos de configurações de sismofácies (mod. de Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977).	24
Fig. 2.5 – Geometrias externas características de algumas sismofácies (mod. de Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977b).	27
Fig. 2.6 – Padrões de reflexões internas de algumas sismofácies em montiforma (mod. de Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977b).	28
Fig. 2.7 – Padrões de configuração interna das reflexões das sismofácies de preenchimento (Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977b).	29
Fig. 2.8 – Diagrama esquemático dos elementos que compõem o sistema turbidítico incluindo cicatrizes de deslizamentos, resultando em depósitos de movimento de massa, cânion submarino e feições de canal abandonado, áreas de depósitos de <i>overbank</i> e lobos. A figura também ilustra os termos <i>downlap</i> , <i>onlap</i> e o deslizamento retrogressivo caracterizado através de uma sucessão de cicatrizes de deslizamentos (cf. Normark <i>et al.</i> , 1993).	32
Fig. 2.9 – Diagrama de seqüências sedimentares produzidas por processos gravitacionais (cf. Selley, 1988).	34
Fig. 2.10 – Perfil de localização das zonas de <i>foreshore</i> , <i>shoreface</i> e <i>offshore</i> , nível de base das ondas normais e das ondas de tempestades (mod. de Walker & Plint (1992)).	37
Fig. 2.11 – Arcabouço de classificação preditiva de fácies turbidíticas (cf. Mutti, 1992).	39
Fig. 2.12 – Fácies turbidíticas e processos relacionados (cf. Mutti, 1992).	39

Lista de Figuras

- Fig. 2.13** – Seqüência de Bouma. A divisão **A** não apresenta estruturas; a **B** tem areia com laminação plano-paralela; a **C** tem *ripples* e/ou laminação convoluta; a divisão D é difícil de ver em afloramentos intemperizados ou tectonizados (mod. de Walker (1992)). 40
- Fig. 2.14** – Classificação de leques submarinos por: a) mecanismo de suprimento sedimentar, b) tamanho de grão dominante e c) número de pontos de influxo (cf. Richards *et al.*, 1998). 43
- Fig. 2.15** – Padrões básicos de arquitetura estratal de sistemas de talude e de plataforma e bacias adjacentes: **A** = *offlap*, **B** = *onlap* contra uma superfície estratigráfica e **C** = *uplap* contra um talude de origem tectônica. (mod. de Galloway & Hobday (1996)). 44
- Fig. 2.16** – Padrão de suprimento sedimentar através da borda da plataforma e morfologias resultantes de sistemas deposicionais de talude. a) Fonte pontual (cânion); b) Fonte linear arqueada (frente deltaica de margem de plataforma); c) Fonte linear (alimentadora da plataforma); d) Fonte linear (perda de massa da margem da plataforma e talude superior) (Galloway, 1998). 45
- Fig. 2.17** – Bloco-diagrama ilustrando os sistemas siliciclásticos marinho profundo e de leques submarinos ricos em areia (cf. Richards *et al.*, 1998). 46
- Fig. 2.18** – Relações espaciais e temporais, e arquiteturas gerais de fácies dos três tipos comuns de sistemas de taludes destrutivos (autóctones) (mod. de Galloway, 1998). 49
- Fig. 2.19** – Correntes de turbidez originando os sistemas de leques de assoalho (PE = perfil de equilíbrio; NRM = nível relativo do mar) (baseado em Vail *et al.*, 1991). 54
- Fig. 2.20** – Diagrama esquemático de erosão e preenchimento de um cânion submarino num talude deposicional clástico. As setas indicam as modificações comuns do caminho evolucionário completo (mod. de Galloway, 1998). 54
- Fig. 2.21** – Modelos de deposição inferidos e processos nos taludes continentais. A) padrão de deposição em *offlap*; B) padrão de deposição em *onlap*; C) diagrama de processos cuja deposição é em *onlap* (Rangel, 1984). 55
- Fig. 2.22** – A) talude destrutivo com erosão e formação de cânion submarino; B) talude construtivo com delta de margem de plataforma ativo (cf. Rangel, 1984). 56
- Fig. 2.23** – Diagrama esquemático mostrando os estágios progressivos de escavação e preenchimento do cânion Lavaca (Galloway *et al.*, 1991). 57
- Fig. 2.24** – Modelo esquemático de interação entre os cânions existentes e os cânions soterrados. A) Cânion formado por colapso transporta sedimentos para o ambiente marinho profundo. B) Os cânions formados começam a preencher quando a sedimentação no talude diminui, provavelmente durante o nível de mar alto. C) Com a retomada de altas taxas de sedimentação no talude em uma nova seção da margem devido ao deslocamento do depocentro, o fluxo de sedimentos induzido pelo colapso do talude começa a erodir canais, os quais, em alguns casos, são capturados por baixos batimétricos do assoalho oceânico formado sob os cânions soterrados. D) Em locais onde o contínuo colapso do talude leva a repetidos fluxos de sedimentos, canais erosionais maduros escavam e aprofundam os cânions soterrados (mod. de Pratson *et al.*, 1994) 60
- Fig. 2.25** – Mapa mostrando a posição dos vales submarinos do Paleogeno (Picha, 1979). 61

Lista de Figuras

- Fig. 2.26** – Reconstrução esquemática mostrando a borda superior do paleotalude hipotético. Os cânions paleogênicos cortam os sedimentos do Mesozóico, Paleozóico e do embasamento cristalino (Picha, 1979). 62
- Fig. 2.27** – Reconstrução esquemática do cânion submarino Nesvacilka. Os períodos de corte e preenchimento são devidos aos processos de fluxos de detritos, de grãos, escorregamentos, correntes de fundo e de turbidez (mod. de Picha, 1979). 63
- Fig. 2.28** – Bloco diagrama na área do rio São Francisco sintetizando os maiores aspectos paleofisiográficos e processos como progradações, plataforma mista carbonato-clásticos, caráter maturo e imaturo dos cânions e o papel desempenhado pelos cânions maduros no “afunilamento” dos sedimentos em direção à bacia com o desenvolvimento de leques de mar profundo (cf. Cainelli, 1992). 66
- Fig. 2.29** – Bloco diagrama de uma estrutura *relay*. O *relay ramp* está situado entre as extremidades do *offset* das falhas lísticas, as quais têm o mesmo descolamento sub-horizontal em profundidade (Larsen, 1988). 68
- Fig. 2.30** - Blocos diagramas mostrando o arranjo *en echelon* das estruturas *relay* (a) e estruturas *relay* arranjadas simetricamente (b) (Larsen, 1988). 69
- Fig.2.31** – Desenvolvimento da separação do (a) *hangingwall* e b) *footwall* num sistema de *relay ramp* durante a propagação da distensão e colapso de estruturas *relay* inicialmente simétricas (Larsen, 1988). 69
- Fig. 2.32** – Bloco diagrama ilustrando estruturas do tipo *horst* e *graben* (<http://www.tinynet.com/faultimages/graben.gif>) 70
- Fig. 3.1** – A Placa Sul-Americana e seus domínios tectono-sedimentares (mod. de Milani & Thomaz Filho, 2000). 72
- Fig.3.2** – Principais feições geomorfológicas da margem brasileira (cf. Cainelli & Mohriak, 1999). 74
- Fig. 3.3** – Modelo esquemático geodinâmico de evolução do Atlântico Sul (cf. Cainelli & Mohriak, 1999). 77
- Fig. 3.4** – Linha sísmica *dip*, onde observa-se uma falha “cortando” a Seqüência Transicional e a halocinese associada. 79
- Fig. 3.5** – Principais estruturas diastróficas das bacias da margem leste do Brasil. A) blocos escalonados limitados por falhas sintéticas, não inclinados (fase rifte); B) blocos escalonados limitados por falhas antitéticas, inclinados (fase rifte); C) charneira com *graben* de compensação (fase *drift*) (mod. de Ojeda ,1982). 81
- Fig. 3.6** - Linha sísmica *dip* com as falhas sintéticas e antitéticas mapeadas e estruturas do tipo *horst* e *graben* afetando as seqüências Paleozóica e A na Bacia de Camamu. Para localização da linha sísmica vide figura 1.3; esta linha está localizada fora da área de tese, conforme explicado no texto. 82
- Fig. 3.7** - Desenvolvimento de uma cunha progradante na Sismosseqüência D3, Bacia de Almada, na porção mais proximal, denominada de estrutura homoclinal por Ojeda (1982). 83
- Fig. 3.8** – Principais estruturas adiastrólicas das bacias brasileiras da Margem Leste. A) falha de crescimento com estrutura *rollover* anticlinal (sistemas clásticos); B) falha de crescimento com estruturas residuais; C) diápiro de sal (sal-carbonato-sistema clástico) (mod. de Ojeda, 1982). 85

Lista de Figuras

- Fig. 3.9** – Linha *dip*, onde se observa o diápiro de sal deformando desde sedimentos albianos (Seqüência C) até oligocênicos (Sismosseqüência D3). 86
- Fig. 3.10** – Principais lineamentos tectônicos na porção leste do Estado da Bahia. No detalhe, as falhas de transferência responsáveis pelo deslocamento da borda da Bacia de Camamu em direção ao mar (Destro *et al.*, 1994). 87
- Fig. 3.11** – Bloco diagrama (obtido a partir da interpretação sísmica) ilustrando o *relay ramp* da Bacia de Almada e modelagem no Gocad do horizonte do embasamento e das principais falhas que controlam o *relay ramp*. 89
- Fig. 4.1** – Arcabouço estrutural da Bacia de Camamu, segundo Netto & Ragagnin (1990). 91
- Fig. 4.2** – Bloco diagrama ilustrando a Família 1. A direção de distensão é aproximadamente N70°W. Nos planos de falhas estão representados os traços de estrias como são vistas no campo (mod. de Mércio, 1996). 92
- Fig. 4.3** – Bloco diagrama ilustrando a Família 2. A direção de distensão é aproximadamente N25°W. Nos planos de falhas estão representados os traços de estrias como são vistas no campo. As falhas N-S ou NE-SW da Família 1 são reativadas com movimento predominantemente transcorrente, sinistral ou dextral de acordo com sua orientação frente ao esforço distensivo. Desenvolvem-se falhas normais neoformadas ortogonais à distensão (Mod. de Mércio, 1996). 92
- Fig. 4.4** – Arcabouço estrutural da Bacia de Almada. A bacia, na porção emersa, é delimitada em três compartimentos (vide texto) (mod. de Netto & Sanches, 1991). 95
- Fig. 4.5** – Integração dos arcabouços estruturais do embasamento na porção marinha (ANP/UJFRJ/COPPE, 2003) e na porção terrestre (RADAMBRAŞIL, 1981). 99
- Fig. 4.6** – Mapa de anomalia *Bouguer* residual na região da Bacia de Camamu-Almada (cf. Cuiñas Filho, 2004). O quadrado mostra a localização da figura 4.5. 100
- Fig. 4.7** – A) Visualização tridimensional (em *ms*) do embasamento da Bacia de Camamu-Almada no Gocad. Destaque para o *relay ramp*. B) Modelagem do horizonte do embasamento destacando as falhas que limitam o *relay ramp*. 102
- Fig. 4.8.** – Bloco diagrama mostrando as principais feições de um *relay ramp* (adaptado e modificado de Peacock & Sanderson, 1994). Observar a semelhança com a figura 2.16 obtida a partir dos dados sísmicos. 103
- Fig. 4.9** – Seção sísmica *dip* mostrando o bloco alto da Falha de Borda 4. 104
- Fig. 4.10** – Detalhe da seção sísmica *strike* mostrando o Alto de Camamu, delimitado pela Falha de Transferência A. 105
- Fig. 4.11** – Arcabouço cronoestratigráfico proposto por Kùchle (2004) para a seqüência rifte e o arcabouço proposto neste trabalho a partir do topo da Seqüência C. 107
- Fig. 4.12** – Mapa geológico simplificado da região granulítica do sul/sudeste do Cráton do São Francisco no Estado da Bahia (cf. Araújo Pinho *et al.*, 2003). 108
- Fig. 4.13** - Carta cronoestratigráfica com as seis discordância reconhecidas (linhas vermelhas) por Kùchle (2004) (mod. de Netto *et al.*, 1994); o retângulo delimita o intervalo estudado nesta pesquisa. 109
- Fig. 4.14** – Detalhe da seção sísmica *dip* mostrando o limite de Seqüências B3 identificado a partir do truncamento erosional. 114

Lista de Figuras

Fig. 4.15 – Seção sísmica <i>dip</i> mostrando os limites de seqüências C e D deformados pelo domo de sal.	116
Fig. 4.16 – Visualização do horizonte referente ao topo da Seqüência C (Albiano) no GeoViz (em <i>ms</i>).	117
Fig. 4.17 – Seção sísmica mostrando o contato entre as seqüências pós-rifte e rifte na região do Paleocânion de Itacaré.	118
Fig. 4.18 – Mapa mostrando a localização dos poços na área de pesquisa.	121
4.19 – Detalhe do poço 1 BAS 0020 mostrando a Seqüência C.	122
Fig. 4.20 – Modelo esquemático dos ambientes marinhos da seqüência albiana da margem continental brasileira (Mod. de Koutsoukos & Dias-Brito, 1987).	122
Fig. 4.21 – Perfil tipo da Formação Algodões (SEQ-C) no poço 1 BAS 0064 (mod. Netto <i>et al.</i> , 1994).	123
Fig. 4.22 – Detalhe do poço 1 BAS 0102 mostrando as intercalações de margas e folhelhos da SEQ-C.	130
Fig. 4.23 – Seção sísmica <i>strike</i> mostrando o Paleocânion de Itacaré na interface plataforma/talude.	131
Fig. 4.24 – Seção sísmica <i>strike</i> mostrando o paleocânion na região do talude delimitado pelos altos de Itacaré (ao sul) e de Camamu (ao norte).	132
Fig. 5.1 - Modelagem no Gocad do horizonte da Discordância Pré-Urucutuca mostrando a extensão do paleocânion nas linhas sísmicas <i>strike</i> .	134
Fig. 5.2 – Modelo tectônico para flutuações no nível relativo do mar. Variações no estresse intraplaca afetam o deslocamento vertical em margens passivas evoluindo através do tempo, devido à evolução termal da litosfera e à sobrecarga sedimentar da litosfera. O modelo adota propriedades elásticas uniformes; diferenças reológicas entre as litosferas oceânicas e continental são negligenciadas (cf. Cloetingh, 1988b).	138
Fig. 5.3 – Deflexão flexural numa bacia sedimentar causada por mudanças no nível de estresse intraplaca. Soerguimento positivo, subsidência negativa. Deflexões verticais induzidas por 1 kbar de compressão (curva sólida). O flanco da bacia é soerguido e o centro subside. Quando muda para 1 kbar de tração (curva pontilhada) o centro da bacia soergue e o flanco subside. A forma e a magnitude destas deflexões induzidas por estresse evoluem através do tempo não somente por causa do aumento da sobrecarga, mas também devido às mudanças na estrutura termal da litosfera. (cf. Cloetingh <i>et al.</i> , 1985).	139
Fig. 5.4 – Estratigrafia idealizada para a borda de uma bacia. A) <i>onlap</i> progressivo associado com o resfriamento da litosfera na ausência de um campo de estresse intraplaca. B) transição para compressão de 500 bar a 30 Ma induz uma fase de <i>offlap</i> naquele tempo. A compressão induz ao soerguimento da borda da bacia causando a migração da linha de costa bacia adentro e o truncamento dos estratos mais antigos, determinando a discordância. C) a aplicação de 500 bar de tração causa um <i>onlap</i> a 30 Ma produzindo a subsidência da borda da bacia e a migração da linha de costa em direção ao continente, resultando numa superfície transgressiva (mod. de Cloetingh (1988) e Loup (1993)).	141
Fig. 5.5 – Detalhe da seção sísmica <i>strike</i> mostrando os truncamentos na base e nas paredes do Paleocânion de Itacaré.	143

Lista de Figuras

Fig. 5.6. – Detalhe de uma seção sísmica <i>strike</i> mostrando os limites do Paleocânion de Almada e os padrões de reflexões que caracterizam estes limites.	144
Fig. 5.7 – Detalhe da seção sísmica mostrando que a Falha de Borda 1 ocorreu até a base da Discordância Pré-Urucutuca (LS-D) e o <i>step</i> gerado pela falha lítrica.	148
Fig. 5.8 – Horizonte Pré-Urucutuca (modelado no Surfer) e imagem de satélite com o relevo atual. Observar que o Rio de Contas continua a desembocar na região do Paleocânion de Itacaré. As imagens não estão alinhadas porque o horizonte está em subsuperfície.	149
Fig. 5.9 – Horizonte Pré-Urucutuca (modelado no GeoViz (<i>ms</i>)). Observar a forma de anfiteatro na borda da plataforma (atrás da linha sísmica).	150
Fig. 6.1 – Detalhe da seção sísmica <i>dip</i> onde o Limite de Seqüência D2 foi caracterizado a partir do truncamento erosional no topo da Sismosseqüência D1 e <i>downlap</i> dos refletores da Sismosseqüência D2. Observar o <i>downlap</i> sobre o <i>mound</i> formado pelas areias de idade campaniana.	157
Fig. 6.2 – Linha sísmica <i>dip</i> onde observa-se a geometria externa de <i>mound</i> , característica da Sismosseqüência D1 na região próxima da interface plataforma/talude.	158
Fig. 6.3 – Detalhe da seção sísmica oblíqua onde observa-se os padrões internos das geometrias muntiformes caracterizados por complexos de leques simples e de leques compostos.	159
Fig. 6.4 – Seção sísmica <i>dip</i> onde observa-se a configuração interna paralela a subparalela dos refletores da SS-D1 na região distal da bacia.	160
Fig. 6.5 – Mapa de isópacas da Sismosseqüência D1 mostrando o espessamento desta sismosseqüência em direção à bacia.	161
Fig. 6.6 – Perfil litológico da Formação Urucutuca com as sismosseqüências identificadas no poço 1 BAS 0102 localizado na região bacinal (para localização do poço vide figura 4.18).	162
Fig. 6.7 – Detalhe da seção sísmica <i>dip</i> onde observa-se o truncamento erosional no topo da Sismosseqüência D2 e o <i>onlap</i> dos sedimentos depositados no sopé do talude identificando o Limite de Seqüências D3.	166
Fig. 6.8 – Perfil litológico do poço 1 BAS 0014 com os limites das sismosseqüências interpretadas neste trabalho (para localização do poço vide figura 4.18).	171

1. Considerações Iniciais

1.1. Introdução

A margem continental brasileira é constituída por uma série de bacias, dentre estas a Bacia de Camamu-Almada, onde se localiza a área de estudo. Esta bacia está situada na região sul do Estado da Bahia, aproximadamente entre os paralelos 13°00' e 15°00' S e meridianos 38°00' e 39°14' W (Fig. 1.1), estendendo-se mar adentro até a crosta oceânica, alcançando espessuras da ordem de 9000 m de sedimentos no seu depocentro. A mesma está integrada ao sistema rifte que se implantou no Cretáceo Inferior, quando teve início o processo de separação das placas Sul-Americana e Africana (Fig. 1.2).

A partir do momento em que a Bacia de Camamu-Almada começou a ser considerada fronteira exploratória, diversos estudos nela foram realizados, reaquecendo sua importância. Tais estudos são necessários, uma vez que a exploração na bacia data, principalmente, das décadas de 60 e 70, quando não havia muitas ferramentas disponíveis de análise estratigráfica e interpretação sísmica. À luz das novas ferramentas (sísmica 3D, estratigrafia de seqüências, redes neurais, modelagem, etc.), importantes descobertas ali devem ser feitas no futuro.

Levando-se em conta que a sedimentação pós-rifte apresenta importantes reservatórios nas bacias da margem continental brasileira, juntamente com a seção rifte, optou-se pelo estudo da seqüência pós-Albiano na região *offshore* da Bacia de Camamu-Almada.

Nesta região da Bacia de Camamu-Almada, foi interpretada, a partir de dados sísmicos 2D, uma paleofeição erosional, definida como um paleocânion, *lato sensu*, o qual serviu de base para o desenvolvimento desta pesquisa. Levando-se em conta o fato de que a integração de ferramentas fornece uma quantidade maior e mais confiável de informações, optou-se por utilizar dados sísmicos e de poços, além da modelagem tridimensional, para definir a gênese, o desenvolvimento e o preenchimento do referido paleocânion.

O fato da porção *offshore* da bacia conter poucos poços, fez com fosse dado destaque à análise sismoestratigráfica e que os poços fossem utilizados somente para dar suporte à interpretação. Em razão do conhecimento sobre a interpretação sísmica e sobre os cânions ser novidade para a autora desta tese, foi feito um levantamento bibliográfico a respeito de tais assuntos, que serviu de base teórica para a pesquisa.

1.2. Objetivos

Os objetivos propostos neste trabalho são:

- ⇒ a caracterização do arcabouço estrutural do embasamento da Bacia de Camamu-Almada;
- ⇒ a modelagem tridimensional do mesmo;
- ⇒ a elucidação do papel das reativações tardias das falhas do rifte na implantação do paleocânion;
- ⇒ e o mapeamento sismoestratigráfico das seqüências que preenchem esta paleofeição.

1.3. Base de Dados

O levantamento sísmico 2D que cobre a Bacia de Camamu-Almada é composto por 460 linhas sísmicas e abrange basicamente a porção *offshore*, totalizando aproximadamente 20.000 km. Embora estas linhas tenham sido adquiridas na porção *offshore*, onde os dados sísmicos geralmente são de boa qualidade, a qualidade das referidas linhas varia de média a ruim nesta bacia, sendo que a maioria apresenta qualidade ruim (múltiplas e ruído). Do total de 78 poços, apenas 42 poços estão localizados na região com cobertura sísmica e destes apenas três na porção de águas profundas.

Os dados utilizados para esta tese foram disponibilizados pela Agência Nacional do Petróleo (ANP), conforme a política de cessão pública de dados para Universidades conveniadas (convênio UFRJ/ANP, PRH 02, no qual a autora foi bolsista). Este pacote de dados é constituído por dez linhas sísmicas e seis poços.

Os poços solicitados foram 1BAS 0013 BA, 1BAS 0014 BA, 1BAS 0019 BA, 1BAS 0020 BA, 1BAS 0088 BA e 1BAS 0118 BA, juntamente com as linhas sísmicas,

0096-0109, 0096-0115, 0096-0129, 0096-0180, 0096-0204, 0096-0230, 0096-5619, 0222-0340, 0247-5617 e 0239-0356 (Fig. 1.3). Foi utilizado o perfil-tipo da seção albiana no poço 1 BAS 0064 publicado por Netto *et al.* (1994).

Adicionalmente, foram utilizados os poços 1BAS 0102 BA e 1BAS 0077 BA e as linhas sísmicas 0222-0261, 0247-5620, 0096-0440 e 0096-0152, disponibilizados à Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Fig. 1.3).

1.4. Localização da área de pesquisa

A área de tese abrange toda a Bacia de Almada e a porção sul da Bacia de Camamu, estando localizada entre as coordenadas UTM X(500000; 550000) e Y(8360000; 8480000) totalizando uma área de 6000 km² (Fig. 1.3).

1.5. Intervalo estudado

O intervalo de estudo abrange um período de aproximadamente 55 Ma (Haq *et al.*, 1987). Sendo que os primeiros sedimentos registrados em poço, na área do paleocânion, são de idades campaniana na base (aproximadamente 80 Ma) e oligocênica no topo (25 Ma) (Haq *et al.*, 1987). Durante este período foram depositados os sedimentos das Formações Urucutuca, Rio Doce e Caravelas na Bacia de Camamu-Almada (Fig. 1.4). Estas formações distribuem-se do Coniaciano ao Holoceno, compondo um sistema transgressivo e posteriormente regressivo, onde foram identificados os ambientes nerítico, batial e abissal (Netto *et al.*, 1994).

1.6. Estudos Prévios

Neste item serão abordados os principais trabalhos pioneiros, assim como alguns de cunho estratigráfico e tectônico, que abrangem a bacia, além daqueles focalizados na Formação Urucutuca. Trabalhos mais específicos serão citados no decorrer do texto.

Os primeiros estudos geológicos na região da Bacia de Almada foram feitos por Souza por volta de 1884 (*apud* Carvalho, 1965), o qual denominou os sedimentos aflorantes na região de Castelo Novo e na atual Lagoa do Itaípe de Formação Almada.

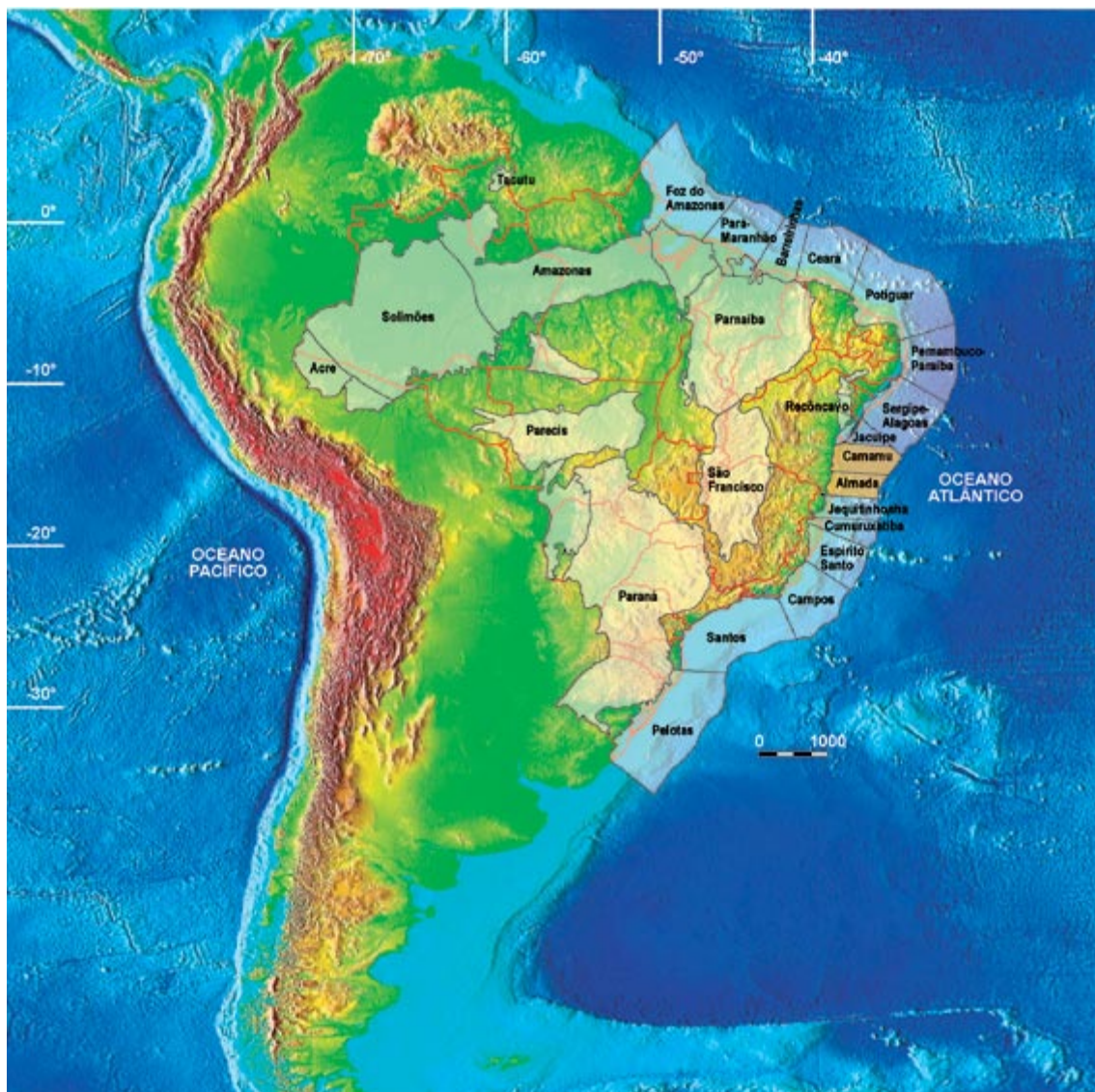


Fig. 1.1. – Mapa de localização da Bacia de Camamu-Almada (Modelo numérico de terreno gerado a partir da base de dados ETOPO2/GLOBE (2002)).

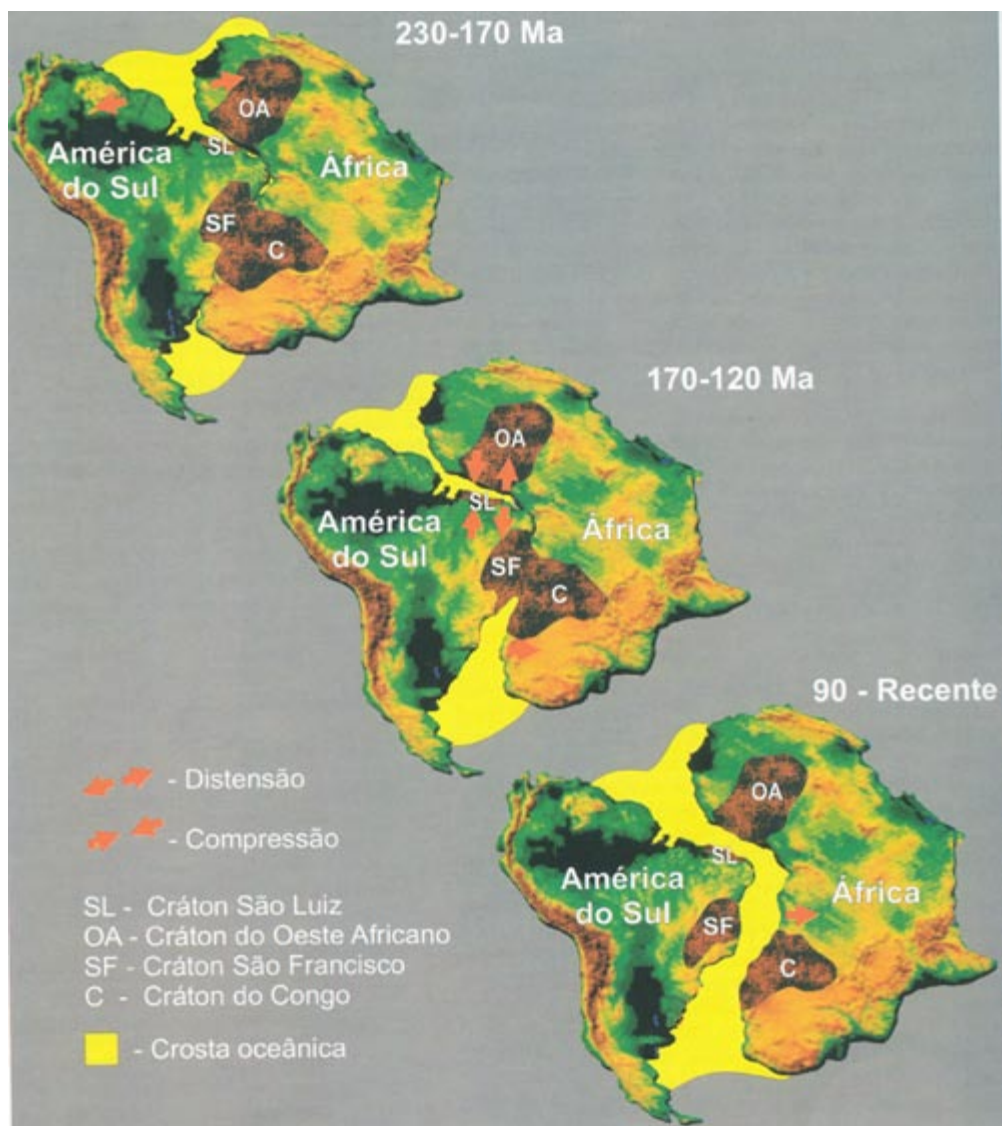


Fig. 1.2 - Posição relativa das placas Africana e Sul-Americana. Triássico Médio (230 milhões de anos) – Jurássico Médio (170 milhões de anos); Jurássico Médio – Cretáceo Inferior (120 milhões de anos) e Cretáceo Superior (90 milhões de anos) – Recente (mod. de Mizusaki & Thomaz Filho, 2004).

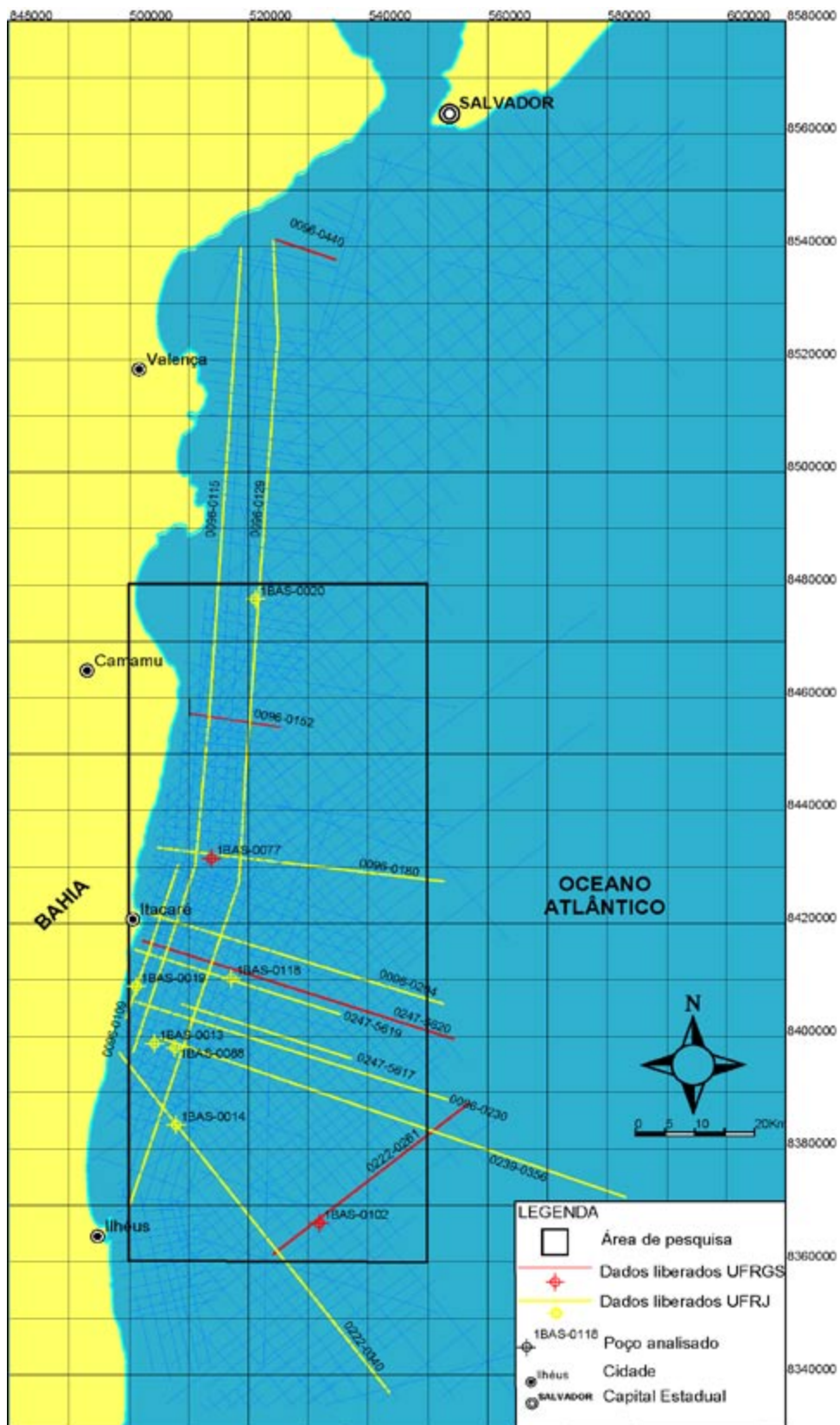


Fig. 1.3 – Mapa de localização das linhas sísmicas e dos poços na Bacia de Camamu-Almada.

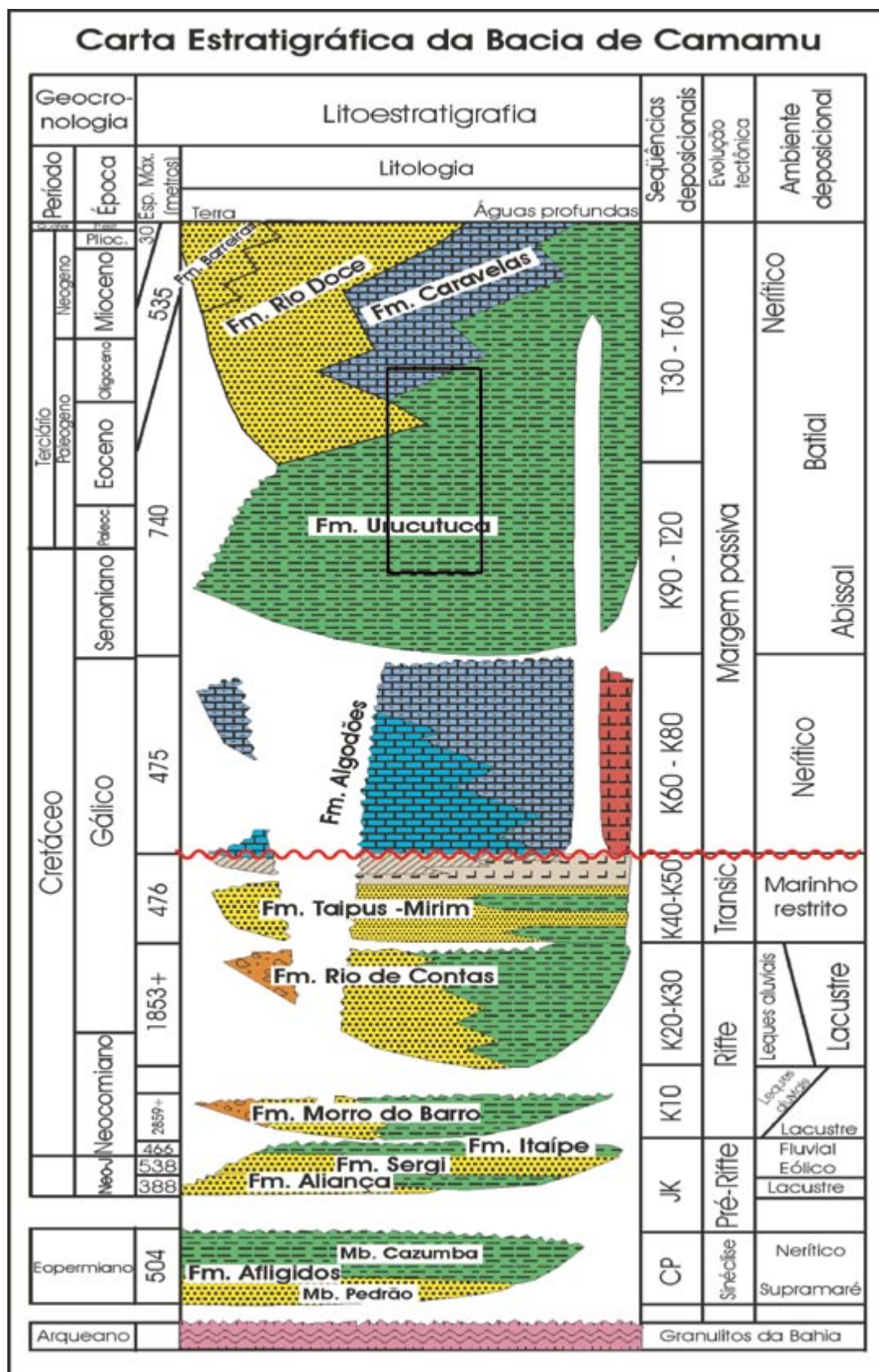


Fig. 1.4 – Carta cronoestratigráfica da Bacia de Camamu (mod. de Netto *et al.*, 1994), com destaque para o intervalo estudado (retângulo preto).

Em 1919, Oliveira (*apud* Carvalho, 1965) fez um trabalho de reconhecimento geológico, intitulado *Bacia Cretácea do Rio Almada*. Em decorrência, o DNPM efetuou algumas perfurações próximas à foz do Rio Cururupe (*Alvim apud* Carvalho, 1965).

No ano de 1963, a Petrobras efetuou um mapeamento geológico de superfície na porção emersa da Bacia de Almada, sendo o relatório posteriormente publicado por Carvalho (1965). Neste mapeamento, foram identificados sedimentos do Cretáceo Inferior abrangidos pelas formações Sergi, Itaparica, Candeias, Ilhas (esta formação litoestratigraficamente equivale à atual Formação Candeias) e Alagoas (hoje denominada Taipus-Mirim); todas as unidades, com exceção da última, foram correlacionadas lito e bioestratigraficamente com as unidades homônimas da Bacia do Recôncavo. Tal ocorre porque Carvalho (1965) considerava que a Bacia de Almada era a continuação para o extremo sul da Bacia do Recôncavo. Neste mesmo trabalho, foi definida a Formação Urucutuca, constituída por folhelhos cinza-escuros ricos em foraminíferos planctônicos do Cretáceo Superior (Campaniano/Maastrichtiano), com intercalações de siltitos, calcários e, subordinadamente, arenitos e conglomerados no topo da unidade.

Entre 1966 e 1985, foram perfurados pela Petrobras na Bacia de Almada catorze poços exploratórios, cinco na porção terrestre e nove na plataforma continental. As informações fornecidas por estes poços exploratórios, associadas aos levantamentos gravimétricos e sísmicos que foram executados na bacia entre 1967 e 1987, permitiram a elaboração de uma detalhada coluna estratigráfica para a bacia, bem como o reconhecimento das principais feições estruturais e a elaboração de um modelo de evolução tectono-sedimentar, todos publicados em relatórios internos da Petrobras (Bruhn & Moraes, 1989).

Bruhn & Moraes (1988 & 1989) publicaram um estudo detalhado sobre os turbiditos da Formação Urucutuca aflorantes na porção emersa da Bacia de Almada.

Netto *et al.* (1994) apresentaram a estratigrafia das bacias de Camamu e Almada, modificada a partir daquela proposta por Carvalho (1965), devido ao conhecimento exploratório na plataforma adquirido nas décadas de 70 e 80. As formações Afligidos e Sergi foram definidas na Bacia do Recôncavo e ocorrem de forma similar na Bacia de Camamu-Almada. Os autores propõem a Formação Itaípe para designar os clásticos finos sobrepostos aos arenitos da Formação Sergi e sotopostos aos clásticos finos e grossos da Formação Morro do Barro na Bacia de Camamu-Almada. As rochas da Formação Itaípe representam a transição da fase pré-rifte para a fase rifte através de uma sedimentação fluvio-lacustre. Netto *et al.* (1994) redefinem a Formação Morro do Barro para abrigar os sedimentos clásticos grossos

(Membro Tinharé) e os finos (Membro Jiribatuba) que ocorrem em Camamu-Almada. A Formação Rio de Contas designa as rochas sedimentares clásticas e carbonáticas sobrejacentes aos evaporitos Taipus-Mirim. A Formação Taipus-Mirim nomeia os evaporitos e clásticos associados e, de acordo com Netto *et al.* (1994), são o resultado da primeira ingressão marinha na bacia. A Formação Algodões designa os carbonatos e o Grupo Espírito Santo engloba as rochas mais novas e muito semelhantes aos Arenitos Rio Doce, aos carbonatos Caravelas e aos folhelhos Urucutuca, definidos na Bacia do Espírito Santo e dos quais é adotada a mesma nomenclatura.

Mércio (1996) caracterizou o arcabouço estrutural da porção emersa da Bacia de Camamu. Segundo o autor, há duas famílias de falhas principais que controlam este arcabouço. A primeira família é composta por falhas normais e transcorrentes associadas com a abertura do Atlântico Sul; a segunda engloba falhas transcorrentes, possivelmente reativações de falhas normais da Família 1, além de falhas normais neoformadas. Esta segunda família é mais nova e afeta rochas terciárias e quaternárias.

Gonçalves (1997) reconstituiu a evolução paleoambiental da seqüência rifte da Bacia de Camamu a partir de análises geoquímicas. De acordo com os dados obtidos, o autor sugere que a seção de idade Rio da Serra (geocronologia local de acordo com Netto *et al.*, 1994) depositou-se num lago profundo, de águas doces a salobras, estratificado e com uma termoclina estável e relativamente rasa. A maior parte da coluna d'água era anóxica, favorecendo a preservação da matéria orgânica e a atividade de bactérias metanogênicas, resultando na formação de rochas com altos índices de hidrogênio, teores de carbono orgânico total moderados a altos e matéria orgânica depletada em ^{13}C . Já a seção de idade Aratu e Buracica (geocronologia local de acordo com Netto *et al.*, 1994) depositou-se num lago mais raso e amplo, de águas doces a salgadas e termoclina mais profunda. Tais condições proporcionaram uma melhor reciclagem dos nutrientes e oxigenação da coluna d'água, resultando no aumento significativo da produtividade primária e na formação de rochas geradoras com altos teores de carbono orgânico total, índices de hidrogênio moderados a altos e matéria orgânica enriquecida em ^{13}C .

Baseado nos dados de Bruhn & Moraes (1988 e 1989), Mendes (1998), estudou o contexto tectono-estratigráfico dos paleocânions de Regência e de Almada. Através de levantamento de radar (*Ground Penetration Radar* – GPR), o autor interpretou sistemas turbidíticos nos afloramentos da Bacia de Almada.

Cuiñas Filho (2004), empregando técnicas de sensoriamento remoto e métodos potenciais caracterizou, o arcabouço estrutural da Bacia de Camamu-Almada. Segundo

o autor, as estruturas do embasamento na parte emersa da bacia são orientadas NNE-SSW e WNW-ESE, orientação esta observada por ele também na porção submersa, sugerindo reativações de antigas zonas de fraqueza do embasamento durante o processo de rifteamento da margem Atlântica. De acordo com Cuiñas Filho (*op. cit.*), o limite oeste da bacia, representado pela Falha de Maragogipe, pode ser interpretado como reflexo do primeiro pulso de abertura do Atlântico sul, tendo a linha de charneira migrado para leste à procura de zonas de fraqueza favoráveis ao rifteamento. O autor observa ainda que a zona de Cisalhamento Itabuna-Itaju do Colônia avança em direção à porção *offshore* da bacia cerca de 60 km. A reativação Mesozóica desta zona de cisalhamento pode ser a responsável pela implantação do Paleocânion de Itacaré (cf. definição de Karam *et al.*, 2004).

Conforme proposto no projeto “Mapeamento, Sistemas Petrolíferos e Modelagem Quantitativa da Bacia de Camamu-Almada (no qual esta autora trabalhou), convênio ANP/COPPE/UFRJ (2003), e publicado detalhadamente por Küchle (2004), foram integrados conceitos e modelos evolutivos de desenvolvimento de bacias rifte em associação com a estratigrafia de seqüências adaptada para a fase rifte, onde a tectônica era o elemento controlador. A pesquisa possibilitou a compreensão da evolução estratigráfica desta fase da Bacia de Camamu-Almada. O pacote sedimentar foi subdividido em cinco seqüências de segunda ordem: a Seqüência Paleozóica, composta litoestratigraficamente pela Formação Afligidos, a Seqüência A, que litoestratigraficamente engloba as formações Aliança, Sergi e Itaípe, a Seqüência B (subdividida em quatro seqüências de terceira ordem B1, B2, B3 e B4), cujos correspondentes litoestratigráficos são as formações Morro do Barro, Rio de Contas e Taipus-Mirim, a Seqüência C, correspondente à Formação Algodões, e a Seqüência D, composta pelas formações Urucutuca, Caravelas, Rio Doce e Barreiras. Foi proposto que a SEQ-B4, que engloba os evaporitos, caracteriza o registro final da seção rifte. Esta proposição deve-se aos indícios de tectonismo relacionados com a fase rifte somados com o expressivo aporte sedimentar que preencheu o espaço de acomodação criado. Deste modo, na Seqüência C, observa-se um arrefecimento tectônico, o qual indica uma mudança no estilo estrutural da bacia e a ocorrência de uma topografia de plataforma estabilizada. Tais características sugerem que a Seqüência C faça parte do primeiro registro estrutural de margem passiva de Camamu-Almada e, conseqüentemente, parte da fase pós-rifte juntamente com a Seqüência D.

Molinari & Borghi (2004) reinterpretaram os afloramentos descritos por Bruhn & Moraes (1988 e 1989). Segundos estes autores, a interpretação paleoambiental deve ser revista, uma vez que os afloramentos descritos caracterizaram paleoambientes proximais de águas rasas (inunditos), o que difere totalmente das proposições de Bruhn & Moraes (1988 e 1989) e Mendes (1998) de turbiditos de águas profundas.

Tatagiba (2005), a partir da modelagem preditiva de reservatórios siliciclásticos da Formação Urucutuca, identificou duas petrofácies, uma proximal, conglomerática, e outra distal, arenosa, numa área próxima ao Paleocânion de Almada. De acordo com os dados obtidos, a petrofácies arenosa é a que apresenta melhores resultados de permeabilidade.

Bedregal (2005) mapeou a distribuição e a amplitude da tectônica distensional responsável pela preservação do registro sedimentar das bacias de Camamu-Almada e de Congo-Gabão-Cabinda, na margem oeste africana. Segundo o autor, a distribuição regional e a espessura dos evaporitos sin-rifte e dos sedimentos pós-rifte ao longo das margens brasileira e africana não são consistentes com a fraca deformação rúptil Eocretácea observada. O autor sugere a existência de um descolamento intracrustal como compartimentador da deformação com a profundidade. Devido ao afinamento extremo da crosta inferior e do manto litosférico, a existência de rochas potencialmente geradoras na fase sin-rifte e a prospectividade das regiões de águas profundas nestas bacias dependerão da interação entre o resfriamento da litosfera distendida e o subsequente soterramento de rochas potencialmente geradoras, ao longo do tempo.

Silva (2005) fez comparações tectono-estratigráficas entre o sistema rifte da Bacia de Camamu-Almada e o moderno sistema de riftes do Leste Africano, revisou os conceitos e teorias evolutivas de bacias do tipo rifte e apresentou o mapeamento regional dos arcabouços tectônico e stratigráfico da Bacia de Camamu-Almada, com base em dados sísmicos de reflexão e em dados de poços.

2. Metodologia

2.1. Introdução

O detalhamento sismoestratigráfico da Seqüência D, feito durante esta pesquisa, foi baseado nos conceitos teóricos, modelos e exemplos de análise sismoestratigráfica publicados na literatura, assim como na compilação dos principais trabalhos sobre a origem, o desenvolvimento e o preenchimento de cânions. A seguir, serão abordados os principais ítems citados anteriormente para a melhor compreensão das abordagens propostas nesta tese nos capítulos subseqüentes.

2.2. Ordens de ciclicidade e correlação global

Uma seqüência deposicional representa um ciclo completo de deposição limitado no topo e na base por discordâncias erosionais ou suas conformidades correlativas (Mitchum Jr. *et al.*, 1977a). A duração de uma seqüência sedimentar será determinada pelo evento que controla a criação e a destruição do espaço de acomodação, *i.e.*, a subsidência tectônica ou a eustasia (Emery & Myers, 1996). Os ciclos tectônicos de subsidência e soerguimento e os ciclos eustáticos de subida e queda do nível do mar podem operar sob diferentes períodos de tempo. Eles são usados para classificar as seqüências em termos de sua ordem de duração, comumente chamados de ciclos de primeira, segunda, terceira, quarta e quinta ordens (Fig. 2.1). O preenchimento da bacia pode ser dividido numa hierarquia de seqüências, cada uma representando o produto de uma ordem de ciclo tectônico ou eustático particular (Emery & Myers, 1996).

Na Figura 2.1, Duval *et al. apud* Emery & Myers (1996) representaram quatro ordens de ciclos estratigráficos. O ciclo de separação continental é definido por ciclos sedimentares de *onlap* e *offlap* dos supercontinentes de maior escala (> 50 milhões de anos). Há somente dois destes ciclos no Fanerozóico: o primeiro do Proterozóico Superior ao Permiano e o segundo do Triássico ao Recente (Vail *et al.*, 1991).

A evolução de uma bacia sedimentar é interpretada como um ciclo de primeira ordem; a própria bacia é sua assinatura estratigráfica (Vail *et al.*, 1991). Os ciclos de primeira ordem seriam controlados pela tectono-eustasia, *i.e.*, mudanças no volume das bacias oceânicas relacionadas com os ciclos tectônicos (Pitman *apud* Emery & Myers, 1996).

Os eventos tectônicos de segunda ordem (3 – 50 milhões de anos) são controlados por mudanças na taxa de subsidência tectônica na bacia ou por mudanças na taxa de soerguimento na área-fonte dos sedimentos. Os maiores ciclos transgressivo-regressivos são sua assinatura estratigráfica (Vail *et al.*, 1991).

Os ciclos de terceira ordem (0,5 – 3 milhões de anos) são os alicerces da estratigrafia de seqüências porque eles são, algumas vezes, de uma escala bem determinada nos dados sísmicos. Eles são identificados pelo reconhecimento de ciclos individuais de criação e destruição do espaço de acomodação. De acordo com Vail *et al.* (1991), estes ciclos seriam controlados pela glacio-eustasia; contudo, Cloetingh (1988b) propõe que os mesmos sejam controlados pelo estresse intraplaca, uma vez que existem mesmo durante períodos de tempo onde não houve glaciações.

Os ciclos de quarta (0,08 – 0,5 milhões de anos) e quinta (0,03 – 0,08 milhões de anos) ordens são explicados pelas perturbações cíclicas da órbita e da inclinação da Terra (Ciclos de Milankovitch). Os Ciclos de Milankovitch estão relacionados com as mudanças na excentricidade da órbita da Terra ao redor do sol (entre 400 e 100 mil anos), mudanças na obliquidade (inclinação do eixo da Terra (41 mil anos) e no movimento de precessão em torno do eixo terrestre (21 mil anos). Estes ciclos representariam as oscilações menores do nível do mar, causadas por variações climáticas determinadas por eles e que são registradas na forma das paraseqüências (Plint *et al.*, 1992).

Conforme ilustrado na Figura 2.1 e de acordo com Vail *et al.* (1991), a formação de uma bacia sedimentar é um ciclo de primeira ordem. Conseqüentemente, os pacotes sedimentares que a preenchem seriam ciclos tectono-eustáticos de segunda ordem, os quais são compostos por seqüências de maior ordem (terceira ordem).

Deste modo a formação da Bacia de Camamu-Almada estaria relacionada com o ciclo de primeira ordem e os pacotes que a preenchem, delimitados por grandes discordâncias, seriam de segunda ordem. Deste modo, cada seqüência delimitada dentro destes pacotes seria de terceira ordem.

Agora, ao levar-se em consideração o tempo, conforme a duração estabelecida por *Vail et. al.* (1991), o período total abrangido pelo registro sedimentar da Seqüência D (Fig. 4.11), aproximadamente 90 milhões de anos, corresponde à duração do ciclo de primeira ordem; logicamente, as sismosseqüências interpretadas (D1, D2 e D3) seriam sismosseqüências de segunda ordem, até pelo fato de cada uma delas abranger um intervalo de tempo equivalente a esta ordem.

Deste modo, optou-se, a exemplo de *Vieira* (1998), *Milani* (1997) e *Küchle* (2004), entre outros, por não vincular diretamente a ordem das sismosseqüências identificadas a uma escala de tempo pré-determinada, priorizando-se a hierarquia das mesmas.

2.3. Sismoestratigrafia

É uma técnica de interpretação estratigráfica a partir de informações obtidas de dados sísmicos, difundida ampla e rapidamente devido à sua aplicação nas companhias de petróleo.

O aparecimento da sismoestratigrafia deveu-se à revolução tecnológica introduzida pelos computadores, com um acelerado tratamento da sísmica e com a geração de uma grande quantidade de dados e seções sísmicas com qualidade crescente (*Cainelli*, 1997). A partir disso, os técnicos depararam-se com a necessidade de desenvolver uma tecnologia para a análise dos dados .

Diversos trabalhos serviram de base para os enunciados da sismoestratigrafia, dentre eles o de *Sloss e Wheeler* (*apud Cainelli*, 1997), que desenvolveram o conceito de seqüências sedimentares separadas por discordâncias em bacias intracratônicas. *Frazier* (*apud Cainelli*, 1997) reconheceu a existência de ciclicidade na deposição e não deposição, em depósitos pleistocênicos no Golfo do México, decorrente de mudanças glacio-eustáticas no nível do mar. Este autor observou também que, durante o nível de mar baixo, a plataforma era subaeramente exposta, estando sujeita à erosão. *Brown & Fisher* (1977), em projetos envolvendo técnicos da Petrobras, apresentaram os conceitos de sistemas deposicionais e tratos de sistemas, estes definidos como um conjunto de sistemas deposicionais contemporâneos. Tal conceito deu origem aos tratos de sistema de mar baixo, transgressivo, de mar alto e de margem de plataforma (*Cainelli*, 1997).

O refinamento teórico-prático da sismoestratigrafia serviu de base para o aparecimento da estratigrafia de seqüências, definida como o estudo de estratos sedimentares dentro de um arcabouço limitado por superfícies cronoestratigráficas

formadas por discordâncias e suas conformidades relativas. A publicação especial da *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, número 42 (Wilgus *et al.*, 1988), reuniu os principais trabalhos responsáveis pelo refinamento da sismoestratigrafia e, conseqüentemente, pela apresentação da estratigrafia de seqüências. A integração entre dados sísmicos e de superfície ou sub-superfície levou os conceitos e a nomenclatura da estratigrafia de seqüências para perfis elétricos de poços, testemunhos e afloramentos (Van Wagoner *et al.*, 1990).

Atualmente, a estratigrafia de seqüências e a sismoestratigrafia podem ser feitas de maneira independente ou integrada. Em bacias onde não há dados sísmicos, pode-se aplicar os conceitos da estratigrafia de seqüências utilizando-se dados de poços, perfis elétricos, testemunhos, afloramentos, etc.

2.3.1. Principais conceitos utilizados na análise sismoestratigráfica

Os principais conceitos utilizados na análise sismoestratigráfica foram apresentados à comunidade científica no Memoir 26 da *American Association of Petroleum Geologists* (Payton, 1977), sendo que, posteriormente, alguns destes foram modificados. Neste item, serão apresentados os principais conceitos utilizados durante a análise sismoestratigráfica.

O primeiro conceito a ser definido é o de sismosseqüência, que, como o próprio nome diz, é a seqüência deposicional identificada em uma seção sísmica (Vail *et al.*, 1977). Esta sismosseqüência, a exemplo da seqüência deposicional, é limitada por discordâncias no topo e na base, as quais são identificadas a partir dos padrões de terminações de reflexões sísmicas.

Discordância, segundo Van Wagoner *et al.* (1988), é uma superfície que separa estratos mais novos de estratos mais antigos, ao longo da qual há evidência de exposição subaérea ou de erosão subaérea, com significativo hiato associado. Esta definição modifica a de Mitchum *et al.* (1977a), que considerava discordância como “uma superfície de erosão ou não deposição que separa estratos mais novos dos mais antigos e representa um hiato significativo”.

O tipo de discordância é baseado na maneira que o estrato termina contra o limite discordante de uma seqüência deposicional ou uma sismosseqüência.

Hiato é o intervalo total do tempo geológico que não é representado pelos

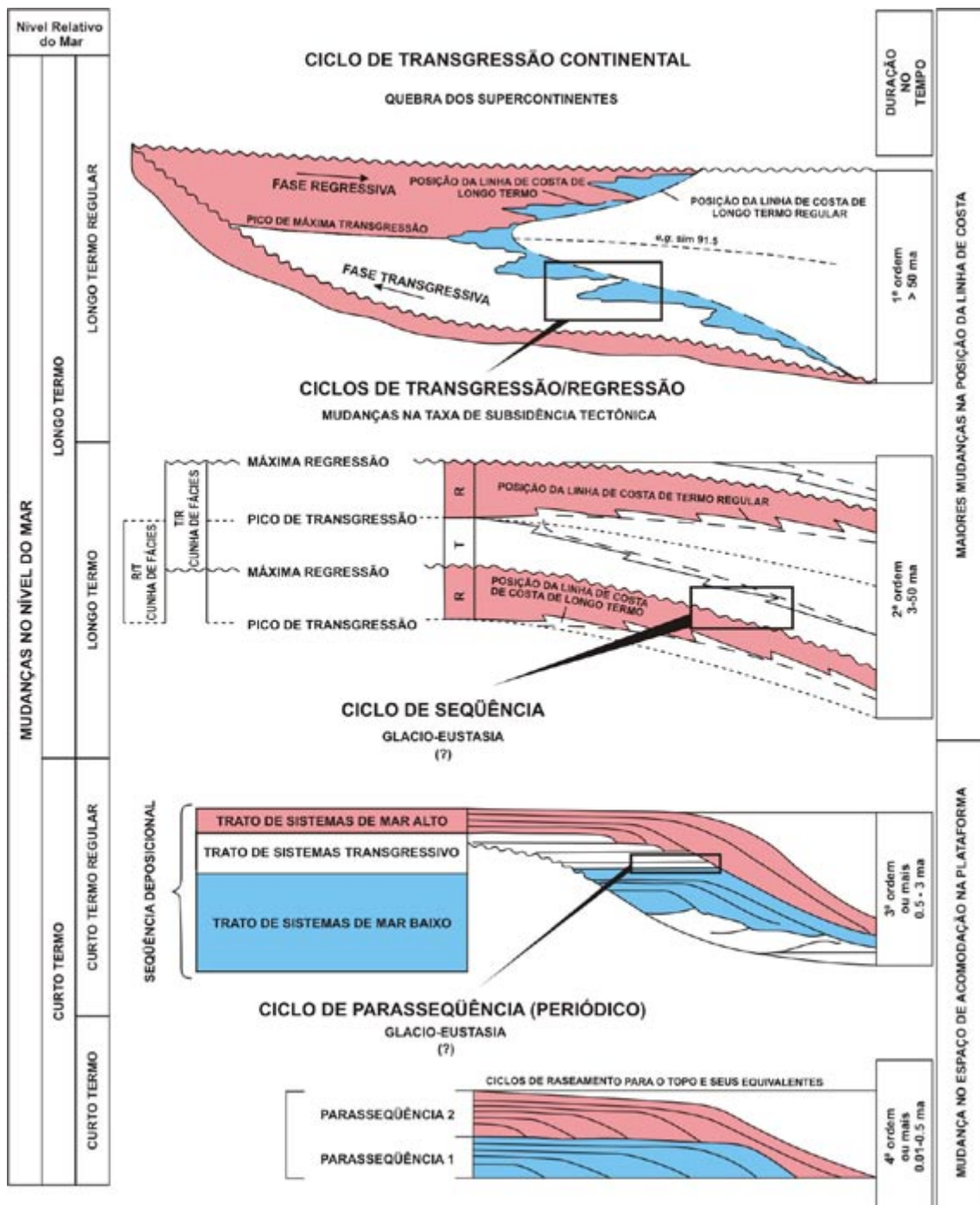


Fig. 2.1 – Hierarquia dos ciclos estratigráficos (cf. Duval *et al. apud* Emery & Myers, 1996).

estratos em uma posição específica ao longo da superfície estratigráfica. O hiato pode ser atribuído ou à erosão ou à não-deposição de estratos ou a ambos os fatores (Mitchum Jr. *et al.*, 1977a).

Conformidade correlativa é uma superfície que separa estratos mais novos de estratos mais antigos e ao longo da qual não há evidências físicas de erosão ou não-deposição e nem há indicação de hiato (Mitchum Jr. *et al.*, 1977a).

2.3.2. Relações dos estratos com os limites de seqüências: padrões internos de reflexões sísmicas

Para definir uma sismosseqüência deve-se identificar e marcar terminações de reflexões. Estas terminações são caracterizadas numa seção sísmica bidimensional pelas relações geométricas entre a reflexão e a superfície sísmica contra a qual ela termina. Mitchum Jr. *et al.* (1977a) introduziram os termos *lapout*, truncamento, *baselap*, *toplap*, *onlap* e *downlap* para descrever os estilos de terminações de reflexões (Fig. 2.2).

A análise sismoestratigráfica pode ser realizada a partir das relações de terminações de refletores descritas a seguir e das características desses refletores, os quais compõem uma fácies sísmica.

Lapout é a terminação lateral de um refletor (geralmente um plano de acamamento) contra seu limite deposicional original, enquanto **truncamento** implica que o refletor originalmente se estendia para mais adiante mas foi erodido (truncamento erosional) ou foi truncado por um plano de falha, por uma superfície de escorregamento, pelo contato com uma camada de sal ou folhelho móvel ou por uma intrusão ígnea.

O *lapout* denomina-se **baselap** quando ocorre no limite inferior de uma unidade sísmica e o **toplap** no seu limite superior. O **baselap** consiste de dois tipos de reflexões: a) **downlap**, onde o mergulho da superfície é menor do que o mergulho do estrato subjacente e b) **onlap**, onde o mergulho da superfície é maior do que o mergulho dos estratos (Fig. 2.2).

O *downlap* é visto comumente na base de clinofórmias prográdantes e usualmente representa a progradação de um sistema de talude de margem de bacia em direção à águas profundas. O *downlap*, portanto, representa uma mudança de deposição

marinha inclinada (ou lacustrina) para condensação marinha ou não deposição (ou lacustrina). A superfície de *downlap* representa uma unidade marinha condensada, a qual é extremamente difícil de ser gerada em ambiente subaéreo. As terminações de reflexões interpretadas como *downlap* podem, em muitos casos, serem terminações aparentes, principalmente, onde os estratos distais são adelgaçados e estão abaixo da resolução sísmica (Emery & Myers, 1996).

O ***onlap*** é reconhecido nos dados sísmicos pelas reflexões de terminações de baixo ângulo contra uma superfície sísmica inclinada (Fig. 2.2). Dois tipos de *onlap* são reconhecidos: o *onlap* marinho é o *onlap* dos estratos marinhos, representando uma mudança de deposição marinha para não-deposição marinha ou condensação e resulta do preenchimento parcial do espaço por sedimentos marinhos. Os padrões de *onlap* marinho não podem ser usados para determinar mudanças no nível relativo do mar, porque o nível de *onlap* marinho não é relacionado diretamente com o nível relativo do mar. O *onlap* marinho reflete uma mudança de fácies submarinas de significantes taxas de deposição para sedimentos pelágicos de muito baixa energia. A superfície sísmica de *onlap* marinho representa um hiato marinho ou um intervalo condensado.

O *onlap* costeiro é o *onlap* de sedimentos não marinhos, parálicos ou marinhos costeiros e representa a mudança de uma zona de deposição para erosão e não deposição de uma margem de bacia (subaérea ou plataforma). O *onlap* costeiro não ocorre necessariamente na linha de costa e o progressivo *onlap* costeiro em direção ao continente pode acompanhar uma transgressão ou uma regressão dependendo da taxa de suprimento sedimentar. Poços perfurados no continente no limite do *onlap* costeiro de uma unidade de rocha não encontram uma sucessão equivalente no tempo, mas podem encontrar uma discordância, um paleosolo ou um horizonte cárstico (Emery & Myers, 1996).

Toplap é a terminação de reflexões inclinadas (clinoformas) contra uma superfície de baixo sobrejacente, representando um limite deposicional proximal (Fig. 2.2). Nos estratos marinhos marginais, o *toplap* representa uma mudança de deposição inclinada para *bypass* ou erosão não-marinha ou marinha rasa e é caracterizado como uma discordância. Num ambiente marinho profundo, uma superfície aparente de *toplap* é muito mais provável de ser uma superfície de erosão marinha como visto nos contornos sendo, neste caso, uma superfície localizada e não cobrindo uma grande área.

Truncamento erosional é a terminação de estratos contra uma superfície erosional sobrejacente (Fig. 2.2). O truncamento erosional é mais erosivo do que o *toplap* e implica no desenvolvimento de um relevo erosional ou no desenvolvimento de

uma discordância angular. A superfície de erosão pode ser marinha, como a base de um cânion, um canal ou uma superfície de escorregamento ou uma superfície de erosão não-marinha desenvolvida num limite de seqüências

Truncamento aparente é a terminação de reflexões sísmicas de relativamente baixo ângulo abaixo de uma superfície sísmica inclinada (Fig. 2.2), onde esta superfície representa uma condensação marinha. Esta terminação representa um limite deposicional distal geralmente no topo das camadas, mas algumas vezes dentro de leques submarinos.

Truncamento estrutural representa a terminação lateral de reflexões de um estrato por interrupção estrutural. Este truncamento é mais facilmente reconhecido quando ele atravessa uma camada dentro de uma seqüência ou um grupo de seqüências. A interrupção estrutural pode ser produzida por um plano de falha sin ou pós-deposicional, escorregamento, deslizamento ou plano de intrusão ígnea. A terminação contra um antigo plano de falha é *onlap* (Fig. 2.2).

Conformidade ocorre quando as reflexões de duas unidades sísmicas ou seqüências adjacentes apresentam-se paralelas com a superfície que as delimita (Emery & Myers, 1996).

2.4. Reconhecimento de superfícies estratigráficas

As superfícies-chaves que dividem a estratigrafia em tratos de sistemas são limites de seqüências, superfícies transgressivas, superfícies de máxima inundação e superfícies de *onlap* marinho/*downlap* entre os leques de mar baixo e a cunha de mar baixo.

Um limite de seqüências pode ser reconhecido nos dados sísmicos de duas maneiras: a partir do desenvolvimento de uma superfície de truncamento de alto relevo, particularmente com erosão do topo das unidades mais antigas e por um deslocamento do *onlap* costeiro em direção à bacia através do limite.

O *onlap* costeiro se forma em ou próximo ao nível do mar e ao alcance dos processos que ocorrem no ambiente marinho raso. O deslocamento em direção à bacia do *onlap* costeiro implica na queda do nível relativo do mar, o qual pode ser acompanhado de exposição subaérea e erosão no topo das camadas. Onde o *onlap* costeiro cai abaixo da quebra do *offlap* (Fig. 2.3) o *topset* das reflexões “onlapa” cliniformas mais

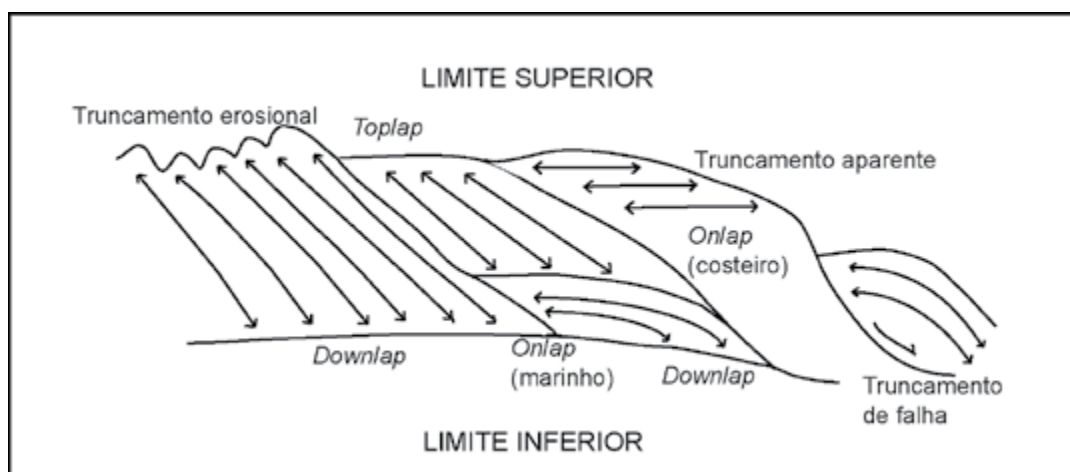


Fig. 2.2 – Tipos de padrões de terminações de refletores nos limites inferior e superior de uma sismossequência (mod. de Mitchum Jr. *et al.*, 1977a).

antigas formando um limite de seqüências do tipo 1 (caracterizado por exposição e erosão subaéreas, deslocamento de fácies e do *onlap* costeiro em direção à bacia (Van Wagoner *et al.*, 1988)).

Uma superfície transgressiva marca o fim da progradação do trato de mar baixo e o começo da transgressão. Esta superfície não precisa estar associada com nenhum padrão de terminação, mas marcará o limite entre um intervalo de cliniformas-*topset* e um intervalo de *topsets* somente (Emery & Myers, 1996).

A superfície de máxima inundação é reconhecida nos dados sísmicos como uma superfície onde as cliniformas “*downlapam*” os *topsets* subjacentes, os quais podem mostrar um padrão de empilhamento retrogradacional e truncamento aparente. Nem toda a superfície de *downlap* é uma superfície de máxima inundação. Uma importante superfície de *downlap* geralmente pode ser mapeada na base das cliniformas da cunha progradante de mar baixo. Esta é o topo da superfície dos leques de mar baixo. A diferença é que as fácies abaixo desta superfície de *downlap* são depósitos bacinais, não *topsets* (Emery & Myers, 1996).

Em ambientes bacinais, os pacotes de reflexões são limitados por superfícies de *onlap* marinho. Geralmente, estas podem ser correlacionáveis do continente em direção à bacia e identificadas como uma das superfícies acima. Isto nem sempre é possível, principalmente em ambientes retrogradacionais, onde antigos taludes formam zonas de *bypass* sedimentar. Num ambiente distal de uma bacia, onde a deposição consiste

As configurações de reflexão revelam, a grosso modo, os padrões de estratificação dos processos deposicionais, da erosão e da paleotopografia que podem ser interpretados. A continuidade do refletor está associada com a continuidade do estrato; refletores contínuos sugerem depósitos uniformemente estratificados que se estendem por uma ampla área. A amplitude dos refletores contém informações dos contrastes de densidade e velocidade de interfaces individuais e seu espaçamento. Ela é usada para prever mudanças laterais no acamamento e ocorrências de hidrocarbonetos. A frequência é uma característica natural do pulso sísmico, mas ela está relacionada também com fatores geológicos, como o espaçamento dos refletores ou mudanças laterais nos intervalos de velocidade, associadas com a ocorrência de gás. O agrupamento desses parâmetros em unidades de sismofácies mapeáveis permite sua interpretação em termos de ambientes deposicionais, fonte de sedimentos e ambiente geológico. A configuração dos estratos é interpretada a partir da configuração da reflexão sísmica e se refere aos padrões geométricos e às relações dos estratos dentro de uma unidade estratigráfica. Eles são indicativos dos processos e ambientes deposicionais e, posteriormente, da movimentação estrutural (Mitchum Jr. *et al.*, 1977b).

2.5.1. Configuração dos padrões de reflexões internos

A configuração interna das reflexões é o parâmetro de sismofácies que melhor a caracteriza; por conseguinte, é o mais utilizado para sua análise (Ribeiro, 2001). Mitchum Jr. *et al.* (1977b) descreveram alguns padrões básicos de configurações internas de refletores, sumariados abaixo.

As configurações **paralelas/subparalelas** (Fig. 2.4a) indicam uma taxa de deposição uniforme dos estratos, sobre uma superfície estável (bacia) ou numa plataforma uniformemente subsidente.

A configuração **divergente** (Fig. 2.4b) pode indicar uma variação em área na taxa de deposição, inclinação progressiva do substrato ou os dois fatores associados.

As configurações **progradantes** (Fig. 2.4c) ocorrem em áreas de superposição lateral de estratos, constituindo-se em superfícies inclinadas denominadas de clinofomas. Os padrões das clinofomas diferem em função das variações na razão de deposição e profundidade da lâmina d'água. No padrão **oblíquo**, o ângulo de mergulho é relativamente alto, as terminações mergulho acima são em *toplap* e mergulho abaixo em *downlap*. O padrão das clinofomas oblíquas pode ser: a) **tangencial**, quando o

mergulho do *foreset* diminui gradualmente na sua porção inferior, suavizando no *bottomset* (Fig. 2.4c) e, b) **paralelo**, quando a terminação mergulho abaixo se der em alto ângulo contra a superfície inferior da seqüência ou unidade sísmica (Fig. 2.4c). Esse tipo de padrão combina condições de suprimento sedimentar relativamente alto, pouca ou nenhuma subsidência e nível do mar estacionário, indicando águas rasas e alta energia de deposição.

As clinofomas **sigmoidais** (Fig. 2.4c) caracterizam-se pela disposição lateral em forma de “S”, através do crescimento progressivo em superfícies que mergulham suavemente para águas profundas. Esse tipo de clinofoma sugere baixa taxa de suprimento sedimentar, subsidência contínua ou subida relativa do nível do mar rápida num ambiente deposicional de baixa energia. O complexo sigmoidal-oblínquo combina os padrões sigmoidal e oblínquo dentro de uma fácies sísmica, originando-se num ambiente deposicional de alta energia, onde ocorre a alternância de processos construtivos (sigmóides) e *bypass* sedimentar nos *topsets* (oblínquo).

A configuração **shingled** (Fig. 2.4c) é um padrão progradante de pouca espessura, com os limites superior e inferior paralelos e cujos refletores internos apresentam mergulhos suaves terminando em *toplap* aparente e *downlap*. Este padrão está associado com ambientes deposicionais de águas rasas.

As configurações **caóticas** (Fig. 2.4d) consistem em reflexões discordantes e descontínuas, sugerindo um arranjo desordenado das superfícies de reflexão, podendo indicar um ambiente de energia alta e variável, deformações penecontemporâneas ou posteriores à deposição. Estas reflexões podem ser interpretadas em estratos com dobramentos, falhas pequenas, estruturas de escorregamento ou convolutas.

O padrão **sem reflexões** (*reflection free*) (Fig. 2.4e) indica intervalos livres de reflexões e pode caracterizar pacotes sedimentares intensamente dobrados ou com mergulhos íngremes, assim como litologias homogêneas para o método sísmico ou não-estratificadas, como alguns tipos de folhelhos, arenitos espessos, carbonatos maciços, camadas de sal ou corpos ígneos.

A configuração **hummocky** (Fig. 2.4f) consiste de segmentos descontínuos, subparalelos, formando um padrão randômico ondulado e segmentado. Este padrão grada lateralmente para padrões de clinofomas maiores e melhor definidos e, em direção ao topo, grada para reflexões paralelas. Esse tipo de padrão é interpretado, geralmente, como lobos de estratos interdigitados no prodelta ou leques ou numa posição inter-

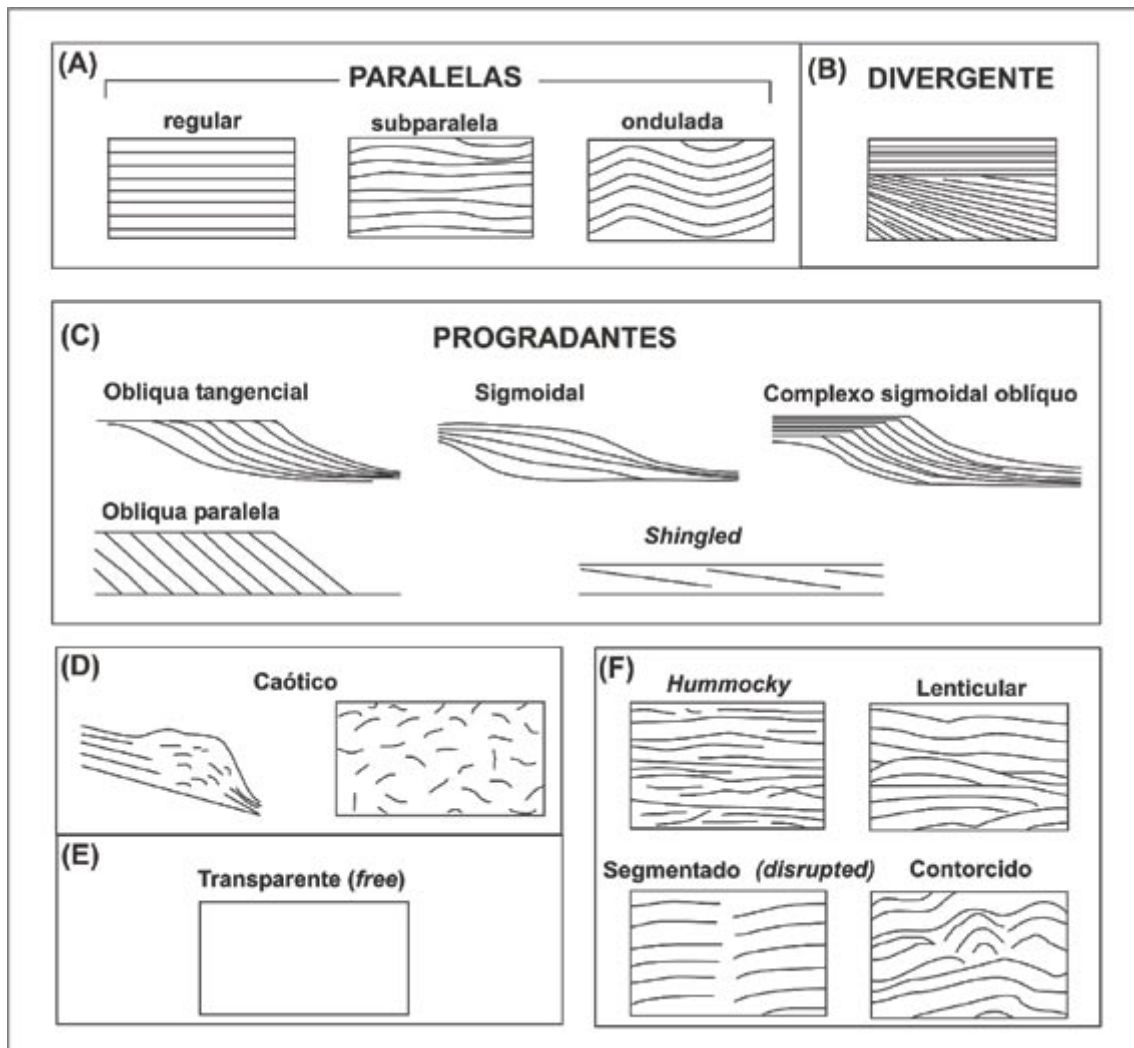


Fig. 2.4 – Padrões internos de configurações de sismofácies (mod. de Mitchum Jr. *et al.*, 1977).

deltaica. Os outros padrões de configurações (lenticular, segmentado, contorcido, wavy, etc.) (Fig. 2.4f) são variações dos padrões básicos .

2.5.2. Tipos de geometrias externas das sismofácies

O entendimento das formas externas tridimensionais e as associações de fácies sísmicas são importantes na sua análise. Algumas das formas externas, como os *mounds* e o preenchimento, podem ser subdivididas em subtipos, dependendo de sua origem, do padrão de configuração interno das reflexões e das modificações na forma externa. Mitchum Jr. *et al.* (1977b) definem estas geometrias, associando a elas os depósitos sedimentares mais frequentes.

Lençóis, cunhas e bancos (Fig. 2.5) podem ser grandes e, de modo geral, são as unidades de fácies sísmicas mais comuns em plataforma. Padrões paralelos, divergentes e progradantes compõem as configurações internas destas unidades. O padrão lençol ondulado (*sheet drape*) consiste de reflexões paralelas interpretadas como estratos ondulados de acordo com a topografia subjacente num padrão que sugere deposição uniforme, baixa energia, deposição marinha-profunda independente do relevo do fundo. As lentes são as formas externas características de clinofomas progradantes. Os *mounds* e os tipos de preenchimento são grupos de formas sísmicas derivados de estratos de diferentes origens, formando saliências ou depressões preenchidas nas superfícies deposicionais.

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

A Figura 2.6 mostra os diversos tipos de *mounds*, sua forma bidimensional externa e a configuração de reflexão interna de alguns grupos genéticos. A configuração de migração de onda é formada por reflexões superpostas em forma de onda e é interpretada como uma série de camadas depositadas por ondas que se movem através de uma superfície horizontal. Em alguns casos, o tamanho do *mound* é tão pequeno que não pode ser claramente definido ou mapeado sísmicamente. O padrão de reflexão *hummocky* é o resultado do agrupamento destas pequenas feições.

Os padrões de reflexão de **preenchimento** são interpretados como estratos que preenchem feições de relevo negativo. As reflexões subjacentes podem mostrar truncamento erosional ou concordância ao longo da superfície basal da unidade de preenchimento. Unidades de preenchimento podem ser classificadas pela sua forma externa (Fig. 2.5).

Os padrões de preenchimento representam estruturas de origens variadas, como canais erosionais, preenchimento de cânion, leques, escorregamentos, entre outros.

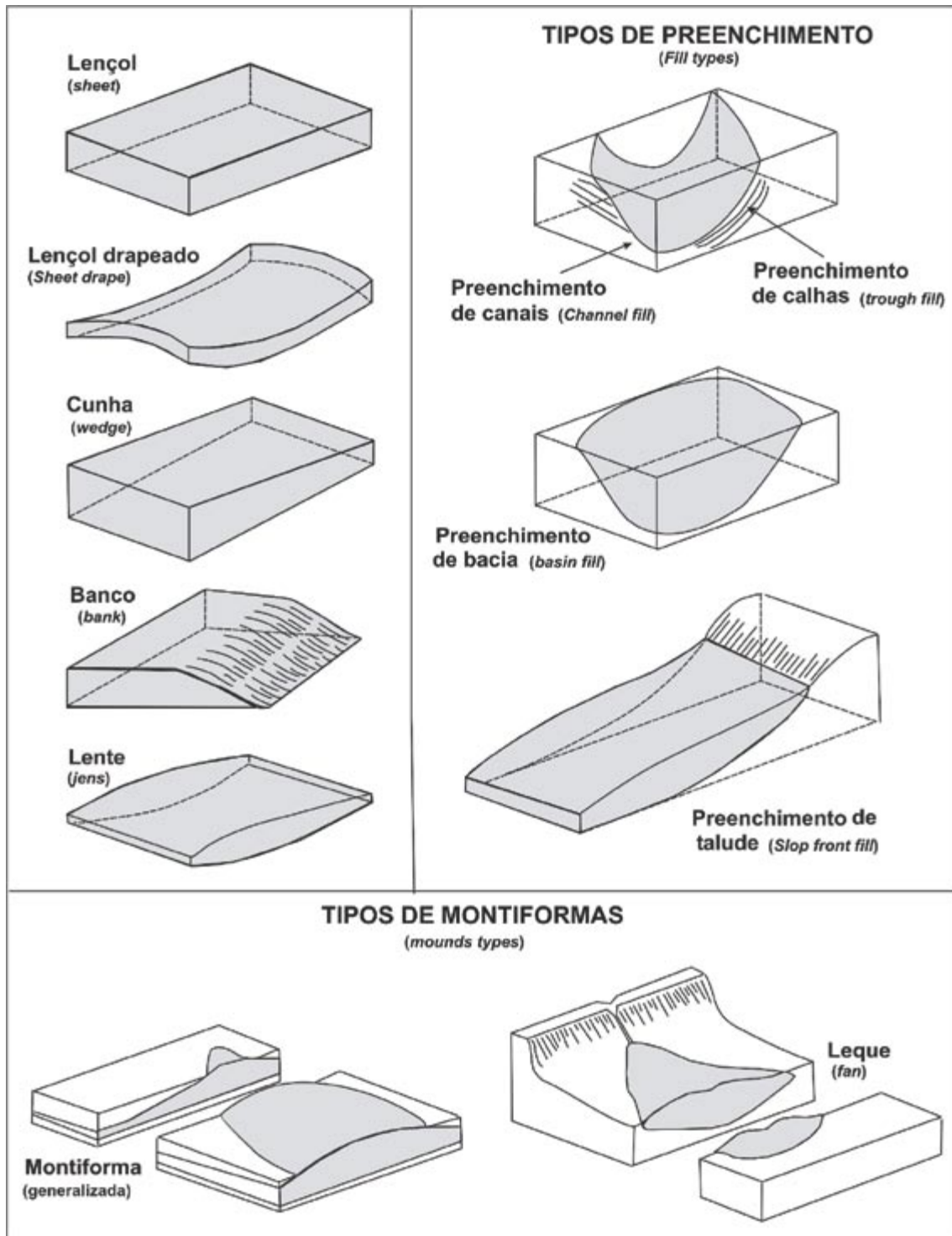


Fig. 2.5 – Geometrias externas características de algumas sismofácies (mod. de Mitchum Jr. et al., 1977b).

Complexo de leques simples



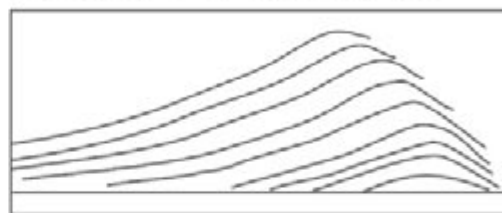
Complexo de leques composto



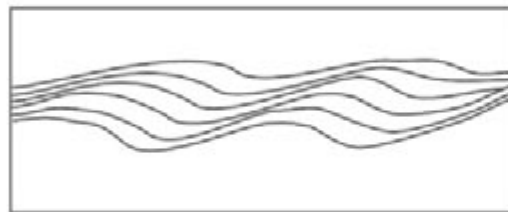
Escorregamento



Contornitos em montiforma



Macroondulações migrantes

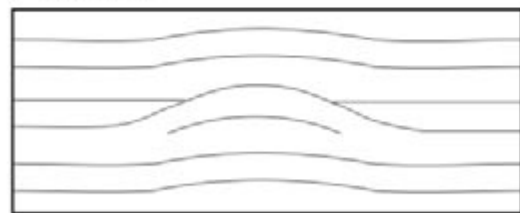
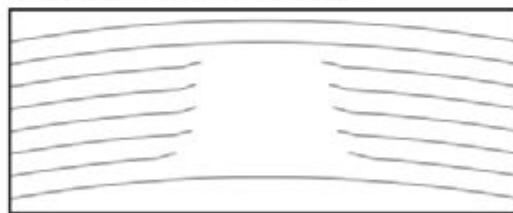


Montiformas vulcânicas



Mounds carbonáticos

Pináculo

Homogêneo com *drape*

Banco acumulado com decaimento de velocidade



Homogêneo com difrações

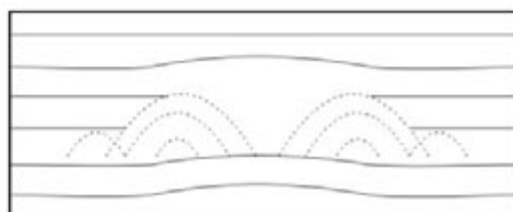


Fig. 2.6 – Padrões dos refletores internos de algumas sismofácies em montiforma (mod. de Mitchum Jr. *et al.*, 1977b).

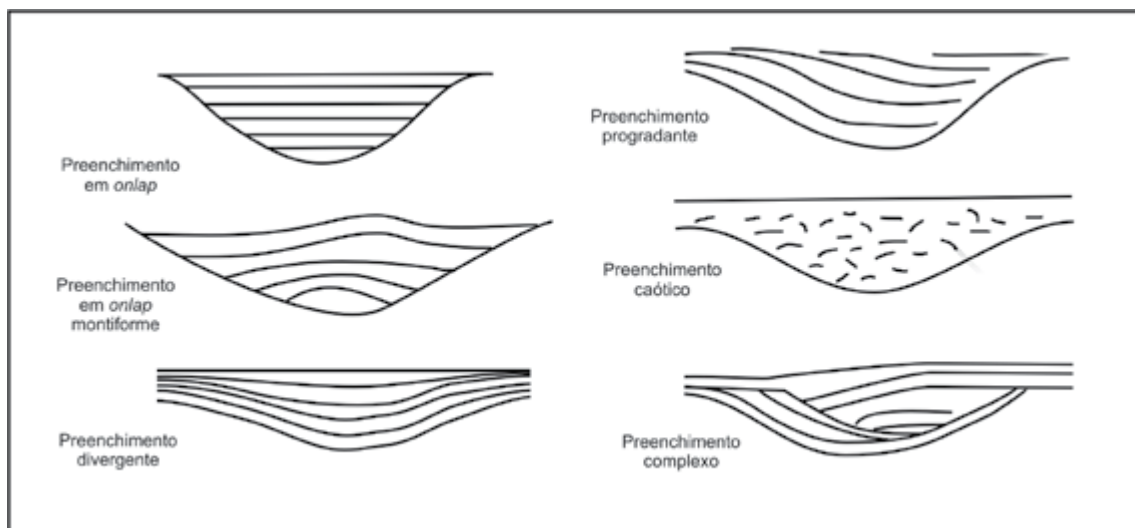


Fig. 2.7 – Padrões de configurações internas dos refletores das sismofácies de preenchimento (Mitchum Jr. *et al.*, 1977b).

Grandes estruturas de preenchimento podem ser mapeadas como entidades separadas; porém, se o tamanho e a resolução diminuïrem, estas feições podem ser agrupadas em complexos ou tratadas como feições subordinadas de grandes unidades sísmicas (Fig. 2.7).

2.6. Origem e evoluçãõ de cânions

Algumas bacias sedimentares da margem continental leste (Campos, Espírito Santo, Camamu-Almada, Sergipe, Potiguar, entre outras) possuem feições paleofisiográficas de grande interesse para a indústria de hidrocarbonetos: cânions.

Devido à importância dos processos deposicionais e das correntes de turbidez associados a este tipo de feiçãõ negativa e com o avanço tecnológico da aquisição e resolução sísmicas marítimas nas últimas décadas, o número de estudos a respeito destas feições fisiográficas antigas e modernas aumentou.

Diversos fatores, tais como variaçãõ do nível relativo do mar, tectônica, suprimento sedimentar, correntes de turbidez, fluxo de detritos, colapso de sedimentos na borda da plataforma, etc., são propostos para explicar a origem e evoluçãõ dos cânions. O fator e sua magnitude variam de um cânion para outro, dependendo do estágio de evoluçãõ

e do tipo de feição.

Tendo em vista a importância destas feições tectono-estratigráficas para a pesquisa exploratória de hidrocarbonetos, uma vez que estas se distribuem por diferentes períodos do tempo geológico nas principais bacias produtoras da margem passiva brasileira citadas acima, entre outras, e estando seu preenchimento sedimentar diretamente associado com a fase *drift* da evolução destas bacias, o objetivo deste trabalho é proporcionar uma análise da bibliografia disponível sobre cânions. Tal análise abrange pontos importantes como origem, fatores e processos deposicionais associados com a evolução dos cânions, visando a utilização destes dados na área de estudo desta tese.

Com base na ampla bibliografia disponível, serão abordadas a evolução de paleocânions, discutindo-se os processos envolvidos na sua formação, além dos aspectos estratigráficos, levando-se em conta os conceitos da estratigrafia de seqüências, onde o nível relativo do mar, o influxo sedimentar e a tectônica desempenham um papel importante no preenchimento sedimentar destas feições.

2.6.1. Histórico

Os primeiros estudos sobre os cânions da região do talude continental de New Jersey foram feitos por hidrógrafos marinhos utilizando mapas de sondagem, em áreas onde os mesmos recortavam a quebra da plataforma (ex., Dana *apud* Pratson *et al.*, 1994). Através da morfologia da cabeceira do cânion, estes estudos concluíram que os cânions submarinos eram rios subaéreos que foram submersos durante a subida do nível do mar, no final da glaciação pleistocênica, acompanhada por falhamentos (Pratson *et al.*, 1994). Esta idéia foi reavaliada quando levantamentos batimétricos revelaram que estes cânions se estendiam até o talude continental, em regiões muito profundas para terem sido expostas subaereamente (Veatch & Smith *apud* Pratson *et al.* (1994)).

Em 1939, Johnson *apud* Shepard (1981), baseado no estudo de alguns cânions da Costa Leste dos Estados Unidos, cujas paredes eram de rochas solúveis, propôs que estes seriam o resultado da circulação de água subterrânea nas margens continentais. O autor não levou em consideração aqueles cânions que “cortavam” o embasamento cristalino.

A idéia de Bucher (*apud* Shepard (1981)) de que os *tsunamis* eram responsáveis pela erosão que originava os cânions ao longo das margens continentais falhou ao

mostrar a relação dos cânions com a localização das áreas onde os *tsunamis* tinham seus efeitos principais, como a costa sul-americana do Chile e do Peru, bem como a costa sul do Alasca.

Na década de cinquenta, o poder erosivo e os movimentos dos sedimentos como potenciais formadores de cânions foram demonstrados, quando investigações concluíram que ambos eram os responsáveis pelas quebras dos cabos submarinos (Heezen & Ewing *apud* Pratson *et al.* (1994)). Inicialmente, estes movimentos eram considerados somente como correntes de turbidez, mas repetidas sondagens, fotografias do fundo oceânico e medidas de correntes revelaram que processos como *creep* (rastejamento) de areia, escorregamentos, correntes e erosão biológica eram importantes no preenchimento e na erosão das paredes dos cânions.

Até a década de setenta, os processos ativos dentro dos cânions submarinos ao longo da plataforma continental do oeste dos Estados Unidos enfatizavam a relação entre a formação do cânion e o suprimento de areia na plataforma. Nesta região, as mudanças no suprimento sedimentar devido às variações do nível relativo do mar, migração da desembocadura dos rios e seus efeitos nos regimes de correntes de *longshore* e a configuração da linha de costa eram os responsáveis pela movimentação da posição do cânion ao longo do tempo (Felix & Gorsline *apud* Pratson *et al.* (1994)).

A partir da década de oitenta, estas idéias começaram a mudar, quando imagens de sonar do talude continental de New Jersey documentaram uma grande quantidade de cânions com a cabeceira ocorrendo abaixo da quebra da plataforma. Isto aumentou a possibilidade de que os cânions submarinos poderiam ser formados por agentes não relacionados com o suprimento de areia plataformal. A associação de cicatrizes de colapsos com cânions confinados no talude e a ocorrência de depósitos gravitacionais na base do talude no lugar de leques submarinos fez com que Farre *et al.* (1983) propusessem que colapsos no talude poderiam iniciar os cânions submarinos. Com a descoberta de numerosos cânions confinados no talude ao longo de outros taludes continentais, esta teoria de início do cânion através da erosão mergulho acima tornou-se amplamente aceita do mesmo modo que a teoria de Daly (*apud* Pratson *et al.* (1994)) de que o cânion iniciava pela erosão mergulho abaixo na borda da plataforma. Ambas as teorias derivam de observações da morfologia de cânions submarinos modernos e dos processos ativos dentro deles.

2.7. Definição de feições erosionais de grande escala

Uma feição erosional é definida como uma significativa zona formada através de colapsos nos sedimentos ao longo da borda da plataforma e/ou talude ou através de longos períodos de erosão submarina. Tais feições erosionais incluem cicatrizes de escorregamento, reentrâncias nas margens da bacia, cânions submarinos *sensu stricto*, ou seja, que cortam o substrato consolidado (e.g., embasamento) e cânions no sentido genérico, i.e., um abismo estreito com paredes íngremes (Normark *et al.*, 1993).

Cicatrizes de escorregamento são as maiores feições produzidas por colapsos na borda da plataforma/talude (Fig. 2.8). Estas feições são comuns, particularmente em áreas onde as taxas de sedimentação, subsidência e/ou deformação estrutural aumentam a instabilidade dos sedimentos nestas regiões. Estes atributos são característicos de bacias de margens ativas e se formam em períodos de milhares de anos ou menos e originam escorregamentos retrogressivos (Fig. 2.8) até que o talude se reestabilize num perfil estável (Normark *et al.*, 1993).

Na comunidade geológica, terminologias como cânion e canal são algumas vezes utilizadas de forma equivocada. De acordo com conceitos arrolados na literatura, pode-se definir e caracterizar os cânions, diferenciando-os das feições canalizadas.

Segundo Shepard & Dill *apud* Reineck & Singh (1980), cânions submarinos têm forma de “V” e possuem paredes bastante íngremes com rochas expostas, suas bifurcações são geralmente curvas e sinuosas e alcançam o cânion principal. São os tipos mais comuns de vales submarinos e ocorrem em todas as encostas continentais.

Carter (1988) designa como cânions de assoalho marinho, feições negativas que erodem um arcabouço rochoso compactado, junto às margens continentais; se distinguem dos canais, por estes cortarem sedimentos inconsolidados ou semi-consolidados. De acordo com este autor, tanto os cânions quanto os canais estariam intimamente relacionados ao rifteamento das margens continentais e à subsidência do assoalho oceânico.

Normark *et al.* (1993) definem cânions como incisões num gradiente relativamente íngreme que erodem tanto rochas do embasamento, quanto substratos inconsolidados; são caracterizados pela forma em “V” e formados por processos erosivos submarinos. Os cânions submarinos são vales submarinos com paredes íngremes e com uma profundidade máxima na borda da plataforma. A permanência de cânions submarinos, no tempo e no espaço, difere entre os cânions que erodem o embasamento e as feições

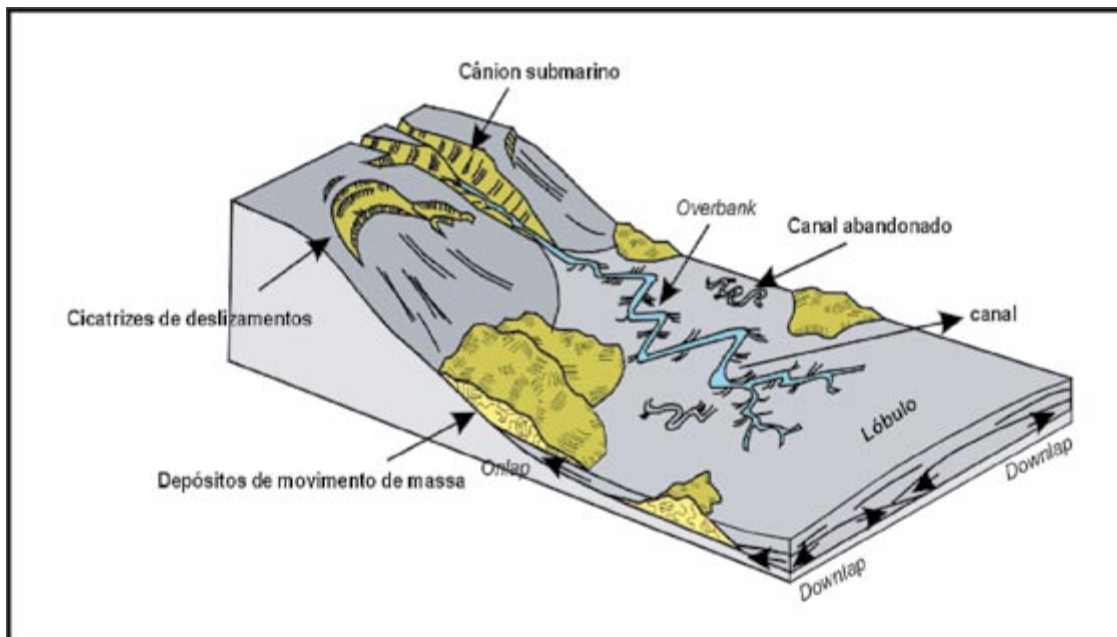


Fig. 2.8 – Diagrama esquemático dos elementos que compõem o sistema turbidítico incluindo cicatrizes de deslizamentos, resultando em depósitos de movimento de massa, cânion submarino e feições de canal abandonado, áreas de depósitos de *overbank* e lóbulos. A figura também ilustra os termos *downlap*, *onlap* e o deslizamento retrogressivo caracterizado através de uma sucessão de cicatrizes de deslizamentos (cf. Normark *et al.*, 1993).

de cânions efêmeros associados com deltas de grandes rios, onde a estabilidade do vale fluvial e a posição da desembocadura do rio são importantes na localização de feições erosivas de grande escala.

De acordo com Galloway (1998), cânions submarinos são grandes feições erosionais que podem cortar uma variedade de outros sistemas deposicionais. O relevo vertical dos cânions comumente excede 1 km, a largura varia de metros até mais de 50 km e o comprimento de dezenas até centenas de quilômetros. Para o autor, os cânions são produtos de ajustamento, causando erosão em grande escala e transpasse sedimentar.

Shepard & Dill *apud* Reineck & Singh (1980) definem canais (*deep-sea channels*) como vales de forma cavada, largos, extensos, algumas vezes com canais tributários de grandes dimensões e que apresentam depósitos de *levees* associados. Os sedimentos do canal sugerem um transporte através de correntes de turbidez e processos associados.

Para Mutti & Normark (1987), canal submarino é uma expressão de relevo negativo produzido por fluxos de corrente turbidítica confinada e que representa o caminho

principal para o transporte de sedimentos durante um longo período. Se escavados e preenchidos por um ou poucos eventos, não são canais, pois não fica caracterizado o conduto de longa duração que transporta sedimentos.

De acordo com Normark *et al.* (1993), canais se referem a condutos com gradiente moderado que podem ter uma origem agradacional ou erosiva e geralmente têm depósitos de *levees* associados.

As definições acerca de cânions e canais variam de autor para autor. Portanto, cabe ao pesquisador escolher a que melhor se encaixa em sua hipótese de trabalho.

2.8. Breve caracterização de fluxos gravitacionais associados com cânions

Movimentos de fluxos gravitacionais de massa (correntes de turbidez, escorregamentos, deslizamentos, fluxo de detritos) podem ocorrer em resposta a fatores como tipo de sedimento, gradiente do talude, sismicidade, atividade tectônica, correntes e pressão poro-água. Em margens continentais, os depósitos de fluxos gravitacionais de massa são reações a uma situação de desequilíbrio, na busca de um perfil mais equilibrado.

A força da gravidade faz parte de todos os processos sedimentares – aquosos, eólicos ou glaciais. A gravidade pode atuar como um agente de transporte sedimentar, mas, para que isso ocorra, é necessário um componente horizontal, o qual necessita de alguns mecanismos adicionais. Há um espectro contínuo de processos deposicionais que gradam da deposição gravitacional até fluxos turbidíticos. Este espectro pode ser classificado em quatro grupos principais: colapsos de rochas, escorregamentos e deslizamentos, fluxos de massa e turbiditos. Da avalanche de rochas até os turbiditos, observa-se uma diminuição do gradiente e da concentração de areia, assim como o aumento na velocidade e no conteúdo de água (Fig. 2.9) (Selley, 1988).

2.8.1. Colapsos de rochas ou avalanches

Colapsos de rochas ou avalanches são exemplos de sedimentação gravitacional essencialmente vertical com um componente de transporte virtualmente horizontal. Os depósitos de sedimentos resultantes são compostos de seixos angulares pouco selecionados e apresentam uma alta porosidade primária. Os colapsos de rochas

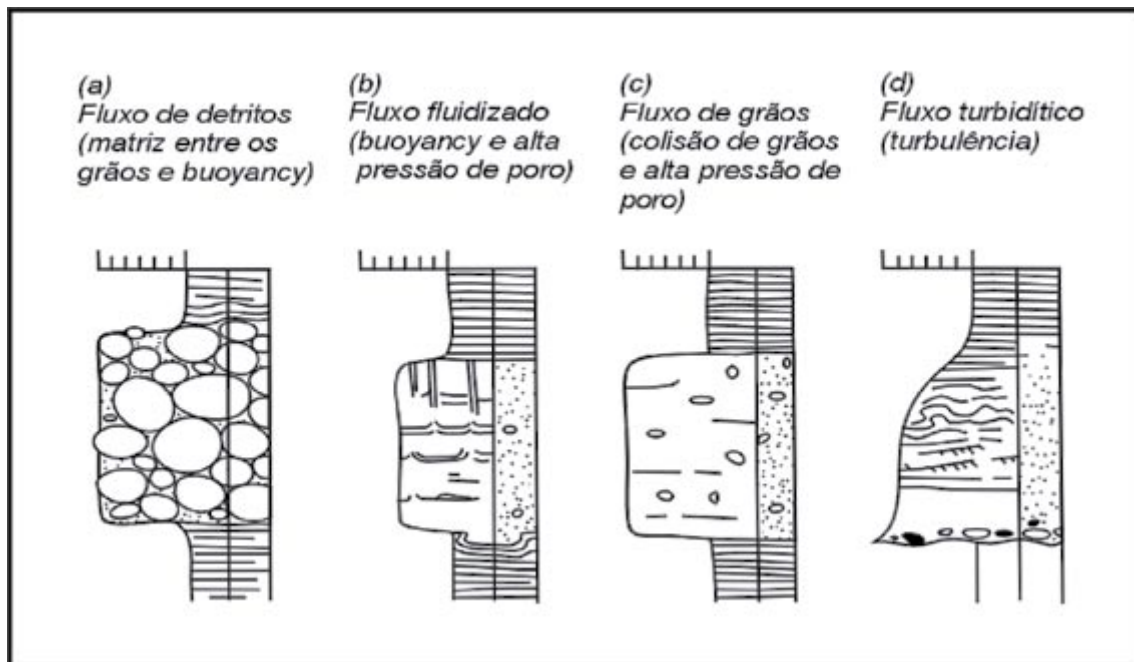


Fig. 2.9– Diagrama de seqüências sedimentares produzidas por processos gravitacionais (cf. Selley, 1988).

podem ocorrer em terra e no mar. Sua origem pode estar relacionada com terremotos, com fortes chuvas e com a ação de congelamento/derretimento do gelo em climas frios. Para que haja colapsos de rochas, é necessário um declive íngreme, que pode ser uma feição erosional ou uma escarpa de falha (Selley, 1988).

2.8.2. Deslizamentos e escorregamentos

Deslizamentos e escorregamentos ocorrem em taludes menos íngremes do que os de colapsos de rochas; ambos podem ser subaéreos ou subaquosos. Os processos sedimentares de escorregamento envolvem o transporte lateral de sedimentos ao longo de planos de cisalhamento subhorizontais. A água age como lubrificante para reduzir a fricção e permitir o movimento ao longo das superfícies de escorregamento. O escorregamento implica a movimentação mergulho abaixo dos sedimentos nos quais o acamamento original é perturbado, distorcido e algumas vezes destruído (Selley, 1988).

Deslizamentos e escorregamentos tornam-se agentes de transporte progressivamente mais efetivos com o aumento do conteúdo de água. Muitos sedimentos

suscetíveis ao deslizamento são depositados no talude com um empacotamento frouxo. Uma vez que o movimento seja iniciado o empacotamento do sedimento é perturbado e tende a ser apertado. A porosidade diminui, portanto, a pressão de poro aumenta. Isto tem o efeito de diminuir a fricção intergranular, permitindo que o sedimento flua mais livremente. Com o aumento do conteúdo de água e, por conseqüência, a diminuição na intensidade do cisalhamento, os deslizamentos gradam para o terceiro mecanismo do espectro: fluxo de massa ou fluxo de grãos. Este processo abrange um amplo conjunto de fenômenos conhecidos por nomes como fluxos de areia, fluxos de grãos, fluxos fluidizados, fluxos de detritos e seus depósitos resultantes, turbiditos, diamictitos e lamitos seixosos (Selley, 1988).

2.8.3. Fluxo de detritos

É definido como “a dispersão de sedimentos não-Newtonianos altamente concentrados e de baixa intensidade” (Selley, 1988). Isto inclui fluxos de lama, ainda que nem todos os fluxos de detritos sejam lamosos. Os fluxos de detritos ocorrem desde desertos, onde uma chuva torrencial é o gatilho para o movimento inicial, até taludes continentais, onde os terremotos, marés ou tempestades são os agentes iniciais. Em todas estas situações, um talude é o pré-requisito necessário. Os depósitos de fluxos de detritos variam de matacões até seixos, areia, silte e argila. Quando somente um tipo de sedimento está disponível na área-fonte, então o depósito resultante será bem selecionado e com gradação. Caracteristicamente, contudo, os depósitos de fluxos de detritos são pouco selecionados e maciços (Fig. 2.9). Os fluxos de detritos subaquosos são encontrados em cânions submarinos localizados na frente de deltas em margens continentais (Selley, 1988).

2.8.4. Fluxos de grãos

Nos fluxos de grãos, o sedimento é mantido em suspensão devido às colisões entre os grãos. Estes fluxos se desenvolvem em sedimentos limpos, como areias e cascalhos, sem matriz argilosa. Sem esta matriz lamosa, a fricção intergranular torna-se muito grande e esses fluxos só podem se desenvolver em taludes íngremes, onde o ângulo de resistência inicial tenha sido excedido (D’Ávila & Paim, 2003). Estes tipos de fluxos são encontrados em ambientes subaéreos e subaquosos, em taludes com inclinações elavadas, próximas ao ângulo de repouso, como no caso dos estratos frontais de dunas. Quando o gradiente diminui, o atrito supera a movimentação e o fluxo de grãos se deposita por congelamento friccional (D’Ávila & Paim, 2003).

Depósitos de fluxos de grãos apresentam geralmente a gradação inversa (Fig. 2.9). Estes depósitos são constituídos por arenitos e conglomerados limpos e maciços. Quando associados a dunas, ocorrem na forma de línguas de grãos mais grossos, com alta inclinação e localmente com gradação inversa. Os fluxos de grãos estão comumente, associados a correntes de turbidez de alta densidade (D'Ávila & Paim, 2003).

2.8.5. Fluxos fluidizados

A fluidização das camadas de areia ocorre quando o arrasto para cima, exercido pela movimentação dos fluidos nos poros, excede o peso efetivo dos grãos. Quando este movimento excede a velocidade mínima de fluidização, a camada se expande rapidamente, a porosidade aumenta e a camada torna-se liquefeita e fluido suportada. Estes sedimentos produzidos por fluidização são similares aos dos fluxos de grãos. Por causa de sua alta porosidade, as camadas fluidizadas contêm *pipes* arenosos e estruturas em forma de prato (*dish*) (Fig. 2.9). Como os fluxos de grãos, estes fluxos necessitam de um talude para iniciá-los e um canal para reter a pressão de poro. Observações de areias antigas no fundo do mar mostram que, uma vez iniciados, ambos, os fluxos de grãos e de fluidos podem se mover através dos canais até o assoalho da bacia com um gradiente mínimo.

2.8.6. Correntes de turbidez

As correntes de densidade se movem através do talude em direção ao assoalho oceânico, acionadas pela gravidade que atua na diferença de densidade entre a corrente e a água do mar circundante. O excesso de densidade da corrente pode ser devido às baixas temperaturas, alta salinidade ou sedimentos em suspensão na corrente. Onde a densidade é devida aos sedimentos em suspensão, o fluxo é chamado de corrente de turbidez. Um turbidito é definido como o depósito de uma corrente de turbidez.

O conceito de fluxo turbidítico foi introduzido na geologia por Bell *apud* Selley (1988). O processo foi evocado como um agente capaz de erodir cânions submarinos nos taludes continentais.

Kuenen & Migliorini (*apud* Walker (1992)) observaram e descreveram evidências de correntes de densidade em lagos e, de acordo com Walker (1992), foram os primeiros a introduzir o conceito de corrente de turbidez na literatura geológica, quando ninguém

havia observado estas correntes nos oceanos atuais.

Os turbiditos são geralmente registrados como depósitos de águas profundas. O processo das correntes de turbidez pode ocorrer em qualquer profundidade, mas, para se preservar os depósitos como turbiditos, eles não podem ser retrabalhados por outras correntes. O local de preservação dos turbiditos é abaixo do nível de base das ondas de tempestades (Fig. 2.10); dependendo da bacia, isto implica numa profundidade mínima de 250 a 300 m (Walker, 1992).

As correntes de turbidez podem ser geradas em diferentes períodos de tempo em relação aos níveis relativos do mar – baixo ou alto. Os mecanismos iniciais incluem terremotos, inundações fluviais e colapsos de sedimentos na frente de deltas. O sedimento inicial da corrente poderá refletir a fonte. Nas planícies abissais, grandes correntes de

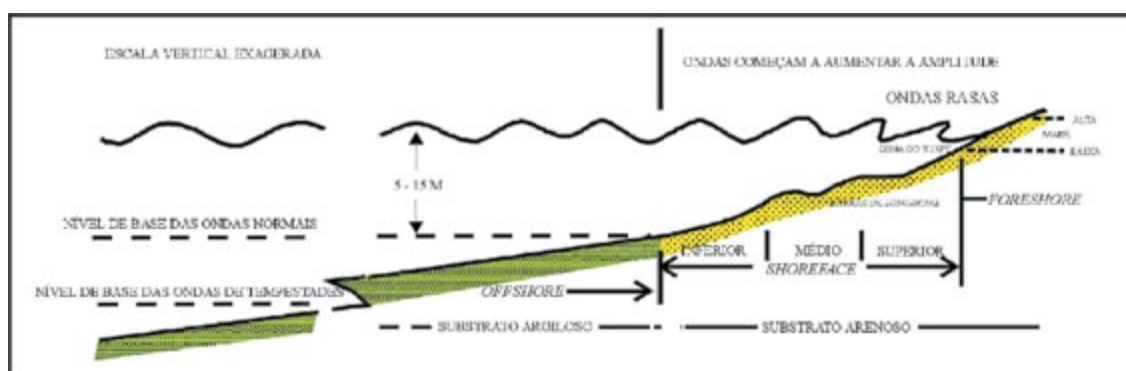


Fig. 2.10 – Perfil de localização das zonas de *foreshore*, *shoreface* e *offshore*, nível de base das ondas normais e das ondas de tempestades (mod. de Walker & Plint (1992)).

turbidez fluirão por algumas centenas de quilômetros e as camadas depositadas terão um metro ou mais de espessura (Walker, 1992).

As correntes de turbidez são fluxos de sedimentos nos quais os grãos são suspensos por turbulência. A deposição dos sedimentos pode ser tratada em termos de populações de tamanho de grãos. Segundo Mutti (1992), as fácies turbidíticas podem ser divididas em três grupos principais: **fácies de granulometria muito grossa** (matações, blocos e seixos); **fácies de granulometria grossa** (pequenos seixos, grânulos e areia grossa) e **fácies de granulometria fina** (desde areia média até argila).

A evolução do fluxo talude abaixo ocorre de tal forma que estas diferentes populações de grãos são progressivamente segregadas e organizadas em diferentes

¹ Trato de Fácies Turbidíticas é uma associação lateral de fácies genéticas que pode ser observada em uma única camada ou conjunto de camadas crono-equivalentes.

tipos de fácies (Fig. 2.11). Basicamente, cada fácies resulta da segregação vertical de populações de grãos que não podem mais ser transportadas pela corrente. Quanto maior é a distância percorrida pelo fluxo, melhor será a organização dos depósitos (fácies) dele resultantes, tanto em termos de características texturais, quanto em estruturas sedimentares internas (Mutti, 1992).

A maioria dos fluxos comporta-se de modo diferente do esquema da Figura 2.12, produzindo fácies e tratos de fácies¹ de difícil reconhecimento e compreensão. Isto ocorre por duas razões: 1) **diferentes composições texturais do fluxo original**, que podem ocasionar a supressão de determinadas fácies, e 2) **diferentes distâncias percorridas pelo fluxo gravitacional**, as quais são função das taxas de momento (altas taxas de perda de momento estão associadas a fluxos de pequeno volume, principalmente se carregados de sedimentos grossos; por outro lado, baixas taxas de perda de momento são características de fluxos de grandes volumes com abundante carga sedimentar de granulometria fina em suspensão) (Mutti, 1992). A eficiência do fluxo (habilidade de movimentar sua carga arenosa talude abaixo) será controlada, principalmente, pelo volume e pela composição textural da carga sedimentar do fluxo.

Walker (1992) resumiu um conjunto de feições associadas com as camadas de um turbidito clássico :

1) Arenitos e folhelhos estão monotonamente intercamadados por dezenas ou centenas de metros de uma seção;

2) As camadas têm bases abruptas e planas, sem indicações de erosão do assoalho oceânico numa escala de poucas dezenas de centímetros;

3) As bases abruptas das camadas têm abundantes marcações, classificadas em três tipos: **marcas de sola**, as quais são esculpidas na lama subjacente por objetos (pedras, conchas, madeiras), **marcas erosivas**, que erodem a lama subjacente através de fluidos e **marcas orgânicas**, que representam os traços e tocas construídos por organismos e preenchidos pelas correntes de turbidez. As marcas de sola e as erosivas indicam a direção do fluxo local.

4) Dentro das camadas de arenitos (Fig. 2.13), o tamanho de grão diminui em direção ao topo da camada (acamamento gradacional); a divisão basal **A** não apresenta estruturas e grada para um arenito com laminação plano-paralela da divisão **B** – este grada para os arenitos com *ripples* de corrente da divisão **C**. Ambas as divisões **B** e

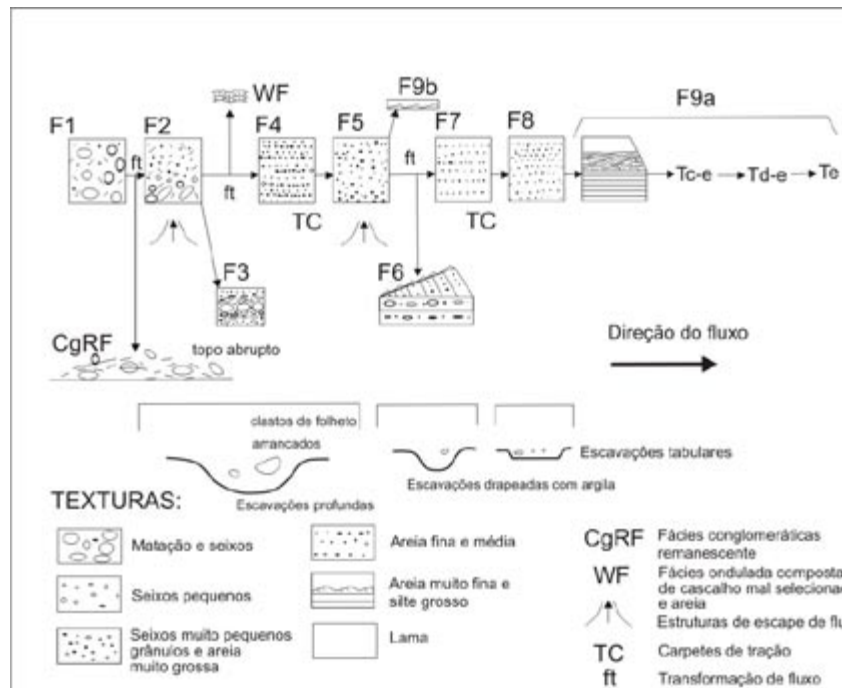


Fig. 2.11 – Arcabouço de classificação preditiva de fácies turbidíticas (cf. Mutti, 1992).

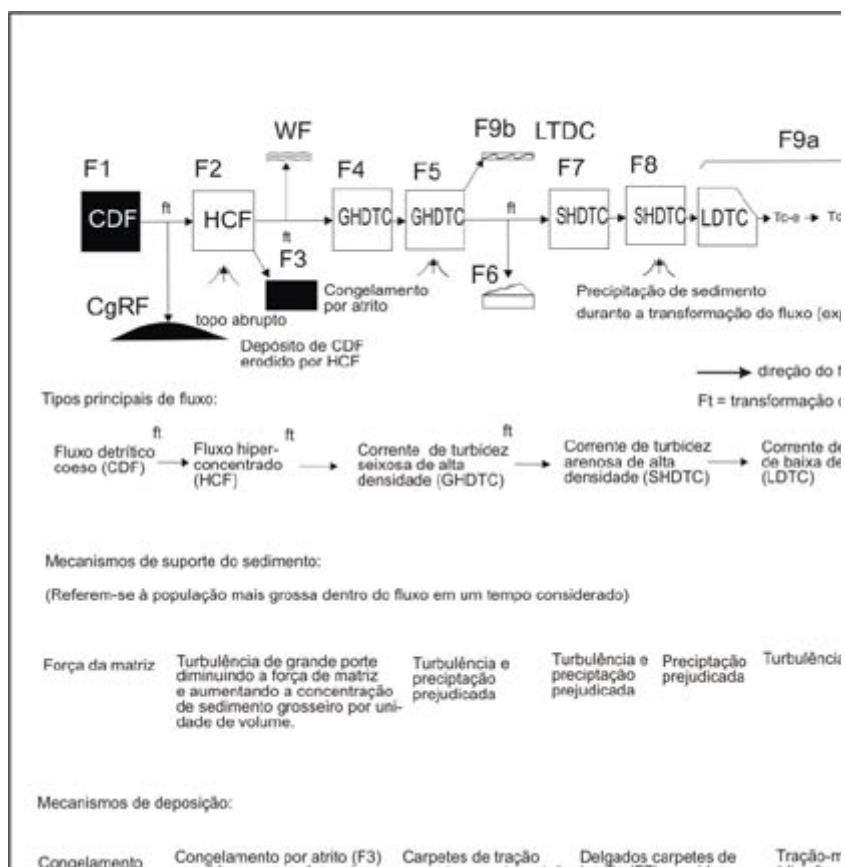


Fig. 2.12 – Fácies turbidíticas e processos relacionados (cf. Mutti, 1992).

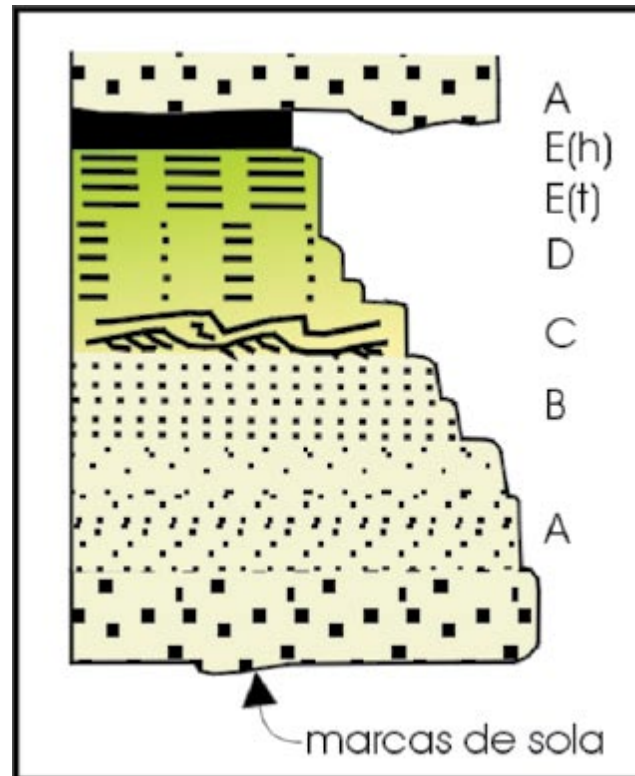


Fig. 2.13 – Seqüência de Bouma. A divisão **A** não apresenta estruturas; a **B** tem areia com laminação plano-paralela; a **C** tem *ripples* e/ou laminação convoluta; a divisão **D** é difícil de ver em afloramentos intemperizados ou tectonizados (mod. de Walker (1992)).

C podem conter laminação convoluta. A divisão C é sobreposta por silte e argila com laminação paralela da divisão **D**. A divisão superior **E** é pelítica e depositada por correntes de turbidez E(t). Somente a parte mais superior da divisão pelítica representa a lenta acumulação de lama depositada diretamente do oceano após a passagem da corrente de turbidez (deposição hemipelágica, E(h)). Este agrupamento de estruturas sedimentares e litologias foi publicado primeiramente por Bouma (1962) e é conhecido como **Seqüência de Bouma** (Fig. 2.13).

Estes processos ativos transferem grandes quantidades de sedimentos para águas profundas. Deste, é de grande importância sua análise e entendimento, através dos mecanismos que servem de gatilho para os processos e da caracterização dos depósitos resultantes.

2.9. Sistemas deposicionais de talude

Por fazer parte da margem continental e não ser uma entidade tectônica, o talude continental, na maior parte dos artigos antigos, não é separado como unidade fisiográfica, sendo referido e descrito em contribuições sedimentológicas, geralmente no estudo de

leques submarinos associados a cânions (Cainelli, 1997a).

O avanço na exploração de hidrocarbonetos em águas profundas fez com que os sistemas de talude e base de talude fossem melhor entendidos através de modelos tridimensionais, sendo que os avanços tecnológicos da sismoestratigrafia favoreceram este processo.

Sistemas deposicionais de talude e base do talude (doravante denominados de sistemas de talude para simplificar) ocorrem em águas relativamente profundas além da quebra da plataforma. Em margens continentais modernas, a quebra da plataforma situa-se em profundidades em torno de 90 a 180 m; estas profundidades são fortemente condicionadas pelos rápidos aumentos glacio-eustáticos do nível relativo do mar.

O talude é uma superfície relativamente íngreme que se estende da quebra da plataforma até a base do talude, o qual grada para o assoalho da bacia. Em locais onde a plataforma está ausente (ex., bacias do tipo rampa), o talude se prolonga diretamente do sopé do prodelta ou *shoreface*. A declividade dos taludes clásticos terrígenos varia em média de 2 a 5 graus, podendo ir de menos 1 grau até mais de 10 graus. Os ângulos deposicionais do talude variam diretamente com o tamanho de grão do sedimento e a taxa de deposição e variam inversamente com a eficiência dos processos de transpasse ou ressedimentação. A deposição no talude mostra perfis convexos, enquanto taludes destrutivos apresentam poucas diferenças entre os taludes médio e superior ou são ligeiramente convexos (Galloway, 1998).

Os processos de transporte gravitacional de massa predominam nos sistemas de talude. Um relevo de 150-200 m pode ser suficiente para iniciar e manter diferentes tipos de transportes gravitacionais na forma de rastejamentos, deslizamentos e fluxos de detritos viscosos, característicos de taludes superiores relativamente íngremes. Nestes locais, os fluxos e as correntes de densidade aceleram e erodem calhas e canais. Com a diminuição do gradiente, na base do talude, o fluxo desacelera e ocorre a deposição. Se a taxa de deposição é baixa, o talude superior retrograda até alcançar um perfil estável; se for alta e o talude superior for construtivo, ele prograda através da deposição de grandes clinofomas que refletem seu perfil de equilíbrio dinâmico. Os taludes submarinos são locais de erosão e retração. A erosão é acompanhada por fluxos gravitacionais iniciados na parte média a inferior do talude, sendo os cânions submarinos os produtos desta (Galloway, 1998).

Os modelos de sistemas deposicionais que ocorrem nestas porções da bacia evoluíram de simples modelos de leques até abordagens mais reais, onde a textura,

morfologia de distribuição da carga sedimentar, arquitetura das fácies e padrão de suprimento sedimentar são analisados.

Reading & Richards (1994), Richards *et al.* (1998) e Richards & Bowman (1998) propuseram uma classificação para os sistemas deposicionais clásticos de águas profundas baseada no método de suprimento sedimentar para o leque, no tamanho de grão e no número de pontos alimentadores destes sistemas. Foram identificados quatro tipos de sistemas: conglomerático, arenoso, misto (areia + lama) e lamoso. Na Figura 2.14, o ápice de cada diagrama ternário representa a natureza do suprimento sedimentar e o número de pontos que alimentam o sistema, o que permite uma distinção entre leques submarinos alimentados por um único ponto, rampas submarinas alimentadas por múltiplos pontos e sistemas de *aprons* de talude alimentados linearmente. A partir do diagrama é possível descrever e avaliar um amplo conjunto de variáveis dentro de um leque, além de mostrar como as mudanças no *input* de suprimento sedimentar para a bacia, a distribuição dos pontos de entrada de sedimentos e o tamanho de grão vindo das áreas de proveniência exercem uma profunda influência resultante nos sistemas clásticos de águas profundas, principalmente nas características de seus reservatórios, selos e trapas.

Os leques submarinos e as rampas estão relacionados com sistemas alimentadores de drenagens mais estáveis. Eles mostram uma distribuição de fácies e arquitetura interna mais organizadas e relativamente previsíveis, resultando na formação de alvos primários para a exploração de hidrocarbonetos numa bacia. Ao contrário dos *aprons* de talude, que estão mais associados com colapsos de talude, fontes locais de sedimentos e/ou drenagens efêmeras e sistemas alimentadores. Isto resulta numa grande variabilidade e desorganização interna de fácies. São alvos menos atrativos na exploração de bacias. Isto é verdade especialmente em *aprons* de talude lamosos e mistos; estes últimos fornecem alvos durante a fase matura da bacia (Richards *et al.*, 1998).

Galloway & Hobday (1996) integraram elementos geomórficos e processos subaquosos, a fim de ordenar os sistemas deposicionais do talude e base do talude. Esta sistematização foi aperfeiçoada por Galloway (1998), que sumariou a descrição dos principais sistemas deposicionais com base nas arquiteturas estratigráfica e de fácies. Para o autor, existem dois tipos de sistemas de taludes siliciclásticos: o sistema construtivo, que inclui leques, *aprons*² e canais de assoalho de bacia e o sistema destrutivo, incluindo *aprons* retrogressivos, preenchimento de cânions e complexos de megadeslizamentos registrando retrabalhamento e ressedimentação no talude.

² Segundo definição de Galloway (1998), *aprons* são sistemas de talude alimentados linearmente.

2.9.1. Classificação dos sistemas deposicionais de talude

Esta classificação foi retirada de Galloway (1998), que sintetizou conceitos publicados por outros autores e enfatizou a importância dos sistemas de talude destrutivos onde encontram-se os cânions.

No talude e base do talude quaternários, foram identificados seis tipos de sistemas deposicionais: 1) leques submarinos; 2) *aprons* submarinos; 4) preenchimento de cânions; 3) complexos de megadeslizamentos; 5) canais de assoalho de bacia e 6) *drifts* (depósitos de deriva) de contornos. Estes sistemas de talude podem ser agrupados em construtivos e destrutivos. Sistemas construtivos são caracterizados pela deposição de sedimentos alóctones e incluem leques, *aprons*, canais de assoalho de

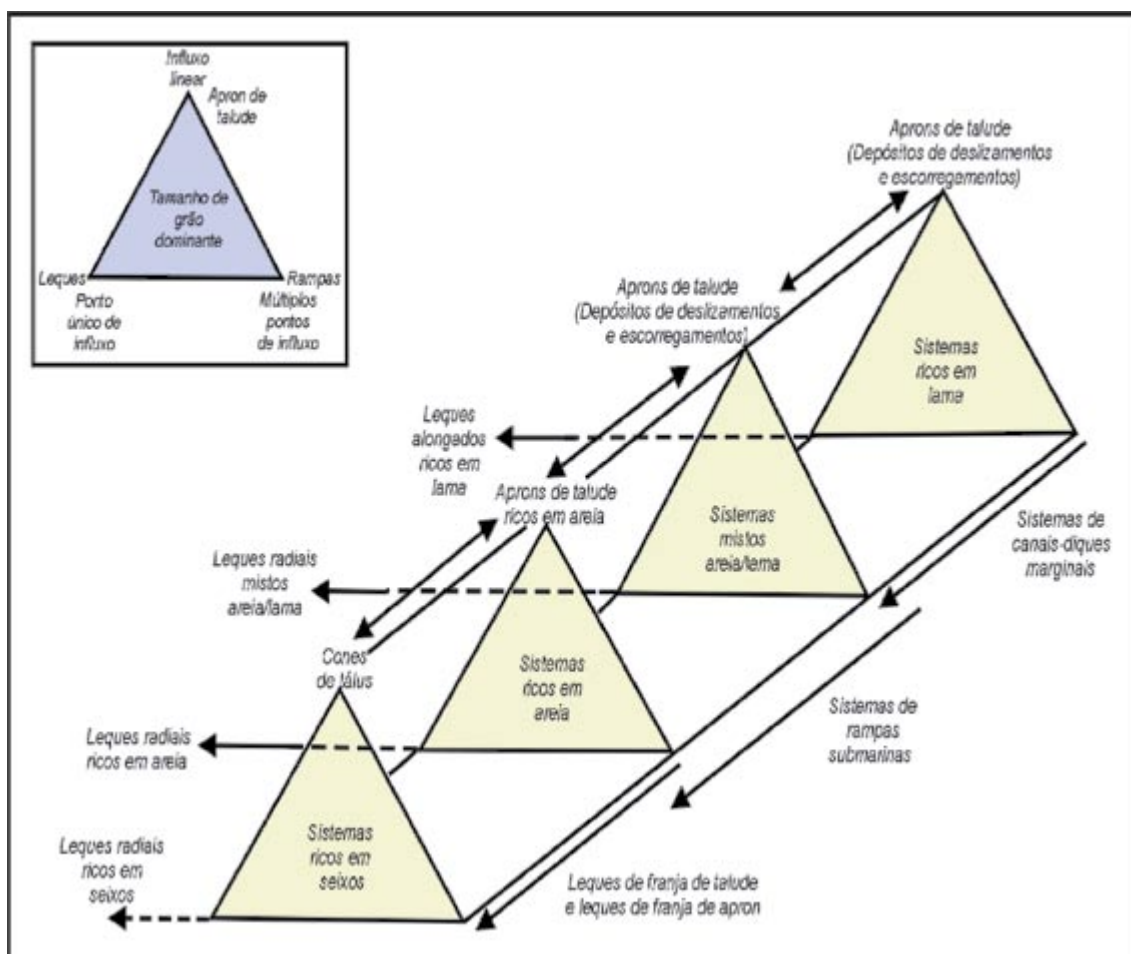


Fig. 2.14 – Classificação de leques submarinos por: a) mecanismo de suprimento sedimentar, b) tamanho de grão dominante e c) número de pontos de influxo (cf. Richards *et al.*, 1998).

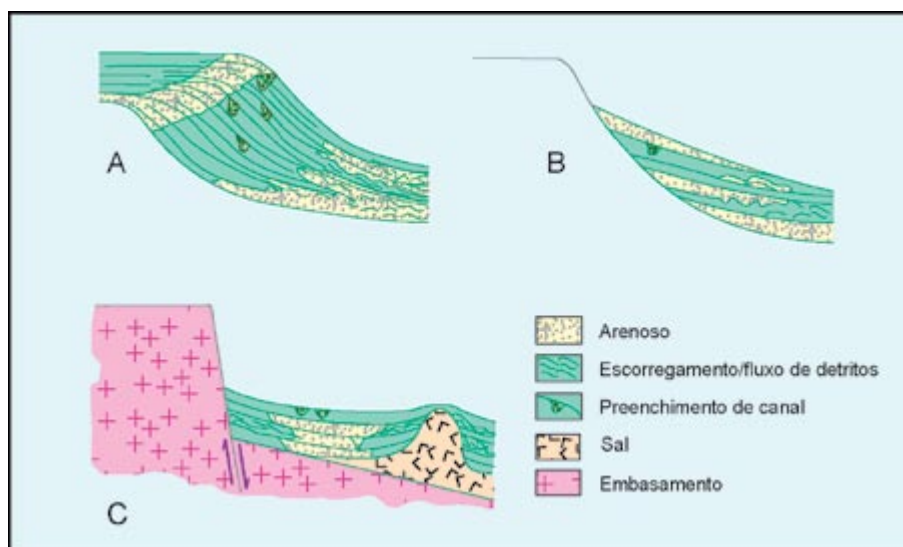


Fig. 2.15 – Padrões básicos de arquitetura estratigráfica de sistemas de talude e de plataforma e bacias adjacentes: A = *offlap*, B = *onlap* contra uma superfície estratigráfica e C = *uplap* contra um talude de origem tectônica (mod. de Galloway & Hobday (1996)).

bacia e depósitos de deriva. O padrão arquitetural sísmico dominante é *offlap*, *onlap* agradacional ou *uplap* (Fig. 2.15). Sistemas destrutivos se caracterizam por retração local a subregional do talude, pelo desenvolvimento de uma superfície limite (ex., plano de deslizamento, superfície de erosão do cânion) e pela redeposição dos fluxos autóctones com arquitetura em *onlap* na base do talude.

O padrão de suprimento sedimentar, de acordo com Galloway & Hobday (1996), determina a morfologia dos sistemas de talude, conforme descrito abaixo:

- pontual, geralmente um grande cânion submarino, fossa tectônica ou canal de assoalho de bacia. A dispersão radial dos sedimentos a partir do cânion gera um leque submarino, que visto em planta é oval a alongado (Fig. 2.16a);

- nos deltas de margem de plataforma e leques deltaicos, os sedimentos são provenientes das desembocaduras dos distributários durante as inundações e são remobilizados da frente deltaica e prodelta para formar um *apron* alimentado por delta (Fig. 2.16b);

- quando o aporte sedimentar é distribuído de maneira relativamente uniforme na margem da plataforma e sobre o talude, formando um *apron* de talude alimentado linearmente. Nos *aprons* construtivos (Fig. 2.16c), os sedimentos se espalham sobre o

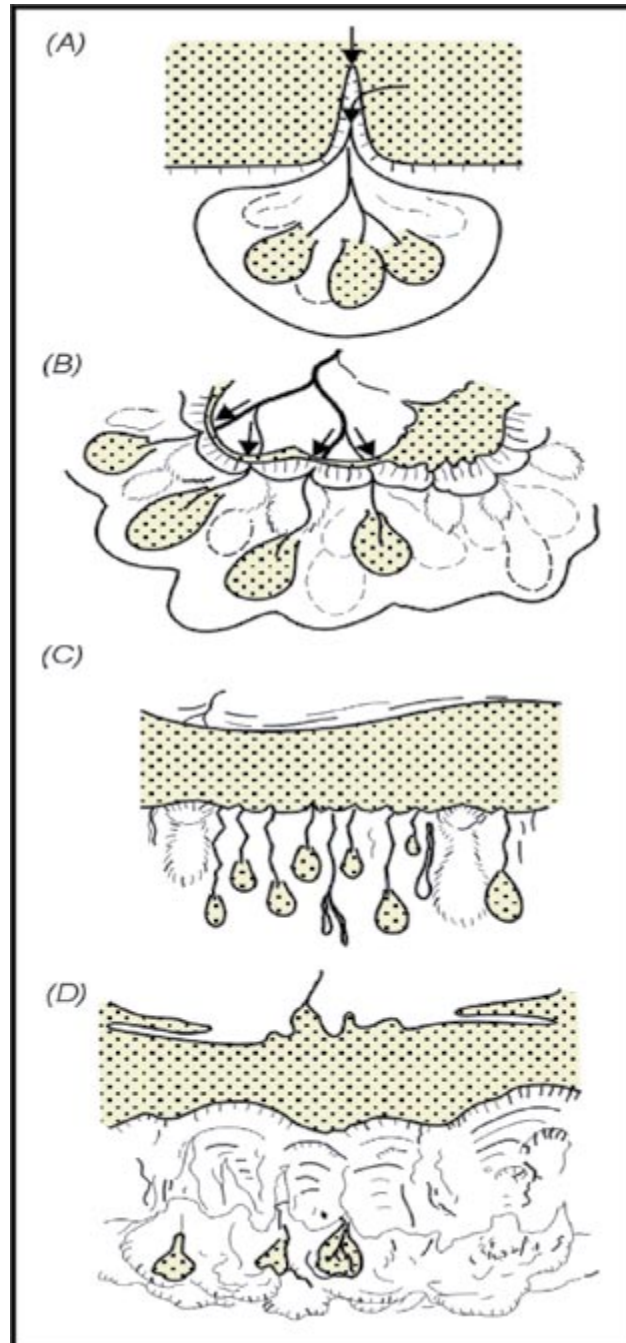


Fig. 2.16 – Padrão de suprimento sedimentar através da borda da plataforma e morfologias resultantes de sistemas deposicionais de talude. a) Fonte pontual (cânion); b) Fonte linear arqueada (frente deltaica de margem de plataforma); c) Fonte linear (alimentadora da plataforma); d) Fonte linear (perda de massa da margem da plataforma e talude superior) (Galloway,1998).

talude de maneira uniforme, seguindo a margem da plataforma, localmente ocorrendo uma concentração devido aos canais erosivos, que mudam de posição através do tempo, dando origem a uma fonte linear no decorrer do tempo geológico;

- os sedimentos podem se originar por fluxos gravitacionais na parte superior do talude e margem da plataforma e serem redepositados em *onlap* na base do talude como um *apron* autóctone (Fig. 2.16d).

2.9.1.1. Sistemas de taludes construtivos

Os leques são diferenciados dos *aprons* através da geometria externa dos depósitos (distintos depocentros com padrão radial a alongado, paralelo ao mergulho da bacia *versus* extensos prismas de sedimentos alongados ao longo da margem da bacia) e pelo grau de organização espacial dos sistemas turbidíticos (focado e radial *versus* randômico e subparalelo) (Galloway, 1998).

2.9.1.1.1. Sistemas de leques

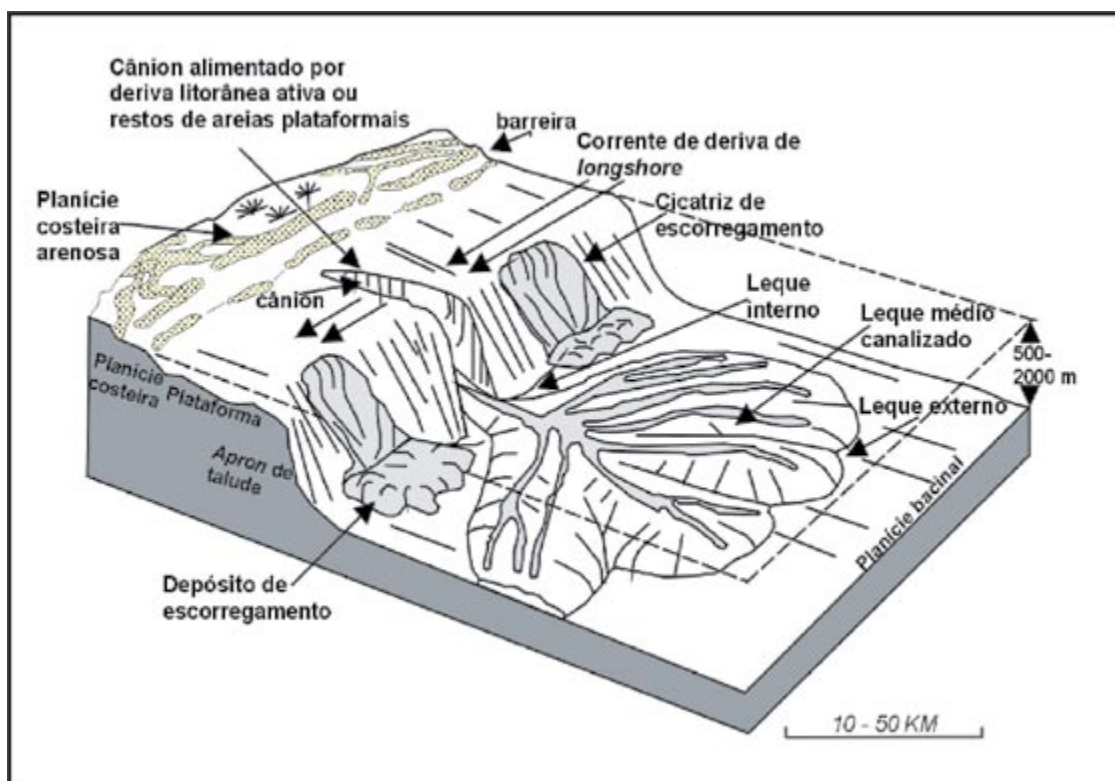


Fig.2.17– Bloco-diagrama ilustrando os sistemas siliciclásticos marinho profundo e de leques submarinos ricos em areia (cf. Richards *et al.*, 1998).

Leques alongados e lamosos são supridos por sistemas deltaicos ou fluviais e os maiores exemplos modernos ocorrem em bacias tectonicamente estáveis. Leques lamosos apresentam baixos gradientes e se estendem além da base do talude e sobre o assoalho da bacia. Leques arenosos radiais são encontrados em margens de placas tectonicamente ativas e em pequenas bacias oceânicas. De acordo com Richards *et al.* (1998), os leques submarinos ricos em areia podem se conectar via cânion com *drifts* arenosos litorâneos ativos ou então serem produtos do retrabalhamento de sistemas deltaicos e plataformais relictos, ricos em areia (Fig. 2.17). Os cânions geralmente são escavados no embasamento ou em sedimentos litificados. Muitos sistemas de leques submarinos “onlapam” o talude inferior e a desembocadura do cânion. Com o passar do tempo, os leques tornam-se agradacionais e se expandem sobre o assoalho da bacia, mas grandes cânions ou sistemas de leques raramente mostram arquitetura estratigráfica em *offlap*, porque cânions que cortam o talude são caracterizados pelo transpasse sedimentar ou erosão (Galloway, 1998).

2.9.1.1.2. Sistemas de aprons

Os *aprons* de taludes construtivos são o tipo de sistema de talude mais importante que existe no registro estratigráfico em termos de volume e contenção de hidrocarbonetos. O padrão estratal dos *aprons* no talude inferior é de *onlap* e seu suprimento sedimentar provém da plataforma, região costeira, deltas, leques aluviais ou sistemas glaciais, ou seja, sedimentos que transpassam o talude superior. O padrão *uplap* dos *aprons* aterra taludes tectonicamente rejuvenescidos e íngremes e preenchem bacias relacionadas com riftes, falhas transformantes e arcos (Galloway, 1998).

2.9.1.1.2.1. Aprons alimentados por deltas

Ocorrem onde quer que um sistema deltaico prograda diretamente em águas profundas (em torno de 150 m), para que a remobilização gravitacional desenvolva um sistema de dispersão subaquoso. A arquitetura estratigráfica é complexa: alternam-se espessas unidades em *offlap* e finas unidades em *onlap*, que são visualizadas em perfis ao longo do mergulho. Os processos alocíclicos, como a variação do nível relativo do mar e mudanças climáticas refletidas no aporte sedimentar, aumentam e regionalizam as alternâncias arquiteturais (Galloway, 1998).

2.9.1.1.3. *Drifts* (depósitos de deriva) de contornitos e sistemas de canais de assoalho de bacia

Os depósitos de *drifts* de contornitos consistem de sedimentos com estratificação variável, *drapes*, *mounds* e cristas de sedimentos de granulometria fina depositados por correntes e se acumulam onde o fluxo se expande e a velocidade diminui, atrás de barreiras batimétricas, ou onde há separação de fluxo. Os sistemas de *drifts* são distinguidos: a) pelo acamadamento agradacional, b) pela dinâmica, morfologia externa alinhada paralelamente ao talude, geometria externa, c) pela abundância de estratificação cruzada gerada por correntes de tração em escalas que variam de *ripples* a dunas, d) pela grande quantidade de superfícies de corte e *lags* analisados e e) pela tendência das paleocorrentes ao longo do talude (Galloway, 1998).

Embora os gradientes de assoalho de bacia sejam baixos, canais tributários e drenagens podem se desenvolver. Canais grandes, profundos e isolados se estendem por centenas de quilômetros atravessando o assoalho oceânico (Fig. 2.8). As fácies que compõem os canais incluem preenchimento de canal, o qual pode ser inciso, mas geralmente é limitado por *levees* assimétricos proeminentes e lençóis de *overbank* e turbiditos de granulometria fina. Os sistemas de canais de assoalho de bacia podem terminar em leques de assoalho de bacia distantes da base do talude. Os leques de assoalho de bacia podem ser reconhecidos por sua localização, geometria das isópacas de areia altamente alongadas, etc. (Galloway, 1998).

2.9.1.2. Sistemas de taludes destrutivos

Ao longo de muitas margens de bacias, onde colapsos no talude, erosão ou fluxos de massa são mais dominantes do que o suprimento sedimentar e a acumulação, ocorre um ajuste dos taludes a gradientes estáveis, próprios de áreas de baixas taxas de suprimento sedimentar. Nestes sistemas, a atividade tectônica desempenha um papel importante temporal e espacialmente. Sismicidades, inclinações e diapirismos agem como gatilhos de deslizamentos, nucleação e rejuvenescimento de cânions, megadeslizamentos e *aprons* autóctones (Galloway, 1998).

Os sistemas destrutivos são produtos de erosão abrupta do talude (megadeslizamentos), geograficamente concentrada (cânions) ou então regional (*apron* autóctone) (Fig. 2.18). Cada sistema é limitado por uma superfície estratigráfica como um plano de deslizamento/rastejamento, superfícies erosivas do cânion ou superfícies compostas de fluxos gravitacionais. Os depósitos de cada sistema incluem uma sucessão

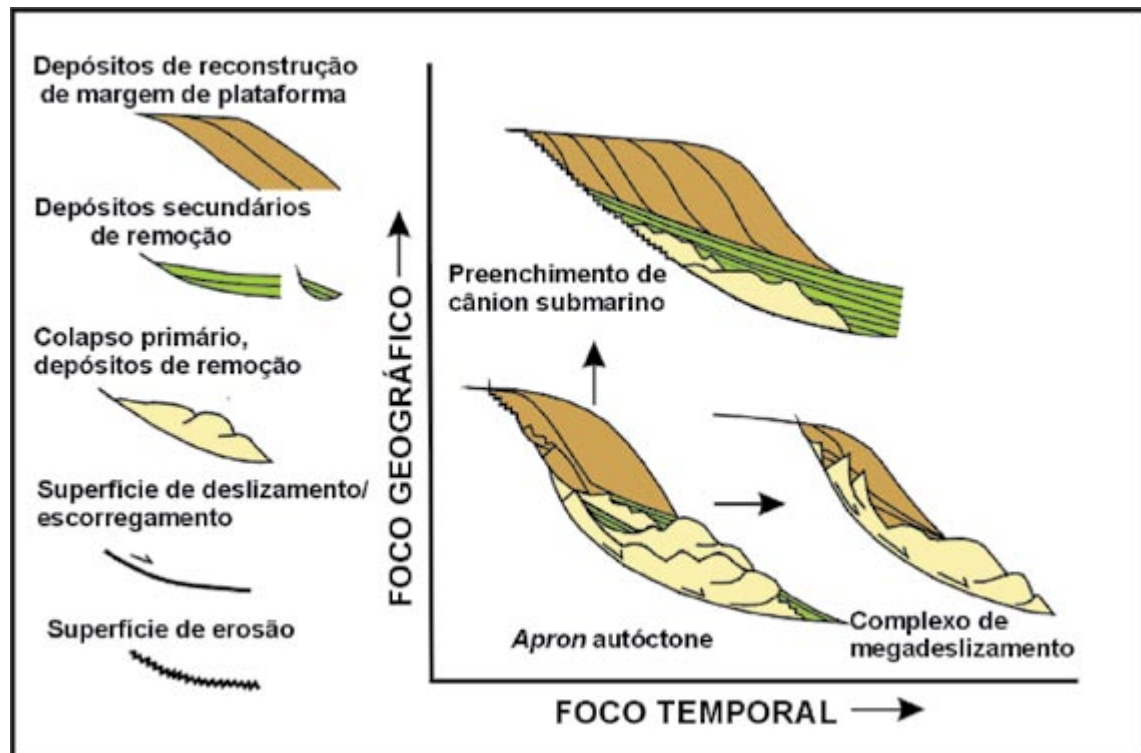


Fig. 2.18 – Relações espaciais e temporais e arquiteturas gerais de fácies dos três tipos comuns de sistemas de taludes destrutivos (autóctones) (mod. de Galloway, 1998).

inferior de origem gravitacional com aspecto montiforme em *onlap*, sobrepostos por uma sucessão de depósitos de reconstrução da margem da plataforma em *offlap*, que preenchem e “curam” as cicatrizes criadas pelo colapso e erosão desta margem (Fig. 2.18) (Galloway, 1998).

Todos os tipos de sistemas de talude destrutivos são relacionados. Megadeslizamentos geralmente nucleiam um ou mais cânions submarinos ou levam a retrogradação do talude por longos períodos. Sistemas de talude autóctones são locais para o desenvolvimento de múltiplos e grandes cânions submarinos (Galloway, 1998).

2.9.1.2.1. Aprons autóctones

Na base de taludes destrutivos retrogradantes, um *apron* lateralmente associado com depósitos de deslizamentos, escorregamentos, fluxos de detritos e lençóis turbidíticos, geralmente ocorre em *onlap*. Devido a alta variedade de sedimentos disponíveis no tempo e espaço, taludes retrogressivos são construídos com sedimentos

de sistemas deposicionais anteriores, que podem variar de leques deltaicos cascalhosos a lamosos (Galloway, 1998).

2.9.1.2.2. Sistemas de megadeslizamentos

Megadeslizamentos afetam padrões sedimentares em escala de sistemas deposicionais, modificando o padrão de dispersão dos sedimentos, redefinindo a topografia do talude regional e a posição da borda da plataforma e criam caminhos para a migração de petróleo. As cunhas de sedimentos são distinguidas por suas sismofácies e geometrias internas. Superfícies de descolamento estão localizadas em seções condensadas ou em outras superfícies de discordância e se estendem em direção à bacia como cortes ligeiramente erosivos abaixo dos depósitos de fluxo de detritos e deslizamentos (Galloway, 1998).

As principais fácies de um sistema de megadeslizamento incluem blocos de escorregamento rotacionados, línguas de detritos, turbiditos distais e fluxo de detritos sobrepostos preenchendo as depressões entre os blocos rotacionados e os depósitos montiformes de fluxos de detritos.

2.9.1.2.3. Sistemas de preenchimento de cânions

O reconhecimento e a descrição de preenchimento de cânions são dificultados pelo seu tamanho e pela diversidade de morfologias e relações com os sistemas deposicionais associados (fluvio-deltaicos, costeiros e plataformais), bem como o tipo de margem continental no qual se desenvolvem.

Os cânions ocorrem em grande abundância em margens continentais convergentes, transformantes e rifteadas. Nestes locais tectonicamente ativos, os cânions geralmente cortam as rochas do embasamento e estão sujeitos ao controle estrutural da sua posição, geometria e conexão com a zona de praia e a plataforma. Estes cânions são preenchidos tipicamente em parte com espessas seções de sedimentos conglomeráticos de granulometria grossa (Galloway *et al.*, 1991).

Margens divergentes também são cortadas por cânions submarinos. Tais margens maduras foram subdivididas por Emery (1980) em margens truncadas e progradantes. Ao longo das margens truncadas, a erosão do talude continental resulta em afloramentos de estratos com mergulhos suaves, geralmente mais antigos do que os cânions que cortam o talude (exemplo, cânions da Costa Leste dos Estados

Unidos). As margens progradantes, ao contrário, são caracterizadas pela progradação sedimentar. Apesar do predomínio da deposição, sistemas complexos de múltiplos e superimpostos cânions ocorrem ao longo destas margens, em frente ou nas margens dos maiores depocentros deltaicos. Estes cânions são escavados e preenchidos com lama e sedimentos de granulometria fina, formando leques submarinos alongados. Um dos melhores exemplos é o cânion Quaternário do Mississippi (Galloway *et al.*, 1991).

O relevo e o preenchimento de um cânion submarino aproxima-se daqueles de pequenas bacias limitadas por falhas. A maior parte dos cânions submarinos antigos e modernos não estão associados com grandes leques e não foram condutos de transporte de quantidades significantes de sedimentos além daqueles escavados por eles. Os atributos de sistemas de preenchimento de cânions submarinos incluem tamanho, associação com uma superfície erosiva de talude regional a subregional e complexidade de preenchimento (Galloway, 1998).

Os cânions mostram, geralmente, múltiplas fases de erosão e preenchimento e as associações de fácies dentro do cânion preenchido são totalmente variáveis. Cânions preenchidos por leques deltaicos e sistemas costeiros são caracterizados por sedimentos de granulometria grossa, lóbulos e lençóis turbidíticos; ao contrário, os cânions preenchidos com sedimentos de deltas lamosos e sistemas de plataformas contêm turbiditos de granulometria fina, línguas de fluxo de detritos, escorregamentos e sedimentos hemipelágicos. A morfologia das paredes do cânion influencia fortemente o transporte gravitacional, forçando o fluxo e as geometrias turbidíticas ao longo do eixo do cânion; estas se transformam em lóbulos ou lençóis alongados (Galloway, 1998).

Considerando que distribuição de areia e o caminho utilizado por ela da plataforma para o talude/bacia pode servir de guia para a pesquisa de locais favoráveis para a deposição de turbiditos ricos em areias, é importante que se conheça os principais tipos de depósitos, sua morfologia, composição textural, distribuição areal e espacial, o que resultará em importantes subsídios para projetos exploratórios bem sucedidos.

2.10. Origem dos cânions

A erosão por correntes de turbidez, falhamentos, terremotos, erosão subaérea, escorregamentos subaquosos e modificações biológicas são alguns dos processos que podem explicar o desenvolvimento de cânions submarinos; contudo, os modelos mais aceitos implicam num começo subaéreo e submarino (Cainelli, 1992).

Os cânions submarinos são feições comuns ao longo das margens continentais atuais. Os cânions cortando a plataforma e o talude são mais prováveis de serem iniciados durante as maiores quedas do nível do mar. Por exemplo, sete dos maiores cânions submarinos do mundo foram documentados na margem continental do Mar de Bering durante o período de mar baixo tardio (glacial) no Cenozóico. A forte carga de sedimentos durante a queda do nível do mar induz correntes de turbidez com grande poder erosivo para cortar e aprofundar os cânions. Durante a fase de mar baixo, as correntes de turbidez e fluxo de detritos com suas densas cargas de sedimentos são transportados para o assoalho da bacia gerando os cânions. Estes também podem ser iniciados através de colapsos nos sedimentos inconsolidados do talude, com subsequente erosão, até que a depressão chegue à quebra da plataforma, permitindo o acesso dos sedimentos plataformais, os quais podem favorecer o aprofundamento da depressão, iniciando um cânion (Haq, 1991).

Em bacias com margem tipo plataforma/talude, ocorre a formação de vales incisos e a erosão do prisma costeiro devido à queda do nível relativo do mar. Os vales incisos servem de conduto para os sedimentos erodidos, que são transportados até a porção superior do talude. Devido ao maior gradiente no talude, os sedimentos sofrem escorregamentos e fluxos de massa, originando as cicatrizes de escorregamento. Os cânions submarinos são formados no talude, especialmente em frente aos principais rios que chegam à costa. Os escorregamentos e fluxos de detritos, por transformação de fluxo, originam correntes de turbidez, que descem pelo talude, preferencialmente pelos cânions, transportando os sedimentos para as partes mais profundas (Fig. 2.19). A ressedimentação no assoalho da bacia ocorre após o desconfinamento dos fluxos e diminuição do gradiente da superfície de fundo (Vail *et al.*, 1991). De acordo com Gardner (1989), os sedimentos nos cânions também podem ser suspensos novamente através da ação de marés internas concentradas ao longo dos eixos do cânion. Estas plumas turvas podem se mover em direção à bacia e serem redepositadas.

Uma vez iniciados, os cânions podem continuar ativos através do subsequente aumento do nível relativo do mar, especialmente durante os estágios iniciais de progradação do trato de mar baixo. A progradação do trato de mar baixo pode preencher a cabeceira dos cânions e finalizar a formação dos mesmos. Se não preenchido, o papel dos sedimentos canalizados é consideravelmente reduzido depois do trato de mar baixo, devido à significativa redução no influxo de sedimentos. O estudo dos cânions submarinos nos dias atuais, quando o nível do mar está relativamente alto, revela que estes permanecem modestamente ativos através da bio-erosão das suas paredes e barrancos (*updip gullies*) (Sanford *et al.*, 1990).

2.10.1. Modelos de cânions subaéreos

Nestes modelos, os cânions são considerados continuação, em direção ao mar, dos sistemas de drenagens continentais formados pela erosão das bordas continentais emergentes e da parte superior do talude durante o rebaixamento do nível relativo do mar (Posamentier & Vail, 1988). De acordo com estes autores, quando o nível relativo do mar desce, a desembocadura dos rios se aproxima da borda da plataforma. A carga sedimentar transpassa a zona de *shoreface* através dos vales incisos e é depositada na plataforma externa/talude superior. Este deslocamento dos depocentros provoca a instabilidade da borda da plataforma, iniciando os movimentos de massa (Fig. 2.20). Os colapsos retrogressivos subseqüentes levam a formação de significantes cortes e cânions na borda da plataforma. A retração erosional do talude ocorre sob condições de reduzido suprimento sedimentar, mas contínua disponibilidade de potencial gravitacional e outras fontes de energia marinha. O desenvolvimento do cânion ocorre devido à instabilidade do talude e ao conseqüente colapso localizado (Fig. 2.20, passo 1). A desestabilização é acentuada pela deposição ativa na borda da plataforma e talude superior, seguindo a progradação costeira ou queda relativa do nível do mar. Cânions embrionários são nucleados quando os sedimentos são transportados e falhados, formando uma nova borda de plataforma ou calhas e cicatrizes devido ao deslizamento do talude superior (Fig. 2.20, passo 2). Se o reduzido suprimento sedimentar precede ou acompanha colapsos, deslizamentos retrogressivos de longa duração podem alargar cicatrizes de escorregamentos, esculpindo cânions juvenis (Fig. 2.20, passo 3). O reduzido suprimento sedimentar no talude causa ou acompanha transgressões, expansão da plataforma e afogamento, acompanhando a expansão e maturação do cânion. O cânion torna-se um foco para nova erosão por ondas internas, tempestades, correntes de marés e fluxos turbidíticos. Poucos cânions maduros começam a dominar a rede de drenagem submarina, justamente quando poucos rios dominam a drenagem subaérea. Grandes cânions podem escavar recuando até a plataforma (Fig. 2.20, passo 4). Se grandes volumes de sedimentos são interceptados e desviados da plataforma ou sistemas de transportes costeiros, um sistema de leques com arquitetura em *onlap* em direção à desembocadura do cânion pode se desenvolver (Fig. 2.20, passo 5). O reduzido gradiente do cânion devido ao *onlap* e agradação na base do talude leva ao preenchimento progradacional final do cânion, o qual ocorre quando o suprimento sedimentar diminui a eficiência do transporte gravitacional de massa. Deste modo, a completa sucessão de preenchimento do cânion consiste de uma sucessão inferior em *onlap* recoberta por uma sucessão em *offlap* (Fig. 2.20, passo 6) (Galloway, 1998).

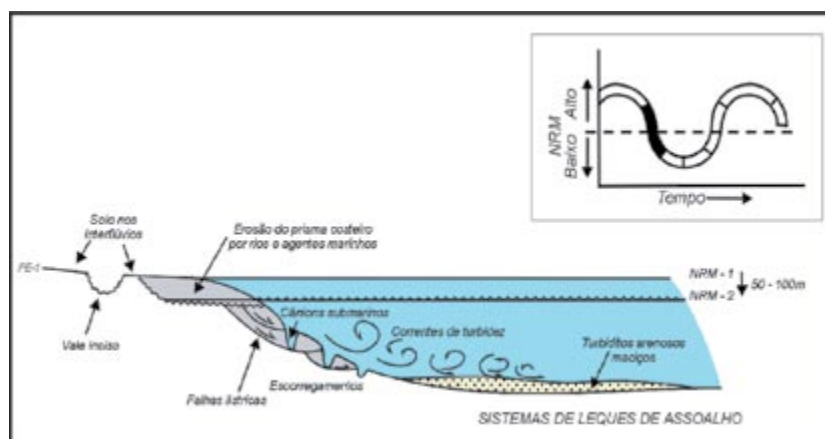


Fig. 2.19 – Correntes de turbidez originando os sistemas de leques de assoalho (PE = perfil de equilíbrio; NRM = nível relativo do mar) (baseado em Vail *et al.*, 1991).

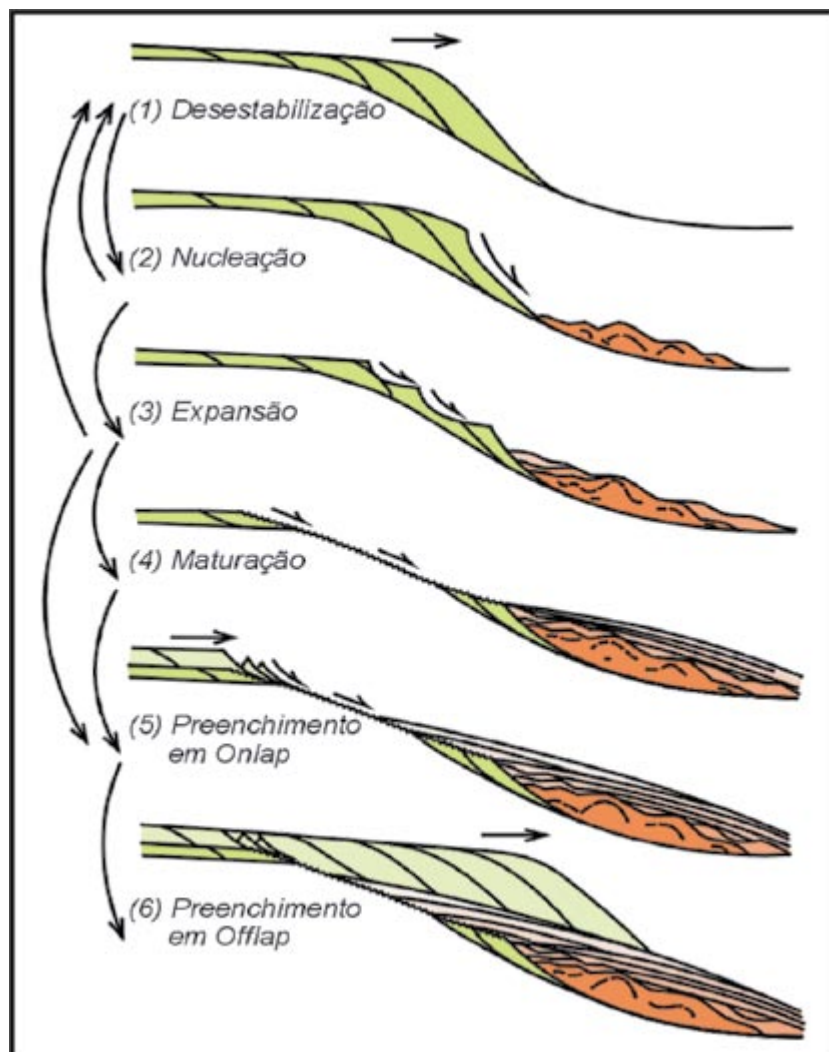


Fig. 2.20 – Diagrama esquemático de erosão e preenchimento de um cânion submarino num talude deposicional clástico. As setas indicam as modificações comuns do caminho evolucionário completo (mod. de Galloway, 1998).

Brown & Fisher (1980) propuseram um modelo no qual o vale escavado pelo rio deve ser exposto subaereamente para iniciar a formação do cânion. Eles observaram que os cânions submarinos podem se bifurcar e desaparecer em direção ao talude superior na plataforma não erodida; além disso, os estratos mais jovens erodidos pelos cânions representam a transgressão máxima da plataforma, comumente carbonatos ou rochas biogênicas. Estes autores relacionam a formação de cânions submarinos com a subida do nível relativo do mar associada com gradual retrabalhamento dos sedimentos do talude e da borda da plataforma (Fig. 2.21). Infere-se que estes sedimentos tenham sido depositados no sopé do talude em padrão de *onlap* (Fig. 2.21B). Como o nível do mar continua a subir, o *onlap* gradualmente se desloca talude acima, Brown & Fisher (1980) chamam isto de talude destrutivo (Fig. 2.22A), o qual implica que a deposição é menor que as taxas de subsidência ou de aumento do nível relativo do mar. Taludes

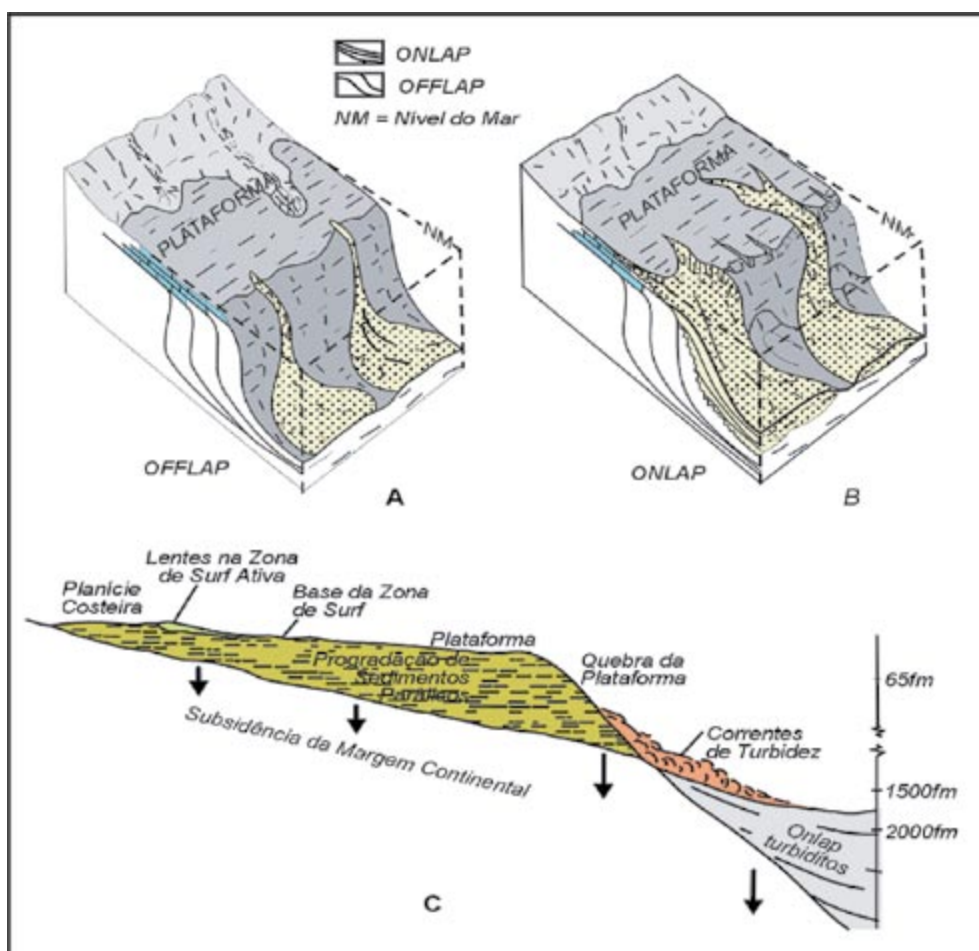


Fig. 2.21 – Modelos de deposição inferidos e processos nos taludes continentais. A) padrão de deposição em *offlap*; B) padrão de deposição em *onlap*; C) diagrama de processos cuja deposição é em *onlap* (Rangel, 1984).

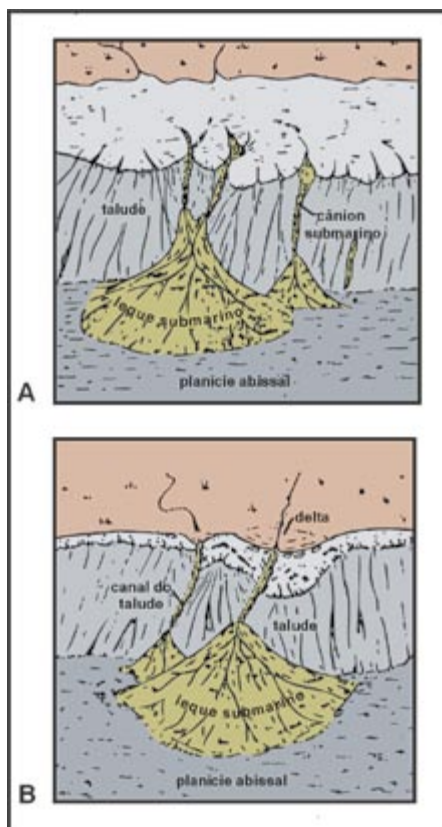


Fig. 2.22 – A) talude destrutivo com erosão e formação de cânion submarino; B) talude construtivo com delta de margem de plataforma ativo (cf. Rangel, 1984).

progradantes ou em *offlap* (Fig. 2.21A) são considerados construtivos e são depositados quando a taxa de suprimento sedimentar é maior do que as taxas de subsidência ou de aumento do nível relativo do mar (Fig. 2.22B).

O cânion Quaternário do Mississippi é um exemplo bem conhecido, formado a partir de sucessivos escorregamentos de massa retrogressivos, cada um criando uma instabilidade que engatilha a próxima (Galloway *et al.*, 1991). O Cânion Lavaca foi iniciado por um escorregamento de grande escala na margem de um sistema deltaico progradante ativo e instável (Fig. 2.23, estágio 1). O escorregamento inicial criou uma reentrância na borda da plataforma que se estendeu por mais de 50 km no sentido *strike*. O rápido escorregamento estendeu o cânion através da plataforma deltaica adjacente (Fig. 2.23, estágio 2a) e modificou a evolução do assoalho e das paredes do cânion (Fig. 2.23, estágio 2b). Antes que as correntes marinhas modificassem o cânion juvenil (Fig. 2.23, estágio 3), uma ativa deposição deltaica retornou, rapidamente sepultando o cânion e cicatrizando a brecha na borda da plataforma progradante (Fig. 2.23, estágio 4) (Galloway *et al.*, 1991).

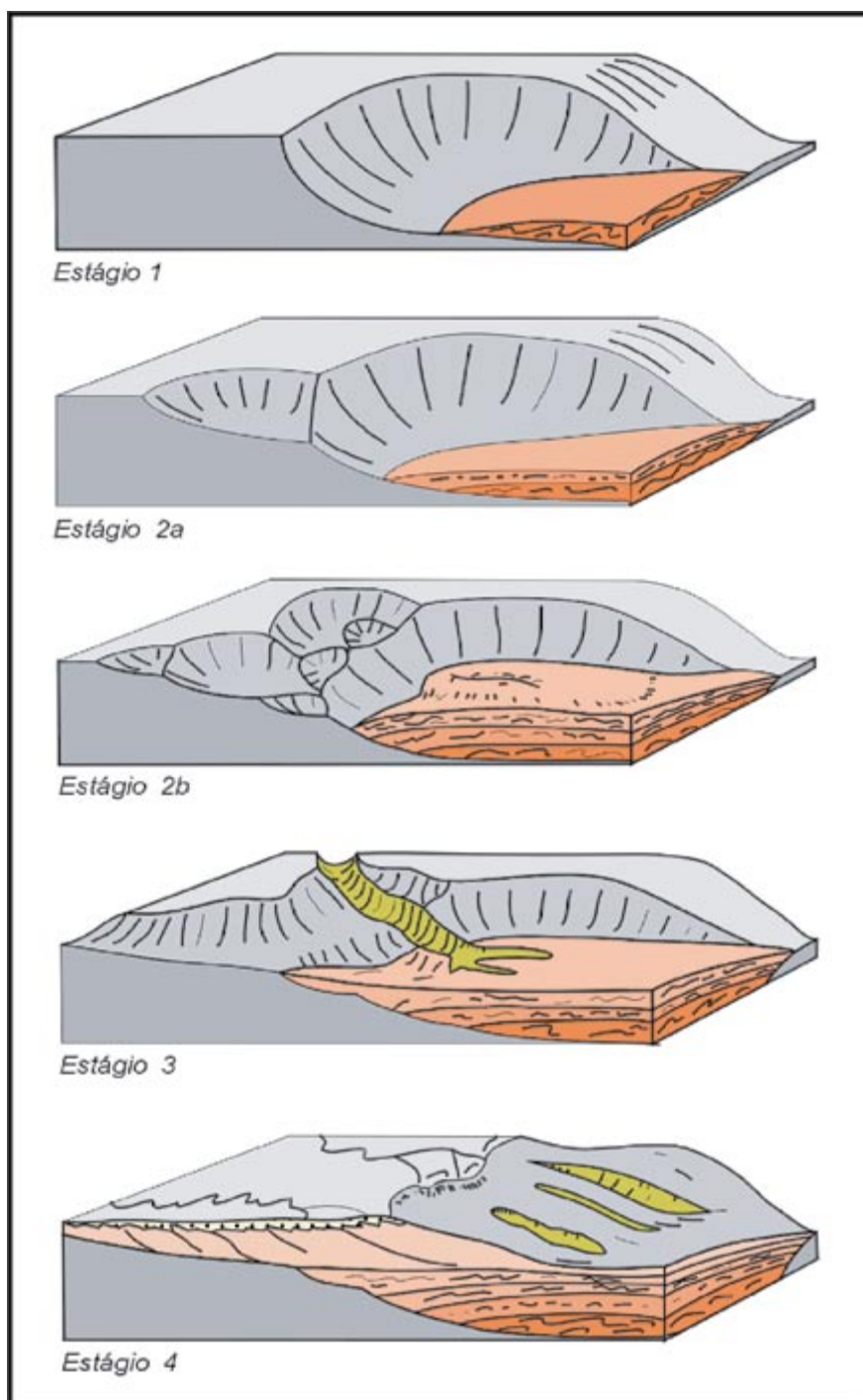


Fig. 2.23 – Diagrama esquemático mostrando os estágios progressivos de escavação e preenchimento do cânion Lavaca (Galloway *et al.*, 1991).

2.10.2. Modelos de cânions submarinos

Neste modelo, os cânions podem ser iniciados e ampliados independentemente dos rios.

No passado, a erosão subaérea era uma hipótese importante para explicar a evolução de muitos cânions submarinos, porque as informações vinham de uma pequena seleção de cânions de uma área apenas. Com o surgimento de novas técnicas de pesquisa (sísmica de alta resolução, minisubmarinos, etc.), observa-se que estas feições são resultado predominantemente da erosão marinha (Shepard, 1981).

Daly (*apud* Reineck & Singh, 1980) foi o primeiro a propor a importância das correntes de turbidez na gênese de muitos cânions. Quando surgiu esta idéia de que as correntes de turbidez produziram todos os cânions durante episódios glaciais relativamente curtos de rebaixamento do nível do mar no Pleistoceno, algumas objeções foram levantadas. Os cânions incluem exemplos de escavações de milhares de metros de profundidade até o embasamento, como no Sri Lanka e Baja Califórnia. Era improvável que em curtos episódios glaciais tais cânions erodissem até a profundidade do embasamento, então os geólogos perceberam que não poderia haver uma única causa para explicar estas imensas feições submersas (Shepard, 1981).

Para explicar a formação dos cânions submarinos outros fatores, além das correntes de turbidez, foram discutidos: atividade biológica, fluxo de detritos dentro de vales incipientes, deslizamentos, ação de correntes de marés, etc.

Foi o que mostraram Farre *et al.* (1983), usando imagens de sonar da margem continental Atlântica dos Estados Unidos. De acordo com os autores, os dados sugerem uma ampla erosão que afetou todo o talude superior. O padrão de erosão (em forma de “anfiteatro”) observado é explicado como cicatrizes, nas quais os sedimentos foram removidos através de colapsos de massa. O modelo proposto para a evolução de cânions submarinos compreende três fases: uma fase embrionária de dissecação da margem continental começa no talude através de deslizamentos e escorregamentos; uma fase juvenil, onde mais estratos são exumados como resultado do colapso das paredes em direção à cabeceira do cânion; e a fase madura, onde a erosão talude acima finalmente abre uma fenda na queda da plataforma e onde a cabeceira do cânion pode conter um reservatório de areias da plataforma. As correntes de turbidez que vêm da plataforma para os ambientes de água profunda usam os cânions maduros como rotas de transporte.

McHugh *et al.* (1993), com base em análises petrográficas, propuseram uma nova teoria para explicar o padrão erosivo observado por Farre *et al.* (1983). Segundo aqueles autores, os fluxos gravitacionais nos cânions estão associados com o fraturamento diagenético e com as juntas nos carbonatos eocênicos subjacentes. As influências estruturais e litológicas na origem destes cânions explicariam sua natureza segmentada e a diminuição no poder erosivo da cabeceira do cânion em direção às litologias siliciclásticas do talude superior. As juntas e as fraturas influenciariam também nos cânions mais longos, que atravessaram o talude e erodiram os carbonatos eocênicos. Isto sugere, quando os primeiros cânions se formaram seccionando o talude, eles aproveitaram os cânions em forma de caixa pré-existent no talude inferior.

De acordo com Pratson *et al.* (1994), a teoria de Farre *et al.* (1983), foi baseada somente nas imagens de sonar, o que impossibilitou estes pesquisadores de observar os cânions soterrados do talude. Estes cânions soterrados, segundo Pratson *et al.* (1994), desempenham um papel fundamental na origem dos cânions modernos do talude de New Jersey.

Pratson *et al.* (1994) propuseram uma explicação alternativa para a origem dos cânions de New Jersey. Segundo estes autores, os cânions foram erodidos por correntes de turbidez ou fluxos de sedimentos no talude superior ou quebra da plataforma. No talude superior, a maior parte dos cânions está completamente preenchida e os fluxos de sedimentos se movem em direção ao talude inferior não sendo influenciados pela topografia soterrada (Fig. 2.24B). No talude médio a inferior, a reduzida cobertura sedimentar salienta a topografia do assoalho oceânico soterrado (baixos batimétricos). Quando os baixos batimétricos do assoalho oceânico são sobrepostos ao cânion soterrado, o fluxo sedimentar é capturado e obrigado a utilizar o curso do cânion antigo até a base do talude (Fig. 2.24C). Através de repetidas capturas, os fluxos de sedimentos subsequentes escavam a parte inferior do cânion soterrado enquanto erodem uma nova extensão em direção à cabeceira do cânion (Fig. 2.24D).

Dingus & Galloway (1990) e Galloway *et al.* (1991) propuseram uma explicação para a gênese do Cânion Yoakum e cânions eocênicos submarinos similares na Costa do Golfo. Um deslizamento na margem continental foi seguido pela incisão da cabeceira do cânion durante um período regional transgressivo da planície costeira (Fig. 2.23, estágio 3). Tais cânions maduros, formados onde havia um extenso espaço de plataforma submersa disponível para erosão e onde as correntes subaquosas tinham tempo para

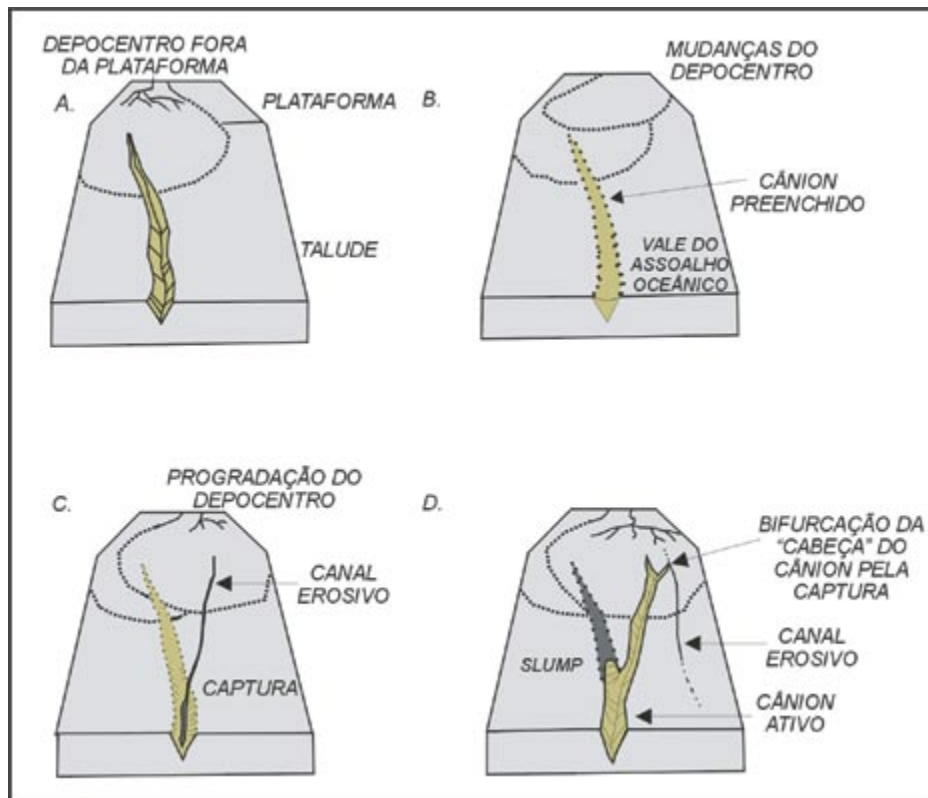


Fig. 2.24 – Modelo esquemático de interação entre os cânions existentes e os cânions soterrados. A) Cânion formado por colapso transporta sedimentos para o ambiente marinho profundo. B) Os cânions formados começam a preencher quando a sedimentação no talude diminui, provavelmente durante o nível de mar alto. C) Com a retomada de altas taxas de sedimentação no talude em uma nova seção da margem devido ao deslocamento do depocentro, o fluxo de sedimentos induzido pelo colapso do talude começa a erodir canais, os quais, em alguns casos, são capturados por baixos batimétricos do assoalho oceânico formado sob os cânions soterrados. D) Em locais onde o contínuo colapso do talude leva a repetidos fluxos de sedimentos, canais erosivos maduros escavam e aprofundam os cânions soterrados (mod. de Pratson *et al.*, 1994)

erodir, alargou o cânion (Fig. 2.23, estágio 2). Como resultado, uma cunha de material ressedimentado foi depositada na base do talude.

Picha (1979) documentou a justaposição entre os cânions marinhos paleogênicos e os vales terrestres que se estendiam até a plataforma, fornecendo uma forte evidência de que os cânions Tethyanos foram inicialmente escavados por rios (Figuras 2.25 e 2.26). Segundo o autor, estes vales foram tectonicamente submersos e processos submarinos como correntes de fundo e de turbidez, fluxos de grãos, fluxos de detritos, fluxos de lama, deslizamentos pós-deposicionais e rastejamentos, atuaram por um longo tempo, alternando períodos de corte e preenchimento (Fig. 2.27).

Autores de ambos os modelos, cânions subaéreos e subaquosos, reconhecem que colapsos de massa com incisão em direção à “cabeça” do cânion no talude superior/plataforma externa iniciam a formação de cânions. As diferenças básicas residem na

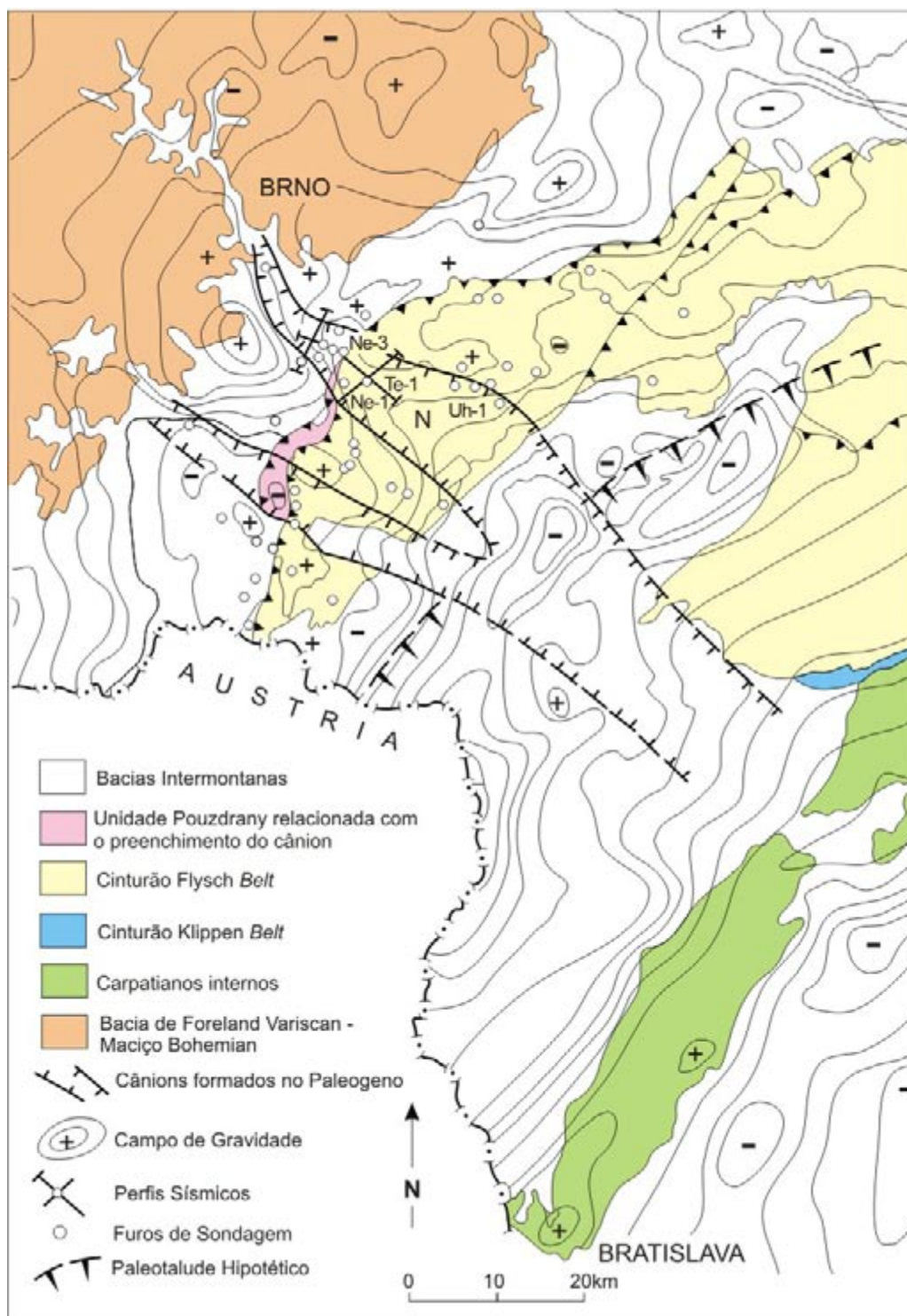


Fig. 2.25 – Mapa mostrando a posição dos vales submarinos do Paleogeno (Picha, 1979).

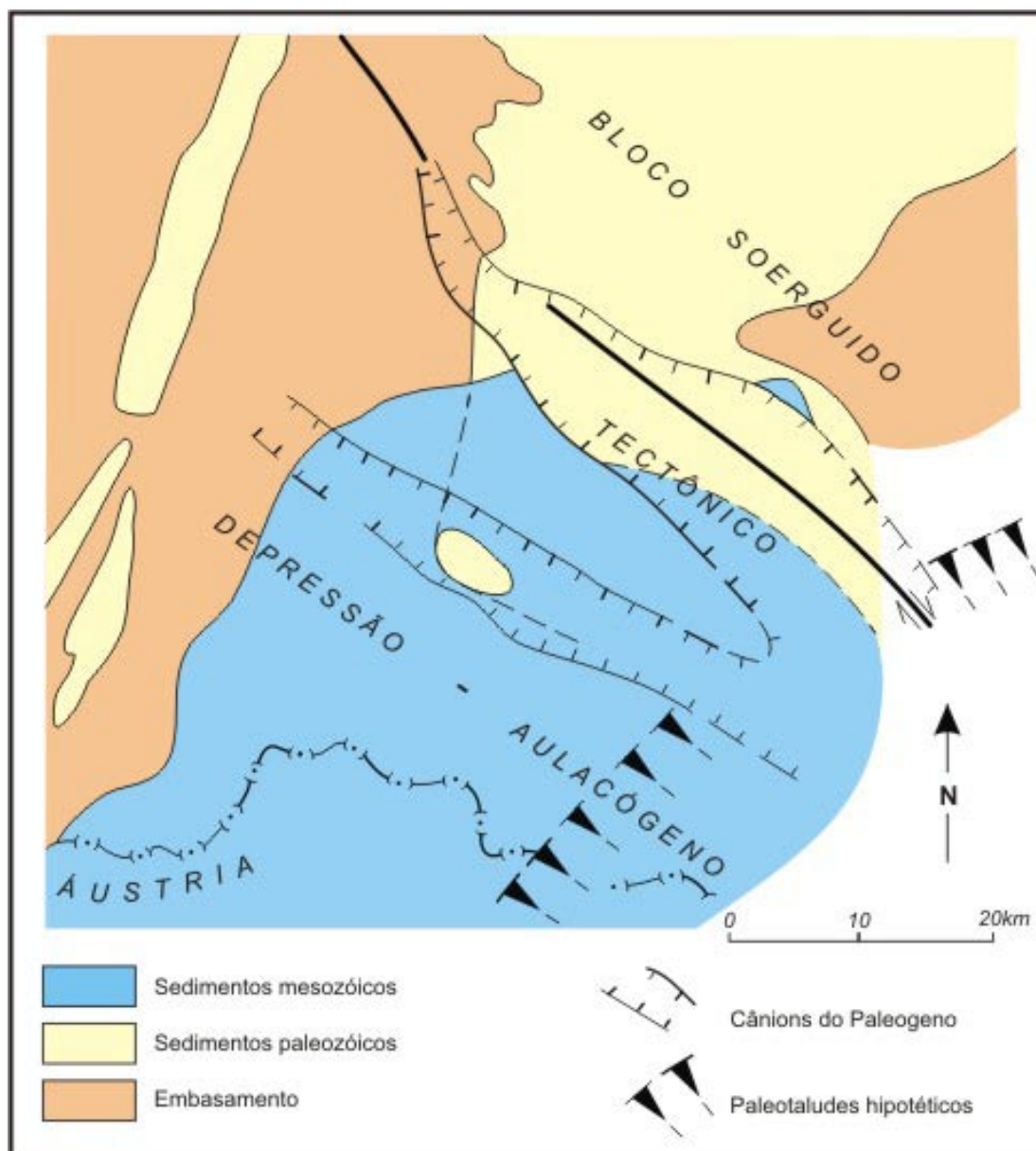


Fig. 2.26 – Reconstrução esquemática mostrando a borda superior do paleotalude hipotético. Os cânions paleogênicos cortam os sedimentos do Mesozóico, Paleozóico e do embasamento cristalino (Picha, 1979).

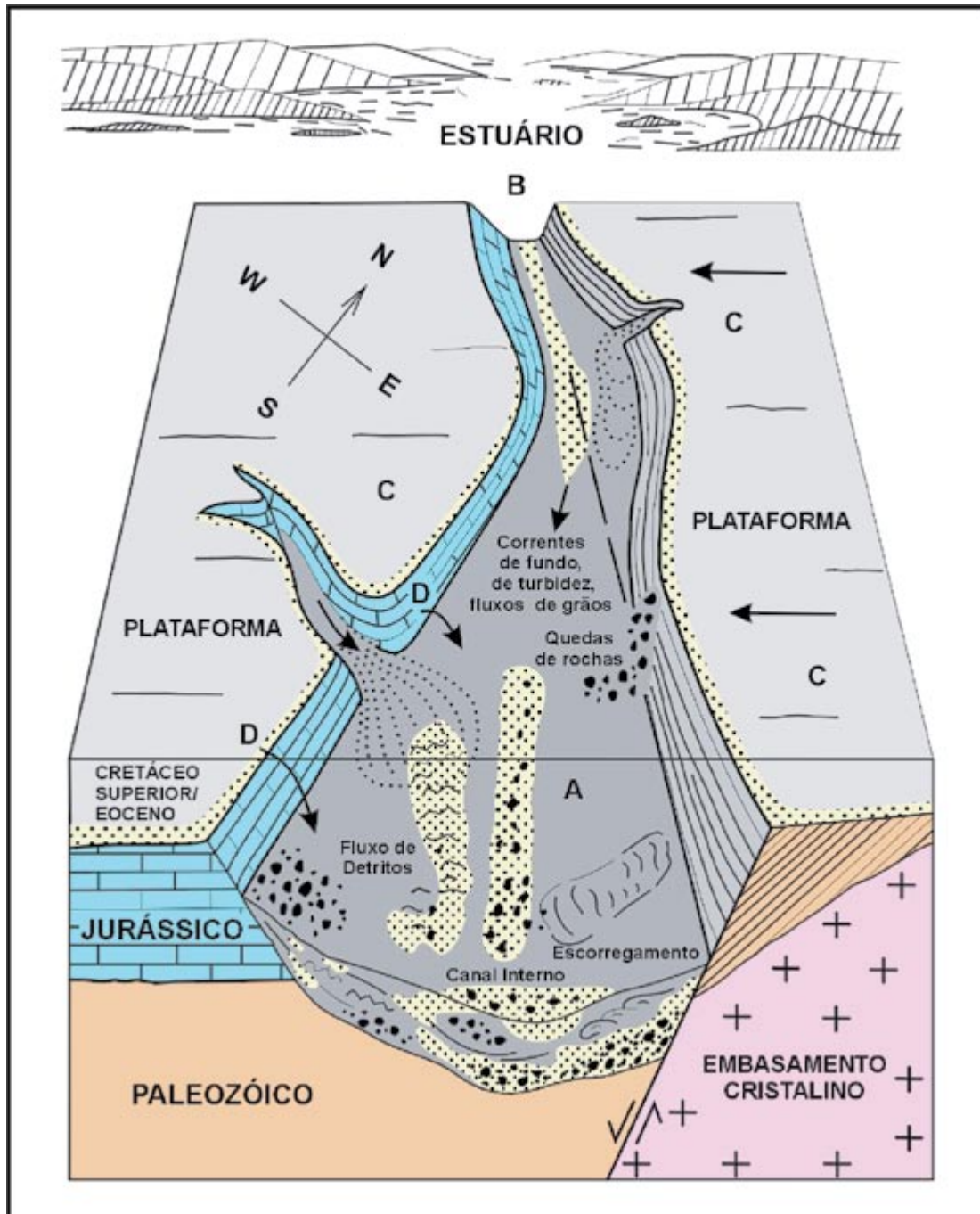


Fig. 2.27 – Reconstrução esquemática do cânion submarino Nesvacilka. Os períodos de corte e preenchimento são devidos aos processos de fluxos de detritos, de grãos, escorregamentos, correntes de fundo e de turbidez (mod. de Picha, 1979).

necessidade de rios ou quedas do nível do mar para a formação e desenvolvimento dos cânions.

2.11. Cânions brasileiros

As bacias da margem leste brasileira apresentam em suas bordas muitos cânions e paleocânions. Aqueles melhor estudados estão associados com depósitos turbidíticos que contêm reservas de hidrocarbonetos. A Bacia de Campos, em termos de paleocânions e depósitos associados, é o melhor exemplo. Porém, poucos pesquisadores dão ênfase a gênese destes paleocânions, centrando-se no preenchimento dos mesmos. Deste modo, optou-se por fazer uma breve abordagem sobre os estudos feitos em paleocânions brasileiros com seus respectivos modelos.

Rangel (1984) estudou o paleocânion submarino de Fazenda Cedro na Bacia do Espírito Santo e concluiu que as principais direções de falhamentos do embasamento cristalino controlaram a formação do cânion. O autor, subdividiu o preenchimento do cânion, de acordo com o modelo proposto por Brown & Fisher (1980) (descrito no item 2.10.1, vide Figura 2.22), em cinco fases: (1) fase destrutiva, associada com a erosão do cânion e deposição em *onlap* da Seqüência A₁ do Cenomaniano ao Coniaciano; (2) fase destrutiva, relacionada com a progradação do talude (Seqüência A₂) durante o Santoniano/Campaniano; (3) fase construtiva, relacionada com a progradação do talude (Seqüência B), originalmente preencheu todo o cânion no Maastrichtiano; (4) fase destrutiva, associada com a erosão da seqüência previamente depositada e deposição em padrão de *onlap* (Seqüência C) durante o Paleoceno inferior e médio ao longo do paleo-talude retrabalhado da Seqüência B; (5) fase construtiva, relacionada com a progradação do talude do Paleoceno Superior ao Eoceno Médio (Seqüência D).

Rangel (1984) sugere que a erosão e deposição observadas na Seqüência A1 foram contemporâneas durante o período de trato de mar alto, em oposição ao modelo proposto por Vail *et al.* (1977).

De acordo com Cainelli (1992), os processos mais comuns diagnosticados para o início dos cânions submarinos terciários (Formação Piaçabuçu) da Bacia de Sergipe-Alagoas são associados a colapsos no talude. A morfologia e a dinâmica da plataforma transferindo grande quantidade de sedimentos finos para o talude superior, a inclinação íngreme do talude criando situações de instabilidade e as quedas do nível relativo do mar, depositando folhelhos na borda da plataforma, provocaram colapsos nos sedimentos. Os principais cânions antigos foram escavados durante as maiores quedas do nível

relativo do mar no Paleoceno tardio, Eoceno tardio e Pleistoceno.

Utilizando a proposta de Farre *et al.* (1983), Cainelli (1992) classificou os cânions em imaturos e maduros (Fig. 2.28). Durante o rebaixamento do nível relativo do mar, uma grande quantidade de sedimentos é remobilizada por ondas e correntes na plataforma rasa e restrita e os sistemas deposicionais costeiros/deltaicos migram em direção à bacia, resultando numa maior e renovada deposição na borda da plataforma. A grande carga de folhelhos inconsolidados e com grande quantidade de água nos poros, depositada no talude superior, provoca colapso no mesmo, iniciando a formação de cânions imaturos. Durante o subsequente aumento do nível relativo do mar, sedimentos são depositados ao longo da linha de costa, folhelhos são depositados na plataforma e os cânions do talude superior permanecem abertos e crescendo. Poucos evoluem para cânions maduros que erodem profundamente a plataforma, quando fatores como a captura da carga de um rio durante o rebaixamento do nível relativo do mar e reativações tardias de falhas sin-rifte restabelecem o poder erosivo do cânion.

Mendes (1998) estudou os paleocânions submarinos de Regência (Bacia do Espírito Santo) e Almada (Bacia de Camamu-Almada) e classificou estes cânions de maduros, conforme denominação de Cainelli (1992), apresentando várias e sucessivas fases de erosão e preenchimento, e de cânions de assoalho de bacia, conforme Carter (1988). Para o autor, estas feições negativas foram originadas, controladas e assoreadas durante as variações tectono-eustáticas entre o Neocretáceo e o Eoterciário. De acordo com Mendes (1998), os paleocânions de Regência e Almada situavam-se junto à plataforma continental e apresentaram como principal mecanismo precursor o avanço do sistema fluvial, causado pela variação negativa do nível do mar. A combinação do tectonismo diastrófico e da halocinese controlou o posicionamento estrutural e a localização destes paleocânions.

De acordo com Bruhn & Walker (1997), o paleocânion de Regência na Bacia do Espírito Santo é caracterizado por dois conjuntos de falhas normais orientados N-S e NE-SW. A reativação do conjunto NE-SW induziu o desenvolvimento de falhas normais lítricas, ao longo das quais os efeitos de subsidência e erosão associados a correntes de turbidez de alta densidade geraram o paleocânion. As falhas de *detachment* do embasamento controlaram a evolução e os limites do cânion de Regência.

Sessegolo (2001, estudando os cânions do talude eocênico-eomiocênico da Bacia Potiguar, atribuiu a instabilidade e a retração do talude à reativação de falhamentos antigos NE-SW e ao rebaixamento do nível relativo do mar, que deram início aos cânions.

Os longos períodos de erosão ou não deposição, aos quais esteve submetido o talude da Bacia Potiguar, favoreceram a sua desestabilização e retração, caracterizadas por deslizamentos a partir da margem da plataforma, os quais originaram os falhamentos responsáveis pelos colapsos, gerando as cicatrizes de escorregamento que nuclearam os cânions submarinos. A ampliação das cicatrizes de talude para cânions foi favorecida pela subida do nível relativo do mar, que afastou as fontes sedimentares e expandiu os cânions até atingirem a plataforma, tornando-os passíveis de interceptação por rios ou por correntes plataformais, sendo, posteriormente, soterrados por episódios progradacionais. De acordo com o autor, os diferentes padrões de preenchimento dos cânions estão relacionados com o condicionamento paleofisiográfico da margem

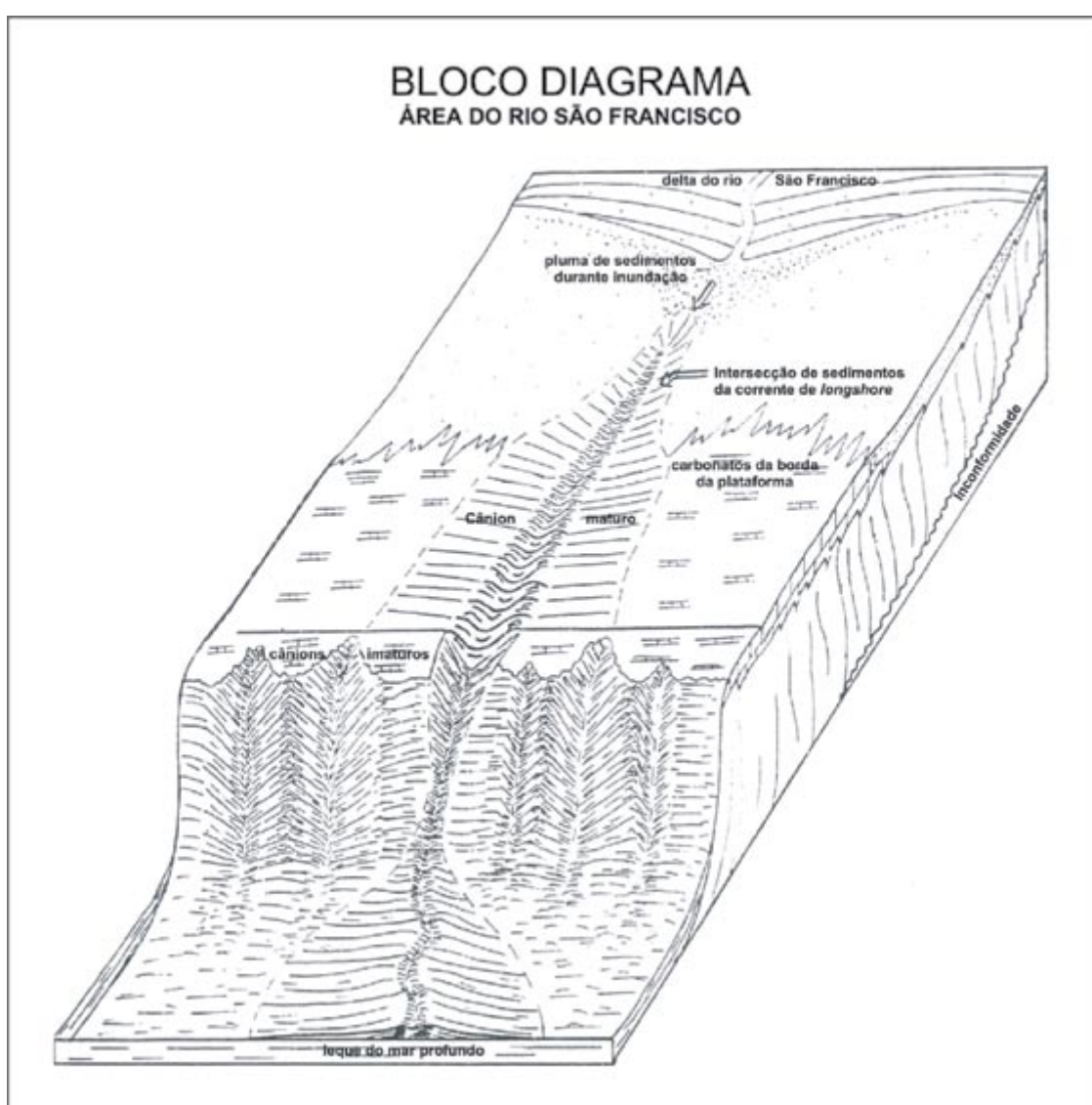


Fig. 2.28 – Bloco diagrama na área do rio São Francisco, sintetizando os maiores aspectos paleofisiográficos e processos como progradações, plataforma mista carbonato-clásticos, caráter maturo e imaturo dos cânions e o papel desempenhado pelos cânions maduros no “afunilamento” dos sedimentos em direção à bacia com o desenvolvimento de leques de mar profundo (cf. Cainelli, 1992).

continental, controlado pelo arcabouço tectônico regional.

Na Bacia de Campos Azambuja *et al.* (2000), utilizando mapas batimétricos feitos por sonares em conjunto com a modelagem de fluxo de fluidos sugerem que o gatilho para os colapsos que ocorrem na quebra da plataforma e os conseqüentes fluxos gravitacionais e processos turbidíticos, seria o escoamento de água no talude, o qual criaria uma instabilidade favorecendo o escorregamento de sedimentos nas regiões próximas. A posição destas “fendas” por onde ocorreria o escoamento da água seria controlada por antigos vales incisos e superfícies de inundação. As cicatrizes dos colapsos de sedimentos seriam o local ideal para a nucleação de cânions.

Observa-se que o fator tectônico exerce um papel fundamental na origem, localização e preenchimento dos cânions citados acima. No caso dos paleocânions das bacias do Espírito Santo e Almada, seria interessante que fosse aplicada uma metodologia semelhante àquela que Cainelli (1992) utilizou na bacia de Sergipe-Alagoas, onde o autor verificou que somente o colapso de massa não explicaria satisfatoriamente o desenvolvimento dos cânions. Tal fenômeno ficou elucidado após a interação de dois mecanismos: colapso de massa na borda da plataforma/talude, o que acarretou na ampliação do cânion talude acima, e captura da rede de drenagem na plataforma, que possibilitou a expansão do cânion.

2.12. Definição, desenvolvimento e características de falhas de transferência, *relay ramp*, *horst* e *graben*

Falhas de transferência em riftes - São definidas por Morley *et al.* (1990) como sistemas coordenados de estruturas geológicas conservando a deformação extensional regional. O mecanismo de deformação mais ativo na região crustal superior, mecanicamente frágil, é o falhamento.

Os riftes continentais freqüentemente mostram domínios estruturais de dezenas de quilômetros com um consistente estilo estrutural. Estes domínios são controlados pela geometria das interações entre os maiores deslocamentos das falhas. Tais falhas geralmente definem ambos os limites do rifte ou grandes blocos de *horst* dentro do rifte. Os grandes deslocamentos das falhas geram blocos altos soerguidos flexural e isostaticamente. Por esta razão, como as falhas terminam ao longo da direção *strike*, os blocos altos são soerguidos. Conseqüentemente, as zonas de transferência podem acomodar não somente o deslocamento, mas diferenças de elevações entre os blocos altos adjacentes (Morley *et al.*, 1990). Tais falhas podem ter orientação oblíqua ou

perpendicular ao eixo do rifte e permitir mudanças abruptas na geometria do mesmo. Milani & Davison (1988) descrevem exemplos de falhas de transferência dentro do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. De acordo com aqueles autores, estas falhas mostram súbitas mudanças de deslocamento e do sentido do movimento ao longo da direção *strike*, deslocamento de depocentros e estruturas “cactus” e “ em flor” nas seções sísmicas.

De acordo com Zalán (1986), a maioria das bacias sedimentares sofre, durante sua evolução, um ou mais eventos de tectonismo transcorrente, quando falhas pré-existentes são reativadas por deslocamentos laterais e seu preenchimento sedimentar sofre inversão estrutural.

Relay ramp - São estruturas que se formam onde o deslocamento dos traços das falhas lítricas ou *en échelon* se curvam num único baixo ângulo ou numa falha sub-horizontal em profundidade. O *relay ramp* está situado entre as duas extremidades do *offset* das falhas conectando os blocos baixo e alto, respectivamente, o *hanging wall* e o *footwall* (Larsen, 1988) (Fig. 2.29). Esta estrutura transfere ou retransmite o deslocamento do *offset* de uma falha para outra. Durante o falhamento, o *relay ramp* se deforma ductilmente, mantendo o bloco baixo interconectado com o bloco alto (Figuras 2.29 e 2.30). Dependendo da resistência da rampa, da taxa de esforço durante a deformação e da quantidade de extensão, o *relay ramp* pode quebrar. As falhas que se desenvolvem através da rampa conectam o *offset* original dos traços das falhas lítricas e somente então o bloco baixo se desconecta inteiramente do bloco alto (Larsen, 1988) (Fig. 2.31).

Em geral, estruturas *relay* ocorrem em ambientes extensionais de baixas taxas de deformação. Em locais de altas taxas de deformação e grandes deslocamentos dos *offset* das falhas é necessário que haja a quebra inicial para que se formem estruturas *relay* que possibilitam a separação completa dos blocos alto e baixo. O desenvolvimento de uma falha de transferência conectando dois *offset* iniciais de falhas pode ser a feição mais comum observada em domínios de grandes deformações. Entretanto, como sugere Larsen (1988) a propagação de falhas paralelas ao *relay ramp* num sistema simétrico inicial pode também produzir o afastamento de blocos possibilitando a ocorrência de grandes deslocamentos (Fig. 2.31).

Horst e Graben – Feições estruturais características de ambientes distensionais e associadas com falhamentos normais. O bloco alto é referido como *horst* e o bloco baixo como *graben* (Fig. 2.32).

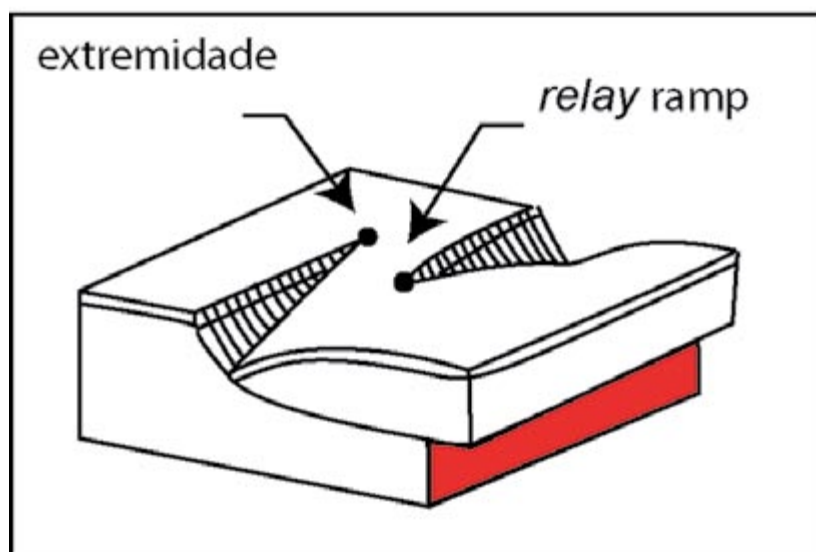


Fig. 2.29 – Bloco diagrama de uma estrutura *relay*. O *relay ramp* está situado entre as extremidades do *offset* das falhas lítricas, as quais têm o mesmo descolamento sub-horizontal em profundidade (Larsen, 1988).

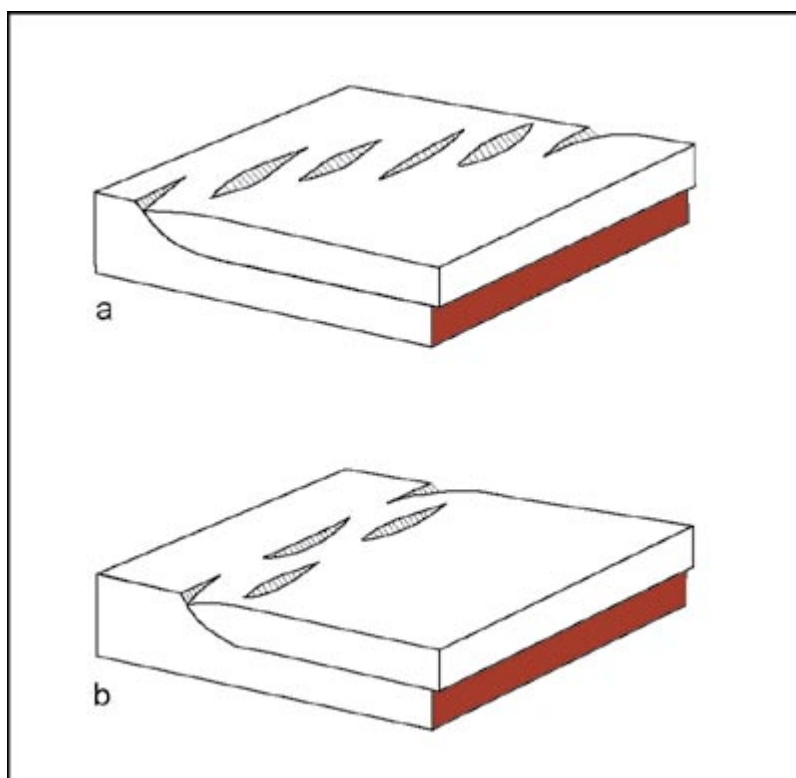


Fig. 2.30 - Blocos diagramas mostrando o arranjo *en echelon* das estruturas *relay* (a) e estruturas *relay* arranjadas simetricamente (b) (Larsen, 1988).

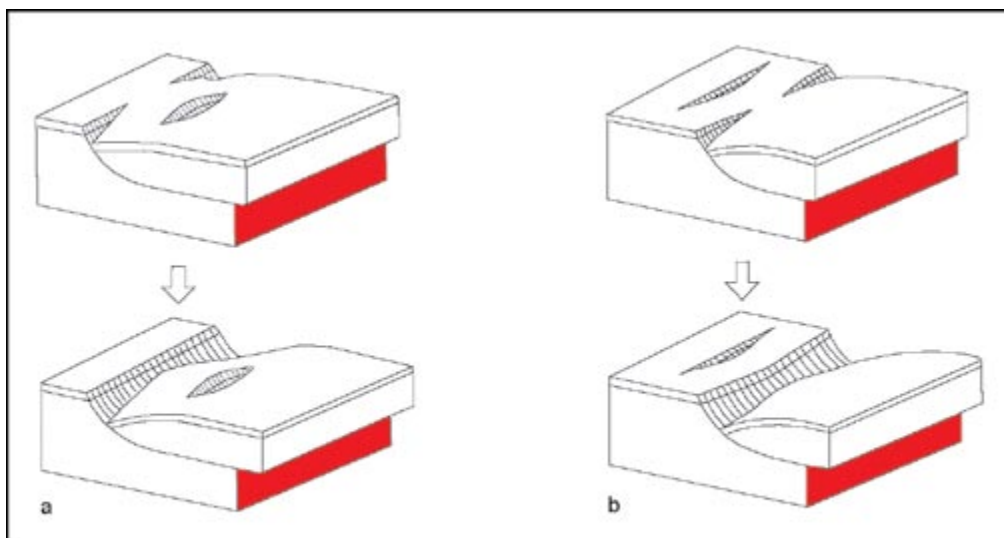


Fig.2.31 – Desenvolvimento da separação do (a) *hangingwall* e b) *footwall* num sistema de *relay ramp* durante a propagação da distensão e colapso de estruturas *relay* inicialmente simétricas (Larsen, 1988).

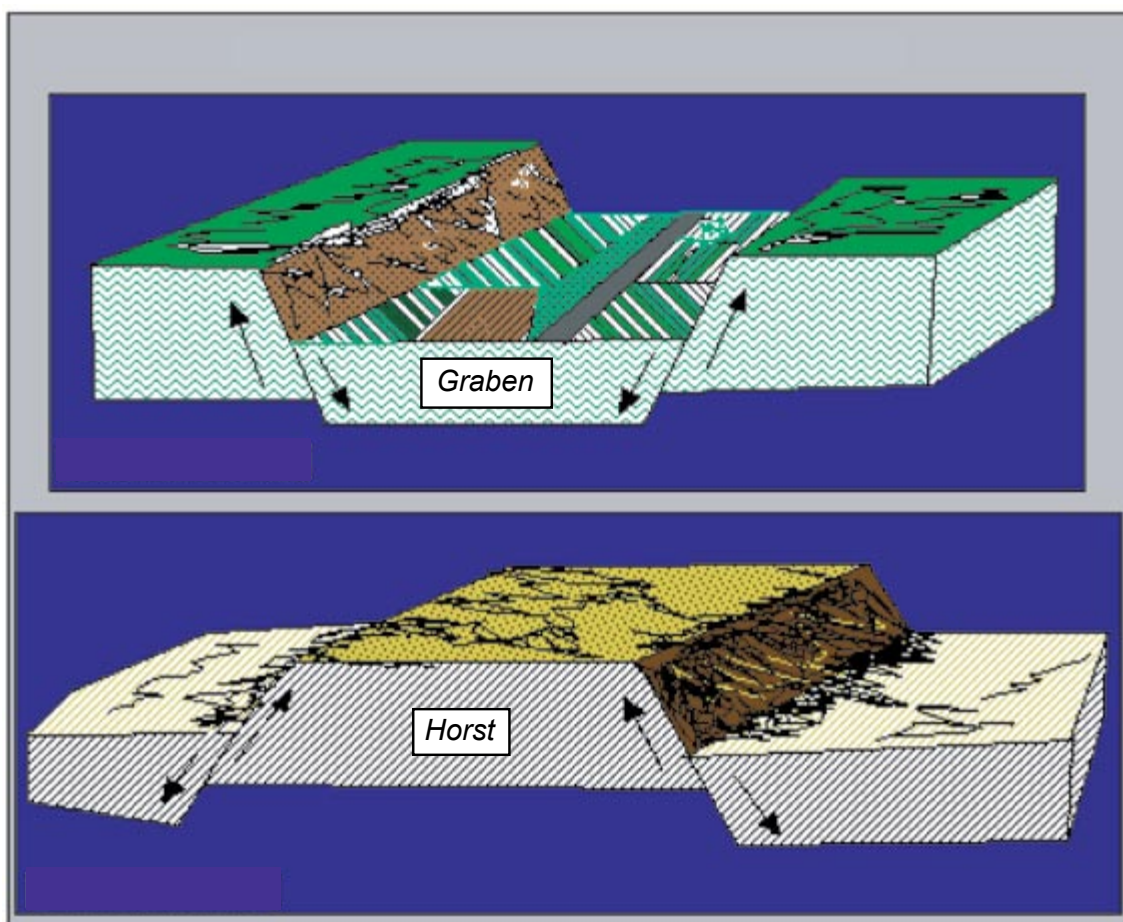


Fig. 2.32 – Bloco diagrama ilustrando estruturas do tipo *horst* e *graben* (<http://www.tinynet.com/faultimages/graben.gif>).

3. Caracterização da Margem Continental Leste Brasileira

3.1. Introdução

A margem divergente da América do Sul estende-se por uma distância de aproximadamente 10.500 km, desde o leste da Venezuela até a Terra do Fogo, na parte sul da Argentina (Fig. 3.1). É uma província geológica originada a partir dos mecanismos que causaram a quebra da porção oeste do Supercontinente Gondwana (que incluía a América do Sul, África, Índia, Austrália e Antártida) resultando na deriva continental das placas Sul-Americana e Africana desde o Mesozóico e na formação do Atlântico Sul e das bacias sedimentares da margem leste brasileira.

Durante a separação das placas Sul-Americana e Africana, três principais domínios são reconhecidos ao longo da margem divergente (Fig. 3.1). O primeiro, marcadamente extensional, se estende da parte mais ao sul da Argentina até o Rio Grande do Norte, na região mais nordeste do Brasil (Atlântico Sul) (Milani & Thomaz Filho, 2000). O segundo domínio é transformante e caracteriza a Margem Equatorial Atlântica, que se desenvolveu em resposta ao deslocamento lateral dextral responsável pela ruptura da crosta, o qual deu origem a um padrão de falhas oblíquas de alto ângulo que controlaram o rifteamento (Milani & Thomaz Filho, 2000). Tal processo resultou no desenvolvimento de zonas de fraturas de grande escala, paralelas à costa e bacias dominadas por cisalhamento. O terceiro domínio começa na nascente do rio Amazonas, prolonga-se em direção à região norte e faz parte de um outro domínio extensional, o Atlântico Central. Este é um antigo segmento da margem extensional da placa, no qual a primeira fase de rifteamento ocorreu no Triássico (Milani & Thomaz Filho, 2000).

O rifteamento e a subsequente abertura do Oceano Atlântico foi um evento notavelmente diacrônico ao longo da margem divergente. De acordo com Chang *et al.* (1992), de idade neocomiana ao longo da margem leste (Domínio Atlântico Sul), tendo iniciado com um fraturamento crustal que começou a definir a margem sul da Argentina e se propagou em direção a norte e nordeste durante este tempo. Na Margem Equatorial Atlântica (Domínio Atlântico Equatorial), segundo Matos (1999), o rifteamento ocorreu tardiamente no Aptiano-Albiano e na parte norte (Domínio Atlântico Central), a idade é triássica tardia (Brandão e Feijó, 1994a).

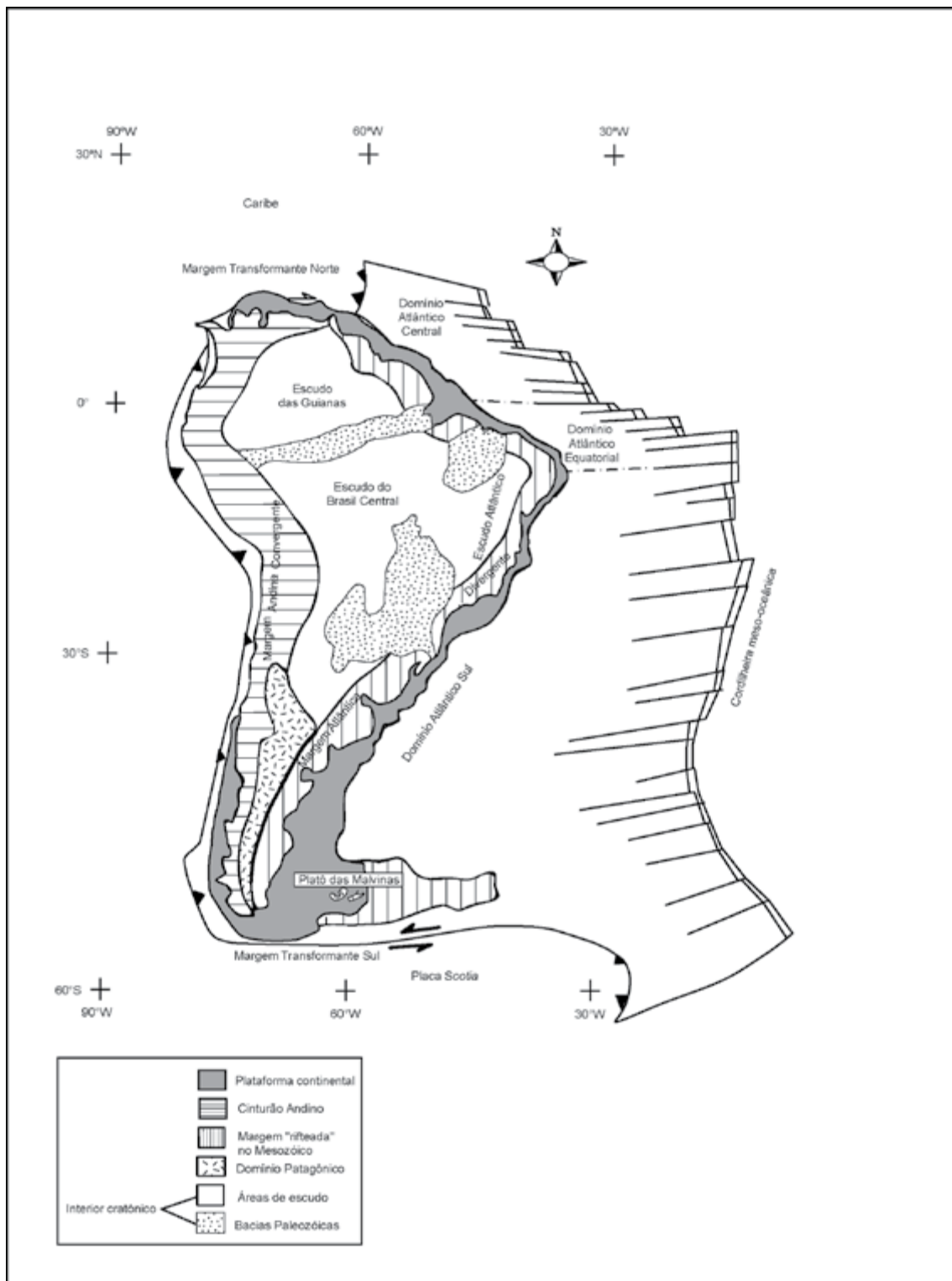


Fig. 3.1 – A Placa Sul-Americana e seus domínios tectono-sedimentares (mod. de Milani & Thomaz Filho, 2000).

Neste capítulo, dar-se-á ênfase ao domínio extensional da margem leste brasileira onde estão localizadas as principais províncias petrolíferas do país, especialmente, a Bacia de Camamu-Almada, na qual localiza-se a área investigada nesta pesquisa.

Apesar da variedade da nomenclatura estratigráfica referente às formações geologicamente equivalentes e dos diferentes estilos estruturais observados no detalhamento individual de cada bacia, assume-se que o modelo de evolução tectono-estratigráfica, em geral, é comum para todas aquelas que contenham evaporitos no Atlântico Sul, nas margens brasileira e africana (Cainelli & Mohriak, 1999).

3.2. Domínio Divergente

A margem continental leste do Brasil caracteriza-se por apresentar algumas das bacias responsáveis pelas maiores descobertas petrolíferas do país. As atividades de exploração de petróleo nas décadas passadas, ao longo desta margem, resultaram em um conjunto de dados, cuja análise permitiu o conhecimento e o entendimento de suas principais feições geomorfológicas (Fig. 3.2).

A evolução do Atlântico Sul é marcada por cinco fases principais, com diferentes padrões de tectonismo e sedimentação (Fig. 3.3). A primeira fase é caracterizada pelo início dos processos extensionais, os quais levaram à separação dos continentes Africano e Sul-Americano. A norte da Bacia do Espírito Santo, no Jurássico Superior (vide carta cronoestratigráfica da Fig. 1.4), formou-se uma imensa depressão, conhecida como Depressão Afro-Brasileira (Cesero *et al.*, 1997). Esta depressão foi rapidamente preenchida com um complexo pacote de leques aluviais áridos e por depósitos fluviais de granulometria grossa com ambientes localizados de *playa-lago* representados por evaporitos. São comuns também depósitos eólicos. Nas bacias a sul, este pacote está ausente, mas cogita-se que seja composto da mesma seqüência sedimentar presente a norte ou por rochas vulcânicas, ou por ambas, como na Bacia do Rio Congo do Zaire (Chang *et al.*, 1988). Nesta fase o modelo admite um pequeno soerguimento astenosférico e afinamento crustal da crosta continental e do manto superior distribuídos regionalmente, com falhas incipientes na crosta superior controlando os depocentros locais associados com amplas e finas seqüências sedimentares (Fig. 3.3a) (Cainelli & Mohriak, 1999).

bacias e modificaram o padrão de sedimentação e distribuição de fácies (Ojeda, 1982). No final do rifteamento, há um aumento na extensão litosférica que é caracterizado por grandes falhas que rotacionaram os blocos do rifte e as camadas sedimentares previamente depositadas (Fig. 3.3c) (Cainelli & Mohriak, 1999).

A Cadeia Meso-Atlântica é uma feição fisiográfica que representa o começo da crosta oceânica intrudida no fim dos episódios de rifteamento. Um possível mecanismo para esta intrusão ocorrer envolve estiramento litosférico, previamente distribuído por uma ampla região, com um foco na referida cadeia. Esta fase está associada com vulcanismo continental e oceânico, reativação de grandes falhamentos e erosão dos blocos do rifte por uma discordância regional (*break up unconformity*) que nivelou a topografia, separando ambientes deposicionais continentais daqueles transicionais a marinhos (Fig. 3.3d) (Cainelli & Mohriak, 1999). A seqüência evaporítica, depositada durante o Andar Alagoas (Aptiano) (vide a carta cronoestratigráfica da Fig. 1.4), é composta de sedimentos típicos da transição entre ambientes continentais e marinhos. Ela foi depositada sobre a discordância regional citada acima. Um estreito mar aberto evaporítico se formou ao longo de toda a margem leste brasileira a partir do norte da Bacia de Pelotas e resultou na deposição de uma completa suíte de evaporitos cuja espessura é estimada em torno de 2000 m (Chang *et al.*, 1988).

Em ambas as margens, brasileira e africana, esta seqüência marca a primeira incursão marinha e pode conter rochas-fontes de hidrocarbonetos (Cainelli & Mohriak, 1999).

Como conseqüência da separação dos continentes Sul-Americano e Africano, foi formada uma crosta oceânica. Associada a esta etapa evolutiva foi induzida a formação de uma importante discordância de caráter regional que foi denominada de *break up unconformity* (Falvey *apud* Davison, 1999). Esta discordância geralmente aparece como uma discordância de baixo a alto ângulo, onde a maior parte da topografia dos blocos limitados por falhas foram preenchidos por sedimentos sin-rifte antes da superfície de inundação do Aptiano, produzindo uma unidade com acamamento paralelo sobreposta pela superfície discordante (Davison, 1999).

Conforme proposto no “Projeto Mapeamento, Sistemas Petrolíferos e Modelagem Quantitativa da Bacia de Camamu-Almada” (ANP/COPPE/UFRJ, 2003) e, posteriormente pormenorizado por Kùchle (2004), a *break up unconformity* estaria localizada no topo da Seqüência Transicional e seria o registro final da seção rifte ao contrário da seção transicional de Netto *et al.* (1994) (vide Figura 1.4), no caso da Bacia de Camamu-Almada. Esta proposta advém de dados sísmicos onde foram observados indícios de

tectônica relacionada aos eventos do rifte (Fig. 3.4), bem como, com o intenso aporte sedimentar que preenche totalmente o espaço de acomodação criado e a geometria variável dos estratos desta seqüência.

Após a deposição do sal no Aptiano, a sedimentação tornou-se predominantemente carbonática. Durante o Albiano (vide a carta cronoestratigráfica da Fig. 1.4), a gradual abertura de um incipiente mar aberto resultou na sucessão dos evaporitos por uma extensa plataforma carbonática de alta energia. O modelo deposicional desenvolvido para esta seqüência é de uma típica rampa carbonática deformada pela tectônica relacionada com a remobilização do sal que controlou a distribuição das fácies de carbonatos de águas rasas (Chang *et al.*, 1988).

A seqüência de carbonatos de águas rasas de alta energia foi seguida por uma seqüência de baixa energia (calcilutitos, margas e folhelhos) no final do Albiano (Fig. 3.3e). Esta última seqüência foi depositada num ambiente nerítico profundo batial (Chang *et al.*, 1988).

A transição da seqüência transgressiva para a regressiva varia ao longo de toda a margem leste (Turoniano na Bacia de Santos, Paleoceno na Bacia de Campos e Eoceno na Bacia de Sergipe-Alagoas) (Chang *et al.*, 1988). Durante o Terciário, o rejuvenescimento da região *onshore* através do soerguimento periférico, ao longo da linha de charneira interna das bacias, resultou num grande aporte sedimentar e na deposição de uma espessa cunha de sedimentos siliciclásticos (Cainelli & Mohriak, 1999).

3.2.1. Principais feições estruturais

Oito feições estruturais básicas são descritas nas bacias marginais brasileiras. São elas: falhas sintéticas, falhas antitéticas, eixos de inversões estruturais, charneiras com *grabens* de compensação, estruturas homoclinais, falhas de crescimento com estruturas *rollover*, diápiros de sal e folhelhos e estruturas relacionadas com atividades ígneas (Ojeda, 1982).

Na Bacia de Camamu-Almada foram interpretadas em seções sísmicas algumas destas feições, as quais serão discutidas em termos de geometria, gênese e evolução tectono-sedimentar conforme as definições de Ojeda (1982). O arcabouço estrutural das seções pré-rifte (seqüências Paleozóica e A), rifte (Seqüência B) e pós-rifte (Seqüência

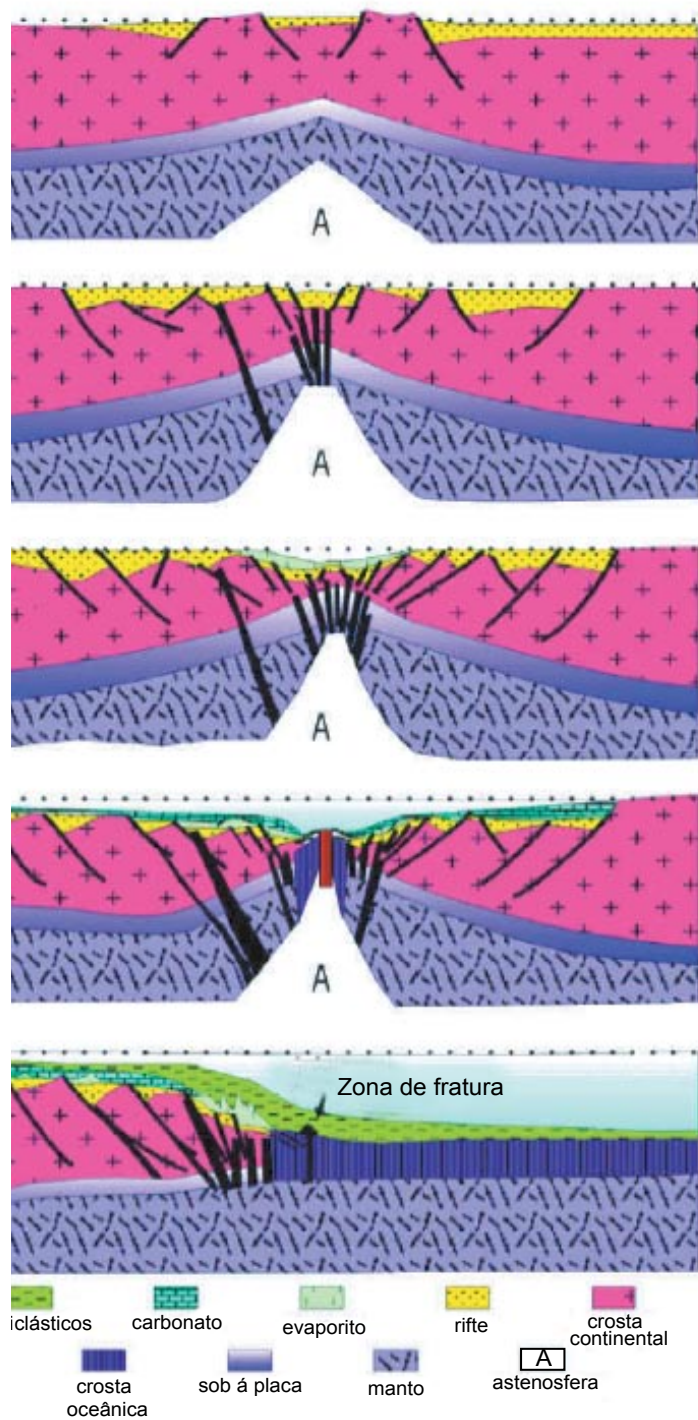


Fig. 3.3 – Modelo esquemático geodinâmico de evolução do Atlântico Sul (cf. Cainelli & Mohriak, 1999). Explicações sobre o modelo encontram-se no texto.

C) foram interpretados para o projeto ANP/COPPE/UFRJ (2003). A Seqüência D (pós-rifte) depositada sobre a Discordância Pré-Urucutuca foi detalhada nesta tese e os falhamentos da referida seqüência também foram mapeados por esta autora.

Falhas sintéticas - são feições assimétricas limitadas por falhas normais com estratos e planos de falhas inclinados em direção à bacia, seguindo o mergulho deposicional dos sedimentos afetados (Fig. 3.5A). O declive abrupto dos blocos em direção à bacia torna as fácies sedimentares distais, gradualmente, mais profundas do que as fácies proximais concomitantes. Os blocos de falhas sintéticas desenvolvem-se sincronicamente com a sedimentação relacionada com o movimento diferencial, vertical e descendente, o qual aumenta gradualmente em direção ao depocentro da bacia. Pode ocorrer que alguns blocos intermediários caiam mais lentamente do que blocos adjacentes, desenvolvendo *horsts* intrabacinais nos quais seções sedimentares relativamente mais finas foram depositadas e, algumas vezes, parcialmente truncadas por erosão (Ojeda, 1982). Em Camamu-Almada, são encontrados ótimos exemplos destas feições (Fig. 3.6). Apesar da linha sísmica da Figura 3.6 encontrar-se fora da área de tese, decidiu-se incluí-la no texto pois ela mostra bons exemplos de falhas sintéticas e antitéticas. As falhas que aparecem nesta linha sísmica também não estão identificadas porque as mesmas não ocorrem na área de tese.

Falhas antitéticas – São estruturas assimétricas, onde os estratos mergulham na direção oposta ao mergulho deposicional original, ou seja, em oposição ao continente. Os blocos são limitados por falhas antitéticas, o plano das mesmas mergulha em direção à bacia, direção oposta ao mergulho dos estratos falhados (Fig. 3.5B). Estas falhas também se desenvolvem concomitantemente com a sedimentação. Os conglomerados sintectônicos foram depositados nos blocos baixos ao longo do plano de falha e o afinamento das camadas ocorre em direção à inclinação dos blocos (Fig. 3.5B) (Ojeda, 1982). De acordo com este autor, tal feição estrutural está presente somente nas bacias de Sergipe-Alagoas e Barreirinhas-Piauí-Ceará.

A gênese destas estruturas está associada a esforços regionais descendentes e ascendentes resultantes de movimentos subcrustais durante a fase de rifteamento do continente Gondwana. Estes movimentos empurraram as fácies bacinais para profundidades mais rasas do que seria sua posição normal após a subsidência pós-deposicional. O esforço descendente ocorreu ao longo de planos de falhas, na forma de movimentos de compensação ou acomodação, restabelecendo o equilíbrio do sistema estrutural em desenvolvimento (Ojeda, 1982).

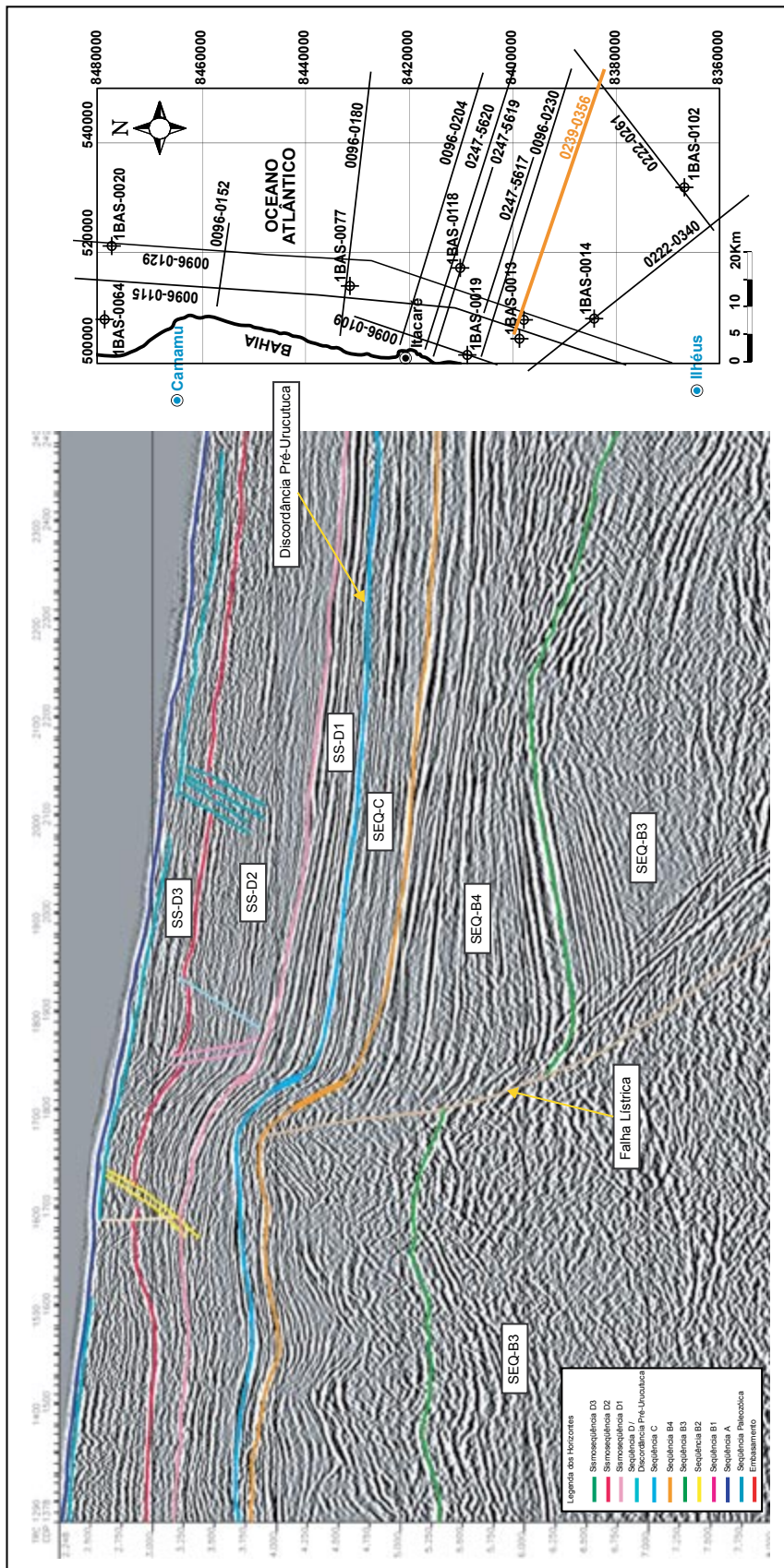


Fig. 3.4 – Linha sísmica *dip* onde se observa uma falha “cortando” a Sequência Transicional e a halocinese associada.

Neste trabalho, utilizou-se a definição de falha antitética de Biddle & Christie-Blick (1985). De acordo com estes autores, falha antitética é uma falha subsidiária a uma falha maior (no caso das bacias da margem leste brasileira, a falha de borda a partir da qual iniciou-se o rifte) e que tem um sentido de deslocamento oposto àquele da falha de borda ou que mergulha na direção oposta. Esta definição difere daquela de Ojeda (1982), na qual somente os estratos mergulham na direção oposta ao mergulho da falha. Falhas antitéticas, segundo a definição de Biddle & Christie-Blick (1985), foram mapeadas na Bacia de Camamu-Almada, conforme observa-se na Figura 3.6.

Eixo de inversão estrutural – O eixo de inversão se estende na região *offshore*, seguindo aproximadamente o limite do sal (Fig. 3.5B). Esta feição é um alinhamento que separa os blocos antitéticos inclinados (bloco baixo) dos blocos sintéticos não inclinados. Eixos de inversão foram mapeados na porção *onshore* das bacias de Sergipe-Alagoas e Barreirinhas. Na Bacia de Sergipe-Alagoas, eixos de inversão são representados pelo baixo regional Alagoas e por outras estruturas negativas significantes. Tal eixo sugere a proximidade relativa da borda da crosta continental e o limite externo dos evaporitos Paripueira na Bacia de Sergipe-Alagoas, conforme evolução tectono-sedimentar proposta por Ojeda (1982).

Charneiras com *grabens* de compensação assimétricos – Nesta estrutura regional, o mergulho dos estratos aumenta em direção à bacia, mas não é invertido de sua atitude original (Fig. 3.5C). Falhas normais sintéticas e antitéticas desenvolvem-se subparalelamente e adjacentes à linha de flexura nas áreas de mergulho suavizado. Elas são *grabens* assimétricos formados pela acomodação de blocos tendo por finalidade restabelecer a estabilidade regional (Ojeda, 1982).

A linha de charneira, que em geologia estrutural é uma linha ou limite entre uma região estável e uma região que é submetida a movimentos verticais (ascendentes ou descendentes) (Bates & Jackson, 1987), é considerada uma feição regional, provavelmente relacionada com a ruptura definitiva do continente Gondwana e com a deriva das placas Sul-Americana e Africana. Como resultado da ruptura da crosta continental, erupção e resfriamento subsequente de magma basáltico, foi gerado um desequilíbrio isostático negativo, resultando na flexura e quebra da crosta continental ao longo da linha de charneira e na formação dos *grabens* de compensação (Ojeda, 1982).

Estruturas homoclinais – Estas feições sobrepõem-se às estruturas geradas pelo processo de rifteamento, afetam os sedimentos pós-albianos e são encontradas em todas as bacias da margem brasileira. A estrutura homoclinal mostra um mergulho

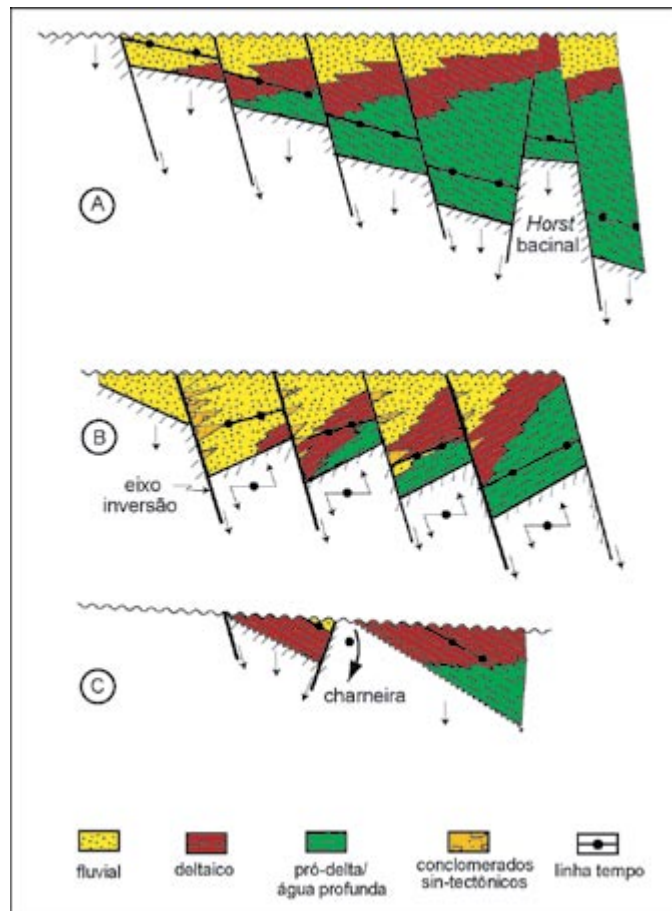


Fig. 3.5 – Principais estruturas diastróficas das bacias da margem leste do Brasil. A) blocos escalonados limitados por falhas sintéticas, não inclinados (fase rifte); B) blocos escalonados limitados por falhas antitéticas, inclinados (fase rifte); C) charneira com *graben* de compensação (fase *drift*) (mod. de Ojeda, 1982).

suave na direção leste ao longo da costa leste e um mergulho nas direções norte e nordeste ao longo da Margem Equatorial. Sua gênese também está relacionada com a deriva continental e pode ser atribuída, principalmente, ao resfriamento da crosta oceânica. As estruturas homoclinais desenvolvem-se desde o Albiano-Cenomaniano até o Holoceno de acordo com dados paleontológicos (Ojeda, 1982).

Ojeda (1982) denomina as cunhas clásticas progradantes relacionadas com as fases de maior aporte de sedimentos e de nível relativo do mar baixo de estruturas homoclinais. A Figura 3.7 mostra uma estrutura homoclinal/cunha progradante na Bacia de Almada.

Falhas de crescimento com estruturas *rollover* – Este tipo de estrutura está associado com a remobilização do sal ou de folhelhos (Fig. 3.8A e 3.8B). As falhas de crescimento ocorrem, preferencialmente, na Foz do Amazonas, Barreirinhas, Sergipe,

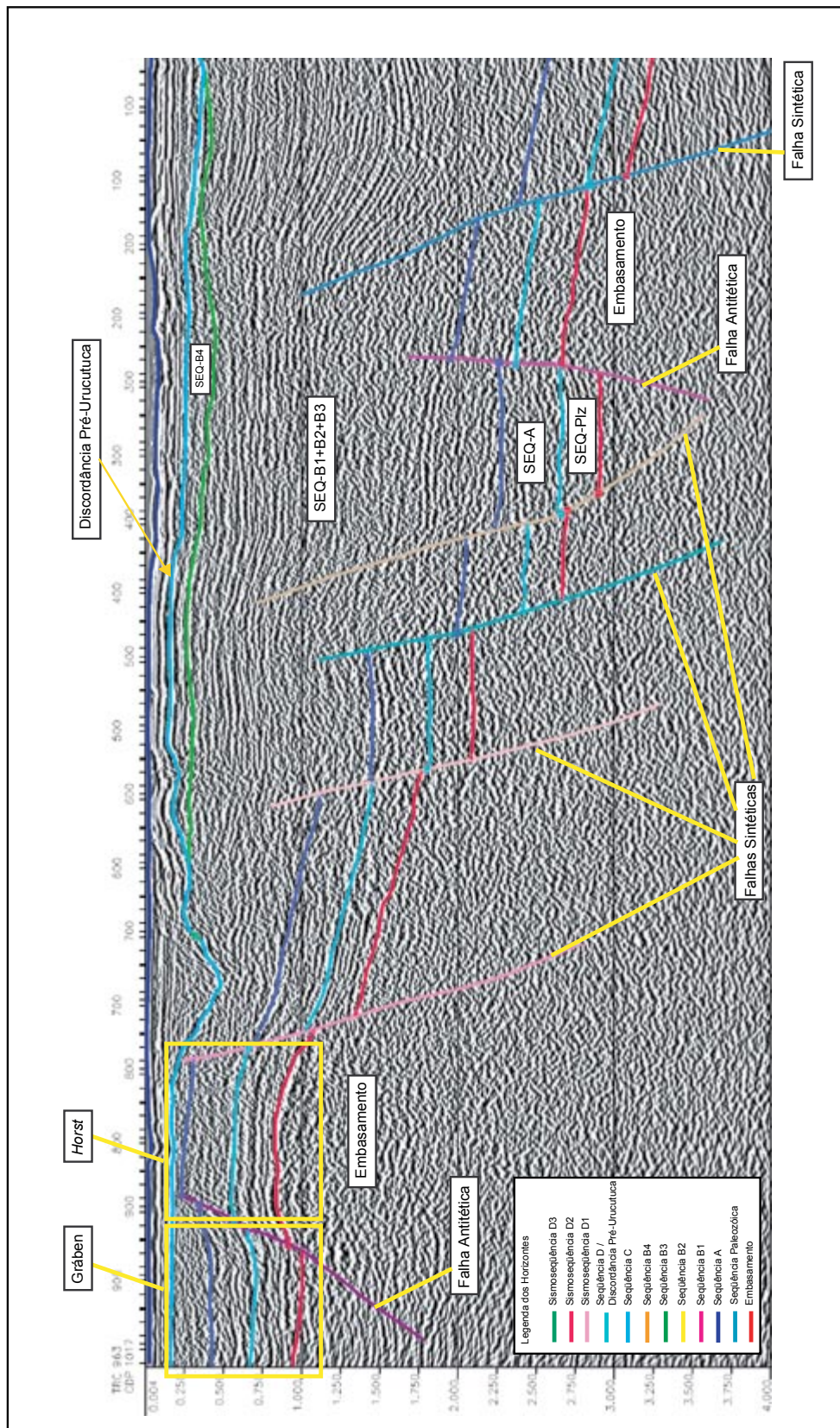


Fig. 3.6 - Linha sísmica *dip*, com as falhas sintéticas e antitéticas mapeadas e estruturas do tipo *horst* e *graben* afetando as seqüências Paleozóica e A na Bacia de Camamu. Para localização desta linha sísmica (0096-0440) vide Figura 1.3; esta linha está localizada fora da área de tese, conforme explicado no texto.

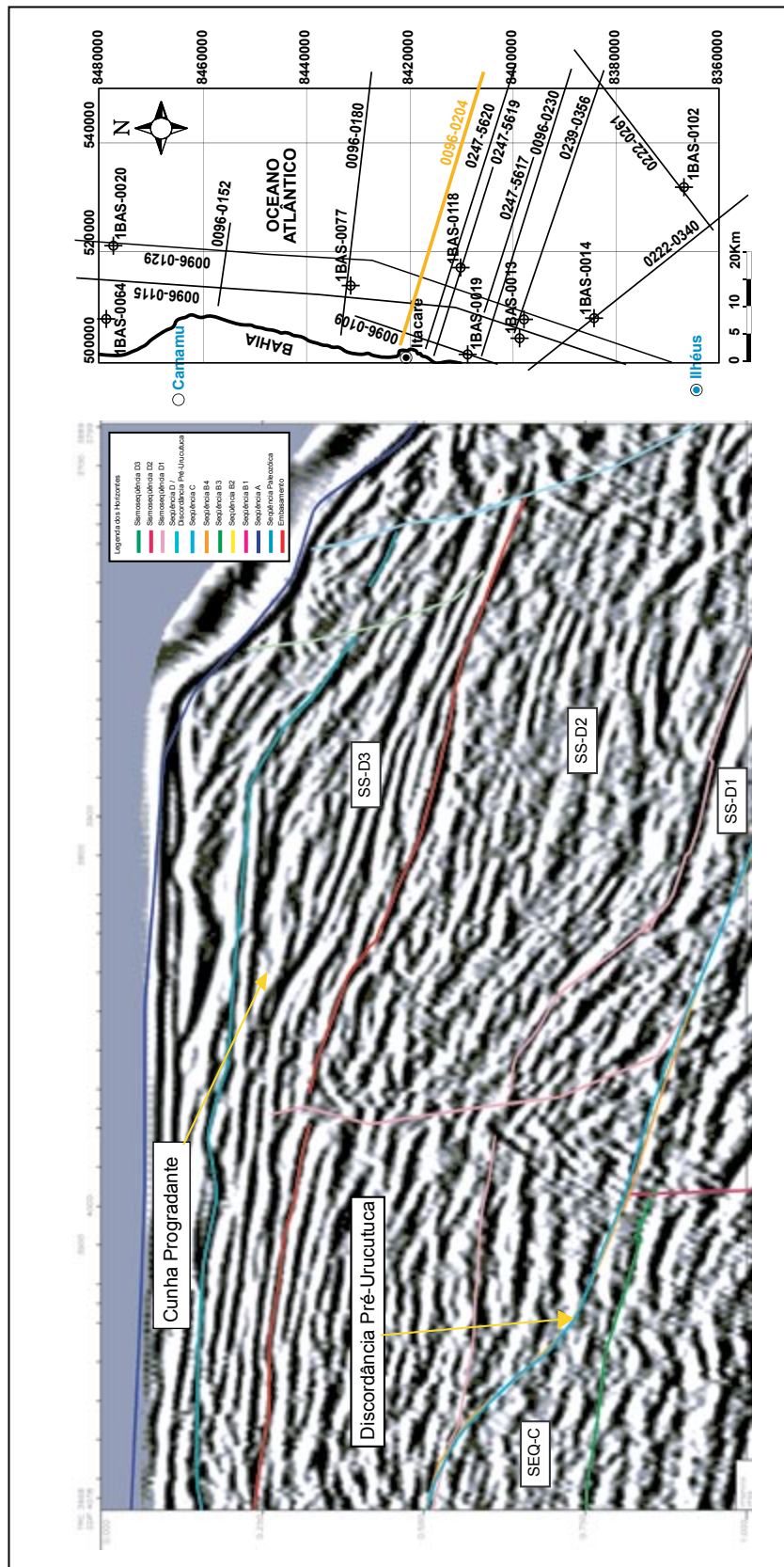


Fig. 3.7 - Desenvolvimento de uma cunha progradante na Sismossequência D3, Bacia de Almada na porção mais proximal, denominada de estrutura homoclinal por Ojeda (1982).

Bahia Sul, Campos e Santos.

Diápiros – Estas estruturas ocorrem primariamente como uma das duas formas: domos ou almofadas (3.8C) (Ojeda, 1982).

Estruturas em almofadas são sobrepostas por estratos curvados e mostram desenvolvimento concomitante estrutura-sedimentação, como mostrado pelo afinamento dos estratos em direção ao ápice da estrutura. Os sedimentos sobrepostos deformados são carbonatos ou depósitos deltaicos, os quais são excelentes alvos exploratórios para petróleo. Os topos dos domos perfurantes de sal ou folhelhos estão localizados nos estratos albianos-cenomanianos, mas, como a distância da costa aumenta, tais domos deformam unidades stratigráficas mais novas do que as estruturas em almofada (Ojeda, 1982) (Fig. 3.9).

Outras estruturas importantes mapeadas na bacia foram falhas de transferência, *horsts*, *grabens* e estruturas *relay ramp* definidas, conceitualmente, no Capítulo 2 a partir da bibliografia e caracterizadas abaixo.

Destro *et al.* (1994) descrevem falhas de transferência na porção terrestre da Bacia de Camamu, como sendo as responsáveis pelo deslocamento que a borda da bacia sofre em direção ao mar, ao sul da cidade de Camamu (Fig. 3.10).

Na porção submersa da Bacia de Camamu-Almada, foram descritas falhas de transferência as falhas de transferência interceptando transversalmente as estruturas de orientação N-NE. Tais feições foram desenvolvidas possivelmente durante a fase rifte e reativadas na fase pós-rifte. Estas estruturas serão melhor caracterizadas e exemplificadas no capítulo seguinte.

Estruturas do tipo *horst* e *graben* foram formadas no início do processo de rifteamento, afetando as seqüências continentais Paleozóica e A, depositadas na fase pré-rifte da Bacia de Camamu-Almada (Fig. 3.6). Estas estruturas continuaram a ocorrer até a Seqüência B2 (Küchle, 2004).

Na Bacia de Almada, o *relay ramp* (Fig. 3.11) desenvolveu-se possivelmente sobre a Zona de Cisalhamento Itabuna-Itaju do Colônia (cf. definição de Corrêa-Gomes *et al.*, 1998), que se prolonga em direção à porção *offshore* da bacia. O mapeamento sísmico mostra uma inflexão das falhas de borda que originaram o rifte de N-S para NE nesta região acompanhando a direção desta zona. De acordo com Cordani *et al.* (1984) e Chang *et al.* (1992), a separação continental entre os continentes Sul-Americano e

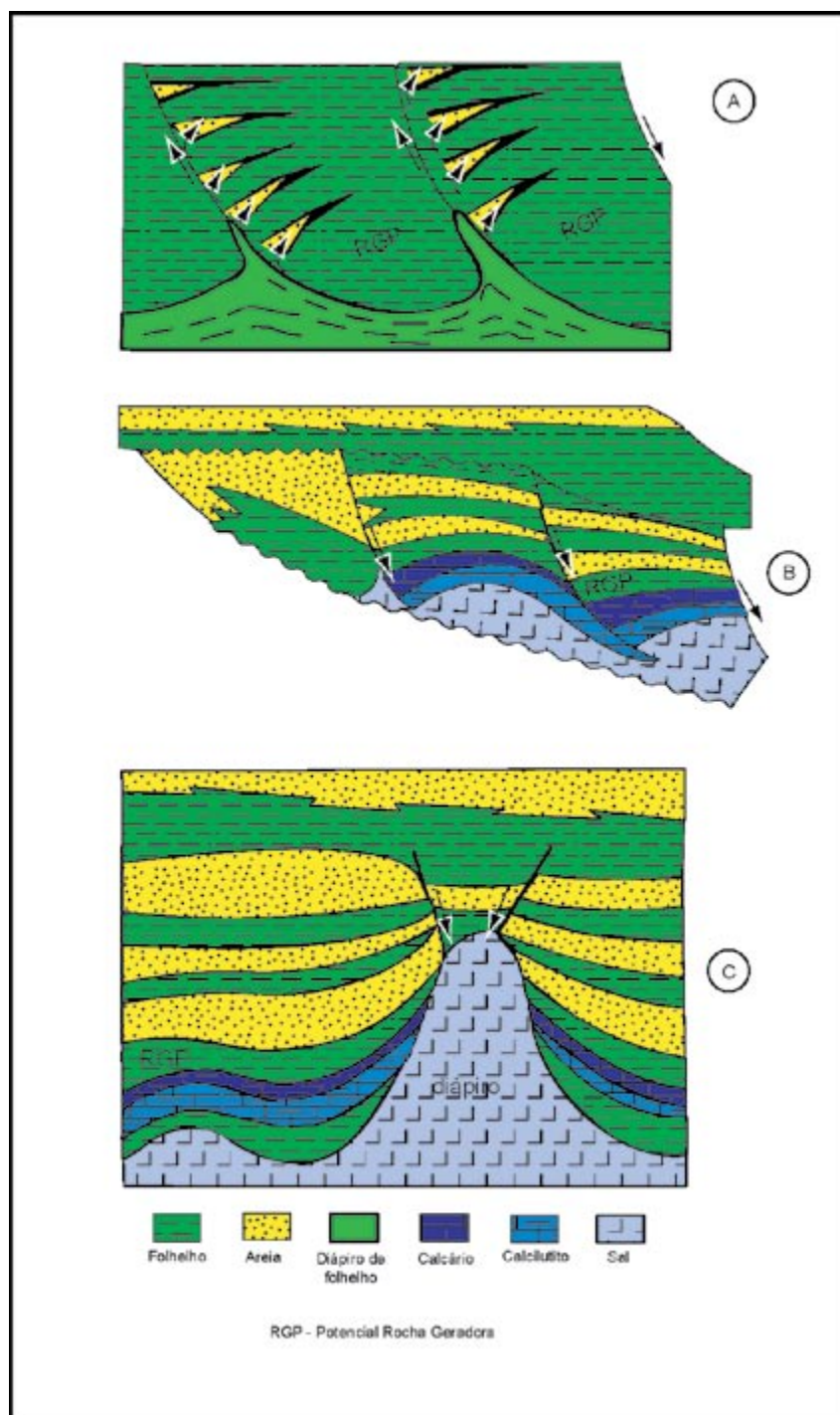


Fig. 3.8 – Principais estruturas adiastróficas das bacias brasileiras da Margem Leste. A) falha de crescimento com estrutura *rollover* anticlinal (sistemas clásticos); B) falha de crescimento com estruturas residuais; C) diápiro de sal (sal-carbonato-sistema clástico) (mod. de Ojeda, 1982).

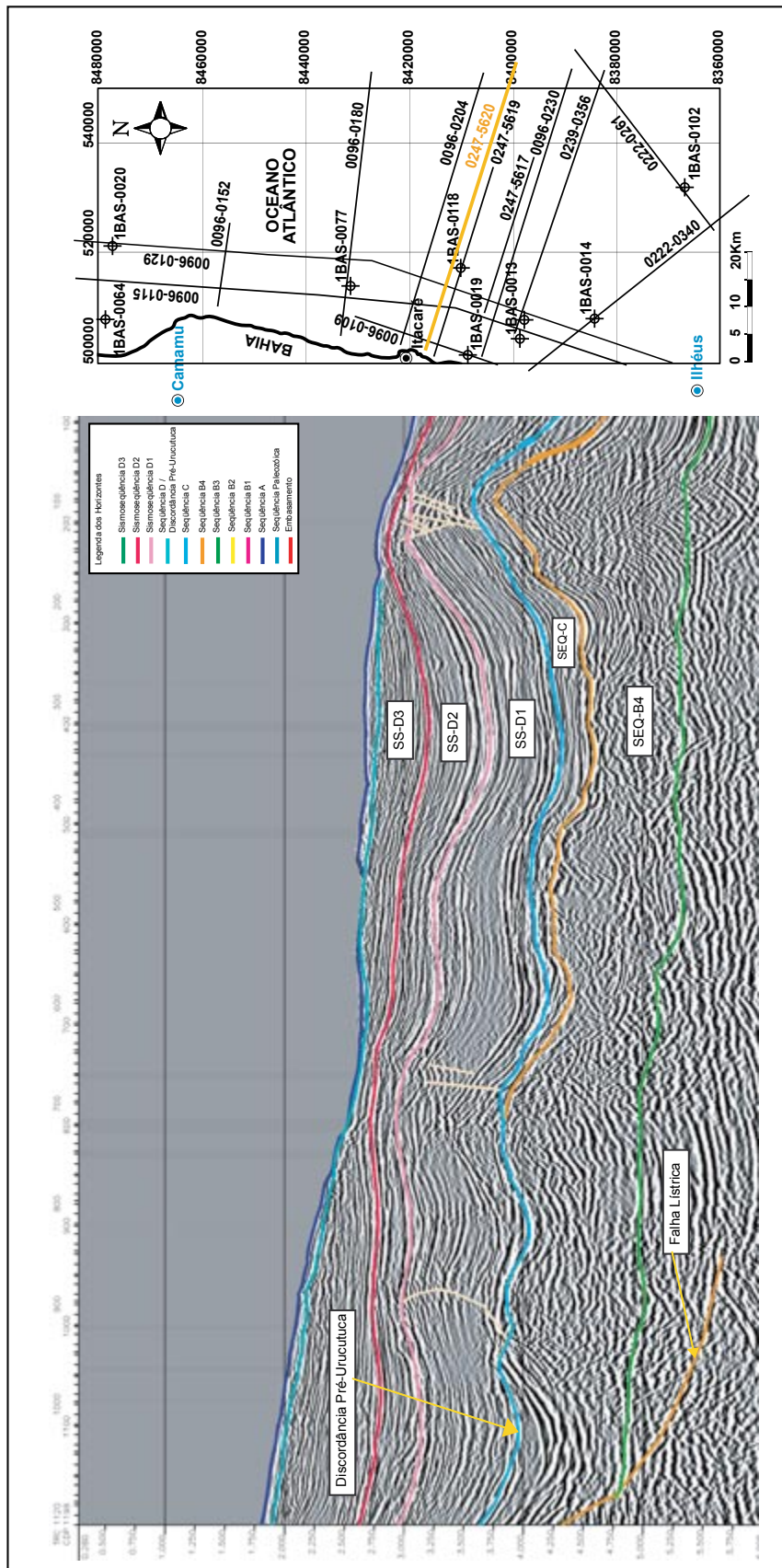


Fig. 3.9 – Linha *dip*, onde se observa o diápiro de sal deformando desde sedimentos albianos (Seqüência C) até oligocênicos (Sismossequência D3).

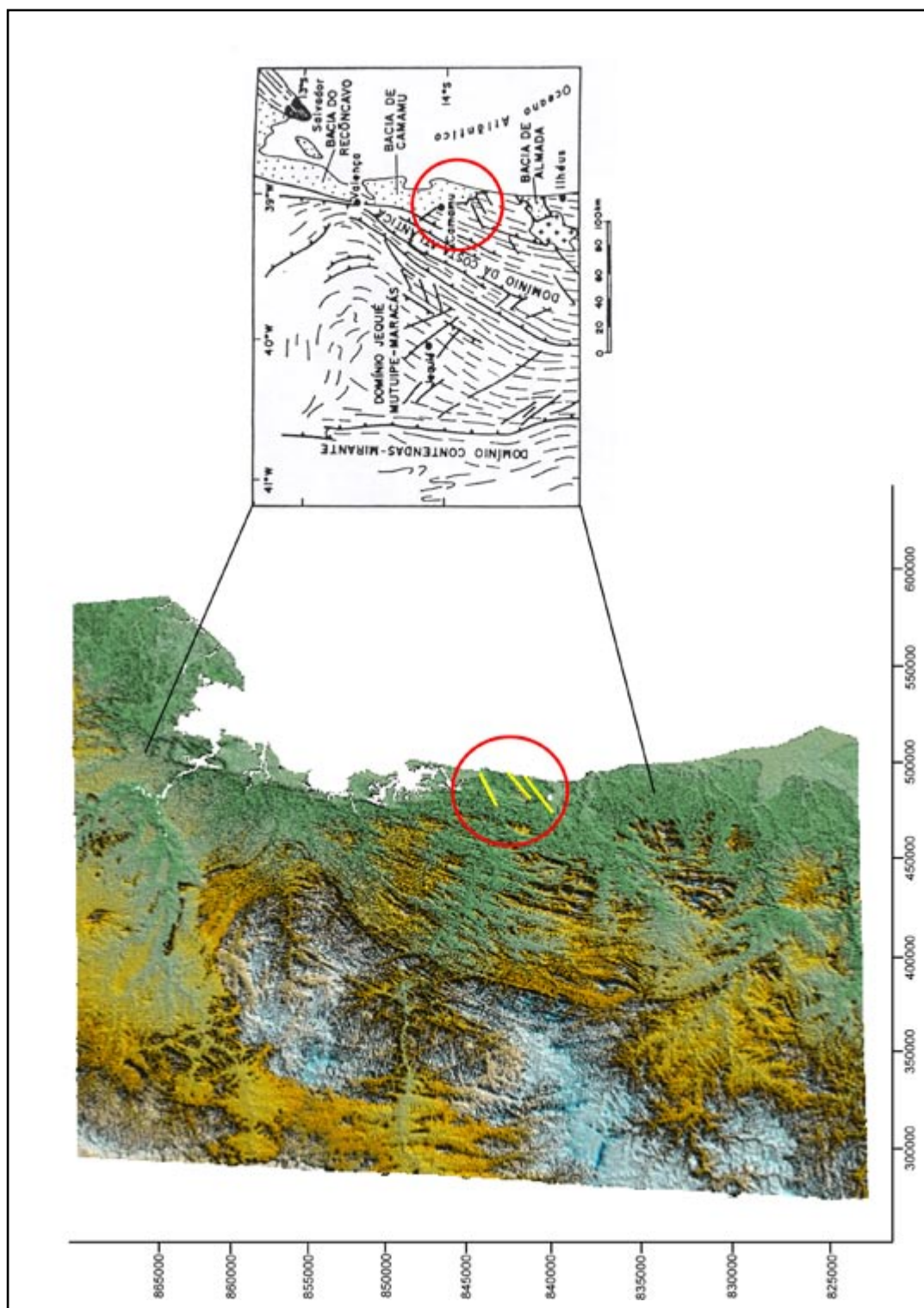


Fig. 3.10 – Principais lineamentos tectônicos na porção leste do Estado da Bahia. No detalhe, as falhas de transferência responsáveis pelo deslocamento da borda da Bacia de Camamu em direção ao mar (Destro *et al.*, 1994).

Africano, no Mesozóico, ocorreu ao longo de regiões afetadas pela orogênese Brasileira/Pan-Africana em quase toda a extensão das costas atlânticas do Brasil e da África. Apenas nos litorais do Pará, Maranhão e Bahia esta separação ocorreu ao longo de regiões crustais com mais de 2000 Ma (crátons de São Luís - Oeste Africano e São Francisco - Congo/Kasai). Nas demais regiões, a separação acompanhou as estruturas brasileiras, como no caso da Zona de Cisalhamento Itabuna-Itaju do Colônia, que desempenhou um papel importante nesta transição, como será discutido no capítulo seguinte.

Relay ramp são estruturas importantes para a migração de hidrocarbonetos porque elas unem os blocos baixo e alto dos sistemas de falhas. O fluxo pode ocorrer do bloco baixo através da rampa em direção ao bloco alto. Como exemplo, os *seeps* de óleo comuns no *relay ramp*, onde os hidrocarbonetos migram do rifte do Leste Africano rampa acima (Peacock & Sanderson, 1994). Estas estruturas também são importantes como trapas por causa dos dobramentos e rede de falhas de pequena escala que ocorrem nas rampas e que formam corpos de rochas isolados limitados por falhas. Em superfície, o *relay* influencia no padrão de drenagem, na erosão e na sedimentação (Morley *et al.*, 1990).

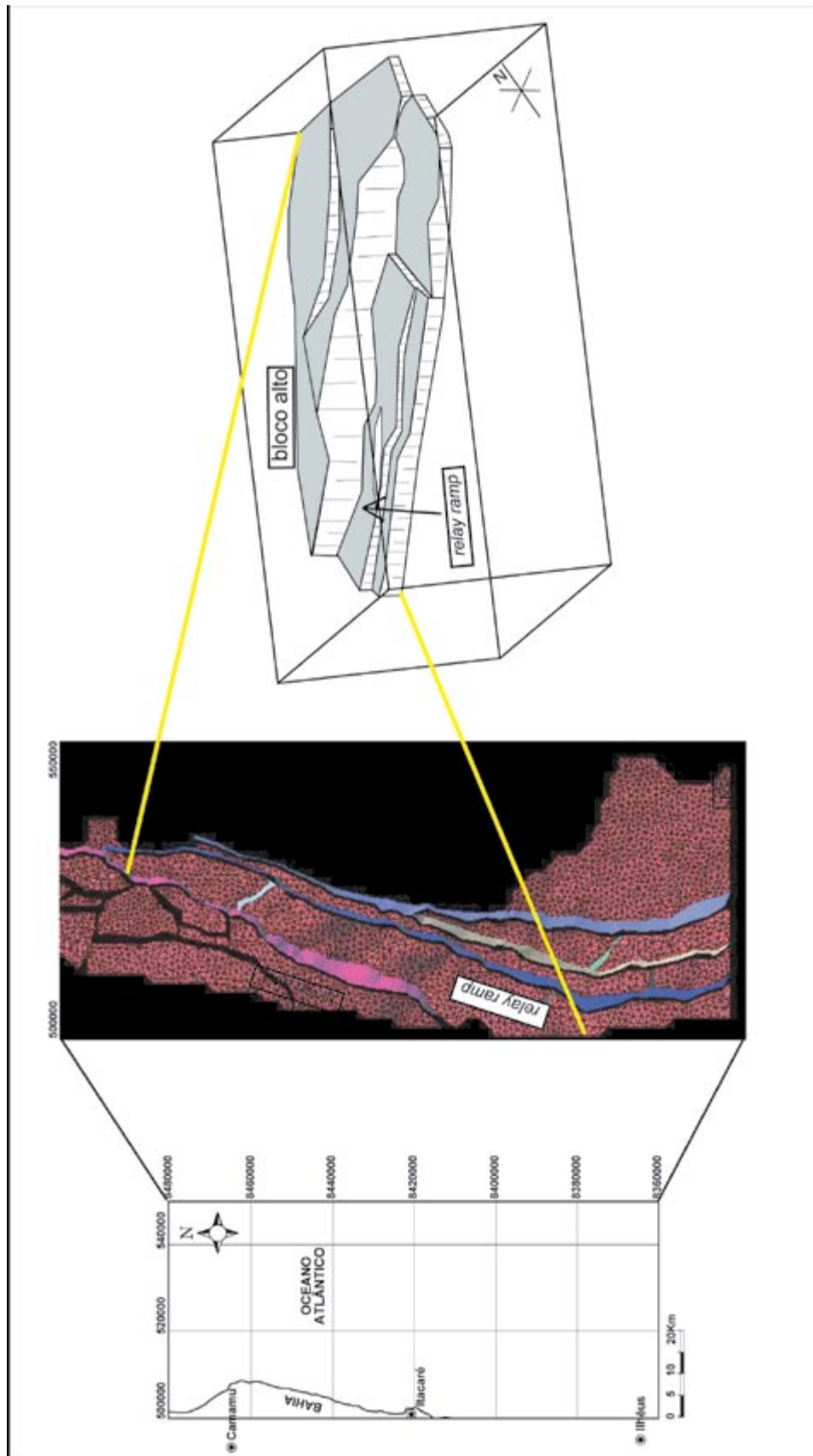


Fig. 3.11 – Bloco diagrama (obtido a partir da interpretação sísmica) ilustrando o *relay ramp* da Bacia de Almada e modelagem no Gocad do horizonte do embasamento e das principais falhas que controlam o *relay ramp*.

4. Contexto Tectono-Estratigráfico da Bacia de Camamu-Almada

4.1. Introdução

Neste capítulo, será abordada a caracterização tectônica e estratigráfica da Bacia de Camamu-Almada, baseada em dados sísmicos e de poços na porção *offshore* e na bibliografia disponível sobre a região continental. Para o melhor entendimento da porção emersa, optou-se pela descrição individualizada da Bacia de Camamu e da Bacia de Almada, devido a esta caracterização ser feita através de dados publicados por alguns autores.

4.2. Porção Emersa da Bacia de Camamu

A Bacia de Camamu é limitada a norte pela Falha da Barra, a sul pelo Alto de Taipus e a oeste pela Falha de Maragogipe; ao leste, o meridiano 38° W é tido como seu limite mais externo. Entre o embasamento, a oeste, e a linha de costa aflora uma faixa de sedimentos com no máximo 20 km de largura e 140 km de extensão.

De acordo com o arcabouço estrutural proposto por Netto & Ragagnin (1990), a faixa de sedimentos aflorantes é limitada pela Falha da Barra e pela Falha de Maragogipe, a qual constitui o compartimento interno da bacia; o compartimento central, localizado entre a Falha da Barra e a Charneira Buracica, tem uma faixa de sedimentos aflorantes na parte emersa da Ilha de Itaparica; o compartimento externo ou leste, abrange a porção submersa da bacia (Fig. 4.1).

Conforme Mércio (1996), o arcabouço estrutural da Bacia de Camamu na área aflorante é composto por dois sistemas de falhas: a Família 1, que é constituída por falhas normais NNE-SSW e falhas transcorrentes NW-SE (Fig. 4.2); e a Família 2, constituída por falhas transcorrentes N-S a NNE-SSW e falhas normais E-W a NW-SE (Fig. 4.3).

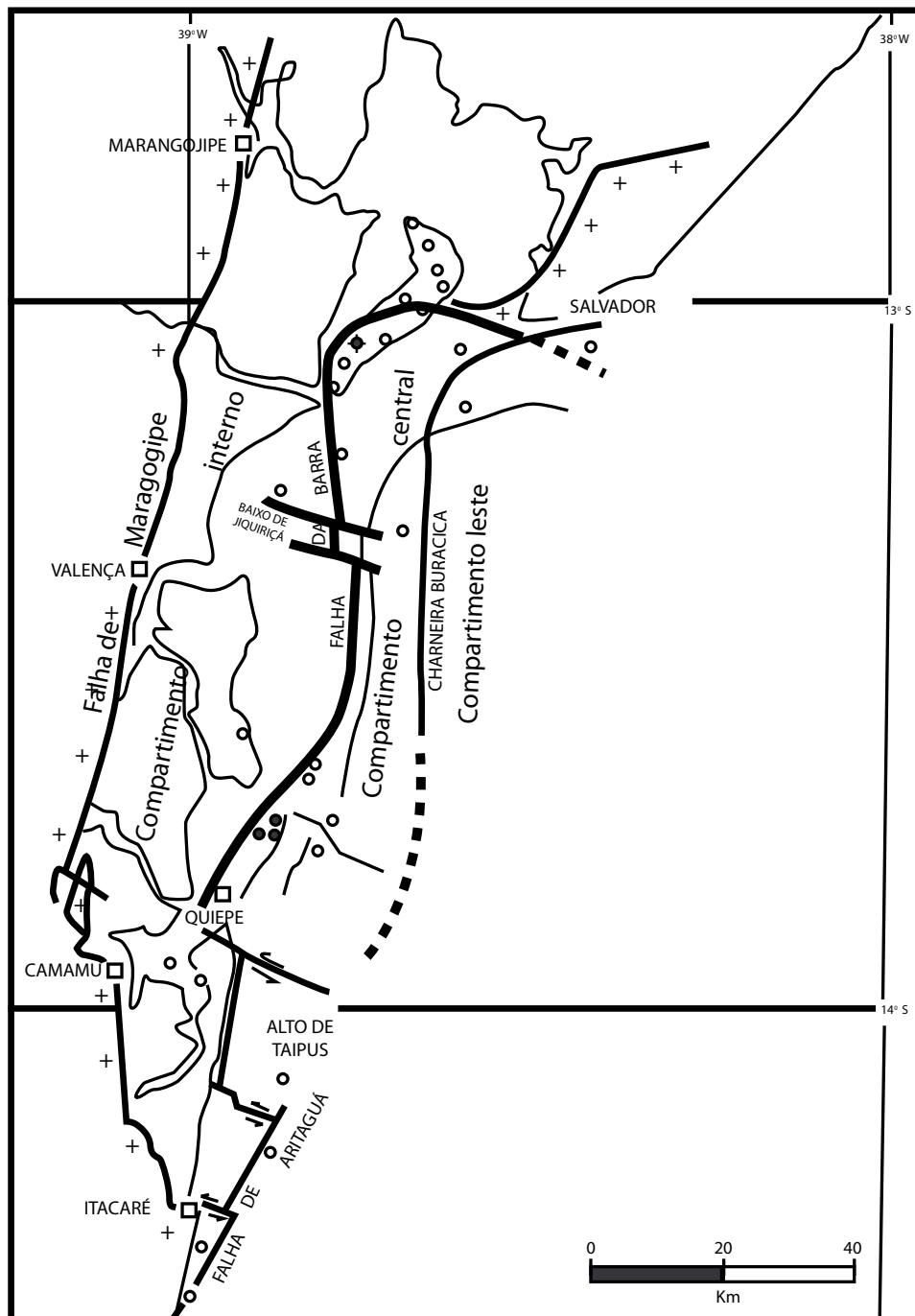


Fig. 4.1 – Arcabouço estrutural da Bacia de Camamu, segundo Netto & Ragagnin (1990).

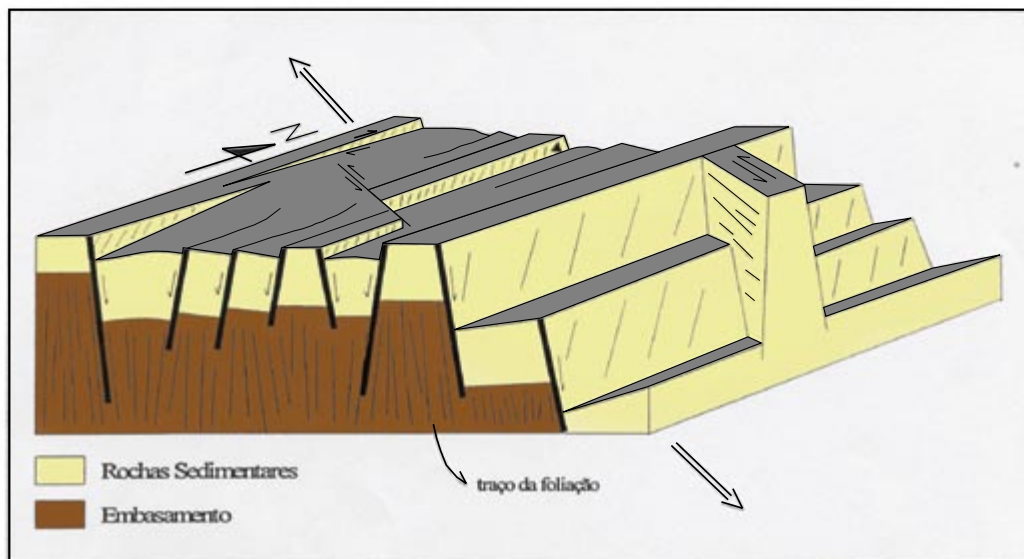


Fig. 4.2 – Bloco diagrama ilustrando a Família 1. A direção de distensão é aproximadamente N70°W. Nos planos de falhas estão representados os traços de estrias como são vistas no campo (mod. de Mércio, 1996).

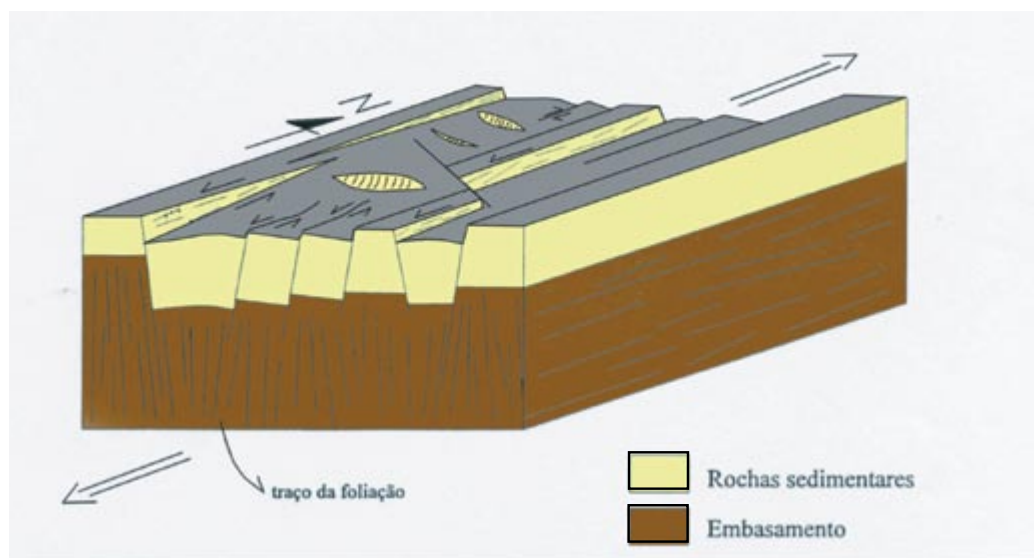


Fig. 4.3 – Bloco diagrama ilustrando a Família 2. A direção de distensão é aproximadamente N25°W. Nos planos de falhas estão representados os traços de estrias como são vistas no campo. As falhas N-S ou NE-SW da Família 1 são reativadas com movimento predominantemente transcorrente, sinistral ou dextral de acordo com sua orientação frente ao esforço distensivo. Desenvolvem-se falhas normais neoformadas ortogonais à distensão (mod. de Mércio, 1996).

De acordo com Mércio (1996), as falhas que constituem a Família 1 foram fortemente influenciadas pela atitude da foliação do embasamento e afetam, principalmente, os sedimentos da Formação Afligidos e do Grupo Brotas, estando relacionadas com a fase de rifteamento.

Em terra, a exemplo do que ocorre na porção marinha da bacia, também é observada a formação de estruturas do tipo *horsts* e *grabens*, que estariam relacionadas com as irregularidades das atitudes da foliação do embasamento. Este processo pode acarretar na formação de falhas profundas com mergulho tanto para leste quanto para oeste, favorecendo o desenvolvimento de altos e baixos estruturais (Mércio, 1996).

As principais charneiras estruturais são falhas normais da Família 1, incluindo a Falha de Maragogipe e aquelas que delimitam o Alto de Camamu na porção *offshore* (vide item 4.4).

Mércio (1996) propõe duas hipóteses para a Família 2. A primeira é que seria mais recente que a Família 1, atuando inclusive em rochas terciárias e quaternárias, como produto de um tectonismo terciário/quaternário, cuja causa não foi descoberta. Deste modo, os dados na porção emersa sugerem que a Família 2 tenha permanecido ativa até o recente, sendo a responsável pela configuração atual da linha de costa na região.

Ainda de acordo com o autor, não pode ser descartada a atuação da Família 2 durante a fase sin-rifte. Entretanto, como a dinâmica das duas famílias é incompatível, teriam que ocorrer pulsos alternados das tensões responsáveis pela formação das falhas de cada uma delas. Outro dado importante. Além disso, ocorre o predomínio de falhas direcionais sobre as puramente normais, o que indica que o tectonismo que gerou esta família de falhas pode ter aproveitado falhas da Família 1 como um caminho mais fácil para acomodar a distensão do que criar novas descontinuidades. Assim, a reativação de antigas estruturas pode ter um papel fundamental, o que causaria uma confusão entre as estruturas geradas nesta família e aquelas geradas na Família 1.

4.3. Porção Emersa da Bacia de Almada

A Bacia de Almada aflora, na parte , na forma de um romboedro de 200 km², definido por falhas normais de direção NE-SW, e estende-se mar adentro até a crosta oceânica (Fig. 4.4).

O arcabouço estrutural da bacia apresenta dois sistemas principais de falhas com direção NNE e NE (subparalelos à linha de costa), assim como um sistema secundário, mas não menos importante, com direção NNW, todos implantados pela primeira vez durante a fase de rifteamento.

As falhas Serra da Pilheira e do Maron, que definem o padrão romboédrico têm direção geral N50E e são datadas como Cretáceo Inferior, fase rifte (idade Rio da Serra, provavelmente). Elas delimitam a bacia e colocam o embasamento metamórfico e/ou ígneo no bloco alto e as rochas sedimentares no bloco baixo. No bloco baixo, a seção rifte não espessa. Associadas a estas falhas sintéticas, ocorre um sistema de falhas antitéticas de direção N-S com mergulho para oeste. A oeste, a bacia apresenta uma compartimentação interna, que estende-se por metade da área emersa com uma espessura de sedimentos em torno de 200 m (Netto & Sanches, 1991).

A leste da Falha do Apipique, localiza-se o compartimento central. A superfície do embasamento neste compartimento tem forma côncava e sua profundidade está em torno de 500 m. O limite externo deste bloco é marcado pela Falha de Aritaguá, que tem componente gravitacional, com bloco baixo para leste e um componente transcorrente com movimentação sinistral (Fig. 4.4). Esta falha é rastreada para além da parte emersa da Bacia de Almada. Em planta apresenta traço encurvado, côncavo para leste; no bloco baixo, é expressiva a ocorrência da Formação Rio de Contas (Barremiano), ausente no bloco alto. As rochas mais antigas que as do Andar Aratu têm o mesmo padrão de espessura em ambos os lados da falha. Deste modo, foi inferida uma idade Buracica para a Falha de Aritaguá (Netto & Sanches, 1991).

A área emersa a leste da Falha de Aritaguá é o compartimento externo da Bacia de Almada, onde se observa a predominância dos sedimentos da Formação Rio Doce. Os dados sísmicos e de poços oferecem evidências do forte controle tectônico na sedimentação do bloco baixo da falha, onde a Formação Rio de Contas tem espessura da ordem de 800 m na faixa emersa e em torno de 1200 m na área da plataforma continental.

4.4. Porção Submersa da Bacia de Camamu-Almada

O arcabouço estrutural simplificado da parte submersa da Bacia de Camamu-Almada, gerado durante o evento de abertura do Atlântico Sul, foi interpretado no Projeto “Mapeamento, Sistemas Petrolíferos e Modelagem Quantitativa da Bacia de Camamu-Almada” (ANP/COPPE/UFRJ, 2003), através de linhas sísmicas 2D, e é caracterizado

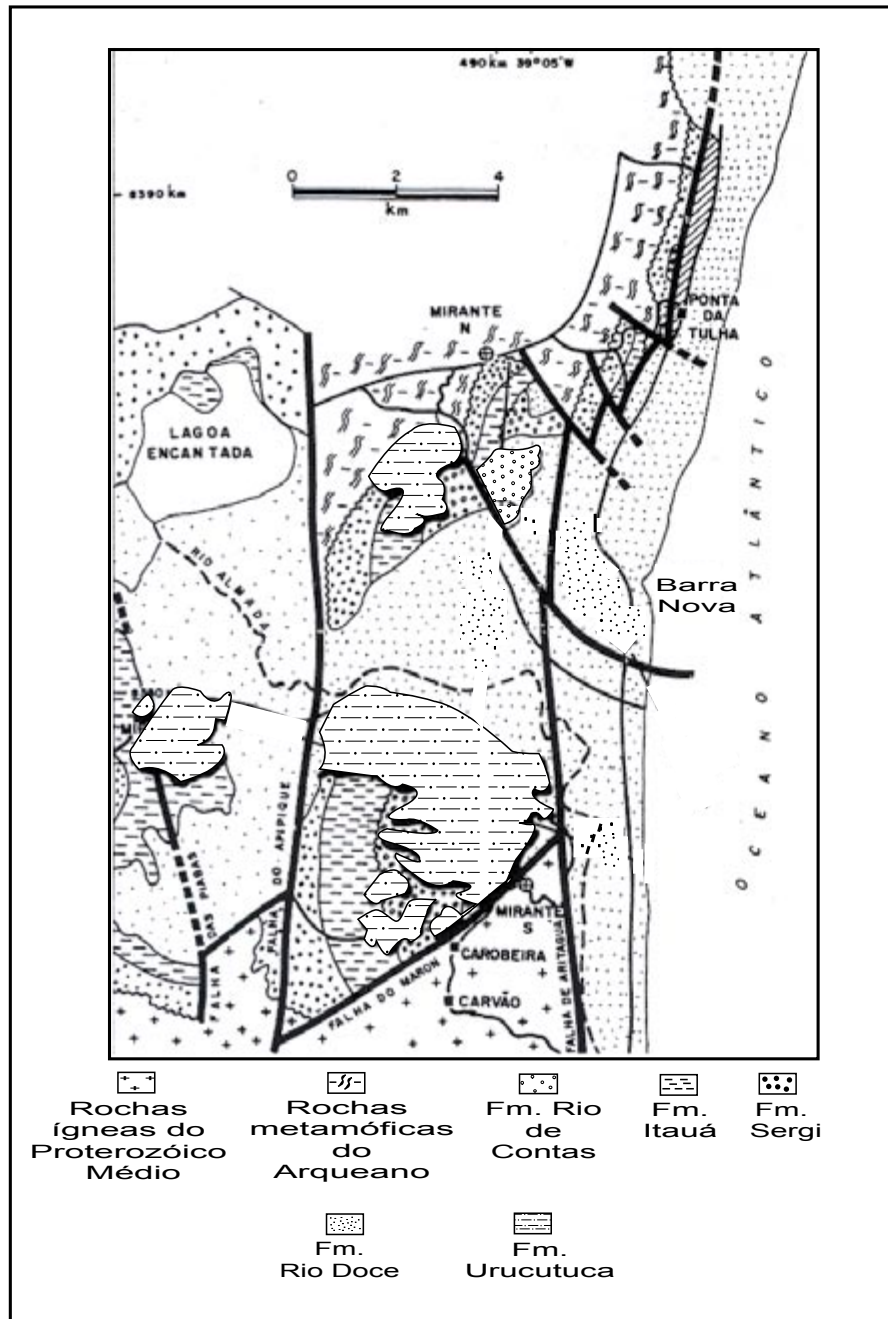


Fig. 4.4 – Arcabouço estrutural da Bacia de Almada. A bacia, na porção emersa, é delimitada em três compartimentos (vide texto) (mod. de Netto & Sanches, 1991).

pelas estruturas definidas e exemplificadas no item 3.2.1 de maneira genérica. Para fins desta pesquisa, será feita a descrição das principais estruturas deste arcabouço, o qual foi compartimentado em três áreas distintas, tendo em vista suas características tectônicas: a porção sul, onde a zona de charneira é composta por três falhas escalonadas de direção N-S; a porção central, onde ocorre o *relay ramp* e as falhas de Borda 1, 2 e 4; a porção norte, onde passam a predominar a Falha de Borda 1 e outras falhas a oeste desta (Fig. 4.5). As falhas de borda formam um conjunto de blocos escalonados com altos e baixos relativos.

As falhas de borda aqui citadas compõem a zona de charneira da Bacia de Camamu-Almada. Esta zona de charneira separa a região cratônica (estável) da região onde se desenvolveram as falhas do rifte que deram origem a esta zona (conforme definido no item 3.2.1), a qual é formada por falhas normais escalonadas com altos ângulos de mergulho.

A **porção sul** é caracterizada por falhas normais sintéticas orientadas N-S, que, conforme informação verbal do geofísico A.F. de Brito (Projeto ANP/COPPE/UFRJ, 2005), continuam em direção à Bacia de Jequitinhonha. Portanto, não foi estabelecido o limite sul; seu limite norte foi demarcado na região do poço 1 BAS 0088 BA. Estas falhas são localmente interrompidas por falhas de transferência orientadas WNW-, conforme ocorre, de modo geral, em outras bacias da margem leste brasileira.

Próximo à região do Paleocânion de Almada e coincidindo com a Zona de Cisalhamento Itabuna-Itaju do Colônia, o traço das falhas de direção N-S inflete para nordeste. É interessante observar que, em direção à Bacia de Camamu, essas falhas não foram mapeadas nas linhas sísmicas (Fig. 4.5), por estarem localizadas em grandes profundidades e as seções sísmicas não apresentarem boa resolução abaixo de 5000/6000 *ms*.

Os traços das falhas de borda 3 e 4, a exemplo da Falha de Borda 2, também infletem para NE a partir da Zona de Cisalhamento Itabuna-Itaju do Colônia. Ambas aprofundam-se na direção norte; conseqüentemente, não ocorrem na porção norte da área (Fig. 4.5). O valor médio do rejeito da Falha de Borda 3 está em torno de 2900 m.

O bloco baixo da Falha de Borda 4 é observado somente em algumas linhas sísmicas na parte sul; na porção central, as linhas estão cortadas em 6000-6500 *ms* e, como a falha está mais profunda, não pôde ser mapeada. Ao sul da Bacia de Almada esta falha de borda parece predominar sobre a Falha de Borda 2, apresentando um rejeito da ordem de 7000 m.

Ao integrar-se os dados do arcabouço estrutural da bacia na parte *offshore* com o mapa do arcabouço tectônico da parte emersa da bacia, observa-se que os lineamentos da Zona de Cisalhamento Itabuna-Itaju do Colônia se prolongam em direção à bacia coincidindo com a direção da Falha de Borda 1 onde ela está deslocada em direção ao mar (Fig. 4.5). Levanta-se a hipótese de que nesta região ocorre a transferência do deslocamento da Falha de Borda 2 através do *relay ramp* desenvolvido sobre a zona de cisalhamento, que é uma zona de fraqueza, para a Falha de Borda 1, a qual especula-se que era um lineamento pré-existente do embasamento reativado durante o processo de rifteamento.

Através da análise dos dados sísmicos observa-se que a Falha de Borda 2 ao alcançar a Zona de Cisalhamento Itabuna-Itaju do Colônia torna-se mais profunda, não sendo possível sua visualização nas linhas sísmicas, conseqüentemente o embasamento também está numa profundidade maior. O mapa de anomalia *Bouguer* residual da Figura 4.6 ressalta a calha localizada a leste e caracteriza a maior profundidade da embasamento. Cuiñas Filho (2004) através da interpretação de dados gravimétricos, propõe que nesta região o desenvolvimento da Bacia de Almada tenha sido controlado pela Zona de Cisalhamento Itabuna-Itaju do Colônia, uma vez que o bloco alto, desde a Bacia de Jequitinhonha, apresenta direção N-S e na Bacia de Almada entre as cidades de Itacaré e Camamu ocorre a inflexão desta feição para NE. Os dados gravimétricos corroboram a interpretação feita a partir dos dados sísmicos e exposta acima.

Nesse contexto, desenvolveu-se o *relay ramp* (Figuras 3.11, 4.7 e 4.8) nas porções sul e **porção central** da área de estudo. Esta estrutura está limitada pela Falha de Borda 1 e pela Falha de Borda 2 e não se observa a conexão entre a estrutura e estas falhas na porção marinha da bacia, porém esta conexão (conforme se observa no bloco diagrama da Figura 2.29) pode estar ocorrendo em subsuperfície na parte continental entre a Falha de Borda 2 e a Falha de Aritaguá. Ou então os blocos podem já estar totalmente desconectados (Larsen, 1988).

Os dados discutidos acima sobre a transferência de deslocamento da Falha de Borda 2 para a Falha de Borda 1 através do *relay ramp*, encontram respaldo na literatura. Conforme sugerido por Trudgill & Cartwright (1994), as zonas de *relay* formam um subconjunto de segmentos limitantes que desempenham um papel importante nos processos de ruptura; as rupturas geralmente param quando alcançam estas zonas ao longo de uma zona de falha. Estas estruturas desempenham um papel importante no desenvolvimento e ligação de arranjos de falhas. É interessante observar que a Falha de Borda 2 a partir desta estrutura passa a ter um caráter secundário, a partir da porção

central em direção ao norte, a Falha de Borda 1 passa a ser a falha de borda principal da bacia (Fig. 4.5).

De acordo com Peacock & Sanderson (1994), estruturas *relay ramp* são definidas como zonas de transferência que ocorrem entre segmentos de falhas normais tendo a mesma direção de mergulho. O acamamento é reorientado entre os segmentos das falhas, deste modo, permanece a continuidade entre o *hanging wall* e o *footwall* de uma zona de falha. O *relay ramp* algumas vezes contém estruturas que transferem o deslocamento entre os segmentos de falhas normais escalonadas. As rampas podem ser interrompidas por falhas que conectam duas falhas escalonadas.

Estas estruturas são o local de altos gradientes de deslocamento próximos às extremidades de segmentos escalonados e a direção de mergulho é fortemente influenciada pelo mergulho regional (Peacock & Sanderson, 1994), no caso de Almada, o *relay* segue a direção NE da zona de cisalhamento.

Ao observar a Figura 4.5, percebe-se que a Falha de Borda 1 na altura da Zona de Cisalhamento Itabuna-Itaju do Colônia sofre uma inflexão em direção ao continente. De acordo com Netto & Sanches (1991), na região ao norte do Rio Almada o traço da Falha de Aritaguá, torna-se escalonado por transcorrências antitéticas e é deslocado dextralmente em direção ao mar (Fig. 4.4), fato também observado no mapa de anomalia *Bouguer* residual da Figura 4.6 (traços brancos na parte sul). Sugere-se que a Falha de Borda 1 seja a continuação na porção *offshore* da bacia da Falha de Aritaguá. As zonas de transferência teriam se desenvolvido sobre a zona de cisalhamento aproveitando-se das discontinuidades.

Possivelmente, o desenvolvimento do *relay ramp* tenha favorecido a entrada de sedimentos na bacia durante a fase rifte, uma vez que ele serve de conduto por se tratar de uma rampa, bem como, ele pode estar servindo de via de acesso para o óleo gerado na fase rifte migrar até a superfície; na porção continental da bacia o plano das falhas antitéticas (responsável pelo escalonamento da Falha de Aritaguá em direção ao mar) é impregnado com óleo escuro (Netto & Sanches, 1991).

Perto do poço 1 BAS 0013 ocorre a convergência dos traços das falhas de borda 3 e 4, tornando-se um único traço e pode-se observar uma suave mudança de direção NE para NNE (Fig. 4.5), o que pode indicar que estas falhas não estão mais sob a influência da Zona de Cisalhamento Itabuna-Itaju do Colônia. Pode-se observar ainda a ocorrência do traço da Falha de Borda 4 até próximo do poço 1 BAS 0077, limite desta porção após, o traço desta falha não ocorre. Isto deve-se ao fato de que a falha não

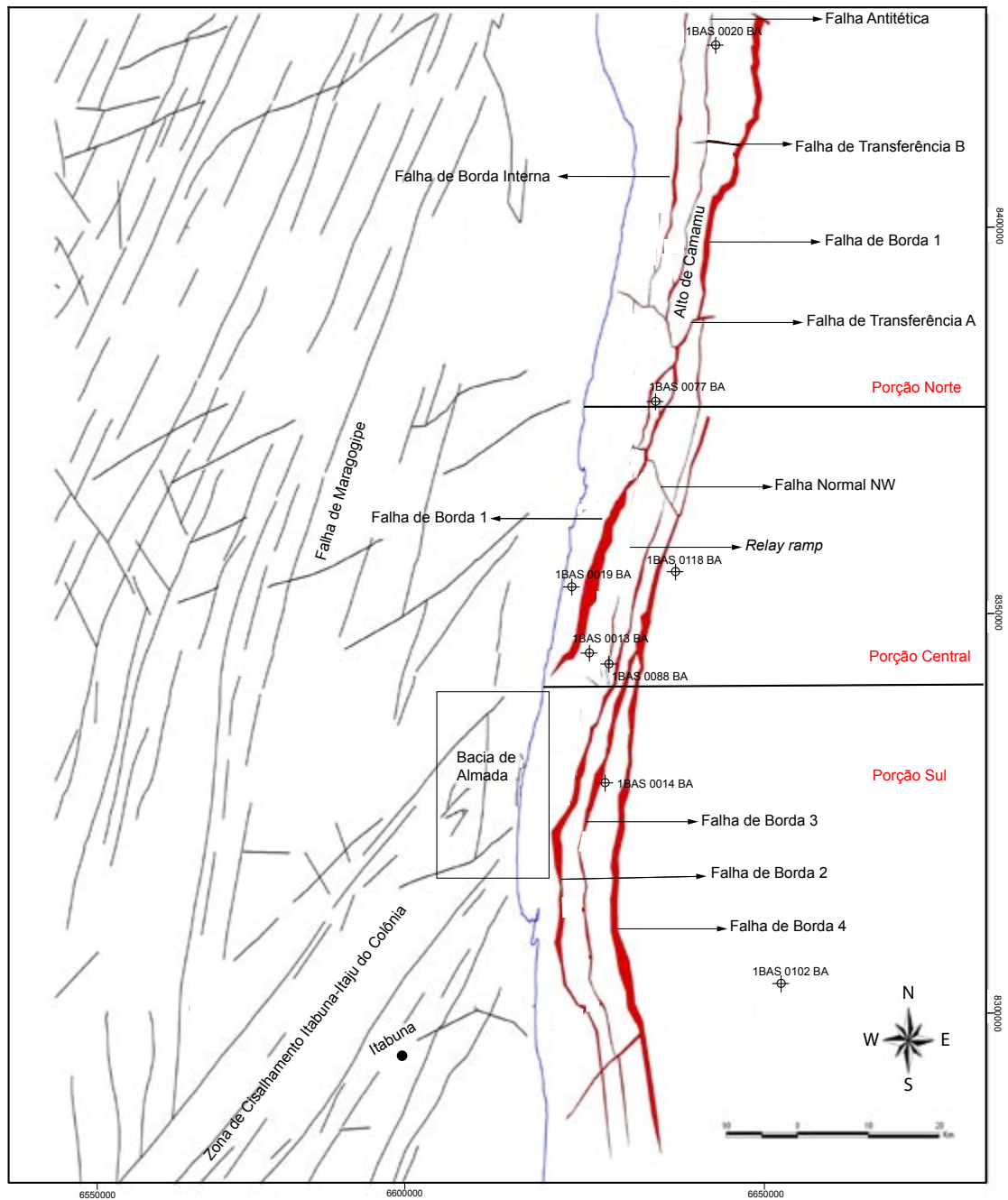


Fig. 4.5 – Integração dos arcabouços estruturais do embasamento na porção marinha (ANP/COPPE/UFRJ, 2003) e na porção terrestre (RADAMBRASIL, 1981).

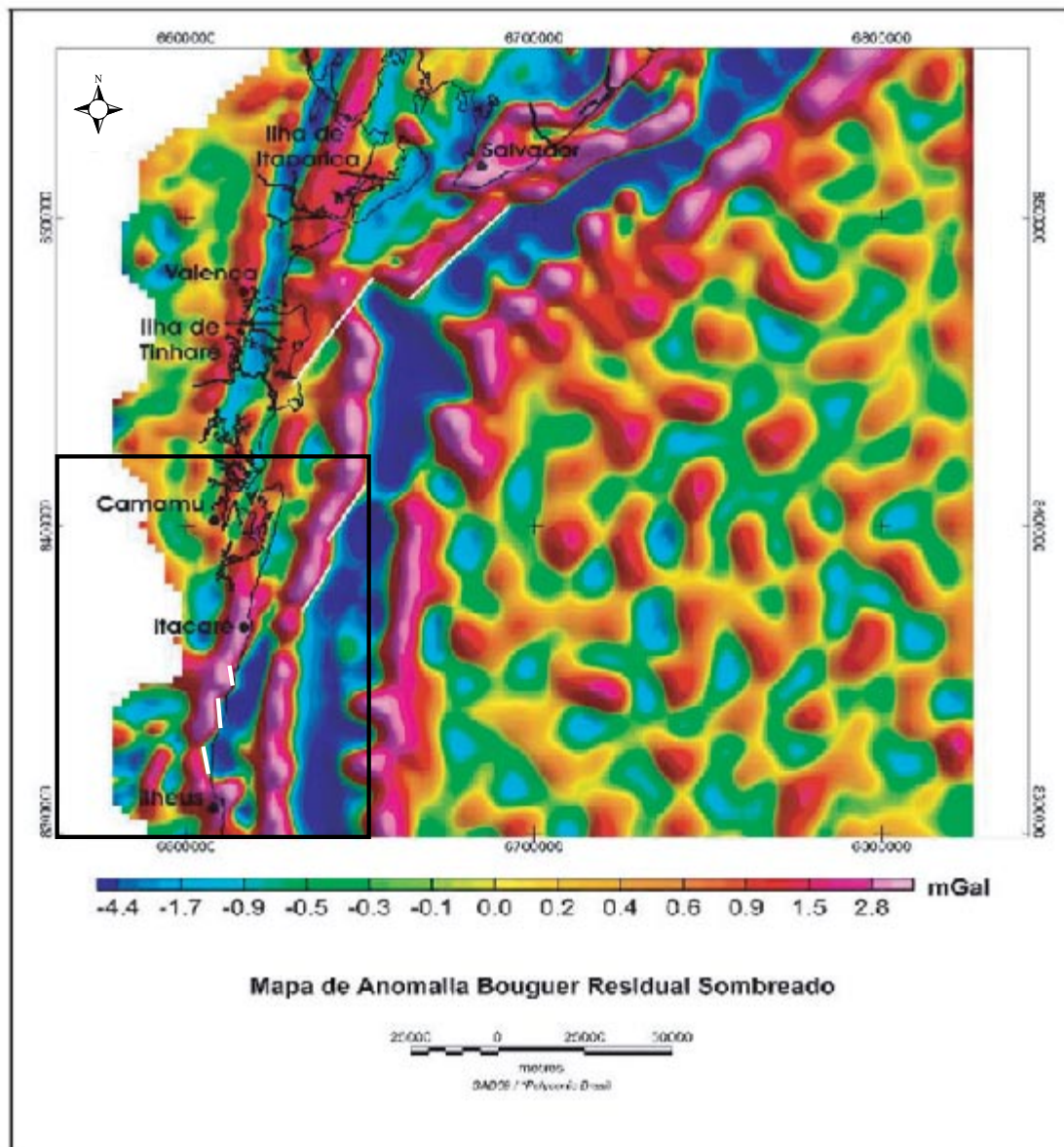


Fig. 4.6 – Mapa de anomalia *Bouguer* residual na região da Bacia de Camamu-Almada (cf. Cuiñas Filho, 2004). O quadrado mostra a localização da Figura 4.5.

foi mapeada na porção norte porque o embasamento está numa profundidade maior e as linhas sísmicas não têm boa resolução abaixo de 5000 *ms*, conforme se observa na Figura 4.9.

Próximo ao final do *relay ramp* ocorre a Falha Normal 1 com direção NW e mergulho para NE (Fig. 4.5). Esta falha pode ser uma daquelas falhas que separam o *relay ramp* em seguimentos conforme observa-se nas Figuras 3.11 e 4.8, a qual estaria conectando blocos escalonados.

A partir do poço 1 BAS 0077 inicia-se a **porção norte** na qual a Falha de Borda 1 passa a ser a charneira mais externa a leste e para oeste ocorre o desenvolvimento da Falha de Borda Interna e também da Falha Antitética além das falhas de transferência A e B (Fig. 4.5).

Nesta porção a Falha de Borda 1 passa a ser a falha mais externa mapeada na bacia, devido ao fato já mencionado de que as outras falhas encontram-se numa profundidade abaixo da resolução das linhas sísmicas.

As falhas de transferência A e B de direção WNW-ESE e movimentação dextral, caracterizam-se pela presença de uma zona cega (Zalán, 1986) ao seu redor (i.e., a movimentação da falha faz com que não se veja o padrão dos refletores, os quais são totalmente obliterados). A Falha de Transferência A é a mais importante porque ela é um dos limites do Alto de Camamu, alto acústico do embasamento (Fig. 4.10) e também o limite, na porção norte do paleocânion referido nesta pesquisa. Conforme informação verbal do geofísico A. F. de Brito, ao norte o Alto de Camamu também é limitado por uma falha de transferência e estas falhas possivelmente compartmentem a bacia em blocos: em direção ao norte existem mais dois blocos fora da área de pesquisa, o Alto de Camamu seria o terceiro e a partir da Falha de Transferência A em direção ao sul haveria mais um bloco cuja falha de transferência já estaria situada na Bacia de Jequitinhonha. A Falha de Transferência B desempenha um papel secundário e apresenta características similares as da Falha de Transferência A.

As falhas de transferência exercem um papel importante como rota de migração de hidrocarbonetos a partir de rochas geradoras profundamente soterradas, localizadas a leste (Azevedo *et al.*, 1994).

O Alto de Camamu é delimitado ainda pela Falha de Borda 1 ao leste e pela Falha Antitética a oeste, caracterizando assim este alto como um *horst* uma vez que

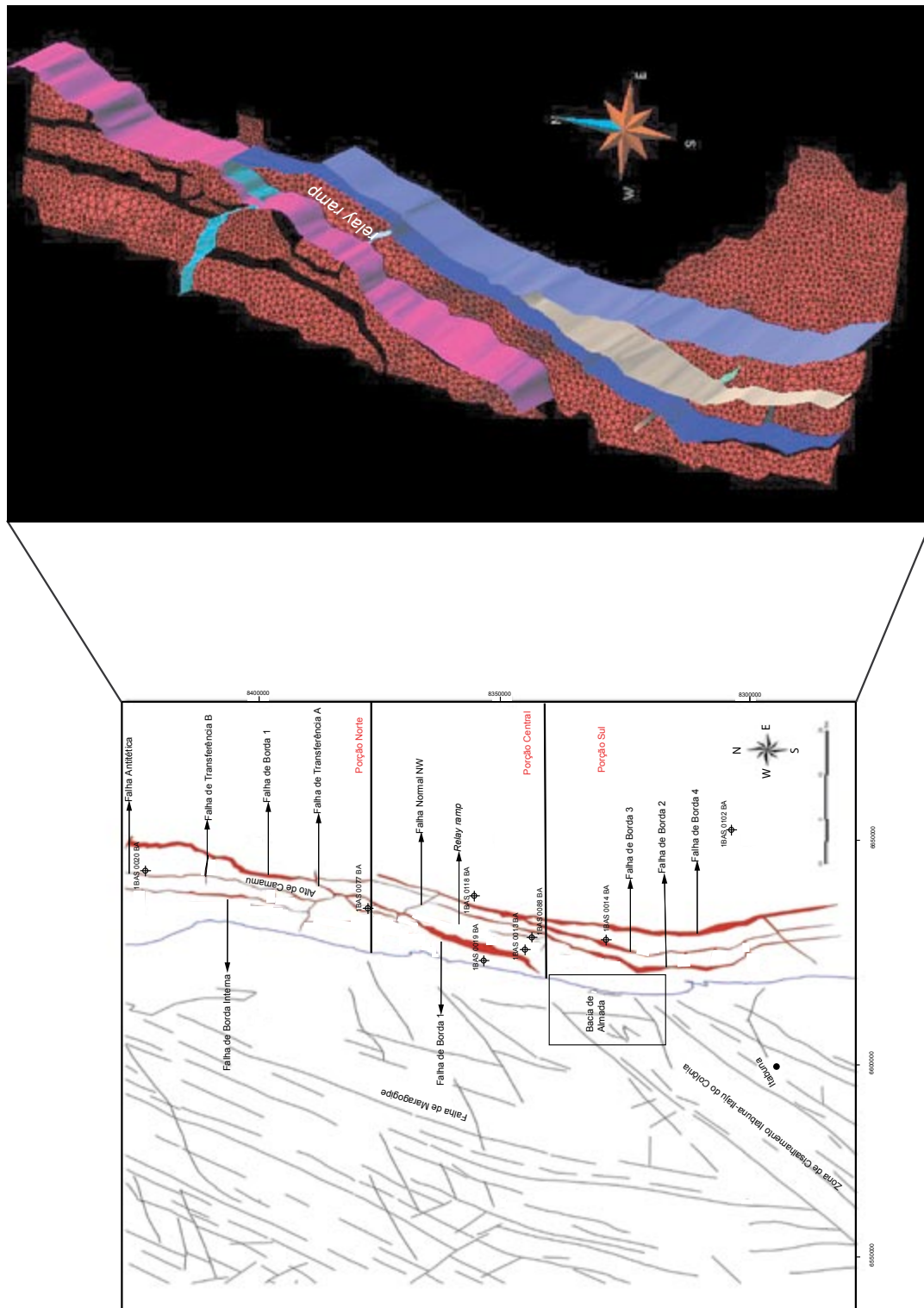


Fig. 4.7 – Visualização tridimensional do embasamento da Bacia de Camamu-Almada no Gocad. Destaque para o *relay ramp* limitado pelas falhas de borda.

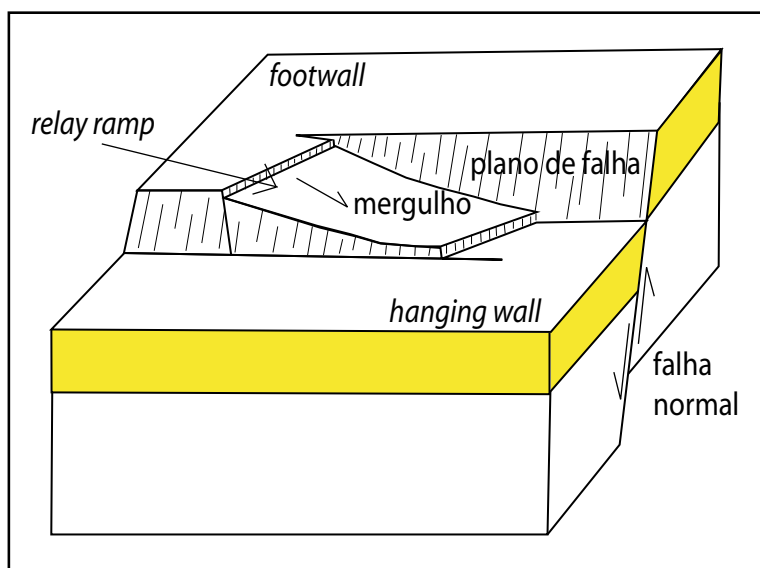


Fig. 4.8. – Bloco diagrama mostrando as principais feições de um *relay ramp* (adaptado e modificado de Peacock & Sanderson, 1994). Observar a semelhança com a Figura 3.11 obtida a partir dos dados sísmicos.

ambas as falhas mergulham em sentido contrário uma da outra conforme definido e ilustrado no Capítulo 3.

Optou-se por descrever o arcabouço tectônico simplificado da Bacia de Camamu-Almada, somente até o poço 1 BAS 20, uma vez que o Paleocânion de Itacaré, que é objeto deste estudo, desenvolveu-se até próximo deste poço. Desta forma, as estruturas localizadas na parte norte da Bacia de Camamu não serão descritas.

4.5. Arcabouço Estratigráfico

Após a descrição do arcabouço tectônico, neste item abordar-se-á a influência daquelas estruturas no preenchimento estratigráfico da bacia durante as fases pré e sin-rifte. Na fase pós-rifte, a Seqüência D será descrita neste capítulo a partir dos dados disponíveis na literatura, uma vez que no Capítulo 6 esta seqüência será analisada detalhadamente com base nas interpretações sismoestratigráficas e estruturais desenvolvidas durante este estudo.

Neste trabalho será adotada a proposição do arcabouço estratigráfico desenvolvido durante o Projeto “Mapeamento, Sistemas Petrolíferos e Modelagem Quantitativa da Bacia de Camamu-Almada” (ANP/COPPE/UFRJ, 2003) e, posteriormente detalhado por Kùchle (2004), ou seja, a fase pré-rifte abrangendo a Seqüência Paleozóica e a Seqüência A, a fase rifte composta pela Seqüência B e a fase pós-rifte que engloba as seqüências C e D.

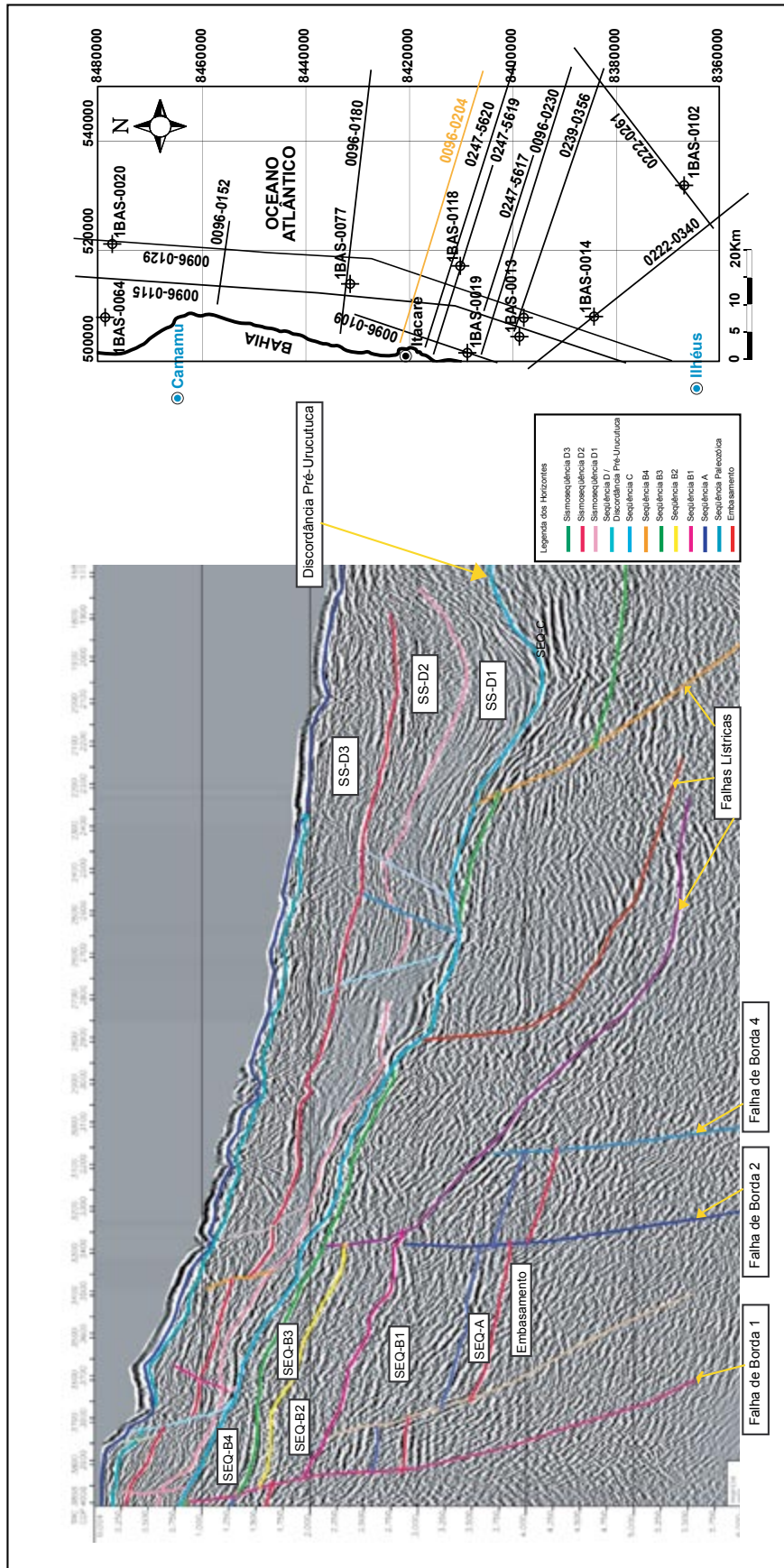


Fig. 4.9 – Seção sísmica *dip* mostrando o bloco alto da Falha de Borda 4.

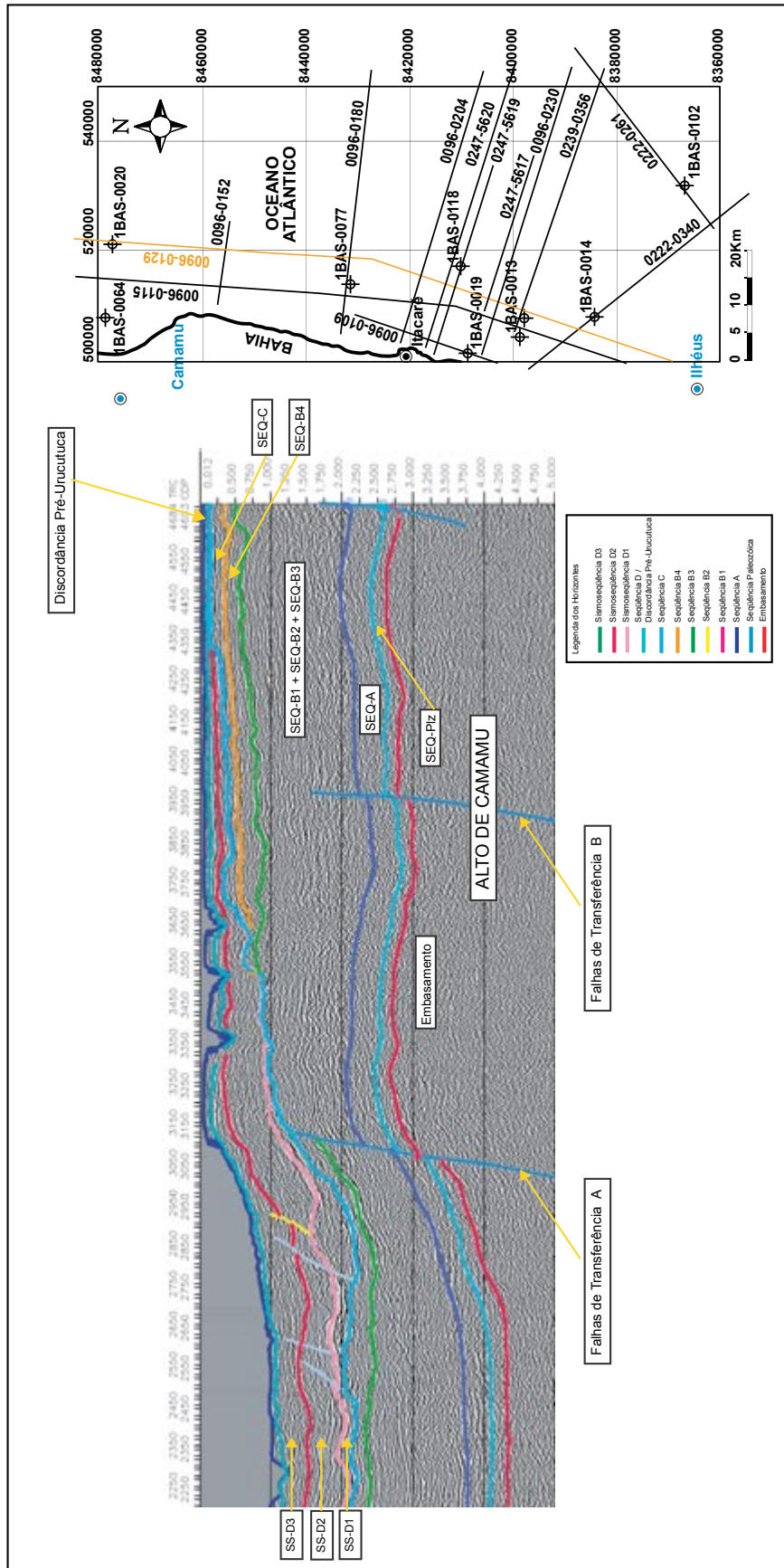


Fig. 4.10 – Detalhe da seção sísmica *strike* mostrando o Alto de Camamu, delimitado pela Falha de Transferência A.

4.5.1. Embasamento

O embasamento da bacia é formado por rochas granulíticas arqueanas retrabalhadas durante o Ciclo Transamazônico (aproximadamente 2500 Ga) e que compõem o Orógeno ou Bloco Itabuna-Salvador-Curuçá conforme definição de Barbosa & Sabaté (2002) localizado na porção leste do Cráton do São Francisco (Fig. 4.12).

4.5.2. Fase Pré-Rifte

A fase Pré-Rifte engloba a Seqüência Paleozóica e a Seqüência A, sendo que a Seqüência Paleozóica não ocorre na Bacia de Almada.

4.5.2.1. Seqüência Paleozóica (SEQ-Plz)

Na base é limitada pelo Limite de Seqüências Paleozóica, cujo hiato entre a seqüência e o embasamento é da ordem de aproximadamente 2200 milhões de anos e no topo pelo Limite de Seqüências A (LS-A) que marca o início da deposição da Seqüência A. A discordância entre a SEQ-Plz e a Seqüência A representa um hiato de aproximadamente 100 milhões de anos, que segundo Caixeta *et al.* (1994) pode estar relacionado aos processos mantélicos que soergueram a crosta antes da ruptura que resultou na criação do Oceano Atlântico Sul.

Esta seqüência abrange litoestratigraficamente a Formação Afligidos de idade eopermiana (cf. carta cronoestratigráfica de Netto *et al.* (1994), Fig. 4.13). Os sistemas deposicionais associados a esta formação estão relacionados a ambientes marinhos restritos e neríticos (Caixeta *et al.*, 1994).

Esta seqüência encontra-se falhada pela posterior tectônica da fase rifte caracterizada por falhas normais que geraram sistemas do tipo *horst* e *graben* (Fig. 3.6).

4.5.2.2. Seqüência A (SEQ-A)

Esta seqüência é limitada na base pelo LS-A descrito no item anterior e no topo pelo Limite de Seqüências B1 (LS-B1), que representa a discordância pré-rifte. É composta pelas formações Aliança, Sergi e Itaípe de idade Juro-cretácea ou conforme a geocronologia local, Andar Dom João. Litoestratigraficamente estas formações foram

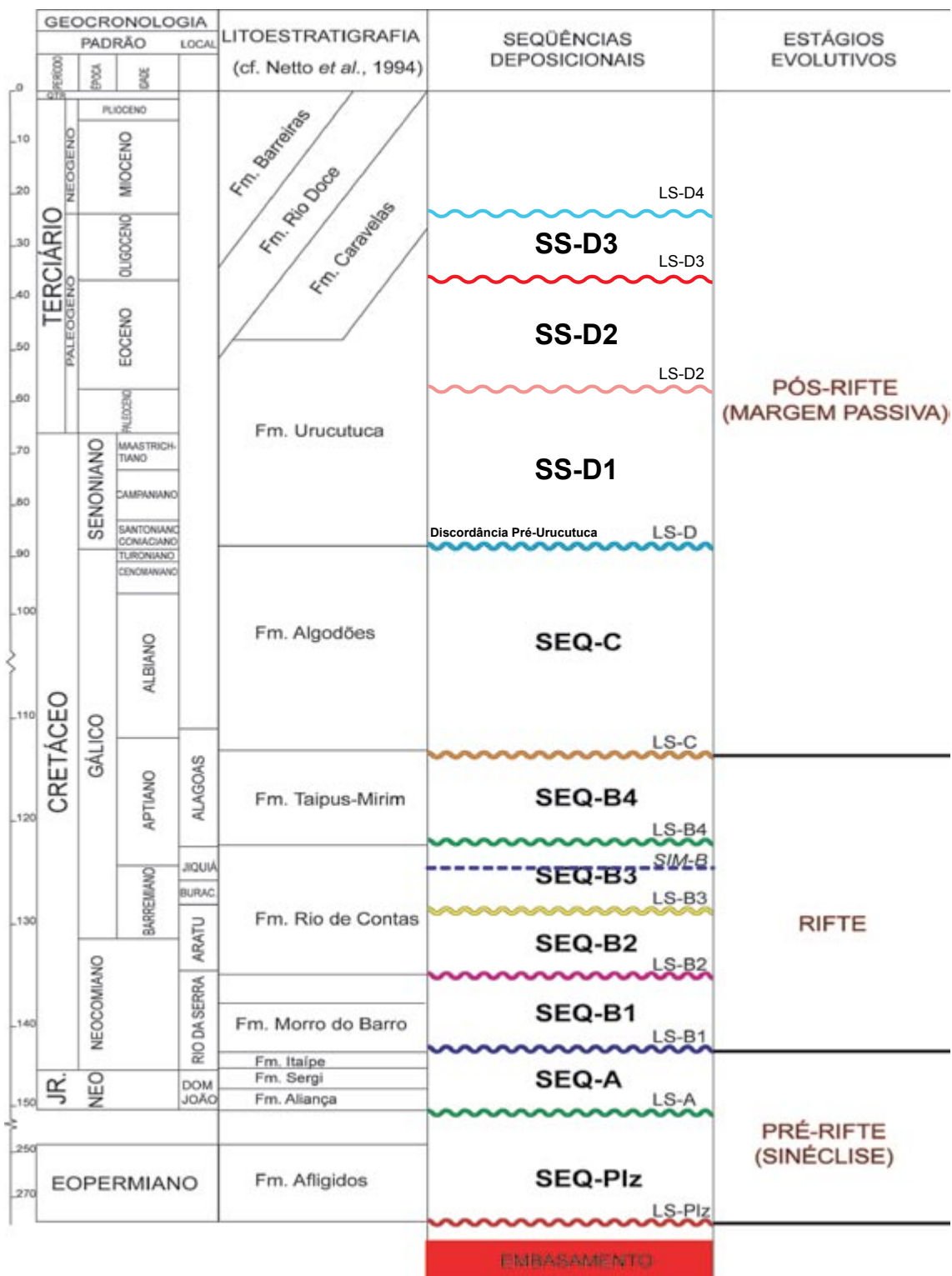


Fig. 4.11 – Arcabouço cronoestratigráfico proposto por Kùchle (2004) para a seqüência rifte e o arcabouço proposto neste trabalho a partir do topo da Seqüência C.

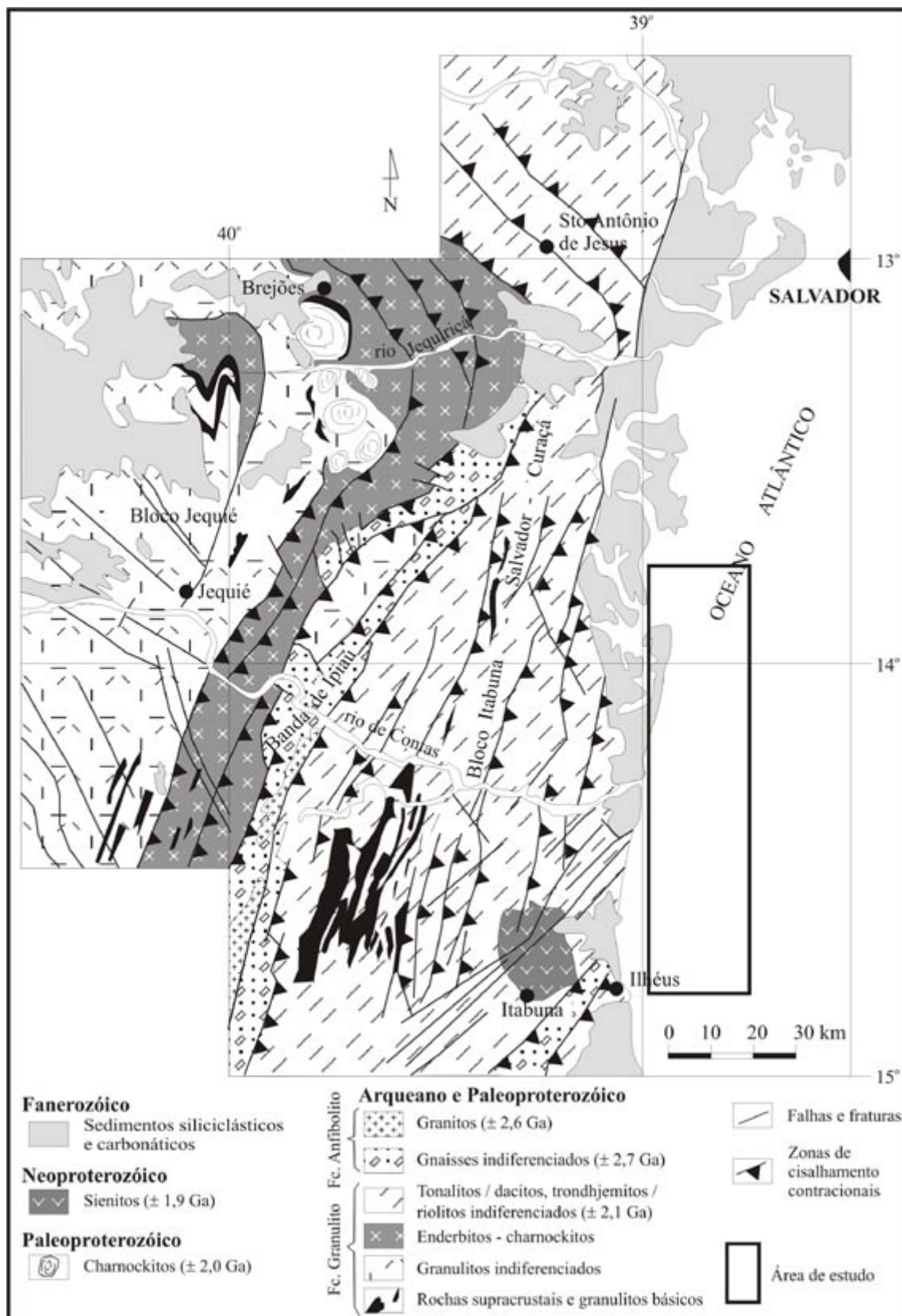


Fig. 4.12 – Mapa geológico simplificado da região granulítica do sul/sudeste do Cráton do São Francisco no estado da Bahia (cf. Araújo Pinho *et. al.*, 2003).

definidas na Bacia do Recôncavo, devido as similaridades na Bacia de Camamu-Almada foram adotadas as mesmas denominações.

A SEQ-A é composta faciológicamente por três pacotes distintos: na base a Formação Aliança, caracterizada por arenitos e intercalações de arenitos e folhelhos; na porção intermediária espessos pacotes arenosos pertencentes à Formação Sergi e a porção superior onde dominam os folhelhos da Formação Itaípe. Conforme padrão de empilhamento destes pacotes, foi interpretada uma progradação dos arenitos fluvio-eólicos-deltaicos (Formação Sergi) sobre depósitos deltaicos-lagunares (Formação Aliança), sucedidos por uma inundação lacustre (Formação Itaípe).

Na área de pesquisa, esta seqüência ocorre de forma tabular e contínua, com espessuras médias em torno de 250 m, encontra-se intensamente afetada pela tectônica da fase rifte; o falhamento observado em seções sísmicas é do tipo normal gerando sistemas do tipo *horsts e grabens* (Küchle, 2004) (Fig. 3.6).

4.5.3. Fase Sin-Rifte

A fase Sin-Rifte é composta pela Seqüência B de segunda ordem onde foram caracterizadas e definidas quatro seqüências deposicionais de terceira ordem (B1, B2, B3 e B4) (Küchle, 2004) descritas a seguir.

4.5.3.1. Seqüência B (SEQ-B)

O estilo estrutural, caracterizado por *horsts e grabens* citados na seqüência anterior, passa a ocorrer associado com a geração de *meio-graben* e o desenvolvimento da zona de charneira, marcando uma mudança estrutural na Bacia de Camamu-Almada (Küchle, 2004). É limitada na base pelo Limite de Seqüências B1 (LS-B1) e no topo pelo Limite de Seqüências C ou a *break-up unconformity* (Fig. 4.11).

4.5.3.1.1. Seqüência B1 (SEQ-B1)

Abrange a Formação Morro do Barro de idade neocomiana ou Andar Rio da Serra totalizando um intervalo de tempo de 5 milhões de anos (cf. a carta cronoestratigráfica de Netto *et al.* (1994), Fig. 4.13). O limite inferior é o Limite de Seqüências B1 (LS-B1) que possui um hiato temporal da ordem de 1 a 2 milhões de anos (Fig. 4.13). O limite superior desta seqüência é o Limite de Seqüência B2 (LS-B2) de caráter erosivo marcando o início da deposição da Seqüência B2 (Fig. 4.11).

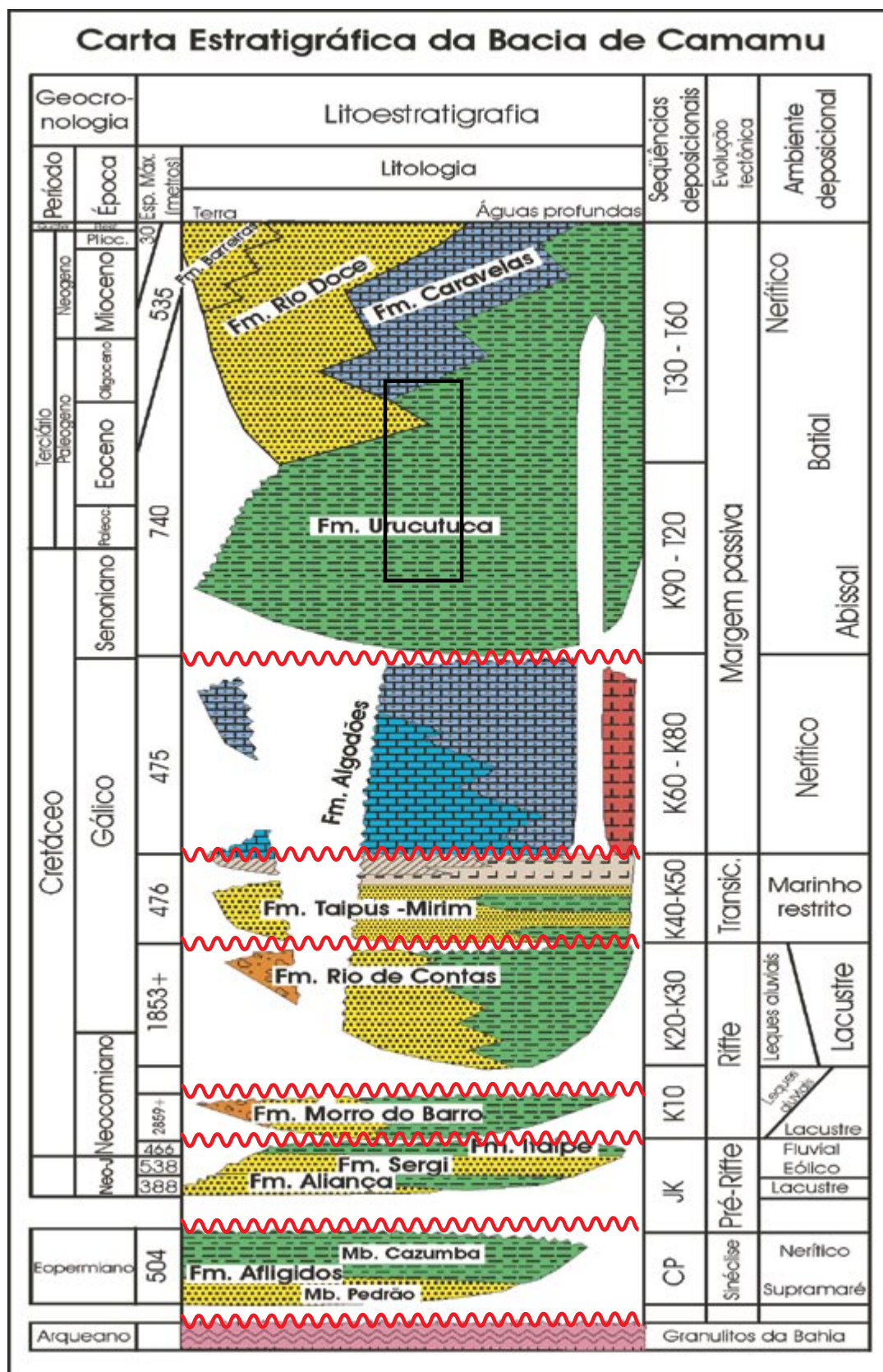


Fig. 4.13 - Carta cronoestratigráfica com as seis discordâncias reconhecidas (linhas vermelhas) por Kúchle (2004) (mod. de Netto *et al.*, 1994). As discordâncias do Paleoceno ao Oligoceno foram identificadas neste trabalho; o retângulo delimita o intervalo estudado nesta pesquisa.

Faciologicamente, a SEQ-B1 é caracterizada por arenitos e folhelhos, geralmente maciços. Subordinadamente, ocorrem carbonatos intercalados com os arenitos e folhelhos. Esta seqüência marca o início da fase rifte e sua deposição passa a ser controlada pelas variações tectônicas ou eustáticas do nível de base do lago. Deste modo, os pacotes espessos e maciços de folhelhos estariam associados com o registro da deposição num sistema lacustre profundo, enquanto as intercalações de arenitos e folhelhos representariam registros da margem lacustrina e os pacotes de arenitos maciços poderiam estar representando regiões mais proximais da margem lacustrina ou sistemas fluviais (Küchle, 2004). Nesta seqüência, observa-se o mesmo padrão estrutural de soerguimento e abatimento de blocos (*horst* e *graben*) das seqüências pré-rifte (Fig. 3.6).

4.5.3.1.2. Seqüência B2 (SEQ-B2)

Composta pelos sedimentos da base da Formação Rio de Contas de idade Aratu na geocronologia local. Esta seqüência abrange um período de deposição de 5 milhões de anos (Fig. 4.13). O limite basal é o Limite de Seqüências 2 (LS-B2) de caráter erosivo marcado por truncamento erosivo nas seções sísmicas. O limite superior da SEQ-B2 é o Limite de Seqüências B3, nem sempre de fácil reconhecimento em seções sísmicas devido as duas seqüências serem caracterizadas por um padrão de empilhamento transgressivo. Este limite será melhor discutido na Seqüência B3 (Küchle, 2004).

A SEQ-B2 é composta faciologicamente por intercalações de arenitos e folhelhos, onde predominam os arenitos na base e os folhelhos no topo. Trata-se de um sistema deposicional de margem lacustre, predominantemente arenoso nas porções proximais e com predomínio de folhelhos nas porções distais (Küchle, 2004). Tectonicamente continua predominando o padrão de falhas normais com o desenvolvimento de *horsts* e *grabens* (Küchle, 2004).

4.5.3.1.3. Seqüência B3 (SEQ-B3)

Abrange o topo da Formação Rio de Contas, andares Buracica a Jiquiá segundo a geocronologia local, tendo depositado-se num intervalo de cinco milhões de anos. É limitada na base pelo Limite de Seqüências B3 (LS-B3) (Fig. 4.14), nem sempre identificado na sísmica devido ao padrão de empilhamento semelhante entre as seqüências B2 e B3, e no topo pelo Limite de Seqüências B4 (LS-B4) de fácil reconhecimento apesar da semelhança faciológica entre o topo da SEQ-B3 e a base da SEQ-B4, devido aos dados biocronoestratigráficos que posicionam o topo da Formação Rio de Contas (SEQ-B3) no

Andar Buracica/Jiquiá e a base da Formação Taipus-Mirim (SEQ-B4) no andar Alagoas (Küchle, 2004) (Fig. 4.11).

Em alguns poços e seções sísmicas o LS-B3 é caracterizado como uma superfície erosiva e por truncamento erosional respectivamente. Em outros poços não ocorrem variações faciológicas e em seções sísmicas os refletores caracterizam-se pelo paralelismo. Quando o caráter erosivo é identificado em poços, observa-se a ocorrência de pacotes de arenitos sobrepostos a folhelhos, o que indica um rebaixamento no nível de base. É possível que tais variações faciológicas não sejam identificadas em depocentros localizados, onde somente depositam-se intercalações ininterruptas de folhelhos. Quando este limite não é identificado, as seqüências B2 e B3 são tratadas como um único pacote (Küchle, 2004).

A faciologia é composta por arenitos e folhelhos com carbonatos subordinados. Os sistemas deposicionais são semelhantes aos da SEQ-B2 – nas intercalações de arenitos e folhelhos onde predominam arenitos, tem-se o registro de sistemas lacustres marginais e nas intercalações com predomínio de folhelhos caracterizam-se sistemas de lagos profundos. O padrão de sucessão da SEQ-B2/SEQ-B3 é transgressivo, marcado por um breve período regressivo (LS-B3). Nesta seqüência foi identificada a superfície de inundação máxima (SIM-B) da seção rifte (2ª ordem) que é também uma SIM de terceira ordem da SEQ-B3 (Küchle, 2004).

O espessamento de camadas na SEQ-B3 observado em seções sísmica é indicativo de movimentações de falhas sin-sedimentares. A ocorrência de falhas lítricas, a formação da zona de charneira e o espessamento de camadas associado com *rollover* são indicativos de que a SEQ-B3 foi depositada durante o pico de maior atividade tectônica do rifte, que se refletiu na ocorrência do maior evento de inundação da bacia a SIM-B marcado pela deposição regional de folhelhos na Bacia de Camamu-Almada (Küchle, 2004).

4.5.3.1.4. Seqüência B4 (SEQ-B4)

Abrange toda a Formação Taipus-Mirim, de idade aptiana ou Andar Alagoas (Fig. 4.13). Na base é limitada pelo Limite de Seqüências B4 (LS-B4), marcado pelo caráter erosivo nas porções proximais, onde depositam-se sedimentos arenosos sobre uma superfície erosiva de caráter regional. No topo, a seqüência é limitada pelo Limite de Seqüências C (LS-C) que marca a deposição inicial da Seqüência C (Fig. 4.11).

Nesta seqüência (SEQ-B4) ocorrem pacotes de arenitos, às vezes maciços, nas

porções proximais, além, de intercalações de arenitos, folhelhos e conglomerados (Mb. Serinhaém) e carbonatos subordinados. Porém, são os evaporitos que determinam a identificação desta seqüência. O Membro Igrapiúna composto por pacotes de halita e anidrita com intercalações subordinadas de folhelhos e arenitos.

Com relação aos sistemas deposicionais, as associações faciológicas com predominância de arenitos caracterizam sistemas marginais lacustres proximais e fluviais; as associações com predominância de folhelhos indicam sistemas lacustres distais; os conglomerados estão relacionados aos sistema de leques associados aos falhamentos e os evaporitos e sucessões faciológicas siliciclásticas foram depositados em ambiente marinho raso, marcando indícios da primeira incursão marinha na bacia corroborando Netto *et al.* (1994) (Küchle, 2004).

Nesta seqüência ocorrem domos de sal na região de águas profundas, devido à movimentação do sal das partes mais rasas para as mais profundas. Este processo halocinético ocorreu após a deposição da SEQ-B4, pois eles deformam os limites de seqüências C e D (Fig. 4.15).

Brito & Karam (2005) sugerem, baseados em dados sísmicos, dois pulsos de remobilização do sal na Bacia de Jequitinhonha. Foi verificada a ocorrência de falhas lítricas desenvolvidas à leste da linha de charneira mais externa da bacia e restritas ao intervalo de deposição da seqüência albiana. A gênese desses falhamentos estaria relacionada com o escape do sal, porém, a ausência dessas falhas na seqüência sobreposta (apesar do hiato temporal associado com a Discordância Pré-Urucutuca) indica que a mesma ainda não havia sido depositada no tempo em que ocorreram tais falhamentos, ou então, que a seção carbonática depositada era pouco espessa e sua sobrecarga não afetaria a seqüência evaporítica. Com base nessa premissa, foi sugerido que o mecanismo inicial para este escape do sal estaria relacionado com reativações tectônicas de falhas do embasamento que atuariam como um “gatilho” para a remobilização dos evaporitos (conforme discutido em Rizzo (1987) e Jenyon (1985)). Dessa forma, ao se deslocar, o sal geraria falhas lítricas nos carbonatos. Também foi constatado que essas falhas se desenvolveram somente à leste da linha de charneira mais externa da bacia. Se a remobilização do sal estivesse associada com a sobrecarga decorrente somente dos sedimentos do Grupo Barra Nova, esperaria-se que o desenvolvimento dessas falhas ocorresse em toda a seção (desde a porção *onshore*), uma vez que o aporte de clásticos e a deposição carbonática é mais efetiva em águas mais rasas, fato que geraria, conseqüentemente, uma sobrecarga maior nas regiões mais proximais.

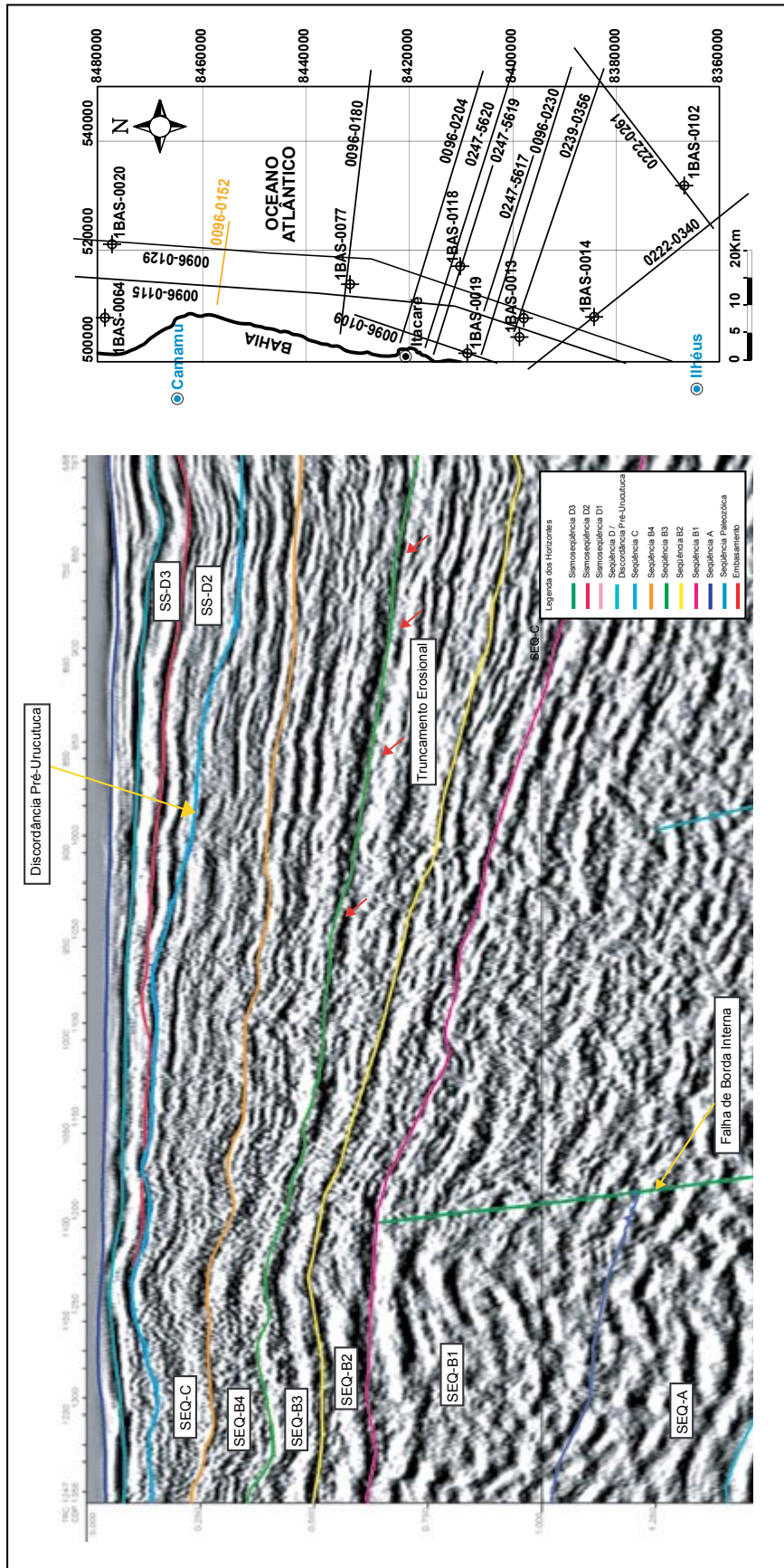


Fig. 4.14 – Detalhe da seção sísmica *dip* mostrando o limite de Sequências B3 identificado a partir do truncamento erosional.

Este conjunto de falhas lítricas, ligado diretamente à halocinese, sugere a ocorrência de uma reativação tectônica tardia de falhamentos pré-existentes da fase rifte e, oriunda, provavelmente, de eventos globais e regionais, dentre eles, reorganização das placas tectônicas, geração de cadeia meso-oceânica, Orogenias Pré-Andinas, subsidência térmica e soerguimento da borda da bacia (*rebound*) (Brito & Karam, 2005).

A segunda fase de deformação, relacionada aos eventos adiastróficos, engloba os falhamentos que afetam tanto os sedimentos do Grupo Barra Nova, quanto os clásticos do Grupo Espírito. Nesta fase, o *start* para a remobilização do sal estaria relacionado com a sobrecarga sedimentar gerada pela deposição do pacote pós-Albiano que, em decorrência do diferencial de densidade entre as seções pós-rifte e transicional ocasionaria o escape do sal na direção *offshore*. Estes falhamentos são representados por falhas lítricas que ocorrem tanto nas porções proximais quanto nas distais, fato que corrobora a possibilidade da deformação estar associada com o peso dos sedimentos sobrejacentes, sendo que na parte proximal, devido a maior espessura sedimentar há uma maior ocorrência dos falhamentos (Brito & Karam, 2005).

Conforme proposto no projeto “Mapeamento, Sistemas Petrolíferos e Modelagem Quantitativa da Bacia de Camamu-Almada” (ANP/COPPE/UFRJ, 2003) e publicado, posteriormente, por Kùchle (2004), a discordância pós-rifte ou *break-up unconformity*, correspondente ao término da seção rifte, foi posicionada no topo da Seqüência B4 (Fig. 4.13). Para isto foram levados em consideração dados como a geometria variável dos estratos da SEQ-B4 e os indícios de falhamentos relacionados aos eventos da fase rifte em conjunto com o intenso aporte sedimentar que preenche totalmente o espaço de acomodação criado.

4.5.4. Fase Pós-Rifte

A fase Pós-Rifte engloba as seqüências C e D. Devido a falta de dados sobre a Seqüência C na área e também por serem rochas que necessitam de um detalhamento através de lâminas delgadas, utilizou-se alguns dados disponíveis na literatura para fazer algumas inferências paleoambientais, além de três poços; estas inferências são possíveis devido ao fato que a plataforma carbonática albiana se estendia por quase toda a margem leste brasileira de forma homogênea. A análise estratigráfica da Seqüência D será feita com bases em dados publicados na bibliografia sobre os sistemas deposicionais que a caracterizam e corroborados com as informações dos

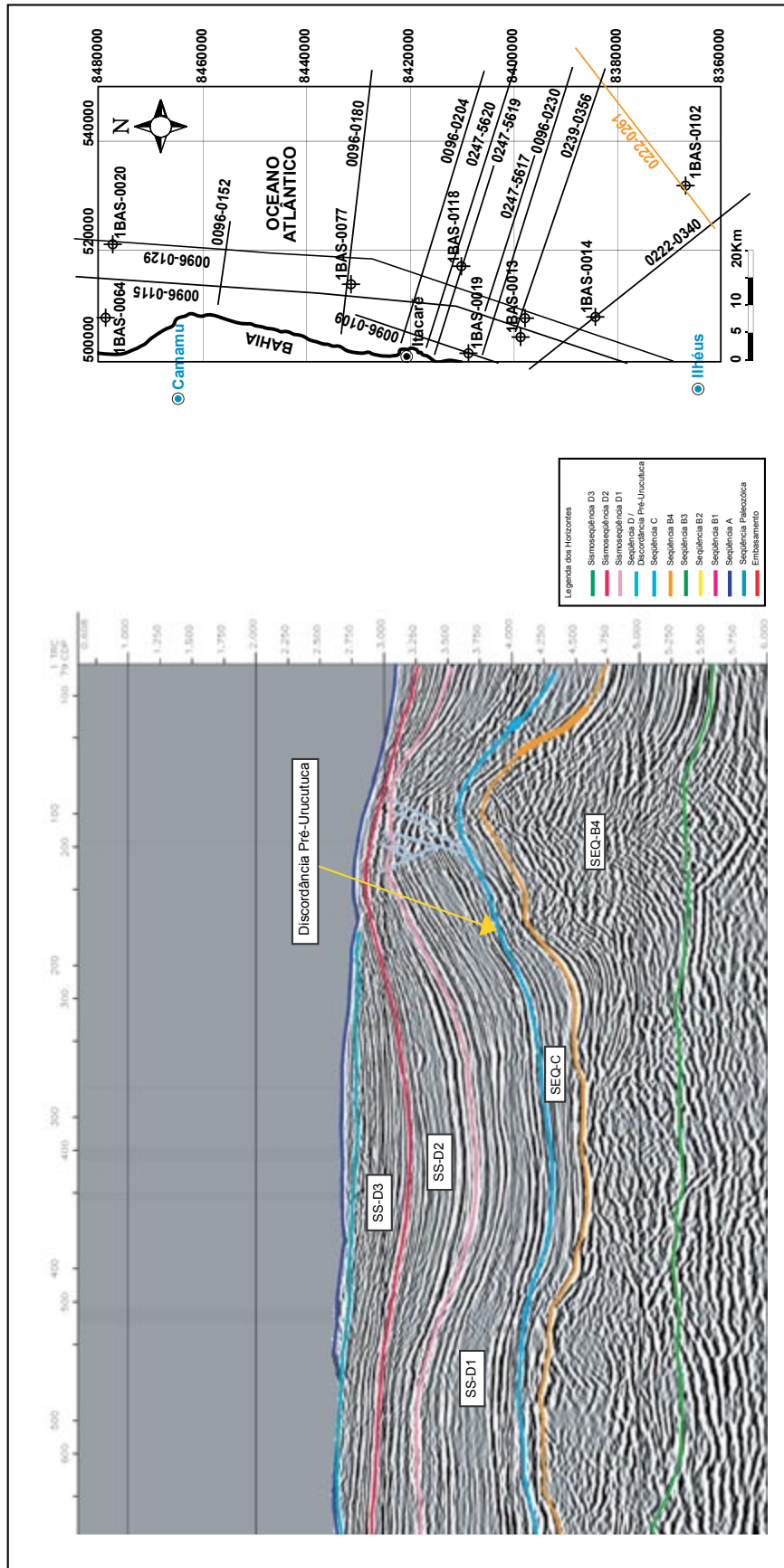


Fig. 4.15 – Seção sísmica *dip* mostrando os limites de seqüências C e D deformados pelo domo de sal.

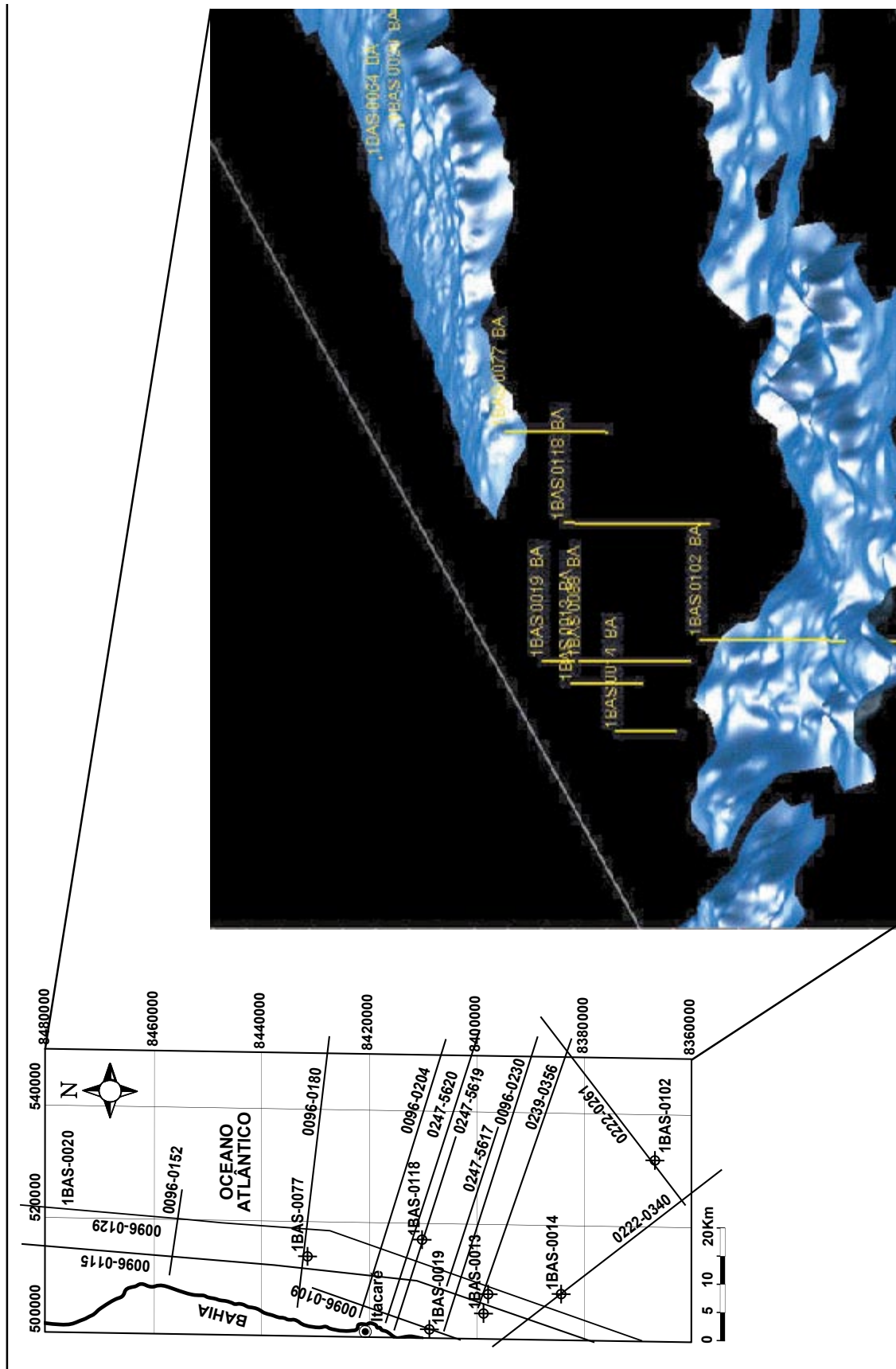


Fig. 4.16 – Visualização do horizonte referente ao topo da Seqüência C (Albiano) no GeoViz (em ms).

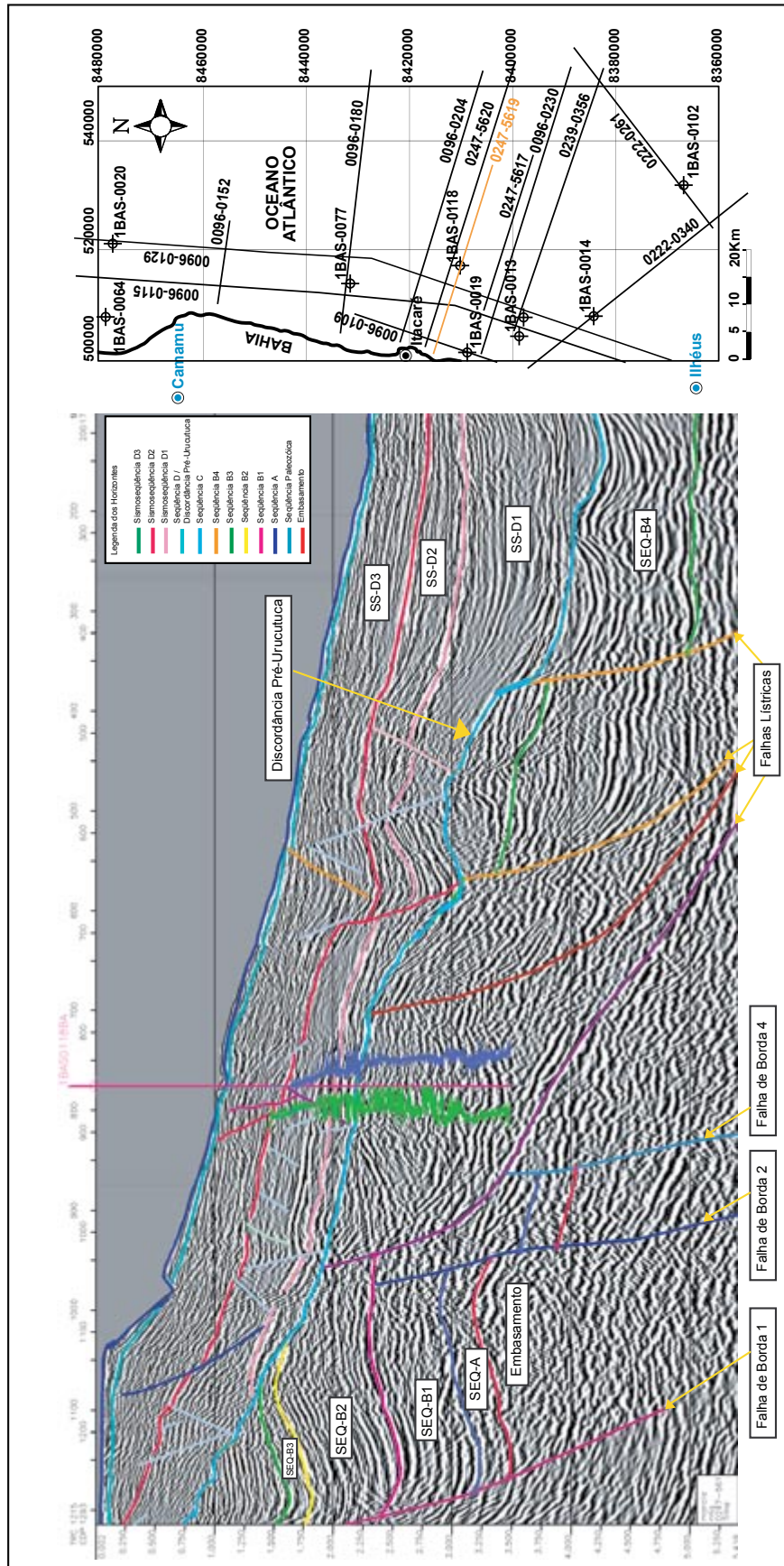


Fig. 4.17 – Seção sísmica mostrando o contato entre as seqüências pós-rifte e rifte na região do Paleocânion de Itacaré.

perfis compostos liberados pela Agência Nacional do Petróleo (ANP); uma análise mais acurada torna-se difícil de ser feita, porque demandaria a descrição de testemunhos de sondagem, dados bioestratigráficos, etc. os quais não são disponibilizados. As seqüências C e D foram caracterizadas a partir dos dados levantados durante a elaboração da presente pesquisa.

4.5.4.1. Seqüência C (SEQ-C)

A Seqüência C (SEQ-C) compreende litoestratigraficamente a Formação Algodões, de idade albiana a turoniana compreendendo um intervalo de deposição de cerca de 22 Ma. Na base é limitada pelo Limite de Seqüências C (LS-C), que regionalmente apresenta um caráter erosional. O limite do topo é o Limite de Seqüências D (LS-D), também de caráter regional bastante erosivo, na região do paleocânion referido neste estudo, toda a SEQ-C foi erodida (Fig. 4.16), este limite também é denominado de Discordância Pré-Urucutuca (Fig. 4.11).

Esta seqüência ocorre de forma localizada. Este modo de ocorrência está associado com a erosão provocada pelo Limite de Seqüências D que em algumas partes da bacia erodiu as seqüências C e B4 e em alguns pontos mais localizados erodiu também as seqüências B2 e B3, colocando em contato os sedimentos do Cretáceo Superior/Terciário com aqueles da fase rifte (Fig. 4.17).

Litoestratigraficamente, os carbonatos da SEQ-C compõem a Formação Algodões, sendo que as fácies proximais são compostas por calciruditos e calcarenitos com intercalações subordinadas de arenitos e folhelhos (Fig. 4.13) pertencentes ao Membro Germânia e os calcilutitos, representando calcáreos de granulometria fina - silte e argila pertencentes ao Membro Quiepe. A partir de dados bioestratigráficos foi interpretado um ambiente nerítico em plataforma carbonática (Netto *et al.*, 1994).

Na área de pesquisa somente os poços 1 BAS 0020 e 1 BAS 0102 possuem a SEQ-C, estando localizados, respectivamente, na região do Alto de Camamu e na região pós Falha de Borda 4, além do poço 1 BAS 0064, cujo perfil-tipo da Formação Algodões foi publicado por Netto *et al.* (1994) e que está localizado a oeste, próximo ao poço 1 BAS 0020 (Fig. 4.18).

No poço 1 BAS 0020 foram constatadas intercalações de calcarenitos e calciruditos com calcilutitos totalizando 270 m de sedimentos calcários. Os calcarenitos e calciruditos, intercalados com folhelhos e arenitos, provavelmente pertençam ao Membro Germânia e indicam um ambiente de maior energia para a porção inferior (proximal), a qual foi

diminuindo em direção à porção mediana onde depositaram-se os calcilutitos do Membro Queipe (baixa energia, distal) (Figuras 4.19 e 4.20). No perfil tipo da Formação Algodões no poço 1 BAS 0064 (Fig. 4.21) observa-se o caráter transgressivo de 2ª ordem da seqüência.

Koutsoukos e Dias-Brito (1987) através de estudos paleoecológicos sugeriram que situações fisiográficas especiais, combinadas com baixos valores batimétricos e relativa estabilidade tectônica, devem ter ocorrido durante o Albiano, resultando num longo e estreito mar epicontinental. Os paleoambientes ao longo do Albiano (Fig. 4.20) foram construídos com base nos dados paleobatimétricos fornecidos pelo estudo dos foraminíferos.

O estudo biocronoestratigráfico feito por Koutsoukos e Dias-Brito (1987) permitiu a individualização de duas fases distintas na seqüência albiana: eo-mesoalbiana e neoalbiana.

A fase eo-mesoalbiana representa os primeiros momentos da fase pré-oceânica, que se prolongou pelo Cenomaniano-Turoniano, esses sedimentos são constituídos predominantemente por calcarenitos/calcilutitos. Nas porções proximais tem-se a mistura de fácies siliciclásticas e carbonáticas. Em todas as bacias, o conteúdo microfossilífero indica condições de mar tropical, restrito e raso (paleobatimetria em torno de 0 a 50 m) com anomalia no assoalho marinho (Koutsoukos e Dias-Brito, 1987).

O ambiente marinho restrito à época da deposição dos calcilutitos foi deduzido a partir da baixa quantidade de foraminíferos bentônicos e plantônicos. A escassez de foraminíferos bentônicos e de outros organismos de mesmo hábito, corrobora a hipótese de condições marinhas anômalas. Sabe-se que nos mares continentais (primitivo Atlântico Sul) as condições físico-químicas são particulares, uma vez que estes mares se comunicam com os oceanos através de estreitas passagens e são bacias que sofrem processos de dessalinização. A fisiografia destas áreas, geralmente, tectonicamente ativas, somadas às condições climáticas e à posição batimétrica das barreiras (altos estruturais) determina sistemas marinhos com baixa oxigenação do meio e/ou hipersalinidade das águas de fundo (Dias-Brito, 1982). Segundo Kuenen (*apud* Dias-Brito, 1982), o padrão de circulação das águas numa bacia está relacionado com a taxa de evaporação/precipitação e *runoff*.

Sob clima quente e seco que predominava à época da deposição dos calcilutitos do Albiano Inferior-Médio, a evaporação era maior do que a precipitação. A conseqüência

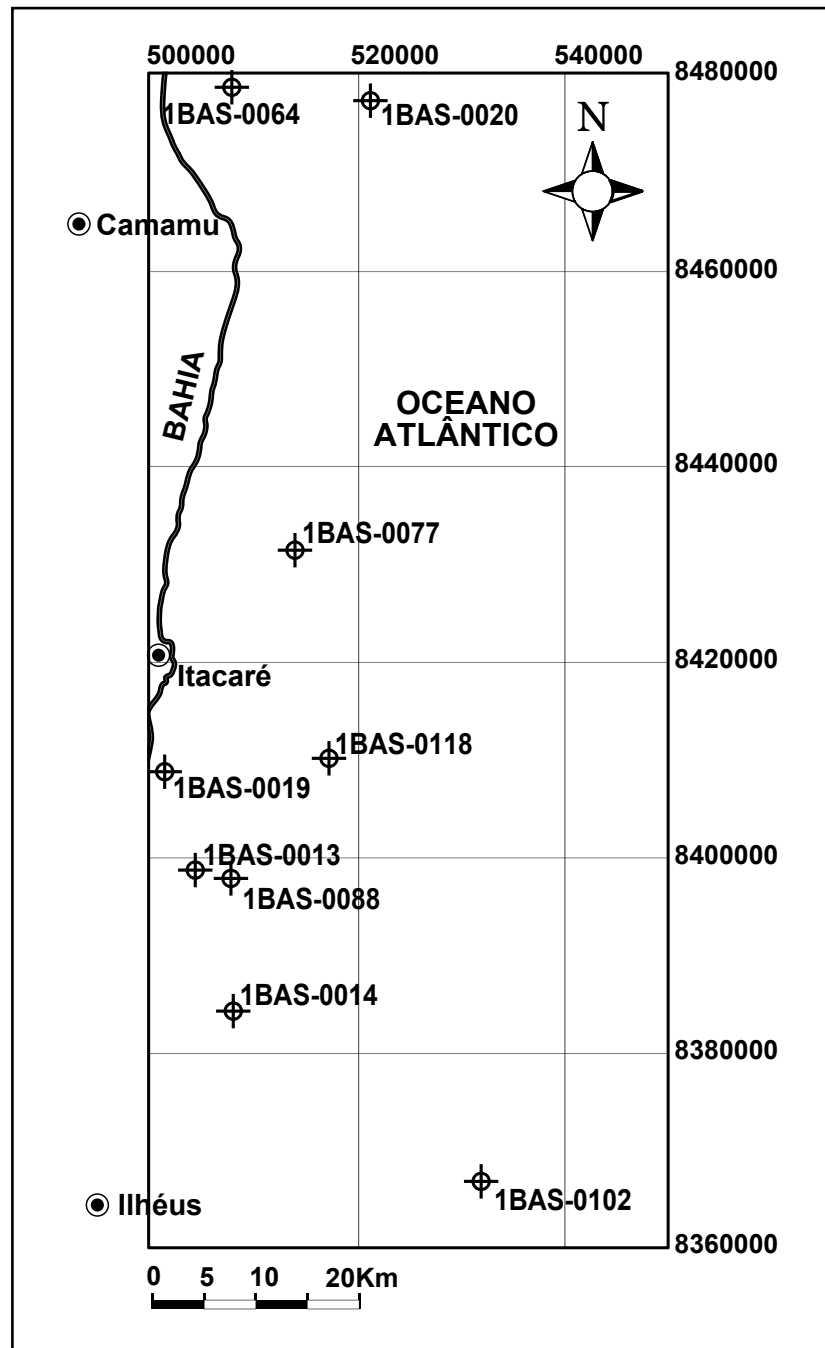
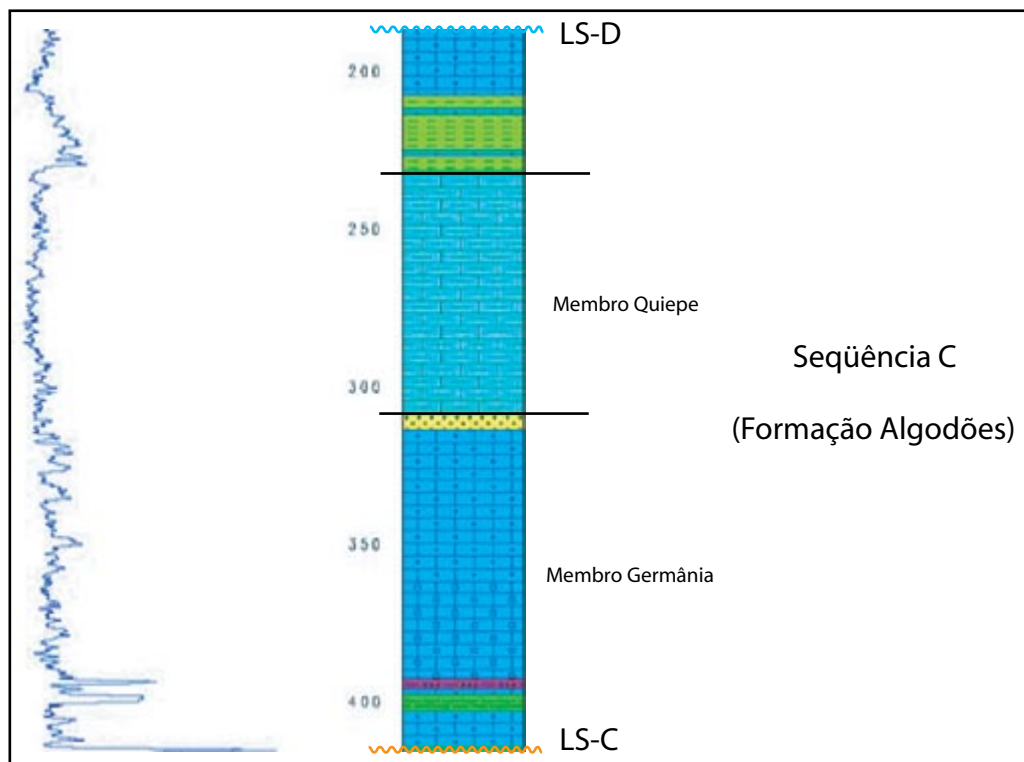


Fig. 4.18 – Mapa mostrando a localização dos poços na área de pesquisa.



4.19 – Detalhe do poço 1 BAS 0020 mostrando a Seqüência C.

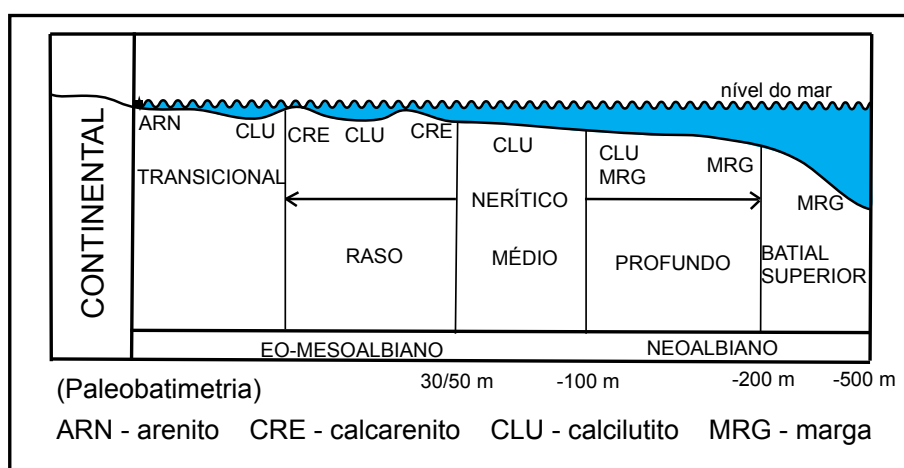


Fig. 4.20 – Modelo esquemático dos ambientes marinhos da seqüência albiana da margem continental brasileira (mod. de Koutsoukos & Dias-Brito, 1987).

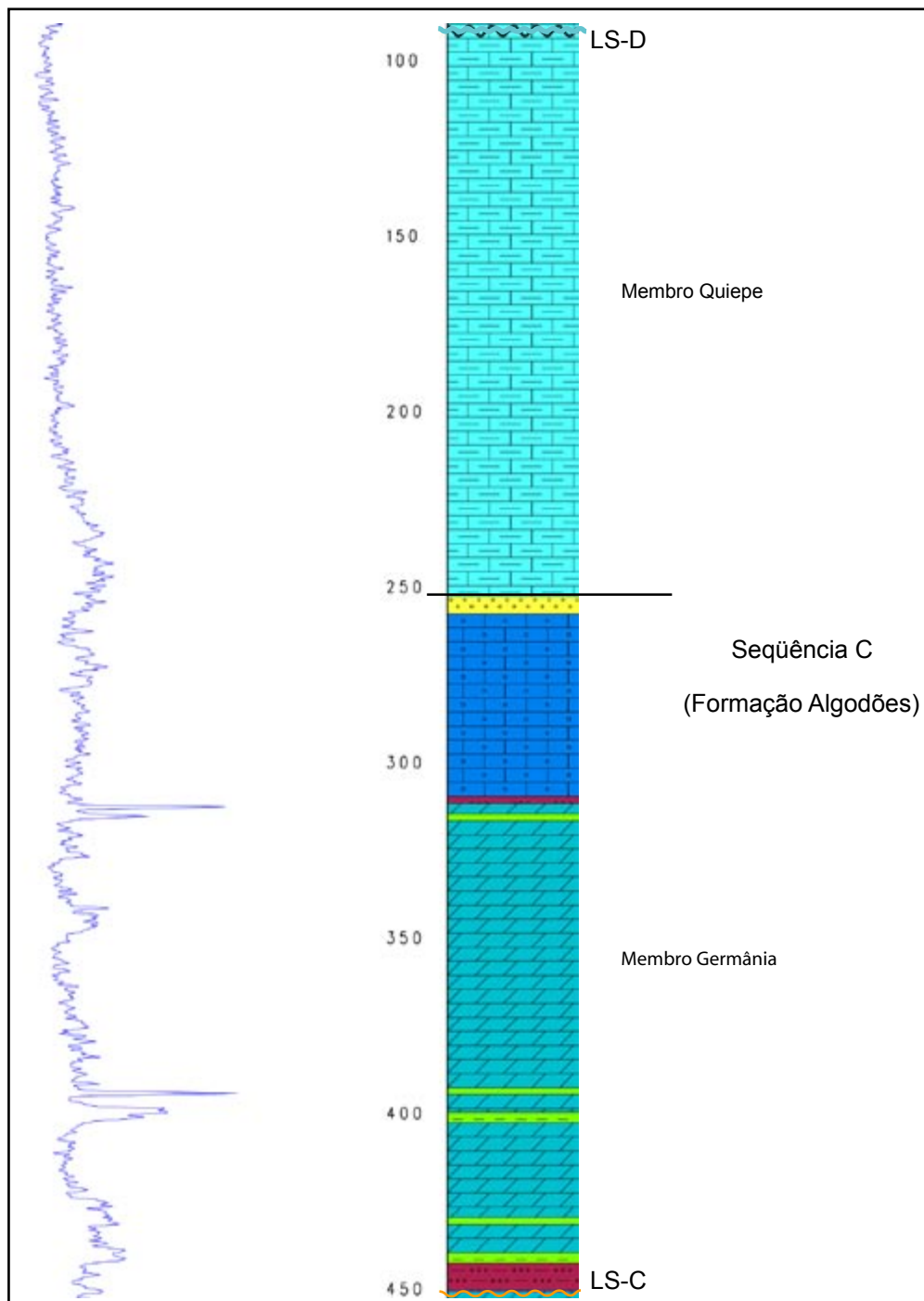


Fig. 4.21 – Perfil tipo da Formação Algodões (SEQ-C) no poço 1 BAS 0064 (cf. Netto *et al.*, 1994)

deste padrão de circulação é a gênese de águas hipersalinas no fundo marinho. Como a hipersalinidade é um fator restritivo à proliferação específica e a salinidade influencia no metabolismo de crescimento e reprodução dos protistas ocorre um empobrecimento de foraminíferos bentônicos no ambiente (Dias-Brito, 1982). Natland (*apud* Dias-Brito, 1982) sugere que a sedimentação das fácies carbonáticas albianas da Bacia de Angola também tenha ocorrido em ambiente hipersalino.

Na fase neoalbiana os sedimentos, em geral, tem caráter pelítico (calcilutitos e margas), revelando que as condições paleobatimétricas se alteraram em relação à fase anterior.

As litologias finas (calcilutitos, margas e folhelhos) que compõem a seqüência albiana ao longo da margem Atlântica foram depositadas numa faixa nerítica que se estendia ao longo do litoral brasileiro e que fazia parte da margem do restrito e relativamente profundo Atlântico Sul. No decorrer de toda a sedimentação clástico-carbonática de idade albiana todas as bacias da margem leste e a Bacia de Angola, na África, foram cobertas por águas tropicais de fundos hipersalinos e anóxicos (margas e folhelhos) (Dias-Brito, 1982).

Na fase neoalbiana, foi observado um aumento na freqüência e diversidade biótica, interpretado como um aumento no grau de contato entre os oceanos Atlântico Sul e Atlântico Norte, já iniciado na fase eo-mesoalbiana. Os valores paleobatimétricos estiveram em torno de 100 a 200 m (Dias-Brito *apud* Koutsoukos & Dias-Brito, 1987).

Dias-Brito (1982) aponta como causa do *boom* de fitoplânctons o enriquecimento em nitrogênio e fósforo das águas, uma vez que estes elementos são os principais responsáveis pelo florescimento desses fitoplânctons. A causa deste enriquecimento em relação à unidade anterior poderia estar associada a um pequeno rebaixamento da barreira localizada a sul ou a um pulso transgressivo, o que acarretaria num maior volume de entrada de água. O fluxo das correntes em superfície, sempre em direção ao interior da bacia, renovaria o estoque alimentar da coluna d'água, permitindo o crescimento do fitoplâncton. É importante salientar que os calcilutitos ricos em calcisferas ocorrem em quase todas as bacias da margem brasileira e também na Bacia de Angola, o que sugere que este evento teve dimensão global.

No Cenomaniano, o conteúdo microfossilífero mostra que as margas e folhelhos foram depositados em ambiente nerítico externo (Fig. 4.20), restrito, tropical e com fundo anóxico. A escassez de formas bentônicas nestes sedimentos aponta para condições

anômalas no fundo da bacia. Tal anomalia está relacionada com um dos eventos anóxicos que ocorreram no Cretáceo no Atlântico Sul (Koutsoukos & Dias-Brito, 1987). Na área de pesquisa, o poço 1 BAS 0102 mostra um pacote de 410 m de intercalações de margas e folhelhos (Fig. 4.22).

Partindo-se do pressuposto de que a seção carbonática é correlacionável em toda a margem leste, todas as proposições acima são válidas para a SEQ-C identificada na Bacia de Camamu-Almada. Levando-se em consideração alguns dados existentes na literatura sobre esta seção na referida bacia, os mesmos corroboram as interpretações de Dias-Brito (1982) e Koutsoukos & Dias-Brito (1987). Por exemplo, o registro de corais no Albiano, provenientes do Membro Germânia (composto por calcarenitos e calciruditos) na Bacia de Camamu, correlacionável com ambientes proximais (Fig. 4.20), possibilitou que esta unidade fosse datada como Eo-Albiano (Souza-Lima, 2003a); a grosso modo pode-se correlacionar esta unidade com a fase eo-mesoalbiana de Koutsoukos & Dias-Brito (1987). Já o posicionamento bioestratigráfico fornecido por um amonóide proveniente do Membro Quiepe (calcilutitos), situa esta unidade no Albiano Superior (Souza-Lima, 2003b), da mesma forma, correlacionável com a fase neoalbiana de Koutsoukos & Dias-Brito (1987).

A partir destes dados sugere-se, de modo geral, que o Membro Germânia na Bacia de Camamu-Almada, foi depositado num ambiente nerítico raso (Fig. 4.20) conforme pode ser observado nas fácies registradas nos poços 1 BAS 0064 e 1 BAS 0020 e o Membro Quiepe, num ambiente nerítico profundo a batial superior, conforme o registro litológico da SEQ-C no poço 1 BAS 0102 (Fig. 4.20).

4.5.4.2. Seqüência D (SEQ-D)

Esta seqüência abrange um intervalo total de deposição de aproximadamente 80 milhões de anos (Cretáceo Superior / Campaniano ao Recente). Litoestratigraficamente é composta por pelitos, arenitos e carbonatos do Grupo Espírito Santo (que engloba as formações Urucutuca, Rio Doce e Caravelas). Este grupo distribui-se do Coniaciano ao Holoceno formando um sistema transgressivo e posteriormente regressivo, onde foram identificados os ambientes nerítico, batial e abissal. Neste pacote inclui-se, ainda, conglomerados, arenitos maduros, lamitos com crostas de limonita e diamictitos da Formação Barreiras (Fig. 4.13) (Netto *et al.*, 1994). Na base é limitada pelo Limite de Seqüências D (LS-D) de segunda ordem de caráter regional nitidamente erosivo. No topo seu limite é o fundo do mar. O Limite de Seqüências D (segunda ordem conforme definido no Capítulo 2) é sobreposto pela Discordância Pré-Urucutuca que é um limite

de seqüências de terceira ordem, cuja intensidade erosiva gerou pequenos cânions na região plataforma/talude (Fig. 4.23) e cânions maiores em águas mais profundas (Fig. 4.24) conforme discutido no capítulo seguinte. Deste modo, quando houver referência à Discordância Pré-Urucutuca, trata-se de um limite de terceira ordem sobreposto aquele de segunda ordem.

No presente estudo o intervalo de tempo estudado abrange desde o Cretáceo Superior mais precisamente o Campaniano (os primeiros sedimentos identificados cronoestratigraficamente na área de tese são sedimentos arenosos depositados no Campaniano e registrados no poço 1 BAS 0014 (Fig. 6.8) até o Oligoceno, perfazendo um total de aproximadamente 55 Ma.

Litoestratigraficamente o intervalo estudado é caracterizado pelos folhelhos de talude da Formação Urucutuca (Coniaciano ao Holoceno) e parte dos arenitos plataformais e carbonatos das formações Rio Doce e Caravelas (Terciário), respectivamente.

Devido ao fato desta seqüência estar depositada sobre o Limite de Seqüências D e ocorrer preenchendo o paleocânion, optou-se por um detalhamento sismoestratigráfico da mesma, sendo que os dados sísmicos possibilitaram a interpretação de três sismosseqüências (SS-D1, SS-D2 e SS-D3) de terceira ordem, levando-se em conta a hierarquia das seqüências conforme definido no Capítulo 2, as quais serão detalhadas no Capítulo 6.

Nos poços localizados na área de estudo observa-se o predomínio de sedimentos finos caracterizados pelos folhelhos depositados em ambiente de talude, ocorrendo em alguns poços (ex.: 1 BAS 0118, 1 BAS 0014) intercalações de areias e conglomerados com espessura média em torno de 5 m na seção basal e em outros poços finas camadas (em torno de 2 a 3 m de espessura) carbonatos ocorrem intercalados com folhelhos (1 BAS 0088).

O poço 1 BAS 0118 é o que registra a maior quantidade de intercalações de fácies de granulometria grossa com folhelhos, possivelmente por estar localizado no talvegue do paleocânion. Levando-se em consideração o contexto paleoambiental, duas hipóteses são sugeridas para este registro. As camadas de areias e os conglomerados poderiam, estar representando períodos de corte (erosão) relacionados com a queda do nível do mar na região plataformal através da erosão, retrabalhamento e redeposição destes sedimentos dentro do paleocânion, principalmente aqueles depositados sobre a Discordância Pré-Urucutuca ou estas intercalações representariam sistemas turbidíficos,

caracterizados pelo padrão “em caixa” predominante neste poço.

A partir do Eoceno (de acordo com os dados cronoestratigráficos dos poços) começam a predominar os sedimentos arenosos intercalados com carbonatos, tais sedimentos são registrados somente naqueles poços mais proximais (para localização vide Fig. 4.18), porque nos poços 1 BAS 0118 e 1 BAS 0102 continuam a predominar folhelhos de talude com algumas intercalações de carbonatos. As intercalações de carbonatos com folhelhos poderiam estar registrando variações do nível do mar de quarta ou quinta ordens conforme Pratt *et al.* (1992). De acordo com estes autores, pacotes de escala métrica, que traduzem raseamento em direção ao topo, são controlados por variações do nível do mar de alta frequência.

A fase regressiva que começa a ocorrer a partir do Eoceno é representada pela Formação Rio Doce que de acordo com Netto & Sanches (1991) é caracterizada por um sistema litorâneo predominantemente arenoso, que aflora na Bacia de Almada e pelos carbonatos da Formação Caravelas que formam construções carbonáticas de caráter progradacional e agradacional (Gontijo, 1996).

Fisher *et al.* (*apud* Gontijo, 1996) realizaram um estudo sismoestratigráfico abrangendo as formações Rio Doce, Caravelas e Urucutuca. Três unidades sismoestratigráficas foram identificadas: a unidade **A** que inclui os clásticos da Formação Rio Doce e os calcarenitos da porção superior da Formação Caravelas. Esta unidade é caracterizada por reflexões sísmicas horizontalizadas correspondentes a depósitos de fan-deltas e plataforma rasa. A unidade **B** é composta por calcilutitos da porção inferior da Formação Caravelas com areias e folhelhos depositados localizadamente. Esta unidade caracteriza-se por reflexões sísmicas de caráter progradacional, sendo interpretadas como depósitos de talude superior. A unidade **C** abrange os folhelhos da Formação Urucutuca, que por movimentações estruturais apresenta reflexões descontínuas, ligeiramente inclinadas. Estas unidades foram interpretadas como sendo geneticamente associadas em um trato composto por plataforma rasa-talude superior-talude inferior. Interpretações posteriores (Fugita *et al.* *apud* Gontijo (1996)) mostraram que os pelitos da Formação Urucutuca eram mais antigos que os carbonatos da Formação Caravelas e os arenitos da Formação Rio Doce, não estando geneticamente associados.

Os poços utilizados (Fig. 4.18) não contêm registros espessos deste intervalo (média de 250 m), onde observam-se intercalações de calciruditos, calcarenitos e areias nos mesmos, localizados na plataforma (Fig. 6.8).

Na base poço 1 BAS 0019, predominam basicamente folhelhos, porém nas seções sísmicas é passível de observação o padrão progradante dos refletores, o qual poderia estar relacionado com a progradação dos folhelhos de prodelta até a borda da plataforma, devido ao rebaixamento do nível do mar que caracteriza este intervalo de tempo. Para o topo passam a predominar sedimentos arenosos.

No poço 1 BAS 0020 localizado no Alto de Camamu (Figuras 4.5 e 4.24), foram registrados somente sedimentos oligocênicos (Intercalações métricas de calcarenitos e areias), o que indica que a região onde este poço localiza-se manteve-se sempre como um alto e se sedimentos mais antigos foram depositados, posteriormente, foram erodidos pelos eventos de rebaixamento do nível do mar de ordens maiores (3ª e 4ª ordens, por exemplo).

A Seqüência D corresponde as seqüências Transgressiva e Regressiva de Chang *et al.* (1988), a qual está associada com o aprofundamento das bacias da margem leste, acompanhado por transgressões marinhas, que resultaram no afogamento da plataforma carbonática de alta energia no final do Albiano e na deposição de uma seqüência de baixa energia consistindo de calcilutitos ritmicamente acamadados, com margas e folhelhos. Esta seqüência marca a verdadeira fase de deposição oceânica nas bacias brasileiras da margem leste, caracterizada por uma estabilidade ambiental relativa e uma grande diversificação biológica (Chang *et al.* (1988) e Chang *et al.* (1992)).

A subsidência tectônica tornou-se mais evidente após o final da deposição da plataforma carbonática. A bacia faminta em conjunção com a intensificação do *runoff* continental, devido a umidificação climática, levou à deposição de uma cunha de sedimentos transgressivos, predominantemente clásticos entre o Cenomaniano e o Coniaciano. Do Coniaciano ao final do Cretáceo, o nível relativo do mar estava estabilizado num regime de mar alto, sendo que o pico desta fase transgressiva varia do Santoniano ao Maestrichtiano, dependendo da bacia. Esta fase é denominada de Seqüência Marinha Transgressiva (Chang & Kowsmann (1987) e Chang *et al.* (1988)). E, finalmente, do Paleoceno ao Recente, a curva do nível relativo do mar é nitidamente descendente, sendo esta fase denominada de Seqüência Marinha Regressiva (Chang & Kowsmann (1987) e Chang *et al.* (1988)). O padrão progradante relacionado com o intervalo do Eoceno (Fig. 6.1), observado nas seções sísmicas, indica que em Camamu-Almada, esta fase regressiva iniciou-se neste intervalo de tempo.

A análise bioestratigráfica apresentada por Beurlen (1982) indica para o intervalo de tempo correspondente à deposição da SEQ-D um ciclo de sedimentação em águas profundas, de talude a planície abissal (Turoniano ao Eoceno Inferior), aproximadamente;

e um ciclo de sedimentação em plataforma, correspondente ao Terciário Superior (Eoceno Médio ao Recente).

De acordo com Chang *et al.* (1988), o desenvolvimento estratigráfico da Seqüência Marinha Transgressiva seria controlado pelas variações eustáticas do nível do mar e pela subsidência, a taxa de aporte sedimentar seria menor do que a taxa de subsidência composta (nível do mar + subsidência termal), conseqüentemente, o espaço criado seria preenchido pelos folhelhos depositados durante a transgressão. Quando a taxa de aporte sedimentar suplantou a taxa de subsidência composta iniciou-se a Seqüência Marinha Regressiva, ou seja, havia mais sedimentos disponíveis do que espaço para acomodá-los, então iniciou-se a progradação em direção às águas profundas. Esta diminuição no espaço de acomodação estaria relacionada com a diminuição da taxa de subsidência termal a partir do Terciário.

4.5.4.2.1. Caracterização estrutural da Seqüência D

A exemplo das demais bacias da margem leste a estruturação tectônica da Seqüência D está caracterizada por intenso falhamento, sintético com direção NNE e mergulho em direção à bacia, antitético com direção NNE e mergulho em direção ao continente e lístrico com direção NNE e mergulho em direção à bacia, originados a partir da remobilização do sal e também pela inclinação da bacia durante a subsidência térmica. Em alguns casos verifica-se a nucleação destas falhas acima das falhas desenvolvidas durante o processo de rifteamento, o que pode indicar que as falhas do rifte foram reativadas tardiamente e geraram estas novas falhas numa região de fraqueza pré-existente (Figuras 6.1 e 6.7).

Na interface plataforma/talude nucleiam as maiores falhas lístricas que afetam, geralmente, toda a Seqüência D (Figuras 6.1 e 6.7) as quais podem estar relacionadas com o escape do sal para a região mais profunda da bacia devido à sobrecarga sedimentar na região mais proximal.

O falhamento e a conseqüente formação de estruturas *rollover* têm sido atribuídos à remobilização do sal resultante da inclinação da margem em direção ao depocentro da bacia, que é conseqüência da subsidência térmica (Figueiredo *et al.*, 1985). Entretanto, estudos realizados na Bacia de Sergipe Alagoas por Lima (1987b) demonstraram numa grande escala que o embasamento, a discordância regional que separa as seqüências rifte e pós-rifte e os sedimentos pós-rifte são todos suavemente deformados devido à formação de uma grande e única estrutura *rollover*, sugerindo que na crosta superior

ocorreu um colapso rúptil durante a fase pós-rifte até tempos recentes. A orientação das falhas lítricas limitantes desta superfície de descolamento crustal segue a orientação de antigas falhas de empurrão proterozóicas (2500 Ma), indicando que elas foram reativadas por estresses distensivos pós-rifte (Lima, 1987b).

A partir da análise tectono-estratigráfica da Bacia de Camamu-Almada exposta acima observa-se a boa correlação com os eventos regionais ao longo de toda a margem brasileira. Destaca-se o importante papel exercido pela tectônica durante os eventos da fase rifte e da subsidência termal na fase pós-rifte em conjunto com as variações do

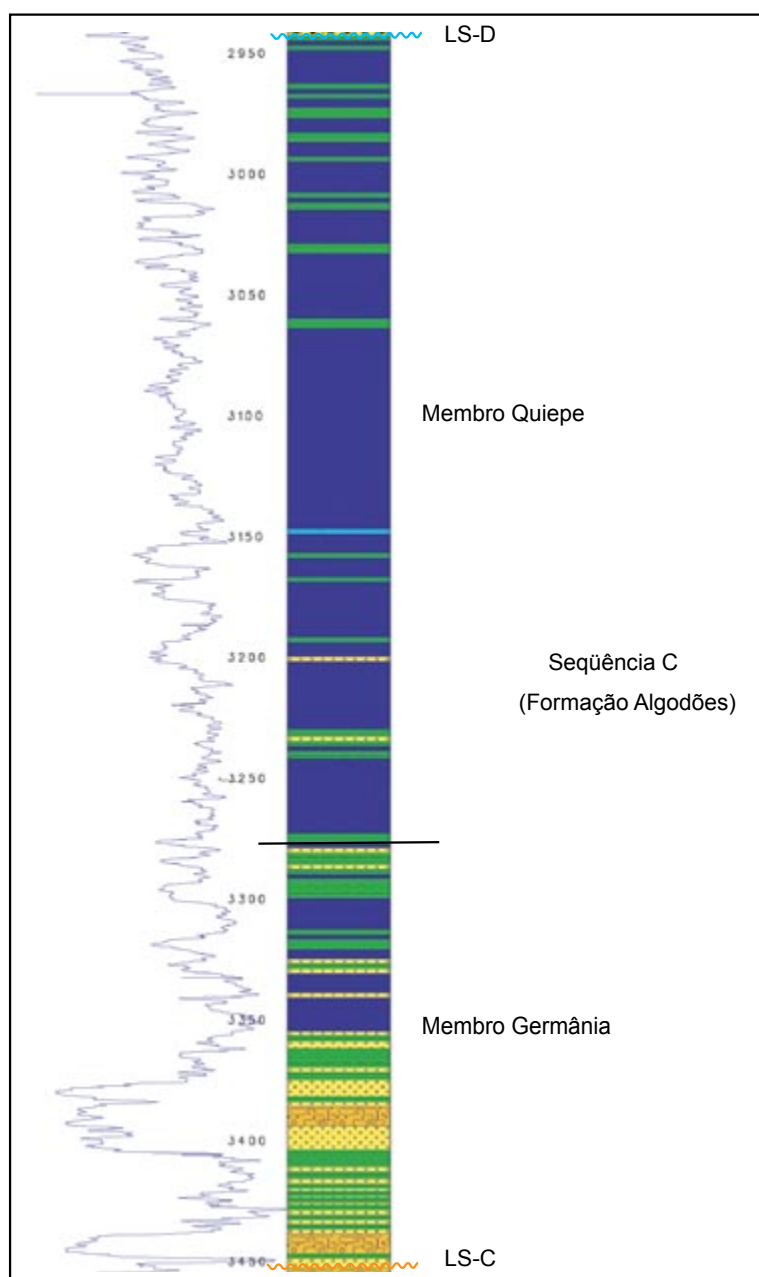


Fig. 4.22 – Detalhe do poço 1 BAS 0102 mostrando as intercalações de margas e folhelhos da SEQ-C (Albiano).

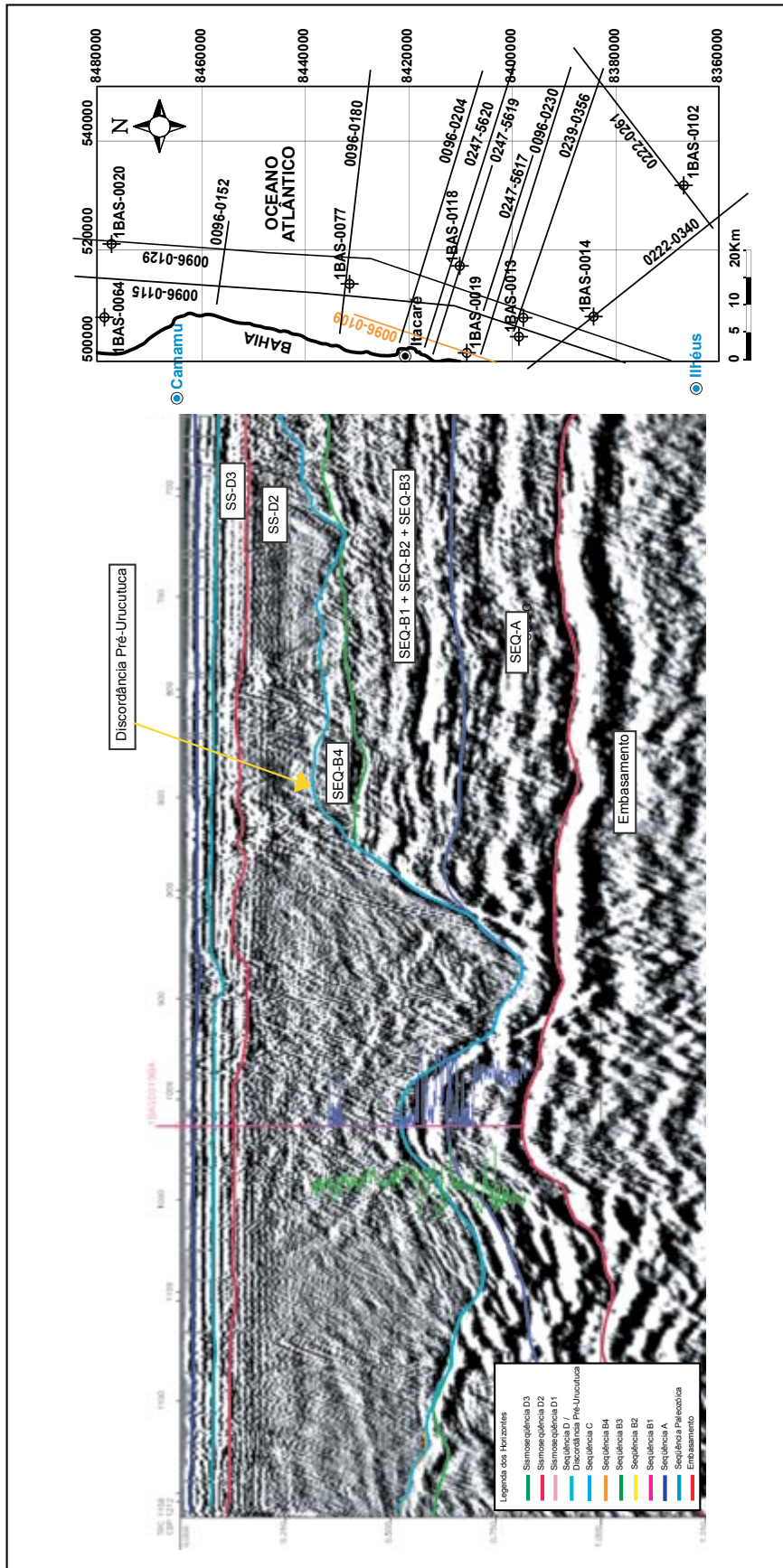


Fig. 4.23 – Seção sísmica *strike* mostrando o Paleocânion de Itacaré na interface plataforma/talude.

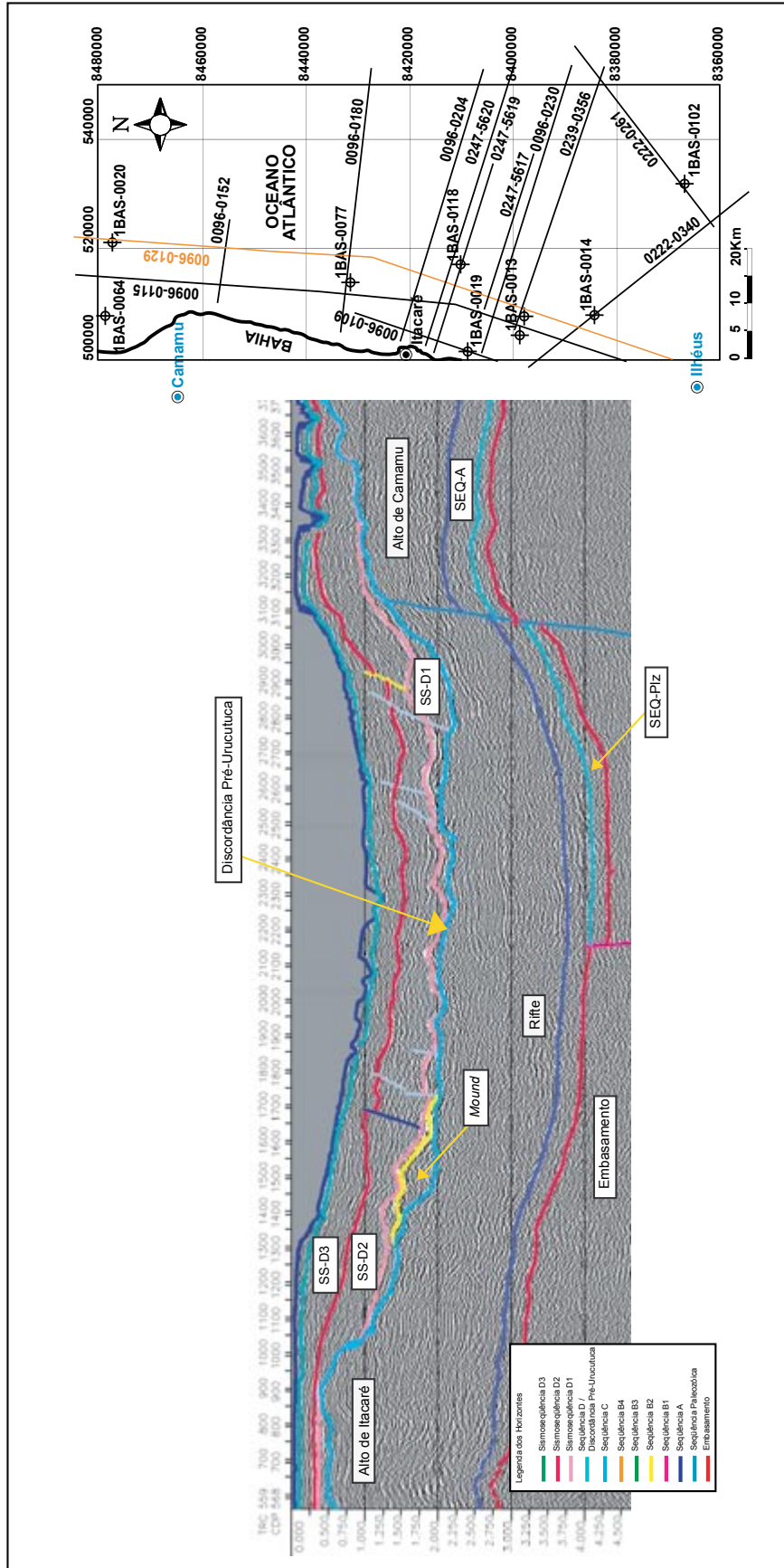


Fig. 4.24 – Seção sísmica *strike* mostrando o paleocânion na região do talude delimitado pelos altos de Itacaré (ao sul) e de Camamu (ao norte).

5. O Paleocânion de Itacaré

5.1. Introdução

A interpretação sísmica de linhas 2D na porção *offshore* da Bacia de Camamu-Almada forneceu os dados iniciais para esta pesquisa. Primeiramente foi mapeada uma extensa paleofeição erosional (conforme definida no Capítulo 2), em torno de 80 km de largura numa seção *strike* (Fig. 5.1), que está relacionada com o evento erosivo que gerou a Discordância Pré-Urucutuca. Observa-se na Figura 5.1, que atualmente, acima do paleocânion está implantado um canal, o que indica que esta região continua canalizando os fluxos de sedimentos provenientes da região mais *onshore*. O controle estrutural foi observado ao norte onde a paleofeição é limitada por uma falha de transferência (Falha de Transferência A, vide Figura 4.5) que também delimita o Alto de Camamu e ao sul por um alto do embasamento (Alto de Itacaré) que é um dos limites do Paleocânion de Almada na porção marinha.

Foi feita a modelagem tridimensional no *software* Gocad do arcabouço estrutural da bacia e do horizonte relacionado com a Discordância Pré-Urucutuca, este último também foi modelado no *software* Surfer 8. A paleofeição, como ela se configura nos dados sísmicos, só existe no tempo da Discordância Pré-Urucutuca, tal fato sugere que ela tenha sido gerada após o término da deposição dos carbonatos, que foram totalmente erodidos na região onde a mesma se implantou, conforme descrito no Capítulo 4.

Optou-se pela denominação de paleocânion, *lato sensu*, devido ao fato da referida paleofeição apresentar uma forma em “U” aberto, estar localizada na interface plataforma/talude, de seu desenvolvimento estar, provavelmente, associado com colapsos na borda da plataforma, além de sua origem estar relacionada com reativações tectônicas tardias de falhas do embasamento, a exemplo de outros paleocânions. Tal paleocânion foi denominado Paleocânion de Itacaré (Karam *et al.*, 2004).

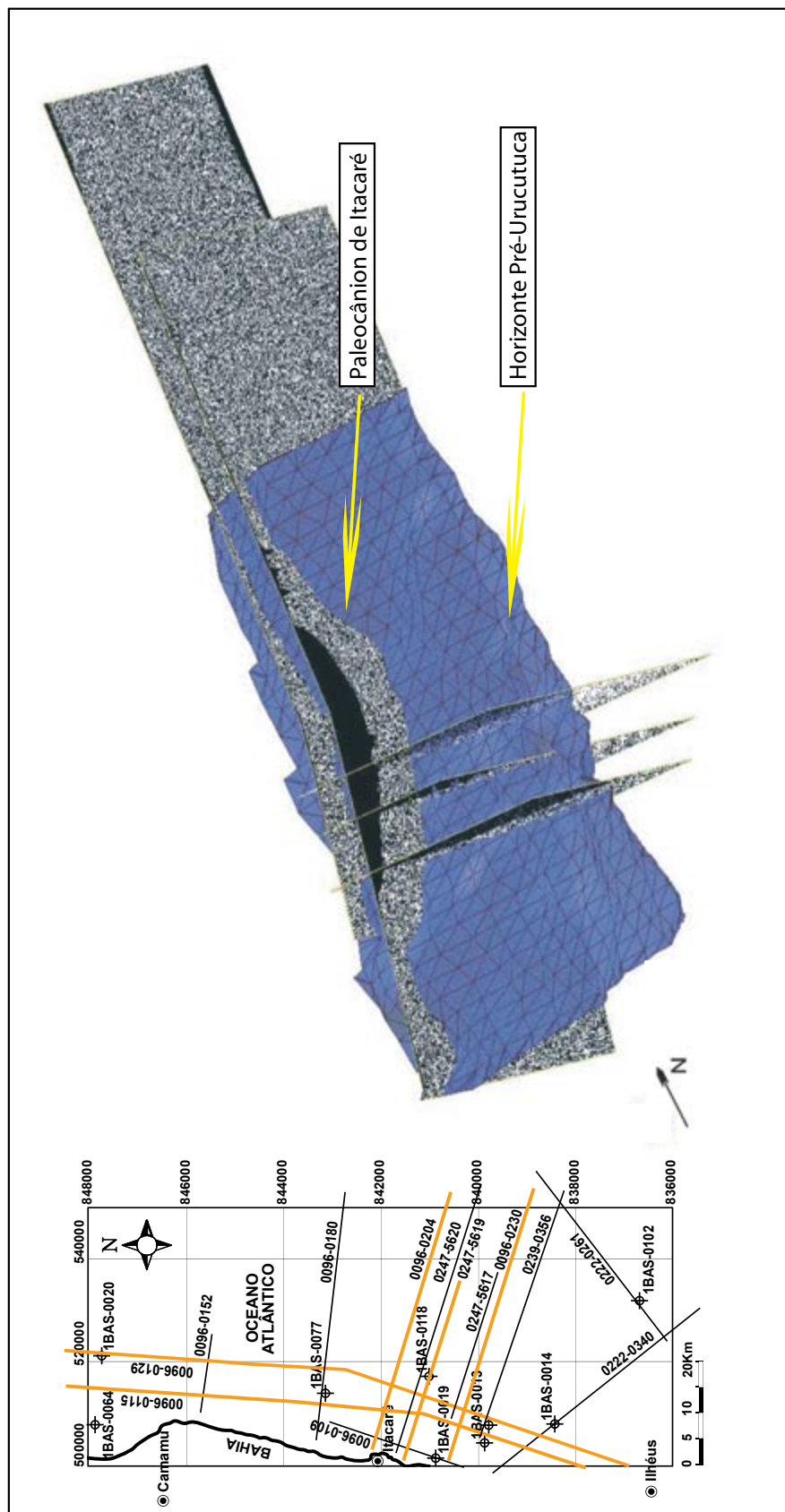


Fig. 5.1 - Modelagem no Gocad do horizonte da Discordância Pré-Urucutuca mostrando a extensão do paleocônião nas linhas sísmicas *strike*.

Neste capítulo abordar-se-á a influência exercida pelas falhas pretéritas do embasamento na evolução de bacias sedimentares, a implantação do Paleocânion de Itacaré e suas principais características.

5.2. A influência das falhas do embasamento na evolução de bacias sedimentares

A influência estrutural do embasamento na evolução de bacias sedimentares já foi comprovada por Brito Neves *et al.* (1984); Rizzo (1987); Carminatti (1987); Morley (1999); Withjack & Callaway (2000); Hudec & Jackson (2004), entre outros e em lagos como o Tanganyika por Lezzar *et al.* (2002).

De acordo com Cunha (1987), as estruturas herdadas do Pré-Cambriano exercem controle na compartimentação da margem continental leste brasileira. Deste modo, as estruturas do tipo *graben* que ocorrem em todas as bacias costeiras são controladas pela reativação gravitacional das falhas reversas e/ou de empurrão instaladas paralelamente à foliação das rochas metamórficas de alto grau que compõem o Cinturão Móvel Costeiro. A compartimentação transversal que define altos estruturais e delimita as bacias é estabelecida por falhas normais, cuja extensão na porção continental coincide com falhas e/ou fraturas instaladas no Ciclo Brasileiro. Controle maior é exercido pelas zonas de cisalhamento, que influem, também, na morfologia da margem continental.

Na Bacia de Sergipe-Alagoas, Lima (1987b) verificou que as descontinuidades do embasamento foram reativadas, seja através das tensões geradas pelo processo de rifteamento seja através da subsidência termomecânica, controlando desta forma todo o arcabouço estrutural da bacia nas fases rifte e pós-rifte.

Na Bacia do Espírito Santo a história dos paleocânions iniciou-se durante a fase rifte, quando desenvolveram-se *grabens* controlados por sistemas de falhas normais de direção N-S a NE e zonas de transferência com direções N30-40E e N50-60W. Reativações tardias desses sistemas de falhas, durante a fase de subsidência térmica, assim como o desenvolvimento de falhas lítricas associadas com a halocinese, geraram as condições iniciais para a formação dos paleocânions (Vieira, 1998).

As variações do nível relativo do mar geraram sucessivos períodos de erosão, que erodiram os sedimentos desta área e implantaram definitivamente os paleocânions. Várias fases de reativações das falhas do embasamento ocorreram até o final do Terciário, influenciando todo o desenvolvimento dos paleocânions (Vieira, 1998).

Vieira *et al.* (*apud* Vieira, 1998) observaram, através dos mapas de contorno estrutural do topo do Cretáceo, da Discordância Pré-Urucutuca e do Paleoceno alinhamentos coincidentes com as zonas de transferência e com os falhamentos de grande rejeito vertical, mostrando que os mesmos condicionaram a implantação e a evolução dos paleocânions.

A partir da bibliografia disponível observou-se que as antigas zonas de fraqueza do embasamento influenciam o local onde vai ser implantada uma bacia sedimentar e onde irão se desenvolver as principais estruturas (zonas de charneira, *horst*, *grabens*, etc.) que caracterizarão o padrão estrutural da bacia; além de que as reativações tardias das estruturas geradas durante o processo de rifteamento, por exemplo, controlam o desenvolvimento de falhas na seção pós-rifte, conforme sugerido por Rizzo (1987). Levando-se tais fatos em consideração, o mapeamento do arcabouço estrutural de uma bacia é de suma importância, uma vez que ele pode vir a controlar paleofeições erosionais como os cânions que são de extrema importância como via de transporte e deposição de sedimentos.

5.3. Discordância Pré-Urucutuca

Pressupõe-se que a Discordância Pré-Urucutuca tenha sido gerada no Coniaciano conforme a carta cronoestratigráfica de Netto *et al.* (1994). A mesma representa um limite de seqüências de segunda ordem (limite basal da Seqüência D) e um limite de seqüências de terceira ordem justapostos (limite basal da sismosseqüência D1 definida e descrita no capítulo seguinte). Segundo Mendes (1998), os primeiros sedimentos assentados sobre a Discordância Pré-Urucutuca no Paleocânion de Almada são de idade Coniaciano-Santoniano. No Paleocânion de Itacaré tem-se um registro pontual de 20 m de areia no poço 1 BAS 0014 (Fig. 6.8) cronoestratigraficamente pertencente ao Campaniano. Em terra, os sedimentos aflorantes da Bacia de Almada fazem parte de uma seção maestrichtiana-campaniana assentada sob à Discordância Pré-Urucutuca (Mendes, 1988).

De acordo com Haq *et al.* (1988), a partir do Eoaptiano, o nível eustático do mar em primeira ordem, está subindo atingindo o seu máximo de inundação no Turoniano. Pereira (1994) sugere uma variação positiva de 140 m entre o Turoniano e o Campaniano nas bacias da margem leste brasileira. Mendes (1998) atribui esta subida à progressiva substituição da crosta oceânica mais antiga e densa (pacífica) pela mais nova e menos densa (atlântica). A diminuição da idade média do assoalho oceânico do globo e, conseqüentemente, da densidade e profundidade, possibilitaria um aumento

do nível eustático dos mares. Pereira (1994) cita o aumento das áreas continentais durante a fragmentação do Pangea, altas taxas de espalhamento do assoalho oceânico e diminuição do volume dos oceanos, todos em fase, como os responsáveis por esta subida eustática. O predomínio da sedimentação marinha deve-se ao fato do aporte de sedimentos terrígenos não ser suficiente para preencher o espaço criado pela subida do nível do mar em segunda ordem.

Para Pereira (1994), a queda do nível do mar iniciou-se a partir de 85 Ma, alcançando cerca de 250 m, atribuída a episódios orogênicos, diminuição da área continental e das taxas de espalhamento. Haq *et al.* (1988) postula que a descida do nível do mar está melhor caracterizada a partir do Paleoceno/Eoceno (52,5 Ma), idade compatível com os dados das bacias de Campos (Paleoceno de acordo com Dias *et al.* (1990) e do Espírito Santo (Eoceno de acordo com Vieira (1998)).

Tais diferenças sobre o início da fase regressiva na Bacia do Espírito Santo seria decorrente do fato de que os períodos em torno de 85 Ma e 50 Ma seriam épocas de nível eustático mais alto (primeira ordem), conforme ilustrado pelas curvas de Haq *et al.* (1988) (Mendes, 1998). Deste modo, quedas eustáticas de segunda e terceira ordens provocariam grandes discordâncias erosivas, principalmente, nas porções proximais, predominando o padrão *toplap/offlap* durante este período, apesar de não se tratar ainda de uma fase essencialmente regressiva (Pereira, 1994).

Deduz-se que a Discordância Pré-Urucutuca tenha se originado durante as quedas eustáticas de segunda e terceira ordens, conforme proposto por Pereira (1994). De acordo com Mendes (1998) o Paleocânion de Almada desenvolveu-se durante estes eventos, sendo que o rebaixamento do nível relativo do mar que gerou a Discordância Pré-Urucutuca associado com fatores tectônicos, foram os responsáveis pela implantação e desenvolvimento do referido paleocânion.

Cloetingh (1988b) através da modelagem termo-mecânica demonstrou que movimentos verticais da litosfera podem explicar os ciclos de variação do nível do mar de terceira ordem, deduzidos do registro sismoestratigráfico para margens passivas. A interação das flutuações no estresse intraplaca e a deflexão da litosfera causada por sobrecarga sedimentar, podem produzir mudanças topográficas no embasamento, causando flutuações de poucas centenas de metros no nível relativo do mar (resposta a poucas centenas de bars). Estas flutuações podem ocorrer dentro de um período de 1 Ma. e a taxa de variação resultante será de cerca de 1 cm/1000 anos.

Para Cloeting (1988a) a curva de variação do nível do mar é na verdade uma curva de paleoestresse, refletindo a evolução tectônica de uma região incluindo as fases de rifteamento e compressão. Os ciclos de primeira ordem representam eventos tectônicos maiores relacionados as organizações principais de placas e os ciclos de segunda e terceira ordens corresponderiam as respostas regionais das placas em relação as mudanças globais, dependendo também do efeito da carga sedimentar e das heterogeneidades da crosta.

O modelo idealizado por Cloetingh (1988b) considerou uma margem continental passiva em que a carga sedimentar seria representada por duas cunhas triangulares adjacentes, estando uma localizada na plataforma e a outra no sopé continental e sendo a sedimentação suficientemente rápida para acompanhar a subsidência. O autor assume também que a subsidência termal é proporcional à raiz quadrada da idade com a espessura sedimentar crescendo à mesma razão. Isto leva a uma espessura sedimentar máxima de 7300 m em 100 Ma (Fig. 5.2). A aplicação de esforços alternados de compressão e distensão, simulando a interação entre placas litosféricas, provocou soerguimentos e rebaixamentos simultâneos em diferentes partes da litosfera com magnitudes proporcionais aos esforços aplicados (Fig. 5.3).

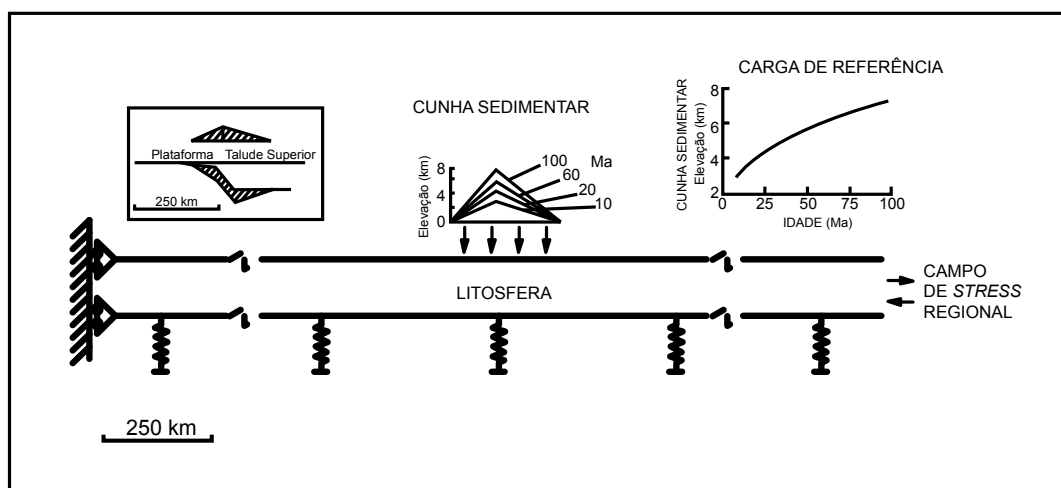


Fig. 5.2 – Modelo tectônico para flutuações no nível relativo do mar. Variações no estresse intraplaca afetam o deslocamento vertical em margens passivas evoluindo através do tempo, devido à evolução termal da litosfera e à sobrecarga sedimentar da litosfera. O modelo adota propriedades elásticas uniformes; diferenças rotológicas entre as litosferas oceânicas e continental são negligenciadas (cf. Cloetingh, 1988b).

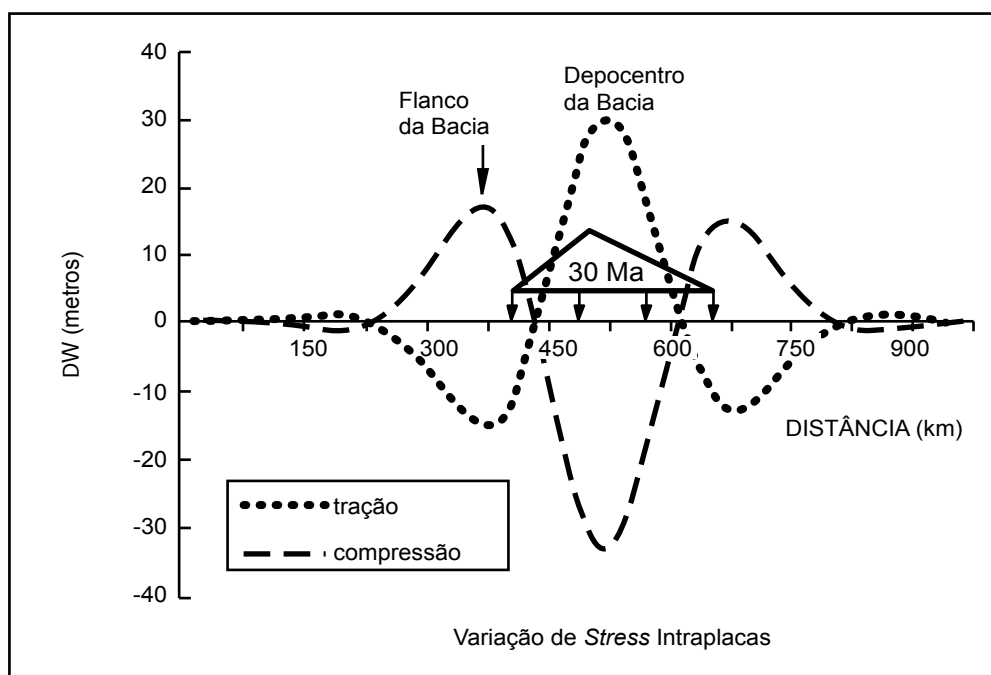


Fig. 5.3 – Deflexão flexural numa bacia sedimentar causada por mudanças no nível de estresse intraplaca. Soerguimento positivo, subsidência negativa. Deflexões verticais induzidas por 1 kbar de compressão (curva tracejada). O flanco da bacia é soergido e o centro subside. Quando muda para 1 kbar de tração (curva pontilhada) o centro da bacia soergue e o flanco subside. A forma e a magnitude destas deflexões induzidas por estresse evoluem através do tempo não somente por causa do aumento da sobrecarga, mas também devido às mudanças na estrutura termal da litosfera. (cf. Cloetingh *et al.*, 1985).

Na ausência de estresse intraplaca, um contínuo e progressivo padrão em *onlap* ocorrerá devido ao resfriamento térmico da litosfera após o rifteamento (Fig. 5.4a). Por outro lado, quando é aplicado um estresse horizontal compressivo, rápido soerguimento ocorre na borda da bacia deslocando a linha de costa bacia adentro, este rebaixamento do nível relativo do mar gerará uma discordância (Fig. 5.4b) e um padrão em *offlap* no registro sedimentar. Um aumento no estresse horizontal distensivo produziria uma subsidência na borda da bacia com a migração da linha de costa em direção ao continente, acarretando uma rápida subida do nível relativo do mar com conseqüente ampliação do *onlap* costeiro (Fig. 5.4c). Isto é preservado como uma rápida mudança de ambientes rasos para profundos (superfície transgressiva). O novo espaço criado é preenchido por unidades sedimentares retrogradantes (trato de sistemas transgressivo).

Utilizando-se o modelo de Cloeting (1988b) para explicar a Discordância Pré-Urucutuca como uma discordância de terceira ordem originada pelo estresse intraplaca oriundo da compressão da placa, é necessário que sejam elucidados tais mecanismos compressivos.

Como possíveis mecanismos tem-se que, a compressão na placa Sul-Americana poderia ser causada pelas diferentes fases das orogenias Pré-Andina (Cretáceo Superior) e Andina (Terciário). Três fases compõem a Orogenia Pré-Andina: do Albiano Superior ao Cenomaniano (102 a 96 Ma), ocorreu a Fase Mochica; do topo do Coniano/base do Santoniano até o final do Santoniano (87 a 83 Ma), a Fase Peruana e do Campaniano até o final do Maestrichtiano na Colômbia, a Fase Cordilheira Ocidental (74 a 65 Ma). Durante o Terciário, primeiramente no Eoceno (49 a 34 Ma) ocorreu a Fase Incaica da Orogenia Andina e do Oligoceno Superior até o Mioceno (26 a 11 Ma) a Fase Quechua desta mesma orogenia (Zalán, 2004).

De acordo com Pereira (1994), ocorre um interrelacionamento entre a margem continental brasileira-leste e os Andes. Este autor verificou que nas seqüências pós-rifte dos dois sítios deposicionais este interrelacionamento inclui um quase-sincronismo entre os limites de 2^a/3^a ordens; os episódios regressivos maiores nos Andes resultam em turbiditos mais volumosos no Brasil; eventos regressivos maiores nos Andes nos mesmos paralelos que no Brasil; remodelagens de fundos de bacias e mudanças paleogeográficas quase-síncronas (ex., Alagoas Superior, Albiano Superior/Cenomaniano, Turoniano Superior/Coniaciano e Campaniano Inferior) nos dois sítios. Segundo o autor, em termos de propagação de esforços o problema da distância (2000 a 4000 km) Andes-margem continental brasileira não seria impecilho para interrelacionamentos dinâmicos, uma vez que de acordo com Cloetingh (1985 e 1988) os esforços tectônicos gerados nos limites das placas podem se espalhar por uma placa inteira. Segundo Molnar (*apud* Pereira (1994)) os esforços gerados na colisão Índia-Himalaia propagaram-se por mais de 3500 km para dentro da Ásia, abrindo, inclusive, o rifte Baikal.

Se do lado oeste a compressão na Plataforma Sul-Americana pode ter sido gerada pelas eventos orogênicos que ocorreram nos Andes, no lado leste tem-se o empurrão provocado pela cadeia meso-oceânica, i.e., a geração de crosta oceânica faria com que o assoalho oceânico se deslocasse tanto na direção leste (Brasil) quanto na oeste (África) gerando compressão em ambas as placas (Chang *et al.*, 1988). De acordo com Assumpção *et al.* (1985), a margem continental leste está atualmente num estado de compressão. E tal estado é decorrente da subducção da placa oceânica sob a placa continental na margem oeste e pela geração de crosta oceânica na margem leste. De acordo com Chang *et al.* (1988) este campo de estresse deve estar atuando desde o início da geração do assoalho oceânico no Atlântico Sul.

Deste modo, sugere-se que a Discordância Pré-Urucutuca seria um limite de seqüências de terceira ordem (Fig. 5.4b), originado a partir do estresse intraplaca decorrente dos mecanismos discutidos acima superimposto

ao Limite de Sequências D de segunda ordem.

5.4. Identificação do Paleocânion de Itacaré

Elucidada a questão dos mecanismos responsáveis pela geração da Discordância Pré-Urucutuca, passa-se à caracterização do paleocânion.

Não foram encontradas dificuldades no mapeamento da discordância basal do referido paleocânion, uma vez que o truncamento dos refletores ao longo das paredes e da base são fáceis de observar (Fig. 5.5) devido ao fato da Discordância Pré-Urucutuca, localizada nesta porção da plataforma, ser marcada por um expressivo evento erosivo que escavou profundamente a plataforma e deu origem a um paleotalude entrecortado por cânions (ex., Paleocânion de Almada ao lado do Paleocânion de Itacaré, Fig. 5.6). A discordância basal foi mapeada devido as terminações em *onlap* contra a parede

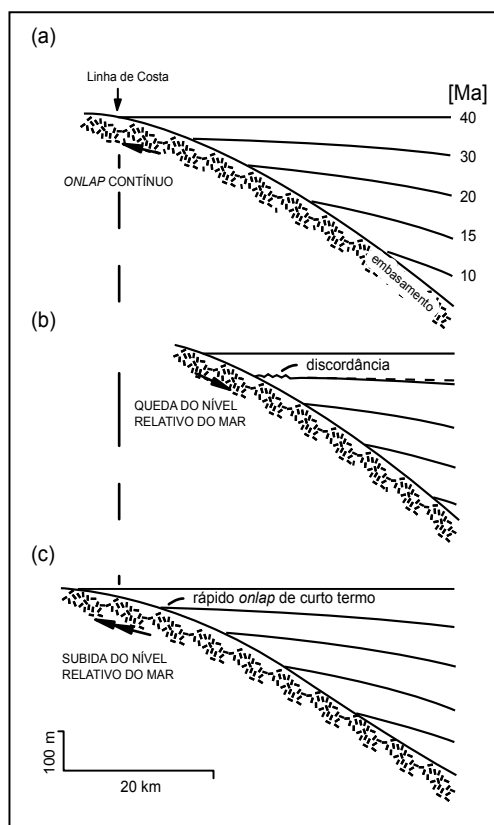


Fig. 5.4 – Estratigrafia idealizada para a borda de uma bacia. A) *onlap* progressivo associado com o resfriamento da litosfera na ausência de um campo de estresse intraplaca. B) transição para compressão de 500 bar a 30 Ma induz uma fase de *offlap* naquele tempo. A compressão induz ao soerguimento da borda da bacia causando a migração da linha de costa bacia adentro e o truncamento dos estratos mais antigos, determinando a discordância. C) a aplicação de 500 bar de tração causa um *onlap* a 30 Ma produzindo a subsidência da borda da bacia e a migração da linha de costa em direção ao continente, resultando numa superfície transgressiva (mod. de Cloetingh (1988) e Loup (1993)).

dos paleocânions (tanto em Itacaré quanto em Almada), truncamentos erosivos e também, devido aos fortes refletores localizados acima da discordância em ambos os paleocânions (Figuras 5.5 e 5.6).

Em direção à parte norte da área, a Discordância Pré-Urucutuca vai configurando a borda norte do paleocânion de encontro ao Alto de Camamu (Fig. 4.24). Um dado importante para caracterizar a base do paleocânion nas seções *strike*, foram os fortes refletores internos do pacote identificado como Sismosseqüência D1 (descrita no capítulo seguinte); esta sismosseqüência vai afinando-se em direção à porção norte até ocorrer sobreposta à discordância basal do paleocânion no Alto de Camamu. O poço 1 BAS 0020 está localizado sobre este alto; neste poço foram registrados somente 54 m de sedimentos de idade oligocênica. Se foram depositados sedimentos mais antigos, por se tratar de uma região, provavelmente, elevada desde a implantação do rifte, tais sedimentos foram erodidos.

A superposição das estruturas do arcabouço estrutural do embasamento e dos limites do paleocânion observada em seções sísmicas (vide Fig. 4.24), sugere que as falhas de transferência orientadas NW-SE são as responsáveis pela implantação desta paleofeição nesta região. Credita-se às reativações tardias destas falhas, da Falha de Borda 1 e das falhas lítricas geradas durante a fase rifte, o desenvolvimento do referido paleocânion. Em algumas seções sísmicas, observa-se que o maior gradiente em direção à bacia foi originado pelas falhas lítricas (Fig. 6.2).

Tais reativações estariam relacionadas com a subsidência termomecânica pós-rifte (Lima, 1987b). Por subsidência termomecânica entende-se a subsidência térmica, originária do resfriamento da litosfera afinada e aquecida durante a fase rifte, amplificada pela subsidência mecânica provocada pela carga de sedimentos. De acordo com Lima (1987b), em todas as bacias marginais do tipo Atlântico ocorre um basculamento dos horizontes pós-rifte em direção à bacia profunda, o qual estaria associado com a subsidência termomecânica, conforme observado na Bacia de Sergipe-Alagoas. Esta proposição vai de encontro à idéia mais ou menos comum de que cessado o rifteamento, não ocorreriam tensões suficientes que desencadeassem grandes estruturações.

Os dados analisados sugerem, que os locais onde durante a fase rifte haviam se desenvolvido *grabens* controlados por sistemas de falhas normais de direção N-NE e zonas de transferência NW-SE, tornaram-se a região preferencial para o desenvolvimento de feições erosivas do tipo paleocânions, canais, etc. A reativação tardia do sistema de falhas normais e das falhas lítricas gerou um *step* em direção à bacia favorecendo que os sedimentos vindos da plataforma fossem canalizados através de uma calha,

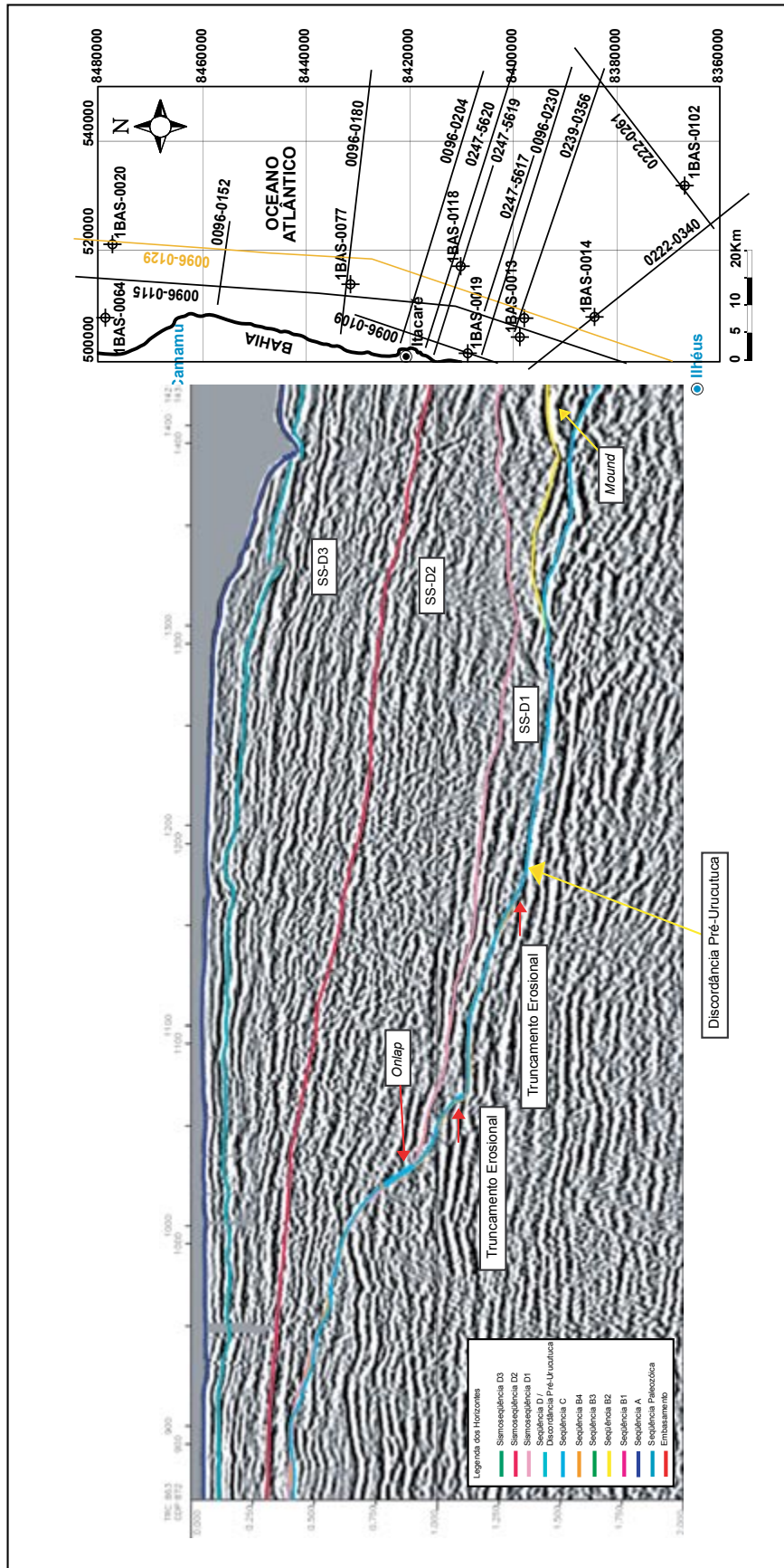


Fig. 5.5 – Detalhe da seção sísmica *strike* mostrando os truncamentos na base e nas paredes do Paleocânion de Itacaré.

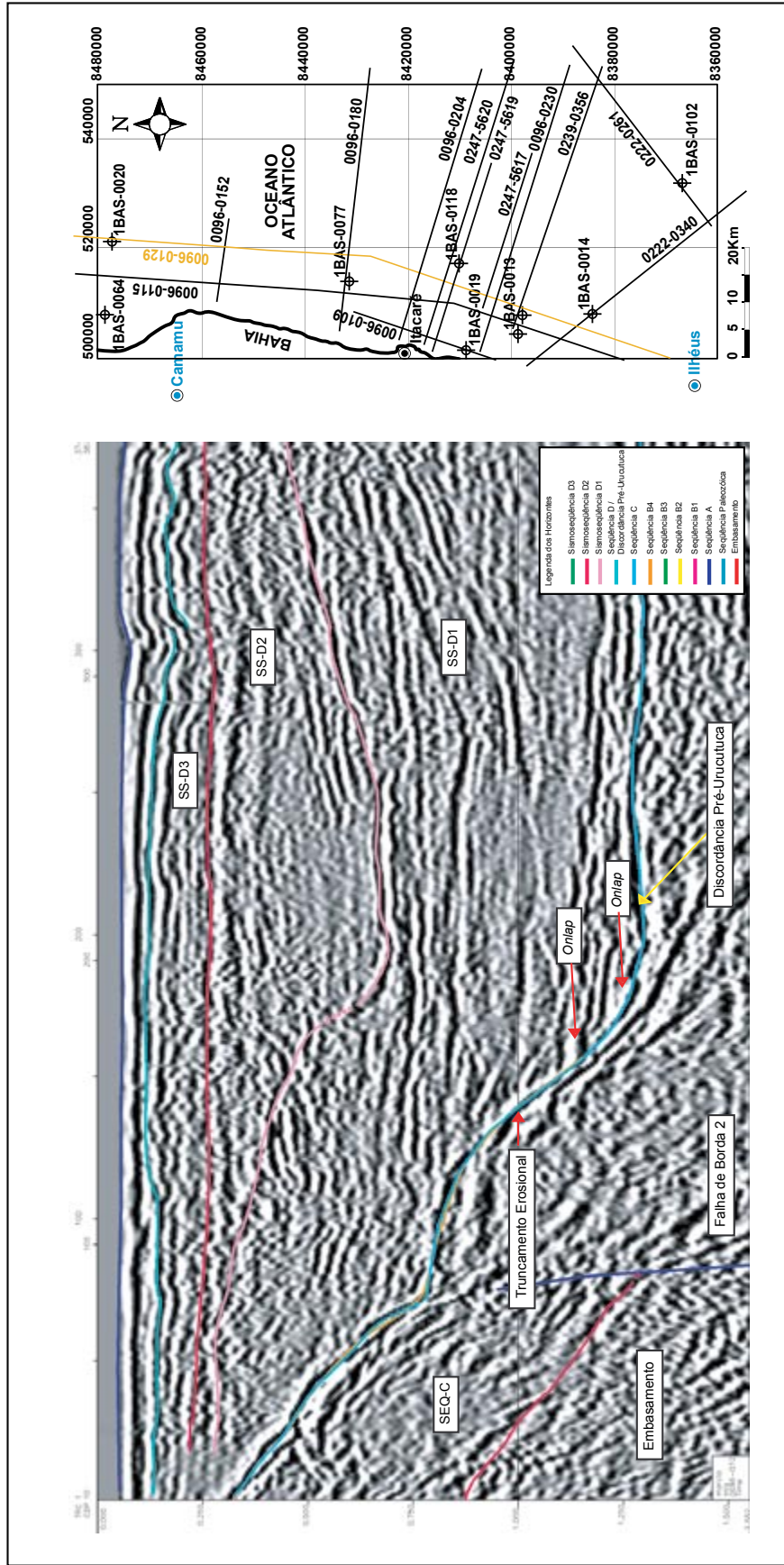


Fig. 5.6. – Detalhe de uma seção sísmica *strike* mostrando os limites do Paleocânion de Almada e os padrões de reflexões que caracterizam estes limites.

desenvolvida pelo sistema de falhas de transferência.

Tais dados são suportados pela interpretação sísmica; a Figura 5.7 mostra que a Falha de Borda 1 ocorreu até a base do Limite de Seqüências D / Discordância Pré-Urucutuca, quando esta feição erosiva desenvolveu-se. Nas seções sísmicas observa-se que após a Falha de Borda 1, o gradiente aumenta, fato que favoreceria os fluxos gravitacionais que necessitam de inclinação para se deslocarem. O arcabouço tectônico da bacia é um mosaico composto por blocos diferenciados com comportamentos tectônicos distintos, ou seja, taxas de subsidência distintas. Possivelmente, durante a fase de subsidência o bloco alto da Falha de Borda 1 tenha sofrido soerguimento, com conseqüente abatimento do *graben* (limitado pelas falhas de transferência), o que justificaria o aumento no gradiente. Algumas falhas lítricas desenvolvidas durante a fase rifte, também contribuem para aumentar a inclinação do assoalho da bacia (Fig. 5.7) principalmente na região do poço 1 BAS 0118. A conseqüência deste aumento no gradiente seria o deslocamento de fácies mais grossas bacia adentro, através de fluxos gravitacionais favorecendo a erosão dos sedimentos subjacentes. O soerguimento da borda da bacia criou áreas-fontes que conseqüentemente foram erodidas aumentando o aporte sedimentar em direção à bacia de maneira similar ao que ocorreu na Bacia de Campos com o soerguimento da Serra do mar, obviamente, que na Bacia de Camamu-Almada, o aporte sedimentar foi bem mais reduzido.

A largura do Paleocânion de Itacaré está associada com a largura do sistema de falhas de transferência nesta área. Supõe-se que esta paleofeição erosiva, por se tratar de um bloco abatido, favoreceu a captura de diversos canais. A visualização do assoalho do paleocânion (Fig. 5.8) possibilita a observação de características similares aquelas descritas nos modelos de implantação e desenvolvimento de cânions (Capítulo 2). Por exemplo, verifica-se um padrão erosivo em forma de anfiteatro na quebra da plataforma/talude, definido pelas falhas de Borda 1 e 2, semelhante àquele descrito por Farre *et al.* (1983) no qual os sedimentos foram removidos através de colapsos de massa originando cicatrizes com este padrão (Fig. 5.9). O deslocamento dos sistemas de drenagens em direção à plataforma durante as quedas do nível do mar, conforme propõe-se que ocorra em Camamu-Almada, estaria relacionado com o modelo de Galloway (1998) (Fig. 2.20). Deste modo, constata-se que a denominação de paleocânion, *lato sensu*, é bastante plausível. Por se tratar de uma extensa paleofeição erosiva, vários processos estão atuando ao longo da mesma, sendo necessário uma adaptação dos modelos existentes para explicar seu desenvolvimento conforme tentativa feita na presente tese.

Na Figura 5.8, observam-se dois paleocânions na margem da plataforma,

possivelmente associados com o deslocamento bacia adentro de sedimentos canalizados associados com o rebaixamento do nível relativo, durante o evento erosivo que gerou a Discordância Pré-Urucutuca, ou seja, durante um evento regressivo ocorre o deslocamento dos sistemas fluviais em direção à bacia. Estes cânions se desenvolveram, provavelmente em frente à desembocadura do Rio de Contas (observar detalhe da Fig. 5.8). Tais paleocânions representam a “cabeça” do Paleocânion de Itacaré.

A Discordância Pré-Urucutuca, é o resultado de um evento erosivo que ocorreu não só nesta bacia, como também nas bacias do Espírito Santo (Vieira, 1998) e Jequitinhonha (informação verbal do geofísico A. F. de Brito). Apesar desta discordância apresentar um forte caráter erosivo na área de estudo, através dos dados sísmicos, não se identificou feições que indiquem exposição subaérea, progradações relacionadas com o rebaixamento do nível relativo do mar ou *onlap* marinho. Em alguns poços ficaram registradas, logo acima da discordância camadas de areia (ex. 1 BAS 0118), 1 BAS 0014 (Fig. 6.8)) com espessura média em torno de 5 m, abaixo da resolução sísmica. Provavelmente, estas areias estejam registrando o rebaixamento do nível relativo do mar na região plataformal.

O desenvolvimento do paleocânion está associado com as variações negativas do nível do mar de terceira ordem que originaram fluxos gravitacionais (entenda-se qualquer fluxo que necessite de um gradiente para ocorrer) em direção à bacia. Estes fluxos se desenvolveram graças à inclinação do substrato, o qual também influenciou no fato da sismosseqüência basal do Paleocânion de Itacaré ser composta praticamente de sedimentos paleocênicos, mais novos do que aqueles do Paleocânion de Almada, na base do qual ocorre a Superseqüência coniaciana-santoniana (Mendes, 1998). É provável, que a região do Paleocânion de Itacaré tenha atuado como uma região de *bypass* sedimentar para os sedimentos mais antigos (Cretáceo Superior) devido à inclinação do substrato ser mais elevada do que a inclinação do Paleocânion de Almada, sendo estes sedimentos depositados nas porções mais distais da bacia na forma de depósitos de fluxos gravitacionais. A atuação do paleocânion como uma área de *bypass* sedimentar encontra respaldo no fato de as discordâncias mapeadas nas linhas sísmicas na região anterior à quebra da plataforma ocorrerem superpostas, o que é indicativo de que os sedimentos tenham sido erodidos durante os vários eventos regressivos de maior ordem ocorridos na borda da bacia.

De acordo com a classificação de Galloway (1998) o desenvolvimento e o preenchimento do Paleocânion de Itacaré estariam relacionados com os sistemas de taludes destrutivos (Capítulo 2).

Deste modo, sugere-se que tenha havido exposição subaérea da plataforma nas regiões proximais (*foreshore* e *shoreface*) a exemplo da Bacia do Espírito Santo e que na interface plataforma/talude esta discordância passou a ter um caráter de erosão marinha causada pelo *bypass* sedimentar e o rebaixamento do nível relativo do mar esteja caracterizado na forma de depósitos associados de suspensão e escorregamentos caóticos (Vail *et al.*, 1991).

Segundo Christie-Blick & Driscoll (1995), a formação de um limite de seqüências não precisa estar associada com um deslocamento de fácies em direção à bacia conforme preconizado por Vail *et al.* (1977) ou Van Wagoner *et al.* (1988); se este ocorrer pode ficar restrito às áreas que foram expostas subaereamente. O desenvolvimento de um relevo topográfico pode, em alguns casos, levar ao acúmulo de espessas sucessões de turbiditos em águas profundas. Entretanto, de maneira contrária à interpretação tradicional, estes depósitos não seriam exatamente de mar baixo se eles se acumularam durante um período regional de nível de mar alto.

A interpretação da Discordância Pré-Urucutuca como uma discordância de terceira ordem originada a partir do estresse intraplaca (de acordo com o modelo de Cloetingh (1988b)), proposta neste capítulo, assim como, a sugestão dos mecanismos responsáveis pela implantação e desenvolvimento de Paleocânion de Almada e a utilização da modelagem como ferramenta em conjunto com os dados sísmicos e de poços, vêm de encontro aos objetivos propostos no início desta pesquisa. No capítulo seguinte, o preenchimento estratigráfico do referido paleocânion será analisado sob o enfoque sismoestratigráfico.

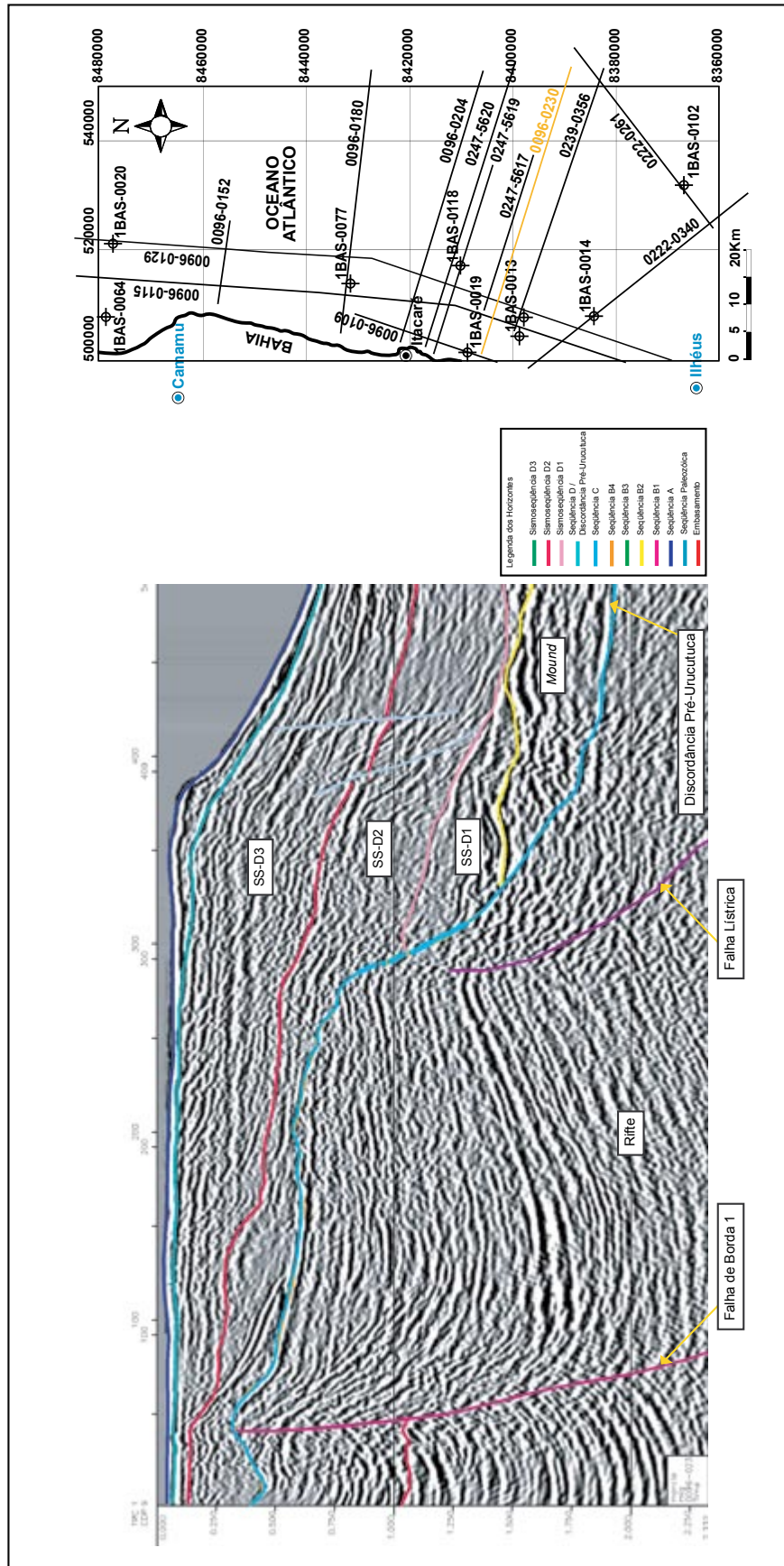


Fig. 5.7 – Detalhe da seção sísmica mostrando que a Falha de Borda 1 ocorreu até a base da Discordância Pré-Urucutuca (LS-D) e o step gerado pela falha listrica.

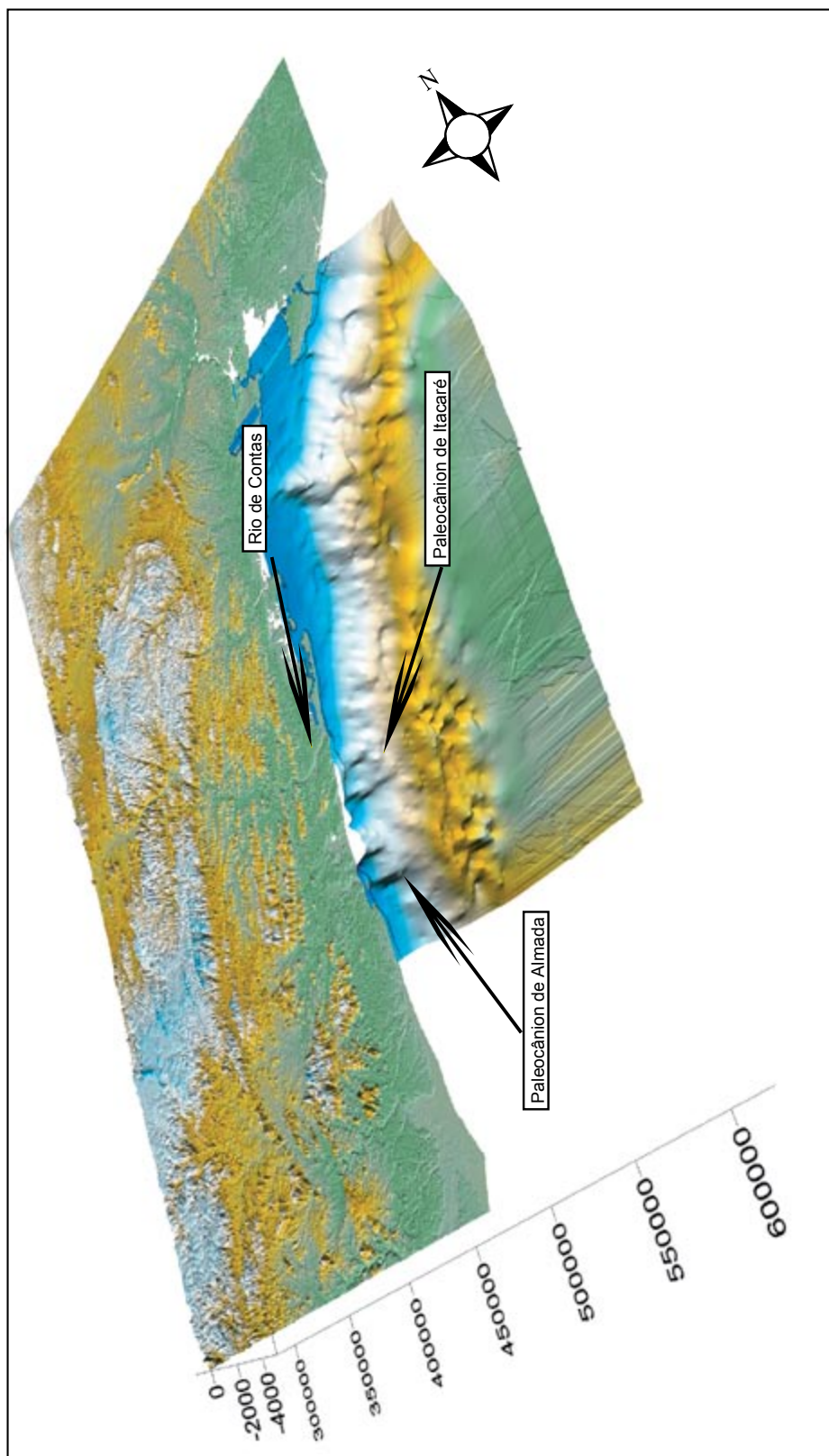


Fig. 5.8 – Horizonte Pré-Urucutuca (modelado no Surfer) e imagem de satélite com o relevo atual. Observar que o Rio de Contas continua a desembocar na região do paleocânion de Itacaré. As imagens não estão alinhadas porque o horizonte está em subsuperfície.

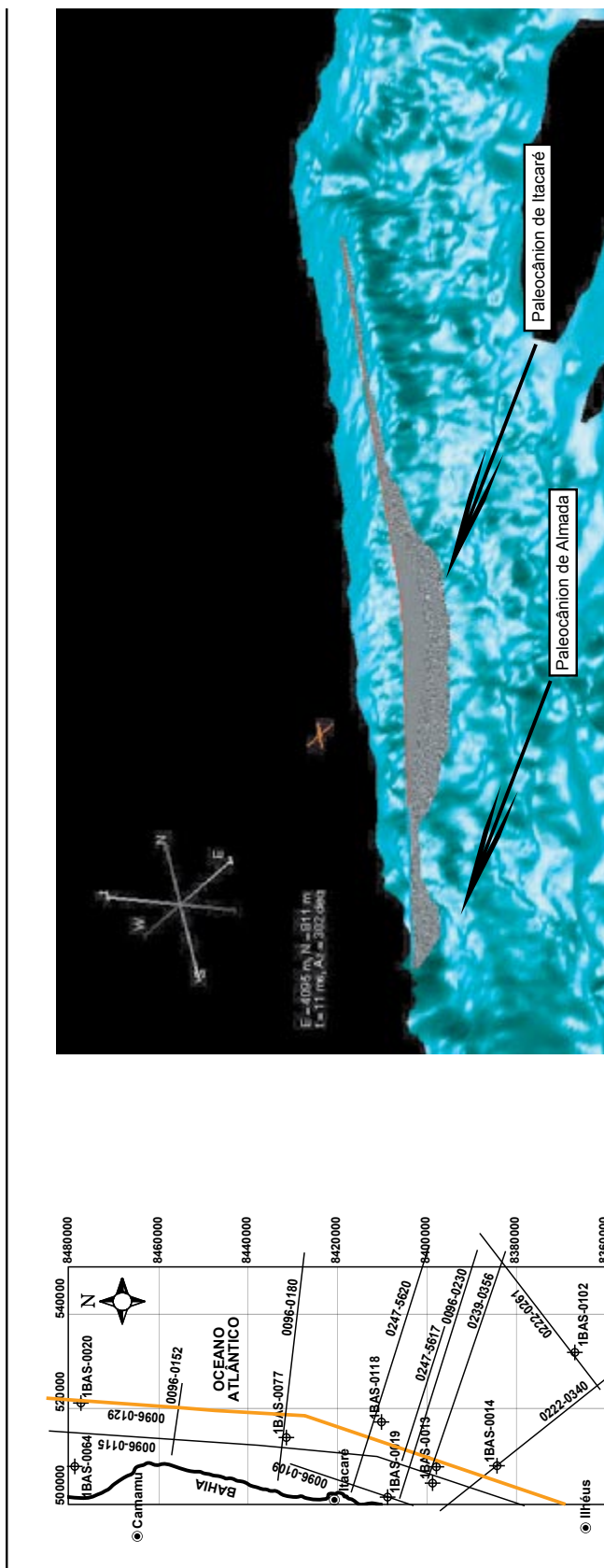


Fig. 5.9 – Horizonte Pré-Urucutuca (modelado no GeoViz (ms). Observar a forma de anfiteatro na borda da plataforma (atrás da linha sísmica).

6. Análise Sismoestratigráfica da Seqüência D

6.1. Introdução

Neste capítulo será abordada a caracterização sismoestratigráfica da Seqüência D no intervalo compreendido entre o Cretáceo Superior (Campaniano) ao Oligoceno, baseada em dados sísmicos e em dados de poços na porção *offshore*.

No presente estudo visou-se compreender a implantação do Paleocânion de Itacaré na interface plataforma/talude, além de seu preenchimento estratigráfico. A análise estratigráfica utilizando-se somente dados de poços na área onde o paleocânion está implantado ficaria comprometida devido a escassez de poços (vide Fig. 4.18) na porção *offshore* onde encontram-se somente os poços 1 BAS 0118 e 1 BAS 0102 e ao tipo de dado disponibilizado (somente perfis litológicos) pela Agência Nacional do Petróleo.

Deste modo, optou-se pelo detalhamento sismoestratigráfico da Seqüência D no intervalo estudado, uma vez que a área do paleocânion tem boa cobertura sísmica apesar da qualidade das linhas sísmicas ser ruim (devido as múltiplas, ruído, etc.). Os horizontes interpretados foram calibrados com os dados cronoestratigráficos dos poços, quando disponíveis, pois a Agência Nacional do Petróleo não libera dados bioestratigráficos para universidades. As sismosseqüências foram definidas a partir dos padrões de terminações dos refletores (*onlap*, *downlap* e truncamento erosional) das geometrias externas, do padrão interno das sismofácies, da amplitude e da continuidade dos refletores.

O objetivo da presente análise sismoestratigráfica é identificar padrões de sismofácies, amplitudes e geometrias que caracterizem os sistemas deposicionais marinho profundo para o intervalo do Cretáceo Superior/Paleoceno e marinho raso/plataforma para o intervalo Eoceno-Oligoceno, descritos na literatura.

Neste capítulo serão utilizados todos os conceitos, padrões sismoestratigráficos e

fácies sísmicas definidos nos itens 2.2 a 2.5 (Capítulo 2).

6.2. Caracterização das sismossequências D1, D2 e D3

Conforme dito anteriormente, a Seqüência D foi subdividida em três sismossequências, cujos limites não são facilmente identificáveis devido a baixa qualidade das linhas sísmicas e ao intenso falhamento resultante da halocinese.

6.2.1. Sismossequência D1 (SS-D1)

Esta sismossequência abrange desde o Cretáceo Superior até o topo do Paleoceno compreendendo um período de aproximadamente 12 Ma (Haq *et al.*, 1987) (os sedimentos mais antigos na área de pesquisa são cronoestratigraficamente datados como Campaniano e correspondem a 20 m de areia no poço 1 BAS 0014 (Fig. 6.1)).

O limite basal da Sismossequência D1 é um truncamento erosional de caráter regional na região da quebra da plataforma/talude superior denominado de Discordância Pré-Urucutuca (vide Figura 5.1); conforme discutido no capítulo anterior é um limite de seqüências de terceira ordem sobreposto ao limite de seqüências de segunda ordem (Limite de Seqüências D). Esta discordância é bem marcante na região da plataforma e no talvegue do paleocânion, onde ocorrem truncamentos erosionais e *onlap* contra as paredes do paleocânion (Fig. 5.5), observa-se, ainda, as mudanças no caráter e no padrão relativo dos refletores entre as fases rifte e pós-rifte. No topo a seqüência é limitada pelo Limite de Seqüências D2 caracterizado através do truncamento erosional dos refletores da Sismossequência D1 e *downlap* dos refletores da Sismossequência D2 de encontro à Discordância Pré-Urucutuca (Fig. 6.1), este limite nem sempre é facilmente identificado nas seções sísmicas devido ao falhamento que ocorre na borda da plataforma/talude, obliterando o padrão dos refletores.

Faciologicamente esta sismossequência é composta pelos folhelhos de plataforma-talude da Formação Urucutuca com intercalações métricas de carbonatos e areias. As intercalações de carbonatos possivelmente estejam relacionadas com as seqüências de alta freqüência (quarta e quinta ordens) (Pratt *et al.* (1992)). As intercalações de areias podem estar caracterizando depósitos de canais ou turbiditos.

Na área de pesquisa a passagem Cretáceo/Terciário não é facilmente identificada nas seções sísmicas, fato devido à fina espessura dos pacotes na região plataforma/talude onde estão localizados a maioria dos poços. A pouca expressividade dos sedimentos senonianos na área pode estar relacionada com a erosão dos sedimentos

na região plataformal durante os eventos de rebaixamento do nível do mar de maior ordem, fato que resultaria em várias discordâncias amalgamadas na porção proximal. Isto é verificado nos dados sísmicos; na quebra da plataforma, por exemplo, onde em algumas seções os limites de seqüências ocorrem sobrepostos (ex.: Discordância Pré-Urucutuca e Limite de Seqüências D2). Os sedimentos erodidos da plataforma seriam retrabalhados e transportados através de fluxos gravitacionais e depositados no sopé do talude na forma de depósitos caóticos (escorregamentos ou fluxo de detritos) ou de leques e turbiditos finos nas regiões mais distais.

A ocorrência de camadas de sedimentos com pouca espessura (abaixo da resolução sísmica) associada com a ausência de dados bioestratigráficos foram fatores decisivos para que os sedimentos do Senoniano não pudessem ser separados daqueles do Terciário numa sismosseqüência que abrangesse aquelas seqüências do Cretáceo Superior.

Na região da interface plataforma/talude a Sismosseqüência D1 é caracterizada por sismofácies caóticas com geometria externa em forma de *mounds* (Fig. 6.2) e também por sismofácies *hummocky* cuja configuração externa nem sempre é observada, devido a pouca espessura dos estratos da seqüência próximo ao sopé do talude e ao intenso falhamento decorrente da halocinese. Em algumas seções observa-se uma geometria em *mound* cuja fácies sísmica assemelha-se ao padrão de contornito montiforme (Fig. 2.6). A geometria em *mound* ocorre em toda a Sismosseqüência D1 tanto em seções *dip* quanto *strike*, em algumas seções estes *mounds* onlapam a superfície inclinada do talude. Numa seção sísmica, observou-se que a geometria em *mound* com sismofácies caóticas passa a ocorrer, talude abaixo, na forma de complexos de leques simples e/ou leques compostos (Fig. 6.3). A linha sísmica da Figura 6.3 não foi liberada pela ANP, por isso não tem mapa de localização. Por se tratar de uma linha que apresenta feições interessantes, decidiu-se colocá-la na tese.

Outra característica desta sismosseqüência é a forte amplitude e a continuidade dos refletores localizados acima da Discordância Pré-Urucutuca. Ao analisar a Figura 5.6, verifica-se que estes refletores com altas amplitude e continuidade também ocorrem acima desta discordância no Paleocânion de Almada. De acordo com a interpretação de Mendes (1998), estes refletores caracterizados pela alta amplitude representariam os depósitos de leques de fundo de bacia e complexos canal-*levee* do trato de mar baixo. Em algumas seções (tanto *strike* quanto *dip*) verifica-se a ocorrência do padrão *free* (sem reflexões). Contudo, na região da bacia propriamente dita, observa-se o predomínio do padrão paralelo/subparalelo dos refletores (Fig. 6.4) sugerindo uma

geometria de preenchimento de frente de talude muito espalhada, em forma de lençol. Tal geometria é difícil de observar devido à deformação provocada pela remobilização do sal e seu conseqüente falhamento. Nesta região a Discordância Pré-Urucutuca passa a ser uma conformidade correlativa caracterizada pelo padrão paralelo dos refletores entre as seções rifte abaixo e pós-rifte acima dela. Observa-se também o espessamento da SS-D1 após o sopé do talude (Fig. 6.5).

6.2.1.1. Interpretação da Sismossequência-D1

A análise sismoestratigráfica da SS-D1 sugere que os depósitos localizados na quebra da plataforma/talude possam ser depósitos de escorregamentos (Fig. 6.2) gerados a partir do retrabalhamento dos sedimentos erodidos na plataforma conforme modelos de cânions em taludes destrutivos proposto por Galloway (1998) (Fig. 2.20). O *onlap* dos sedimentos contra à superfície inclinada corresponderia ao passo 5 da Figura 2.20, onde grandes volumes de sedimentos são desviados da plataforma ou de sistemas de transportes costeiros em direção ao cânion, forma-se um sistema de leques com arquitetura em *onlap* em direção à desembocadura do cânion.

Classificou-se o talude da bacia como destrutivo de acordo com a proposição de Galloway (1998) e como tal, ele apresenta ao longo de toda a extensão do paleocânion características que evidenciam esta classificação, sendo que as mais importantes estão relacionadas com as arquiteturas gerais das fácies, representadas por *aprons* autóctones e sistemas de megadeslizamentos, estes relacionados com a fuga do sal e/ou com a desestabilização dos sedimentos na borda da plataforma. Deste modo, os *mounds* com sismofácies *hummocky* e/ou caóticas estariam representando os *aprons* e os sistemas de megadeslizamentos abrangendo depósitos de escorregamentos, de deslizamentos e de fluxos de detritos. De acordo com Ribeiro (2001), o padrão interno *hummocky* caracteriza sedimentos de leques no sopé do talude.

A ocorrência do padrão *free* (sem reflexão) pode estar associada com a deposição de sedimentos não estratificados ou espessas camadas de folhelhos ou arenitos sismicamente homogêneos. Neste contexto de ambiente de talude, é provável que a maior parte dos depósitos caracterizados por este padrão seja de folhelhos.

As feições montiformes mais proeminentes de águas profundas são leques complexos, contornitos montiformes e escorregamentos. Leques complexos são caracterizados por sua forma tridimensional de leque e configurações de reflexões internas paralelas, divergentes, caóticas e livre de reflexão onde o *mound* é mais espesso.

Os leques consistem de extensas e complexas pilhas de sedimentos depositados no talude e no assoalho da bacia por fluxos gravitacionais de sedimentos transportados por cânions submarinos. Estes leques podem conter bons reservatórios arenosos, dependendo da natureza da área-fonte, da distância e do processo de transporte dos sedimentos (Sangree & Widmier, 1977).

No detalhe da Figura 6.2, verifica-se o padrão semelhante ao de contornito montiforme (Fig. 2.6) acima da linha amarela. Unidades de sismofácies de contornito montiforme são feições alongadas semelhantes a dunas. O padrão de reflexão interna montiforme assimétrico indica retrabalhamento e redeposição por fluxos de corrente unidirecional. A continuidade das reflexões dentro de uma unidade é boa, mas o retrabalhamento, colapso e a superposição de diversas unidades podem reduzir a continuidade e a regularidade dos padrões de reflexão. De acordo com Sangree & Widmier (1977), estas feições montiformes são formadas pela deposição de correntes oceânicas de fundo cujos sedimentos são chamados de contornitos. Outra hipótese sugerida é de que seja um bloco escorregado da plataforma e o padrão de contornito montiforme seria na verdade um padrão retrogradante que pode estar associado com os carbonatos de águas rasas, tal padrão de estaqueamento (progradacional, agradacional ou retrogradacional) é ditado pelo balanço entre as mudanças do nível relativo do mar, taxa de sedimentação e a subsidência (Pratt *et al.*, 1992).

O padrão paralelo/subparalelo sugere taxas de deposição uniforme dos sedimentos, provavelmente no assoalho da bacia. No poço 1 BAS 0102 (Fig. 6.6), localizado na porção mais distal da área, a SS-D1 é representada por folhelhos, que em seções sísmicas, exibem uma configuração paralela/subparalelo dos refletores. Este tipo de sedimento é depositado por suspensão, num ambiente de baixa energia (águas calmas), fato que corrobora a deposição uniforme dos sedimentos sugerida pelo padrão paralelo. A localização do poço, possivelmente no assoalho da bacia, condiz com um ambiente plano e estável de bacia interpretado para este tipo de padrão descartando, deste modo, aquele ambiente de plataforma subsidindo uniformemente. Este padrão poderia estar caracterizando turbiditos distais finos, oriundos dos *aprons* e sistemas de megadeslizamentos da região do sopé do talude. A alta amplitude dos refletores, poderia estar indicando intercamamento em grande escala de folhelhos com espessas unidades de arenitos ou rochas carbonáticas ou marcando os contrastes na velocidade e na densidade entre argilas e siltes (Reading & Levell, 1996). No poço 1 BAS 0102 (Fig. 6.6) os folhelhos ocorrem intercalados com camadas métricas de carbonatos; tais intercalações poderiam ser as responsáveis pela alta amplitude dos refletores

De acordo com Sangree & Widmier (1977) as reflexões paralelas sugerem condições de deposição uniforme, num ambiente de baixa energia e são indicativas de argilas hemipelágicas e lama de ambiente marinho profundo com pouco potencial para o desenvolvimento de areia.

Estas fácies lamosas formam amplas e relativamente finas geometrias em lençol ondulado com reflexões paralelas. A amplitude é variável mas é relativamente baixa devido à uniformidade das litologias e a continuidade é alta. Argilas hemipelágicas e lamas com tais características sísmicas são encontradas intercamadas com turbiditos e arenitos de movimento de massa, siltitos e argilas (Sangree & Widmier, 1977).

O espessamento verificado na Sismosseqüência D1 (Fig. 6.5) poderia estar relacionado com a redeposição dos sedimentos erodidos das regiões mais proximais durante o Cretáceo Superior, os quais estão registrados em poço, indicando que houve a deposição na região mais proximal com subsequente erosão, fato corroborado pela sobreposição das discordâncias na região plataformal, indicando que o paleocânion poderia ser uma zona de *bypass* sedimentar.

Conforme previamente discutido no item 6.1, todos os padrões de reflexões, assim como as geometrias internas e externas e as sismofácies identificadas na Sismosseqüência D1 são característicos de um sistema deposicional marinho profundo nas regiões de plataforma/talude e bacinal. Beurlen (1982) baseado em dados bioestratigráficos interpretou para o período do Turoniano ao Eoceno Inferior um ambiente de talude a planície abissal. Esta sismosseqüência é caracteristicamente marcada por depósitos associados com fluxos gravitacionais, tais como, escorregamentos, leques e turbiditos finos distais, conforme observou-se nas seções sísmicas e nos exemplos.

6.2.1.2. Sistema deposicional marinho profundo interpretado para a Sismosseqüência D1

Neste item serão abordadas de forma geral e complementar aos itens 2.8 e 2.9, algumas peculiaridades do sistema marinho profundo, caracterizando em termos de processos e depósitos, o contexto paleoambiental da Sismosseqüência D1.

Os sistemas deposicionais responsáveis pela acumulação de sedimentos nos ambientes marinhos situados além da plataforma continental – talude, sopé de talude continental e assoalho de bacia oceânica – formam o que se conhece como **sistema deposicional marinho profundo**. Este sistema é responsável pela gênese de várias

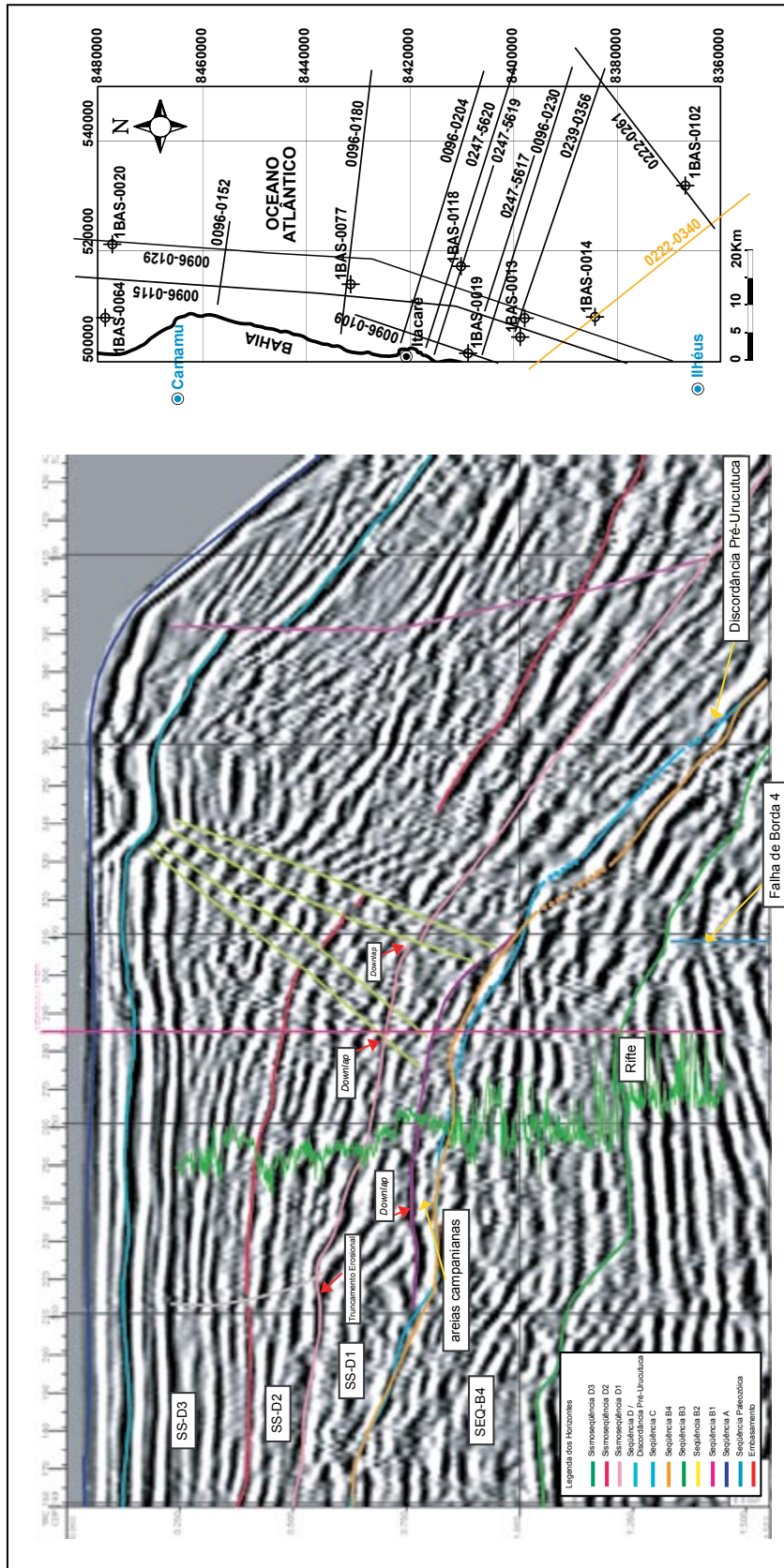


Fig. 6.1 – Detalhe da seção sísmica *dip* onde o Limite de Sequência D2 foi caracterizado a partir do truncamento erosional no topo da Sismossequência D1 e *downlap* dos refletores da Sismossequência D2. Observar o *downlap* sobre o *mound* formado pelas areias de idade campaniana.

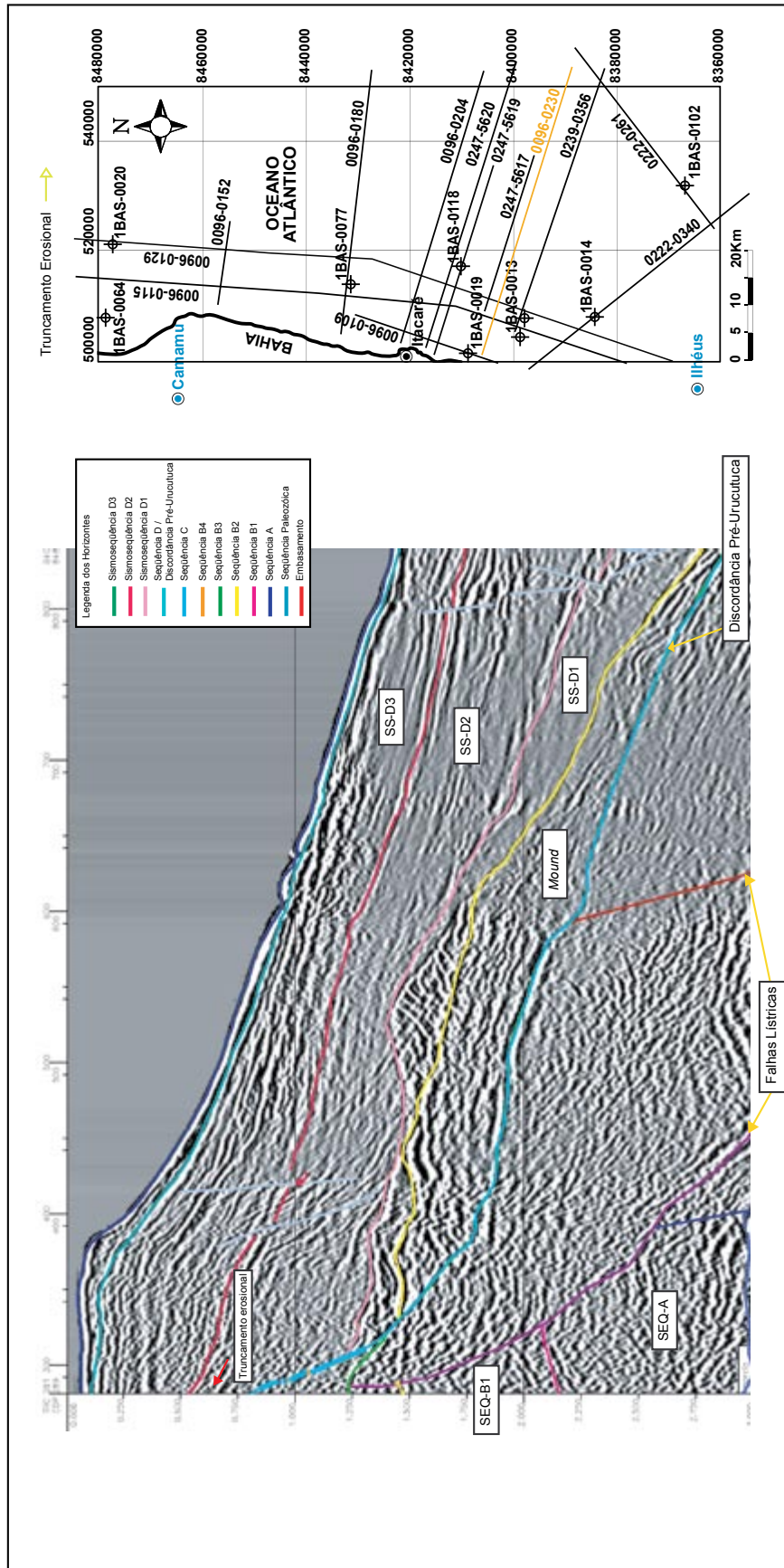


Fig. 6.2—Linha sísmica *dip* onde observa-se a geometria externa de *mound* característica da Sismossequência D1 na região próxima da interface plataforma/talude.

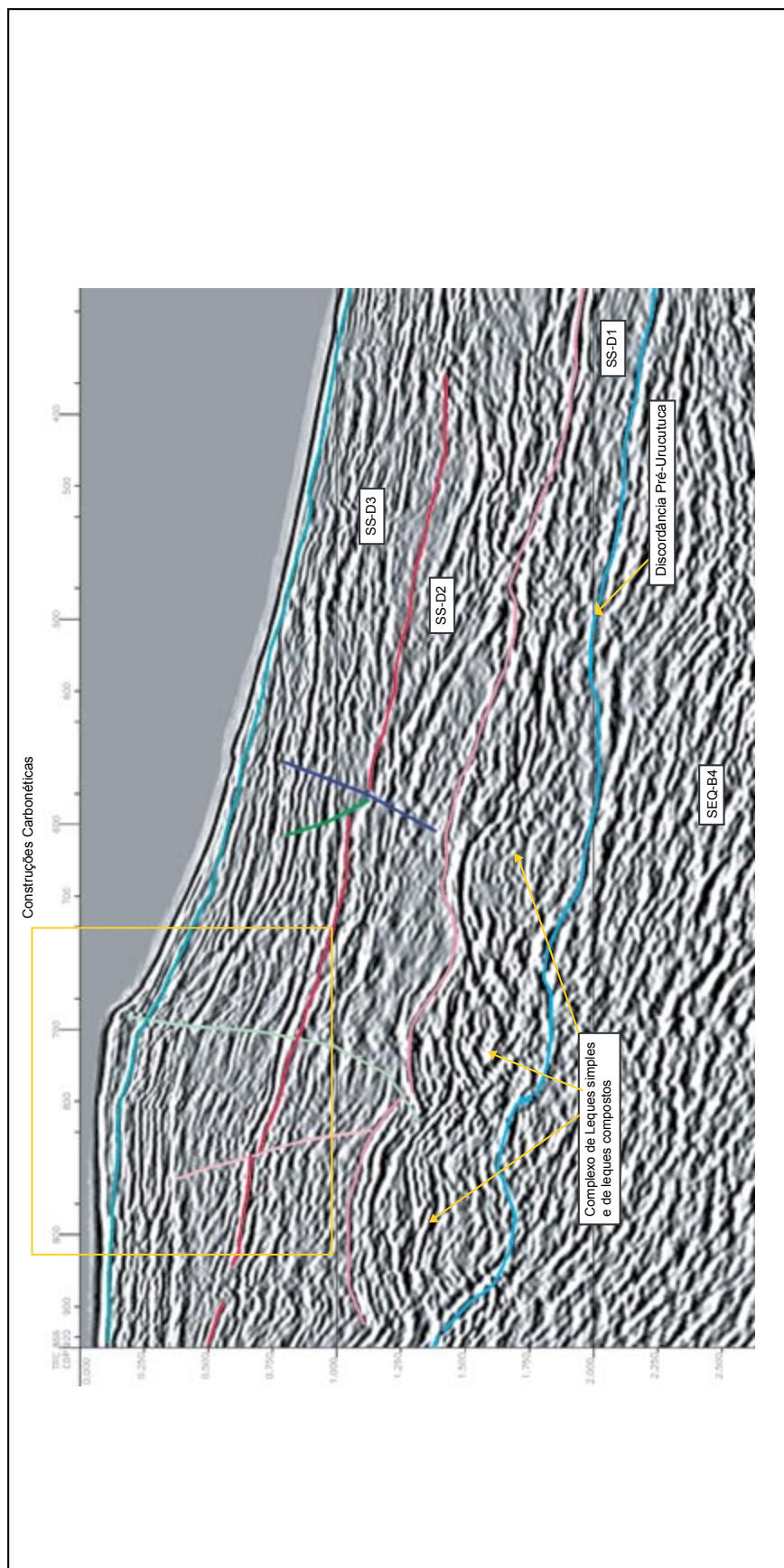


Fig. 6.3 – Detalhe da seção sísmica oblíqua onde observa-se os padrões internos das geometrias montiformes caracterizados por complexos de leques simples e de leques compostos.

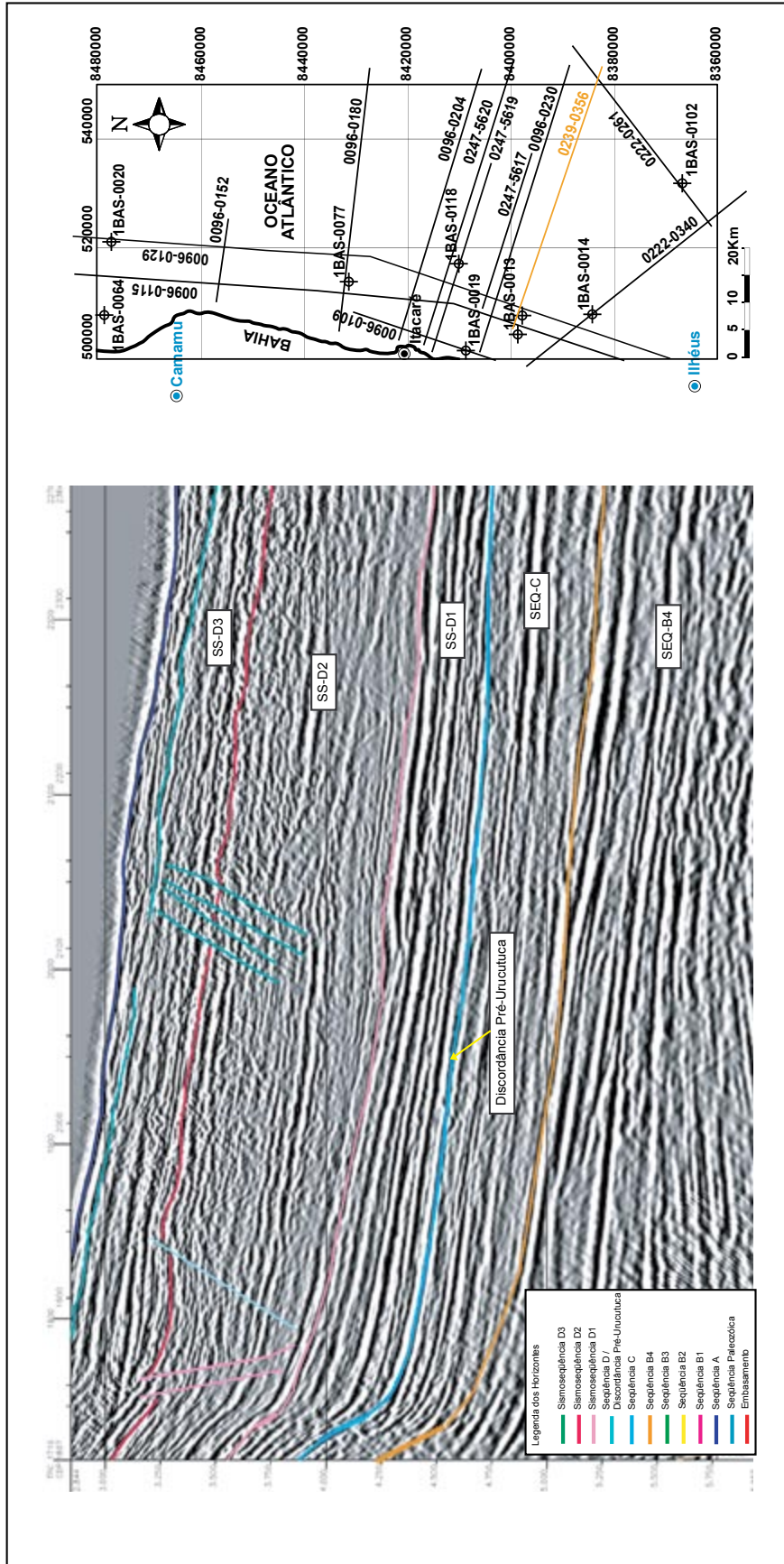


Fig. 6.4 – Seção sísmica *dip* onde observa-se a configuração interna paralela a subparalela dos refletores da SS-D1 na região distal da bacia.

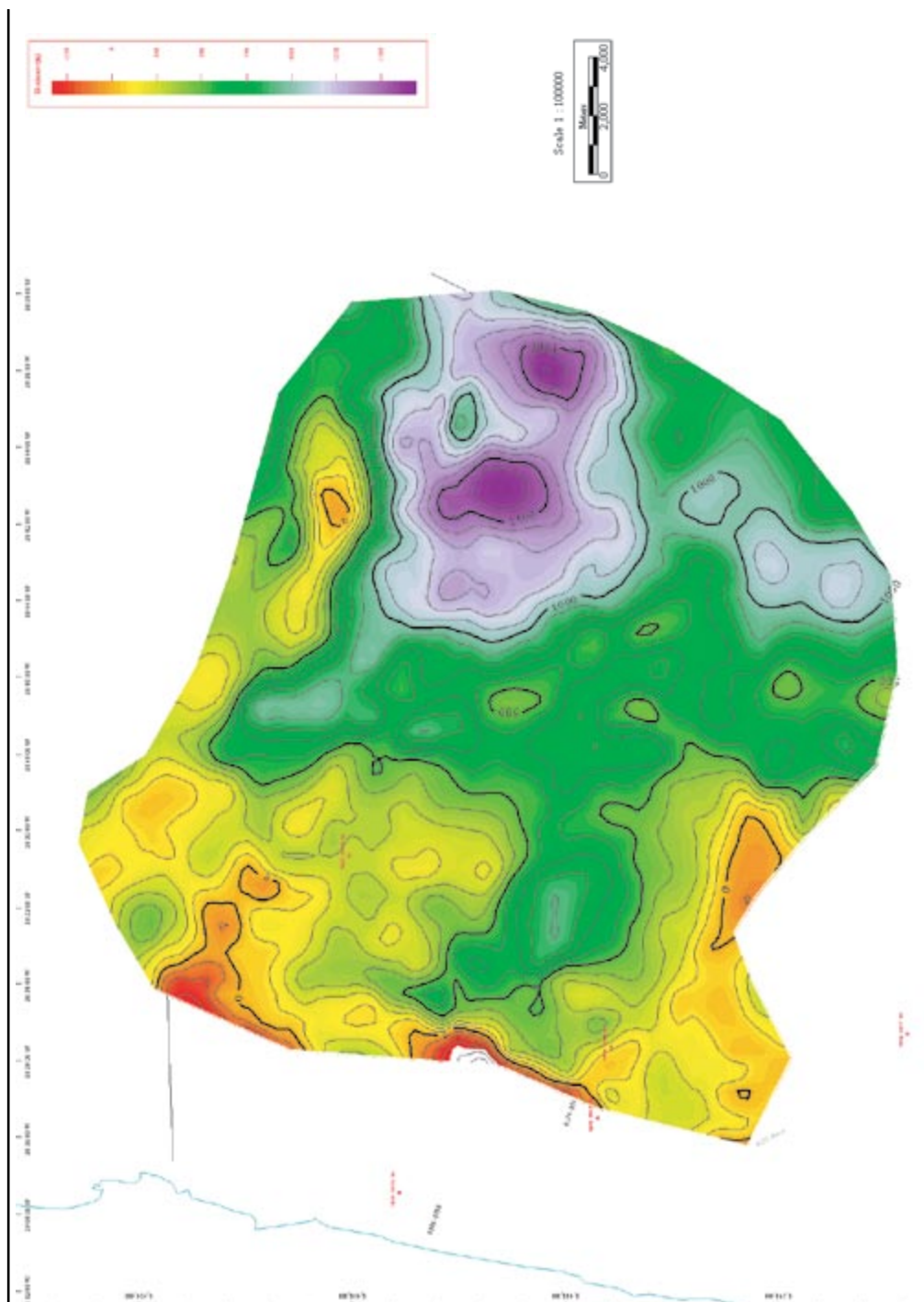


Fig. 6.5 – Mapa de isópachas da Sismossequência D1 mostrando o espessamento desta sismossequência em direção à bacia.

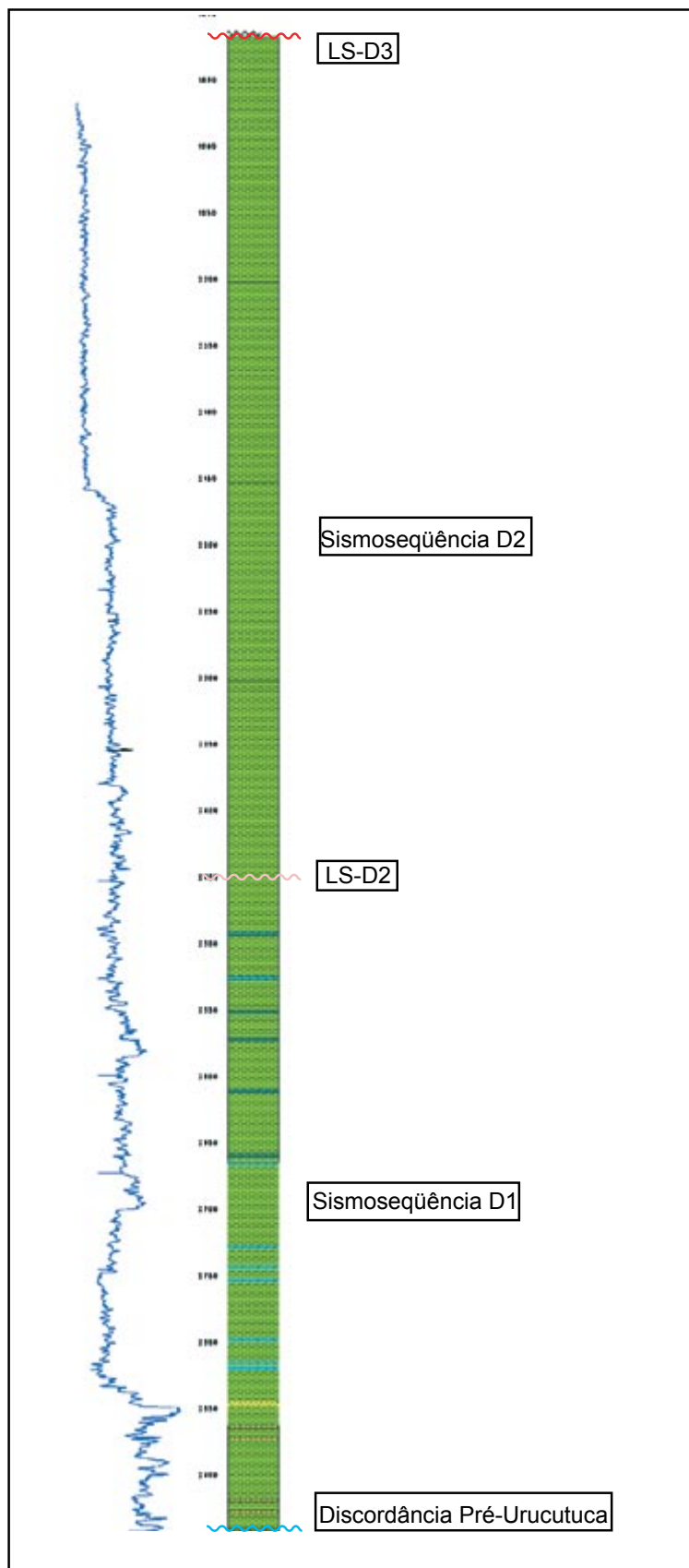


Fig. 6.6 – Perfil litológico da Formação Urucutuca com as sismosequências identificadas no poço 1 BAS 0102 localizado na região bacinal (para localização do poço vide Figura 4.18).

fácies sedimentares que se encontram preservadas no registro estratigráfico com espessuras expressivas, especialmente quando estão associadas aos sistemas de leques submarinos.

Dentre as diversas variáveis geológicas que controlam o desenvolvimento da sedimentação marinha profunda, três são mais importantes:

a) o suprimento sedimentar – inclui a textura e a composição dos sedimentos, o volume, a taxa de deposição e os locais de aporte para o ambiente marinho profundo. Os sistemas de leques submarinos associados às plataformas clásticas diferem muito dos sistemas associados com as plataformas carbonáticas; os leques submarinos ricos em lamas tendem a ter geometria mais alongada que os leques arenosos.

b) o contexto tectônico – controla a sedimentação, pois afeta variáveis como: a taxa de soerguimento e erosão das áreas-fontes, os padrões de drenagem, a largura da plataforma e da planície costeira e a declividade do talude, dentre outros.

c) as flutuações do nível relativo do mar – variável de grande influência na sedimentação marinha profunda, por afetar, principalmente, o suprimento sedimentar. Durante períodos de nível relativo de mar baixo, as fontes ativas de transporte de sedimento (rios e a deriva litorânea) podem se encontrar próximas à borda da plataforma, intensificando o suprimento sedimentar para o ambiente marinho profundo. Durante os períodos de nível relativo de mar alto o suprimento diminui, pois as fontes se distanciam devido a presença de amplas plataformas continentais. Do mesmo modo, os padrões de circulação oceânica (inclui-se aqui as correntes de contorno) e a zona de compensação de carbonato são afetados pelas flutuações do nível relativo do mar.

6.2.1.2.1. Processos Depositionais

A erosão, o transporte e a deposição de sedimentos em ambientes marinhos profundos são controlados pelos processos de fluxo gravitacional de sedimentos; fluxos nos quais a mistura fluido-sedimento se move sob a influência da gravidade. Fluxos gravitacionais formam um amplo grupo de processos geneticamente relacionados cujo conjunto abrange de deslizamentos e escorregamentos associados com o transporte talude abaixo de materiais coesivos como silte e lama até correntes de turbidez.

Quatro tipos básicos de fluxos gravitacionais são reconhecidos: correntes de turbidez, fluxos fluidizados, fluxos de grãos e fluxos coesivos (descritos no Capítulo 2).

As correntes de turbidez e os fluxos coesivos são considerados os agentes mais efetivos no transporte de sedimentos e são os principais mecanismos reponsáveis pelo desenvolvimento das fácies turbidíticas dentro de um ambiente bacinal. Os demais tipos de fluxos gravitacionais são registrados como fenômenos transitórios; ocorrendo entre o início da movimentação dos sedimentos por deslizamentos e escorregamentos e o transporte fluido por correntes de turbidez inteiramente turbulentas.

Alguns autores fazem distinção entre fluxos de correntes de turbidez de alta e baixa densidade. Esta distinção é importante porque os diferentes tipos de correntes de turbidez exercem um controle importante na localização final da deposição de areia dentro de uma bacia marinha profunda (Reading & Richards, 1994). Áreas de proveniência ricas em lama fornecem o tipo de sedimento dominante na bacia (ex., deltas ricos em lama), as correntes de turbidez de alta eficiência e os fluxos coesivos são provavelmente mais comuns e qualquer areia disponível será transportada por distâncias significativas desde a base do talude submarino formando leques ricos em lama. O registro deposicional destes sistemas compreende turbiditos finamente estratificados e clássicos associados com fluxos de detritos coesivos. Produtos deposicionais de sistemas turbidíticos de áreas-fontes misturadas (ex., sistemas fluvial e fluvio-deltaico) mostram características de fluxos de alta e baixa eficiência. A natureza altamente concentrada e instável dos fluxos de alta densidade resulta na redução da eficiência no transporte e na tendência para a deposição de areias próximas da margem da bacia (Emery & Myers, 1996).

Correntes de turbidez geradas a partir de areias bem selecionadas oriundas de células de deriva litorânea ou do retrabalhamento de plataformas antigas e areias de ambiente marinho raso tendem a ser depositadas próximas da base do talude. Neste caso a falta de material fino resulta na redução da densidade do fluido, na flutuabilidade do fluido e na turbulência dos fluxos das correntes de turbidez desta maneira as areias não podem ser transportadas sobre distâncias significativas.

Finalmente, as correntes de fundo (que incluem correntes de contorno, marés e correntes de superfícies geradas pelo vento) podem ser mais um mecanismo de transporte e redistribuição de sedimentos clásticos dentro de bacias marinhas profundas, porém, pouco estudado.

6.2.2. Sismosseqüência D2 (SS-D2)

Esta sismosseqüência abrange os sedimentos depositados no intervalo

do Eoceno compreendendo um período de aproximadamente 18 Ma (Haq *et al.*, 1987). Na Bacia de Camamu-Almada esta sismosseqüência marca o início da fase regressiva correspondente à Seqüência Marinha Regressiva de Chang *et al.* (1992). A Sismosseqüência D2 é composta pelos sedimentos arenosos da Formação Rio Doce.

Na base é limitada pelo Limite de Seqüências D2 marcado pelo padrão progradante com reflexões do tipo *downlap* e pelo truncamento erosional da Sismosseqüência D1 subjacente (Fig. 6.1). No topo, o Limite de Seqüências D3 caracteriza-se pelo truncamento erosional da Sismosseqüência D2 e por *onlap* dos depósitos de talude (Fig. 6.7).

A Sismosseqüência D2 caracteriza-se pelo padrão progradante das sismofácies na região plataforma/talude, ao contrário da SS-D1, onde predominava o padrão montiforme.

Na interface plataforma/talude da Bacia de Camamu-Almada o caráter regressivo do nível relativo do mar que estabeleceu-se a partir do Eoceno é marcado por esta tendência progradacional. Constatou-se que os primeiros sedimentos a registrarem este caráter são folhelhos registrados na base do poço 1 BAS 0019. Estes folhelhos caracterizam-se pelo padrão livre de reflexões (Fig. 4.23).

Nas sismofácies localizadas na plataforma os padrões mais comuns são o paralelo a subparalelo com alta amplitude e continuidade baixa a média (Fig. 6.1) e o *hummocky* (Fig. 6.3). O padrão em lençol é sugerido como geometria externa.

Na borda da plataforma predominam a geometria externa em forma de cunha, ocorrendo ainda *mounds* e o padrão progradante. A borda da plataforma apresenta-se bastante falhada (falhas lítricas, antitéticas e sintéticas) conforme visualizado nas seções sísmicas, obliterando as geometrias interna e externa das sismofácies (Fig. 6.1). Os padrões internos característicos da geometria sigmoidal são o caótico, o *free* e o *hummocky*. Os refletores apresentam amplitude moderada e são descontínuos, em parte, provavelmente, devido aos falhamentos.

Na região do sopé do talude as geometrias externas, quando passíveis de serem identificadas, em algumas seções sísmicas apresentam forma semelhante ao complexo de leques composto (vide detalhe nas Figuras 6.3 e 6.7) os quais parecem “onlapar” o Limite de Seqüências D2.

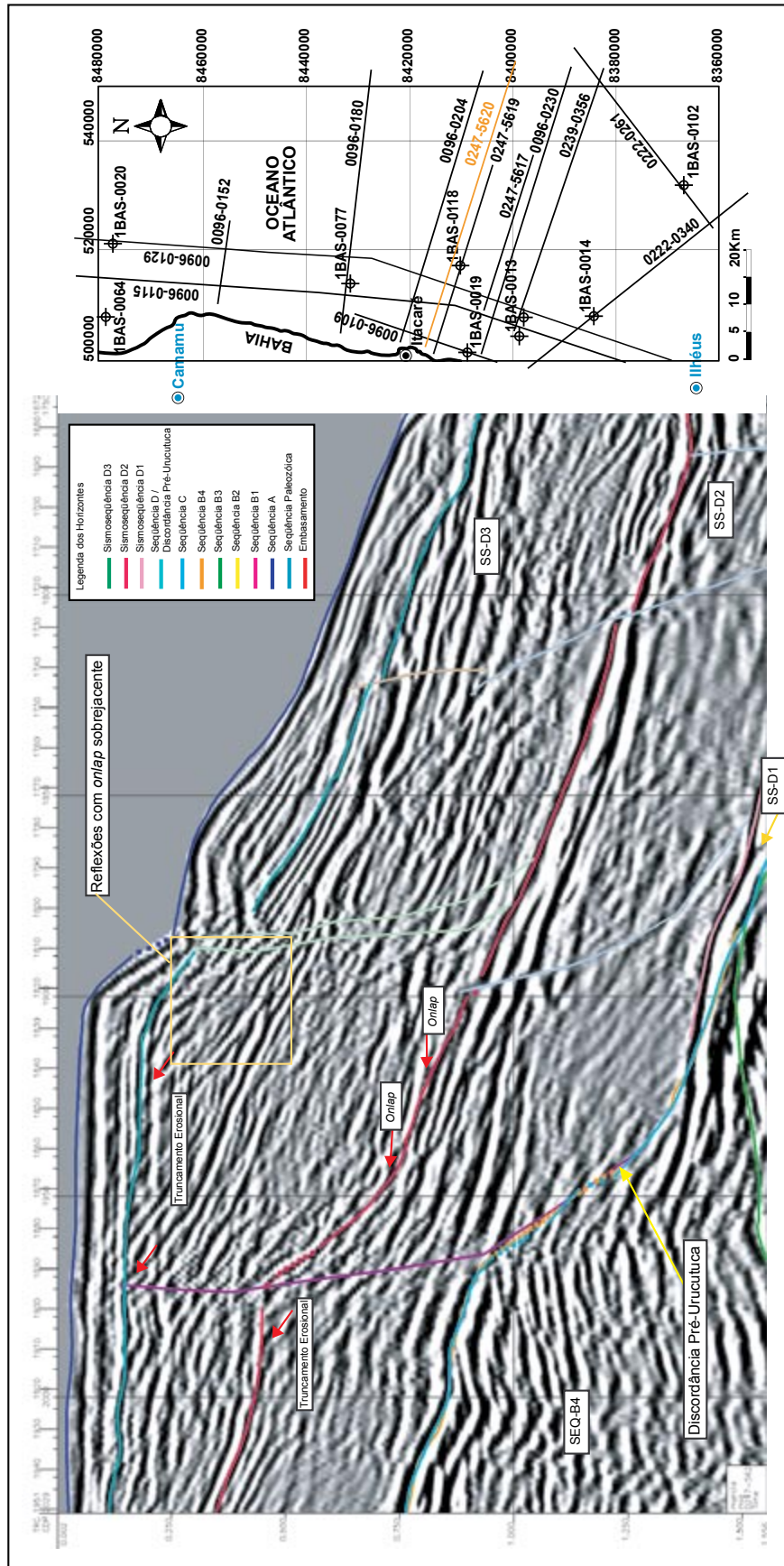


Fig. 6.7 – Detalhe da seção sísmica *dip* onde observa-se o truncamento erosional no topo da Sismossequência D2 e o *onlap* dos sedimentos depositados no sopé do talude identificando o Limite de Sequências D3.

Nas seções *strike*, predominam o padrão de preenchimento caótico, os padrões internos *hummocky*, sem reflexão e contorcido. Os refletores são caracteristicamente descontínuos e com baixa amplitude; quando contínuos, apresentam alta amplitude.

Na região mais distal, a amplitude das sismofácies varia de baixa a alta e é geralmente mais baixa quando os refletores são descontínuos (padrão *hummocky*); em algumas linhas observa-se o mesmo padrão paralelo a subparalelo da sismossequência anterior, uma vez que na região bacinal continuam a depositar-se os folhelhos da Formação Urucutuca cuja geometria externa possivelmente seja de lençol. Os padrões internos mais característicos além do já mencionado são o *free* e o *hummocky*. A amplitude e a continuidade dos refletores variam de moderada a baixa.

6.2.2.1. Interpretação da SS-D2

As altas amplitude e continuidade dos refletores sísmicos na região plataformar caracterizam sedimentos clásticos marinhos depositados por ondas; baixas amplitudes caracterizam sedimentos clásticos marinhos depositados por correntes de turbidez de baixa energia (Sangree & Widmier, 1977). O padrão *hummocky* pode ser interpretado como característico de regiões interdelticas de água rasa (Ribeiro, 2001).

Na borda da plataforma o padrão progradante indica aporte de sedimentos através de processos de baixa energia (correntes de turbidez de baixa energia) até alta energia (escorregamentos, leques e escorregamentos). Possivelmente, em alguns locais tem-se progradações deltaicas (padrão progradante com reflexões internas *hummocky*) (Sangree & Widmier, 1977). Estas progradações deltaicas quando são predominantemente argilosas apresentam padrão livre de reflexões.

Dentro do paleocânion os primeiros sedimentos a registrar o rebaixamento do nível relativo do mar são folhelhos de idade eocênica depositados sobre a Discordância Pré-Urucutuca no poço 1 BAS 0019 localizado dentro do paleocânion (Fig. 4.23), possivelmente tratam-se de folhelhos de prodelta. O prodelta é a área onde o material fino deposita através de suspensão. Mudanças no nível relativo do mar devido à interação entre eustasia e taxas de subsidência influenciam o crescimento e o desenvolvimento do delta (Bhattacharya & Walker, 1992). De acordo com Gontijo (1996), a sedimentação durante o Eoceno Médio era siliclástica-deltaica.

Conforme descrito na Sismossequência D1 os complexos de leques foram

depositados no sopé do talude através de fluxos gravitacionais. O padrão de preenchimento caótico caracteriza processos de correntes de turbidez de alta energia, escorregamentos e *creep* responsáveis pela transporte e deposição desta sismofácies. O padrão interno contorcido é originado pelo dobramento das camadas durante o transporte de massa. A continuidade e a amplitude das reflexões refletem a homogenização sofrida pela carga durante os processos de transporte de massa.

A interpretação das sismofácies bacinais é a mesma da Sismossequência D1, ou seja siltes e argilas depositados tipicamente em águas profundas que foram transportados em direção à bacia, quanto mais plano-paralelas as reflexões sísmicas mais fina será a granulometria. Se na Sismoquência D1, a amplitude e a continuidade altas indicavam deposição de folhelhos intercalados com carbonatos registrados em poço (Fig. 6.6), a variação na amplitude e na continuidade dos refletores (moderada a baixa) nesta sismossequência pode estar indicando a intercalação de sedimentos do tipo silte e argila.

6.2.3. Sismossequência SS-D3

Abrange um intervalo de tempo de aproximadamente 11 Ma (Haq *et al.*, 1987) e registra os sedimentos do Oligoceno. Nesta sismossequência a borda da plataforma configura-se de maneira semelhante à borda da plataforma atual (Fig. 3.7). Na base é limitada pelo Limite de Seqüências D3 (Fig. 6.6) identificado através do truncamento erosional e do *onlap* dos depósitos contra a superfície inclinada. No topo o Limite de Seqüências D4 apresenta caráter bastante erosivo, truncando os refletores da Sismossequência D3 (Fig. 6.6).

Faciologicamente esta sismossequência é composta pelos carbonatos da Formação Caravelas. Mas na área de pesquisa ocorrem intercalações métricas de folhelhos e areias com finas camadas de carbonatos (Fig. 6.8). Nesta sismossequência ocorre o predomínio de feições indicativas de rochas carbonáticas, principalmente, na borda da plataforma (Fig. 6.3).

Na região plataformal esta sismossequência é caracterizada por refletores paralelos, contínuos a ondulados e de amplitude alta (Fig. 6.2). Na borda da plataforma os refletores caracterizam-se pela descontinuidade e pela amplitude moderada a alta e pelo padrão de construções carbonáticas. Algumas feições são indicativas de construções carbonáticas que caracterizam-se pela geometria delineada pelas reflexões com *onlap* sobrejacente (Fig. 6.7) (conforme Bubb & Hatlelid, 1977); o edifício carbonático

caracteriza-se pela ausência de reflexões internas conforme observa-se no detalhe da Figura 6.3. Geometrias montiformes com sismofácies caóticas são bastante comuns no sopé do talude.

Nesta sismosseqüência na região do talude feições indicativas de canais são interpretadas, tais como truncamento erosivo das reflexões, migração lateral, complexo canal-*levee*, onde a amplitude dos *levees* geralmente é mais alta, diferindo das amplitudes circundantes, preenchimento em *onlap* e caótico, esta é uma característica que diferencia este talude do talude das sismosseqüências anteriores, onde tais feições não eram facilmente interpretadas.

Na região bacinal apesar dos folhelhos da Formação Urucutuca continuarem a depositar-se, os refletores estão mais descontínuos e a amplitude alterna-se entre moderada e baixa.

6.2.3.1. Interpretação da SS-D3

A continuidade das reflexões nas fácies sísmicas de plataforma sugere a deposição num ambiente amplo e uniforme e as altas amplitudes são interpretadas como indicativas do intercamamento de sedimentos neríticos marinhos (Sangree & Widmier, 1977). O poço 1 BAS 0014 (Fig. 6.8) localizado na linha sísmica da Figura 6.1 indica que as altas continuidade e amplitude estão relacionadas com o intercamamento de folhelhos e carbonatos no topo da sismosseqüência.

As construções carbonáticas desenvolvem-se em bordas de plataforma e de blocos falhados e elevados, linhas de charneira, ou seja, preferencialmente, em regiões altas, limitadas por águas profundas de um lado e por águas rasas do outro (Bubb & Hatlelid, 1977). No presente caso, tais construções estão situadas na borda da plataforma.

Os *mounds* com sismofácies caóticas estão representando depósitos de fluxos gravitacionais bastante comuns nesta região, porém, relativamente numa extensão lateral e vertical bem menores do que aqueles da Sismosseqüência D1.

O aumento na quantidade de canais na região do talude talvez, esteja condicionado ao rebaixamento do nível do mar, que desloca os sistemas fluviais em direção à bacia, conseqüentemente, alguns canais podem ultrapassar a borda da plataforma e instalar-se nesta região.

6.3. Síntese

De acordo com Gontijo (1996) na Bacia de Cumuruxatiba, durante o Eoceno/Oligoceno Inferior uma tectônica paleogênica favoreceu a implantação de uma espessa plataforma carbonática pelo rejuvenescimento progressivo das porções proximais, através de platôs e ilhas vulcânicas. A redução do aporte siliciclástico para a bacia aconteceu à medida que a fonte ia sendo dissecada. Deste modo, a sedimentação de siliciclástica-deltaica durante o Eoceno Médio, tornou-se siliciclástica-carbonática no Eoceno tardio/Oligoceno inicial e francamente carbonática no Oligoceno Tardio/Mioceno Médio.

Através da análise sismoestratigráfica desenvolvida neste capítulo pode-se deduzir uma sucessão paleoambiental generalizada para à área de pesquisa. A Sismossequência D1 caracterizou-se principalmente por geometrias montiformes depositadas no sopé do talude, indicando que houve aporte sedimentar resultante, possivelmente, da erosão da borda da bacia devido ao soerguimento gerado pelo estresse intraplaca em terceira ordem, durante o Senoniano. Tais sedimentos foram transportados e depositados através de fluxos gravitacionais. Na Bacia do Gabão, durante o mesmo intervalo de tempo, houve um evento de soerguimento da borda da bacia, que gerou depósitos turbidíticos senonianos, os quais contêm 69% das reservas da bacia (Teisserenc & Villerin, 1990). Acredita-se, que de maneira similar, estes depósitos também ocorram na Bacia de Camamu-Almada, conforme observou-se através da interpretação de depósitos de escorregamentos, leques e turbiditos finos distais.

A tendência progressiva de rebaixamento do nível relativo do mar caracterizou-se na Sismossequência D2 pelo padrão progradante dos sedimentos siliciclásticos. Na região do talude, o rebaixamento é refletido nas intercalações arenosas dos poços 1 BAS 0118 e 1 BAS 0102 (Fig. 6.6). Nos poços situados na região plataformal depositaram-se camadas de areia cada vez mais espessas indicando a tendência progradante (Fig. 6.8).

A Sismossequência D3 caracteriza-se pelo intercamamento de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos, sugerindo variações eustáticas de alta frequência, as altas amplitude e continuidade das reflexões na Figura 6.1, indicam que a plataforma carbonática implanta-se na área no final do Oligoceno/início do Mioceno.

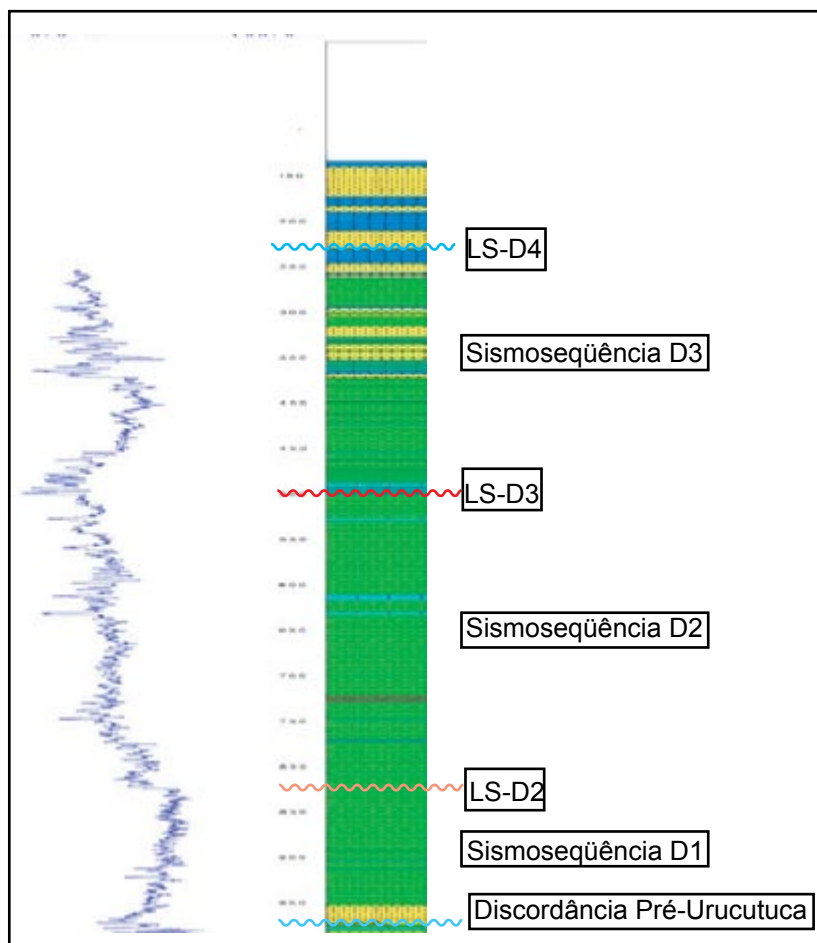


Fig. 6.8 – Perfil litológico do poço 1 BAS 0014 com os limites das sismossequências interpretadas neste trabalho.

6.4. Potencial exploratório

As principais contribuições deste trabalho para a exploração de petróleo na Bacia de Camamu-Almada estão relacionadas com a deposição das sismossequências D1 e D2, principalmente.

Um dos aspectos mais importantes está relacionado com os depósitos montiformes da Sismossequência D1 depositados na região do sopé do talude. A questão é se tais depósitos são formados pela deposição de areias ou de folhelhos ou por uma mistura de ambos os sedimentos para saber se há rochas que sejam potenciais reservatórios.

Como não há poços nesta região ferramentas alternativas e estudos mais detalhados devem ser feitos.

A análise dos poços na região plataformal registra a passagem de sedimentos arenosos, os quais possivelmente tenham se depositado após a quebra da plataforma, de acordo com os modelos disponíveis na bibliografia e descritos no Capítulo 2. Qualquer afirmativa deve levar em consideração que para haver deposição de areia tem que haver disponibilidade deste sedimento na área-fonte, a qual aparentemente havia (o poço 1 BAS 0036 registra 600 m de sedimentos arenosos no talvegue do Paleocânion de Almada). Portanto, a Sismosseqüência D1 caracterizada por depósitos montiformes decorrentes de fluxos gravitacionais, apresenta grande potencial para reservatórios. Soma-se a isto, o fato de que ela está depositada diretamente sobre as seqüências da fase rifte onde ocorreu a geração de óleo (Gonçalves *et al.*, 2001). A migração do óleo poderia se dar através das falhas desenvolvidas durante a fase rifte e que ocorrem até a base da Discordância Pré-Urucutuca (Fig. 4.9) onde estão localizados estes potenciais reservatórios.

A Sismosseqüência D2 também contém depósitos relacionados com fluxos gravitacionais, em menor proporção que os da Sismosseqüência D1 mas não menos importantes, e não deve ser descartada a hipótese de serem considerados potenciais reservatórios, uma vez que, durante a deposição desta sismosseqüência a tendência de rebaixamento do nível relativo do mar era global, ou seja, há registros de turbiditos relacionados com este rebaixamento em várias bacias (*e.g.*, Bacia de Campos). A migração poderia ocorrer através das falhas que desenvolveram-se devido a remobilização do sal e que em alguns casos ocorrem nucleadas acima das falhas da seqüência rifte.

7. Conclusões

As conclusões desta pesquisa, de acordo com os objetivos propostos, envolvem aspectos relativos ao arcabouço estrutural da Bacia de Camamu-Almada, à implantação do Paleocânion de Itacaré (*lato sensu*) e ao seu preenchimento, através das sismosseqüências interpretadas. Tais aspectos só foram possíveis, devido à integração multidisciplinar da geofísica, da estratigrafia e da modelagem estrutural.

As principais contribuições deste estudo na região *offshore* da Bacia de Camamu-Almada englobam tanto os aspectos tectônicos quanto estratigráficos e foram elaboradas com bases num levantamento bibliográfico sobre a bacia, nos dados publicados sobre as bacias da margem leste brasileira, nos dados de poços e nos dados sísmicos disponibilizados pela ANP. Tais contribuições estão citadas abaixo.

Sugeriu-se que esforços intraplaca, gerados pela compressão da placa Sul-Americana através das orogêneses Andinas e Pré-Andinas associadas com a compressão gerada pelo espalhamento da cadeia meso-oceânica, causaram um soerguimento da borda da bacia com conseqüente rebaixamento do nível relativo do mar, gerando a Discordância Pré-Urucutuca, caracterizada como um limite de seqüências de terceira ordem. As reativações tectônicas tardias de falhamentos desenvolvidos durante a fase rifte em conjunto com a subsidência termomecânica e a eustasia foram as responsáveis pela formação de um canal limitado por falhas de transferência e pela Falha de Borda 1, que foi definido como um paleocânion, *lato sensu*. Esta falha de borda gerou um *step* em direção ao canal, o qual favoreceu a captura de sedimentos e o desenvolvimento de fluxos gravitacionais em direção ao assoalho da bacia. O forte caráter erosivo da Discordância Pré-Urucutuca está relacionado com o fato de que ela ocorre sobreposta a um limite de seqüências de segunda ordem (LS-D).

Destaca-se o papel do Paleocânion de Itacaré, *lato sensu*, como uma zona de *bypass* sedimentar que possibilitou, durante os eventos de rebaixamento do nível relativo do mar, que os sedimentos fossem transportados através de fluxos gravitacionais da região plataformal para o talude e assoalho da bacia. A proposição de que o referido paleocânion seja uma zona de *bypass* sedimentar é corroborada pela sobreposição das discordâncias na região plataformal e pela erosão de toda a seqüência carbonática albiana (SEQ-C), colocando a Seqüência D (pós-rifte) em contato com àquelas do rifte.

A Discordância Pré-Urucutuca na base do Paleocânion de Itacaré foi identificada sismicamente através dos truncamentos erosionais das seqüências subjacentes. O padrão de preenchimento em *onlap* de encontro às paredes do paleocânion e a alta amplitude dos refletores no substrato também foram utilizados para identificar a superfície basal.

O preenchimento do Paleocânion de Itacaré foi estudado a partir de um exercício de análise sismoestratigráfica, o qual possibilitou o mapeamento e a caracterização de três sismosseqüências de terceira ordem (D1, D2 e D3) a partir dos padrões de terminações dos refletores, das sismofácies, da geometria externa, da amplitude e da continuidade dos refletores.

A Sismosseqüência D1 é limitada na base e no topo por truncamentos erosionais, sendo os da base mais facilmente identificados (Discordância Pré-Urucutuca). Esta sismosseqüência caracteriza-se pelo predomínio de geometrias externas na forma de *mound*, próximo à interface plataforma/talude, cujos padrões internos das sismofácies são predominantemente *hummocky* e caóticos, subordinadamente, ocorrem padrões livres de reflexão (*free*). Na região bacinal predomina o padrão paralelo/subparalelo com geometria externa em lençol, esta geometria é sugerida com base no padrão das sismofácies internas, na amplitude e na continuidade dos refletores e no ambiente deposicional, uma vez que o intenso falhamento dificulta sua visualização. O padrão paralelo/subparalelo sugere deposição de turbiditos finos distais. A alta amplitude dos refletores deste padrão caracteriza interacamamento em grande escala de folhelhos e rochas carbonáticas.

Nesta região a Discordância Urucutuca passa a ser uma conformidade correlativa. Os padrões *hummocky* e caóticos são característicos de depósitos de fluxos gravitacionais (aqui incluem-se todos os fluxos que necessitam de gradiente para se desenvolverem), caracterizados como depósitos de alta energia. O padrão *free* estaria associado com a deposição de fácies sismicamente homogêneas como folhelhos.

O espessamento da Sismosseqüência D1 na região *offshore* sugere que os sedimentos do Cretáceo Superior foram erodidos da região plataformal e redepositados na forma de escorregamentos e leques no sopé do talude/talude e turbiditos distais na região bacinal. A deposição de tais sedimentos na porção mais proximal (plataforma) ocorreu, porque há registro em poço.

A Sismosseqüência D2 é limitada na base pelo Limite de Seqüências D2, identificado através de truncamento erosional e no topo pelo *onlap* dos depósitos

em oposição ao Limite de Seqüências D3 no sopé do talude. Esta sismosseqüência caracteriza-se basicamente pelo padrão progradante dos refletores na interface plataforma/talude. Na região plataformal ocorre o predomínio de sismofácies de reflexões paralela a subparalelas, amplitudes altas a moderadas características de ambiente marinho raso. Na interface plataforma/talude, o padrão progradante caracteriza depósitos que variam desde baixa energia (correntes de turbidez de baixa energia) até alta energia (escorregamentos, leques e *creep*). É provável, dado o contexto paleoambiental que em alguns locais ocorram progradações deltaicas (padrão progradante com reflexões internas *hummocky*). Estas progradações deltaicas quando são predominantemente argilosas apresentam padrão livre de reflexões.

No sopé do talude foram depositados sistemas de leques através de fluxos gravitacionais do tipo escorregamentos, correntes de turbidez e rastejamento. Na região bacinal a variação na amplitude e na continuidade dos refletores pode estar refletindo a deposição de folhelhos somente, ao contrário da Sismosseqüência D1, onde intercalam-se folhelhos e carbonatos.

A sismosseqüência D3 é limitada na base pelo Limite de Seqüências D3 caracterizado por truncamento erosional e *onlap* dos depósitos na base do talude e pelo truncamento erosional dos refletores da Sismosseqüência D3 pelo Limite de Seqüências D4. Esta sismosseqüência, caracteriza-se pelo crescimento de edifícios carbonáticos na borda da plataforma.

A partir das informações obtidas nesta análise em conjunto com dados registrados na bibliografia, pode-se caracterizar um ambiente marinho profundo para a Sismosseqüência D1, sendo sucedido por um ambiente de plataforma siliciclástica para a Sismosseqüência D2 e por último a Sismosseqüência D3, registrou a implantação de um ambiente marinho raso com plataforma carbonática na Bacia de Camamu-Almada. Na região bacinal, continuaram a depositar-se os folhelhos da Formação Urucutuca num contexto marinho profundo até os dias atuais.

7.1. Recomendações para trabalhos futuros

Sugere-se que sejam aplicadas ferramentas como redes neurais para a identificação de sedimentos turbidíticos na porção distal da Bacia de Camamu-Almada, dentro dos intervalos compreendidos pelas sismosseqüências identificadas neste trabalho. Tais ferramentas devem utilizar os parâmetros sísmicos de amplitude, freqüência, velocidade

intervalar, dentre outros, para identificar, dentro das sismossequências, camadas com razões variadas de areia-folhelho.

Um estudo regional integrando dados de poços das regiões continental e marinha da Bacia de Camamu-Almada em conjunto com dados bioestratigráficos atuais e com a interpretação sísmica dos tratos de sistemas de cada sismossequência, permitiria um melhor entendimento do que ocorreu durante o período compreendido entre o topo do Albiano e o início da deposição da Sequência D.

8. Referências Bibliográficas

- ANP/COPPE/UFRJ, 2003. Projeto *Mapeamento, Sistemas Petrolíferos e Modelagem Quantitativa da Bacia de Camamu-Almada*. Relatório, 7 volumes.
- ANP/COPPE/UFRJ, 2005. Projeto *Mapeamento, Sistemas Petrolíferos e Modelagem Quantitativa das Bacias de Jequitinhonha e Jacuípe*. Relatório.
- ARAÚJO PINHO, I.C. de; BARBOSA, J.S.F.; MAIA LEITE, C.M. 2003. "Petrografia litogeoquímica dos metatonalitos e seus enclaves de granulitos básicos da parte sul do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, Bahia". *Revista Brasileira de Geociências*, 33(2), p. 189-200.
- ASSUMPÇÃO, M.; SUAREZ, G. & VELOSO, J.A. 1985. "Fault plane solutions of intraplate stress earthquakes in Brazil: some constraints the regional stress field". *Tectonophysics*, v. 113, n. 3-4, p. 283-293.
- AZAMBUJA FILHO, N.C.; APPI, C.J.; BENDER, A.A. & PENTEADO, H.L. de B. 2000. "Freshwater outflow as a triggering mechanism for slope failure and turbidites in the Campos Basin, Brazil". *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 84, n. 13 (Supplement), abstract.
- AZEVEDO, R.P. de; BRAGA, J.A.E. & AMORIM, J.L. de. 1994. "Bacia de Camamu: a mais nova fronteira para exploração de petróleo na Bahia". In: *Anais do 5º Congresso Brasileiro de Petróleo e CONEXPO ARPEL*, TT 283, P. 1-12.
- BARBOSA, J.S.F. & SABATÉ, P. 2002. "Geological features and the Paloproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis". In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74, p. 343-359.
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A. 1987. *Glossary of geology*. 3ª Edition, American Geological Institute, Alexandria, Virginia, 788 p.
- BEDREGAL, R.P. 2005. *Modelagem quantitativa flexural e cinemática de bacias sedimentares*. Tese de D.Sc., Programa de Engenharia Civil/COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 168 p.

- BEURLÉN, G. 1982. "Bioestratigrafia e geostória da seção marinha da margem continental brasileira". *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, 25(2), p. 77-83.
- BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. 1985. "Glossary – strike-slip deformation, basin formation and sedimentation". In: Biddle, K.T. & Christie-Blick, N. *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 37, p. 375-386.
- BOUMA, A.H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, Elsevier, 168p.
- BRANDÃO, J.A.S.L. & FEIJÓ, F.J. 1994a. "Bacia da Foz do Amazonas". *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, 8(1), p. 91-99.
- BRITO, A.F. de & KARAM, M.K. 2005. "Gênese e contribuições da tectônica diastrófica e da deformação adiastrófica na migração e acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Jequitinhonha, Sul do Estado da Bahia". In: *Anais do Ninth International Congress of the Brazilian Geophysical Society*.
- BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; CORDANI, U.G. & THOMAZ F^o, A. 1984. "Influence of basement on the evolution of the major sedimentary basins: A case of tectonic heritage". *Journal of Geodynamics*, volume 1, Issues 3-5, p. 495-510.
- BROWN Jr., L.F. & FISHER, L.W. 1977. "Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins". In: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration – Memoir 26*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Chapter 12, p. 213-248.
- BROWN Jr., L.F. & FISHER, L.W. 1980. "Seismic stratigraphic interpretation and petroleum exploration". *American Association Petroleum Geologists Bulletin Cont. Edu. Note Ser.*, n. 16, 125 p.
- BRUHN, C.H.L. & MORAES, M.A.S. 1988. "Geometria e heterogeneidades internas de reservatórios turbidíticos: caracterização pela integração afloramento-superfície". In: *Anais do Congresso Latino-Americano de Hidrocarbonetos (CONEXPO) 2*, Rio de Janeiro, ARPEL, 15 p. (TT-249).
- BRUHN, C.H.L. & MORAES, M.A.S. 1989. "Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada, Bahia: um laboratório de campo para estudo de reservatórios canalizados". *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 3(3), Rio de Janeiro, p. 235-267.

- BRUHN, C.H.L. & WALKER, R.G. 1997. "Internal architecture and sedimentary evolution of coarse-grained, turbidite channel-levee complexes, Early Eocene Regência Canyon, Espírito Santo Basin, Brazil". *Sedimentology*, 44, p. 17-46.
- BUBB, J.N. & HATFIELD, W.G. 1977. "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 10: Seismic recognition of carbonate buildups". In: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration – Memoir 26*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Chapter 10, p. 185-204.
- CAINELLI, C. 1992. *Sequence Stratigraphy, canyons, and gravity mass-flow deposits in the Piaçabuçu Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil*. Ph.D. dissertation, The University of Texas at Austin, U.S.A, p 233.
- CAINELLI, C. 1997a. "Evolução histórica, paradigmas deposicionais e estratigrafia preditiva de turbiditos arenosos". In: *Atas do Simpósio sobre Turbiditos*, Rio de Janeiro, p. 27-34.
- CAINELLI, C. 1997. *Curso de Sismoestratigrafia/Estratigrafia de Seqüências*. Apostila da disciplina de Sismoestratigrafia ministrada para o Curso de Pós Graduação em Geociências, convênio UFRGS/Petrobras, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 273p.
- CAINELLI, C. & MOHRIAK, W.U. 1999. "General evolution of the Eastern Brazilian continental margin". *The Leading Edge*, volume 18, Issue 7, p. 800-805.
- CAIXETA, J.M; BUENO, G.V.; MAGNAVITA, L.P. & FEIJÓ, F.J. 1994. "Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá". *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8, n. 1, p. 163-172.
- CARMINATTI, M. 1987. "Relações entre a evolução estrutural e a ocorrência de campos gigantes de hidrocarbonetos na área nordeste da Bacia de Campos". In: Szatmari, P.; Ribeiro, E.M.; Boa Hora, M.P.P. da & Arso, L.R. (Coords.). *TECTOS – I, 1º Seminário de tônica da Petrobras*. DEPEX/CENPES/Rio de Janeiro, p. 517-530.
- CARTER, R.M. 1988. "The nature and evolution of deep-sea channel systems". *Basin Research*, v. 1, p. 41-54.
- CARVALHO, K.W. 1965. "Geologia da Bacia Sedimentar do Rio Almada". *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, 8(1), p. 5-55.
- CESERO, P. de.; PONTE, F.C. et al. 1997. "Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiro e africano". In: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 11 (1/2), p. 1-18.

- CHANG, H.K. & KOWSMANN, R.O. 1987. "Interpretação genética das seqüências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira". *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 17 (2), p. 74-80.
- CHANG, H.K. & KOWSMANN, R.O. & FIGUEIREDO, A.M.F. 1988. "New concepts on the development of East Brazilian marginal basins". *Episodes*, v. 11, n. 3, p. 194-202.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F. & BENDER, A.A. 1992. "Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview". *Tectonophysics*, v. 213, p. 97-138.
- CHRISTIE-BLICK, N. & DRISCOLL, N.W. 1995. "Sequence stratigraphy". *Annual Review Earth Planet Science*, v. 23, p. 451-478.
- CLOETINGH, S.; MCQUEEN, H. & LAMBECK, K. 1985. "On a tectonic mechanism for regional sealevel variations". *Earth and Planetary Science Letters*, v. 75, p. 157-166.
- CLOETING, S. 1988a. "Intraplate stress: a new element in basin analysis". In: Kleinspehn, K.L. & Paola, C. (Eds.). *New perspective in basin analysis. Frontiers in Sedimentary Geology*. Springer-Verlag, NY, p. 205-230.
- CLOETINGH, S. 1988b. "Intraplate stress: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level?". In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C., G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication N. 42, p. 19-29.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A. & CUNHA, F.M.B. da. 1984. "Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras". In: *Série Ciência-Técnica-Petróleo*, Publicação 15, Cenpes/Petrobras, Rio de Janeiro, 70 p.
- CORRÊA-GOMES, L.C.; OLIVEIRA, E.P. de; BARBOSA, J.F.S. & SILVA, P.C.F. da. 1998. "Tectônica associada à colocação de diques alcalinos félsicos e máficos neoproterozóicos na Zona de Cisalhamento de Itabuna-Itaju do Colônia, Bahia, Brasil". *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4), p. 449-458.
- CUIÑAS FILHO, E.P. 2004. *Emprego de técnicas de sensoriamento remoto e métodos potenciais na caracterização estrutural do embasamento da Bacia de Camamu-Almada, BA*. Dissertação de M.Sc., Programa de Engenharia Civil/COPPE/ Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 91 p.

- CUNHA, F.M.B da. 1987. "Influência das linhas estruturais do Pré-Cambriano no arcabouço das bacias costeiras do leste brasileiro entre os estados de Alagoas e Espírito Santo". In: Szatmari, P.; Ribeiro, E.M.; Boa Hora, M.P.P. da & Arso, L.R. (Coords.). *TECTOS – I, 1º Seminário de Tectônica da Petrobras*, DEPEX/CENPES/Rio de Janeiro, p. 459-487.
- D'ÁVILA, R.S.F. & PAIM, P.S.G. 2003. "Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos". In: Paim, P.S.G., Faccini, U.F. & Neto, R.G. (Eds.). *Geometria, Arquitetura e Heterogeneidades de Corpos Sedimentares - Estudo de Casos*, São Leopoldo, FINEP, p. 93-121.
- DAVISON, I. 1999. "Tectonics and hydrocarbon distribution along the Brazilian South Atlantic Margin". In: Cameron, N.R.; Bate, R.H. & Clure, V.S. (Eds.). *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publications, v. 153, p. 133-151.
- DESTRO, N.; AMORIM, J.L. & WITZKE, R.E. 1994. "Identificação de falhas de transferência na Bacia de Camamu, Bahia". In: *Resumos do XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Camboriú/SC, volume 2, p. 275-276.
- DIAS, J.L.; SCARTON, J.C.; GUARDADO, L.R.; ESTEVES, F.R. & CARMINATTI, M.; 1990. "Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos". In: Raja Gabaglia, G.P.R. & Milani, E.J. (Coords.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, p. 333-360.
- DIAS-BRITO, D. 1982. "Evolução paleoecológica da Bacia de Campos durante a deposição dos calcilutitos, margas e folhelhos da Formação Macaé (Albiano e Cenomaniano ?)". *Boletim Técnico da Petrobras*, 25(2), p. 84-97, Rio de Janeiro, Brasil.
- DINGUS, & GALLOWAY, 1990. "Morphology, paleogeographic setting and origin of the middle Wilcox Yoakum Canyon, Texas coastal plain". *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 74, p. 1055-1076.
- EMERY, K.O., 1980. "Continental margins – classification and petroleum prospects". *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 64, p. 297-315.
- EMERY, D. & MYERS, K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., 297 p.
- ETOPO2/GLOBE (2002). <http://www.ngdc.noaa.gov>.

- FARRE, J.A., MCGREGOR, B.A., RYAN, W.B.F. & ROBB, J.M. 1983. "Breaching the shelfbreak: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution". *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication, n. 33, p. 25-39.
- FIGUEIREDO, A.M.F.; PEREIRA, M.J.; MOHRIAK, W.U.; GAGLIONE, P.C. & TRINDADE, L.A. 1985. "Salt tectonics and oil accumulations in Campos Basin, offshore Brazil". *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 69, n. 2, p. 255, abstract.
- GALLOWAY, E.W., DINGUS, W.F. & PAIGE, R.E. 1991. "Seismic and depositional facies of Paleocene-Eocene Wilcox Group submarine canyon fills, Northwest Gulf Coast, USA". In: P. Weimer & M. Link (Eds.). *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. New York, Springer-Verlag, p. 247-271.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAK, D.K. 1996. *Terrigenous clastic depositional systems*. Heidelberg: Springer-Verlag, 489 p.
- GALLOWAY, W.E. 1998. "Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture, and classification". *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 82, n. 4, p. 569-595.
- GARDNER, W.D. 1989. "Baltimore Canyon as a modern conduit of sediments to the deep sea". *Deep-Sea Res.* 36(3), p. 323-358.
- GOCAD. VERSION 2.1. [S.I.]: *Association Scientifique pour la géologie et ses applications*, 2004. Disponível em: <<http://www.earthdecision.com>>.
- GONÇALVES, F.T.T. 1997. *Caracterização geoquímica e paleoambiental do Cretáceo Inferior da Bacia de Camamu, Bahia*. Dissertação de M.Sc., Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 187 p.
- GONTIJO, R. 1996. *Estratigrafia de seqüências da plataforma carbonática do terciário da Bacia de Cumuruxatiba (Bahia, Brasil) – integração de múltiplas técnicas de análise estratigráfica*. Dissertação de M.Sc., Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, 2 volumes.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1987. "Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic". *Science*, v. 235, p. 1156-1166.

- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1988. "Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level changes". In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.,G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p. 71-108.
- HAQ, B.U. 1991. "Sequence Stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea". In: Macdonald, D.I.M. (Ed.). *Sedimentation, Tectonics and Eustasy Sea-Level Changes at Active Margins*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 12, p. 3- 39.
- HUDEC, M.R. & JACKSON, P.A. 2004. "Regional restoration across the Kwanza Basin, Angola: Salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable passive margin". *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 88, n. 7, p. 971-990.
- JENYON, M.K., 1985. "Basin–edge diapirism and updip salt flow in Zechstein of Southern North Sea". *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V.69, n. 1, p. 53-64.
- KARAM, M.K.; BRITO, A.F. de; KÜCHLE, J.; ANTUNES, P.T. & LANDAU, L. 2004. "A influência das falhas do embasamento no *emplacement* do Paleocânion de Itacaré na Bacia de Camamu-Almada, BA". In: *Anais do XLII Congresso Brasileiro de Geologia*, Simpósio 32, T 8, Araxá/MG, Outubro/2004.
- KOLLA, V. & MACURDA JR., D.B. 1988. "Sea-level changes and timing of turbidity-current events in deep-sea fan systems". In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G. St. C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.). *Sea-Level Changes: An integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 381-392.
- KOUTSOUKOS, E.A.M. & DIAS-BRITO, D. 1987. "Paleobatimetria da margem continental do Brasil durante o Albiano". *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17(2), p. 86-91.
- KÜCHLE, J. 2004. *Análise estratigráfica da seção rift da Bacia de Camamu-Almada, Bahia*. Dissertação de M.Sc., Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, 157 p.
- LARSEN, P-H. 1988. "Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland". *Journal of Structural Geology*, v. 10, n. 1, p. 3-8.

- LEZZAR K.E.; TIERCELIN, J.J.; LE TURDU, C.; COHEN, A.S.; REYNOLDS, D.J.; LE GALL, B. & SCHOLZ, C.A. 2002. "Control of normal fault interaction on the distribution of major Neogene sedimentary depocenters, Lake Tanganyika, East African Rift". *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 86, n. 6, p. 1027-1059.
- LIMA, C.C. de. 1987b. "Estruturação pós-rifte da porção sergipana da Bacia de Sergipe-Alagoas: o papel do basculamento e das descontinuidades do embasamento". In: Szatmari, P.; Ribeiro, E.M.; Boa Hora, M.P.P. da & Arso, L.R. (Coords.). *TECTOS – I, 1º Seminário de Tectônica da Petrobras*, DEPEX/CENPES/Rio de Janeiro, p. 376-402.
- LOUP, B. 1993. "Sea level changes and extensional tectonics in the Lower Jurassic (northern Helvetic realm, western Switzerland)". In: Frostick, L.E. & Steel, R.J. (Eds.). *Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 20. Blackwell Scientific Publications. Oxford, London.
- MATOS, R.M.D. de. 1999. "History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa". In: Cameron, N.R.; Bate, R.H. & Clure, V.S. (Eds.). *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, Special Publications, 153, p.55-73, London.
- McHUGH, C.M.; RYAN, W.B.F. & SCHREIBER, B.C. 1993. "The role of diagenesis in exfoliation of submarine canyons". *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 77, p. 145-172.
- MENDES, M. P. 1998. *Evolução, análise estratigráfica e sistemas deposicionais turbidíticos em paleocânions submarinos: exemplos de Regência (ES) e Almada (BA)*. Dissertação de M.Sc., Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, 229 p.
- MÉRCIO, S.R. 1996. *Análise estrutural da porção emersa da Bacia de Camamu*. Dissertação de M.Sc., Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas, Ouro Preto/Minas Gerais, 100 p.
- MILANI, E.J. 1987. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental*. Tese de D.Sc. V. 1 e 2. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre.

- MILANI, E.J. & DAVISON, I. 1988. "Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil". *Tectonophysics*, v. 154, p. 41-70.
- MILANI, E.J. & THOMAZ F°, A. 2000. "Sedimentary Basin of South America". In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz F°, A. & Campos, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31° International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 389-452.
- MITCHUM JR., R.M.; VAIL, P.R. & THOMPSON III, S. 1977a. "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis". In: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration – Memoir 26*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Part 2, p. 53-62.
- MITCHUM JR., R.M.; VAIL, P.R. & SANGREE, J.B. 1977b. "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences". In: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration – Memoir 26*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Part 6, p. 117-133.
- MIZUSAKI, A.M.P. & THOMAZ FILHO, A. 2004. "O magmatismo pós-Paleozóico no Brasil." In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. Dal Ré & Brito-Neves, B.B. de (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de F.F. Marques de Almeida*, Capítulo XVII, São Paulo, Editora Beca, p 281-292.
- MOLINARI, L. & BORGHI, L. 2004. "Inunditos da Formação Urucutuca na porção terrestre da Bacia de Almada (BA)". In: *Anais do XLII Congresso Brasileiro de Geologia*, Simpósio 28, T 460, Araxá/MG, Outubro/2004.
- MORLEY, C.K.; NELSON, R.A.; PATTON, T.L. & MUNN, S.G. 1990. "Transfer zone in the East African Rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts". *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 74, n. 8, p. 1234-1253.
- MUTTI, E. 1992. *Turbidite Sandstone*. Agip S.P.A.. Milan, Italy, 275 p.
- MUTTI, E. & NORMARK, W.R. 1987. "Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts". In: Legget, J. & Zuffa, G. (Eds.). *Marine Clastic Sedimentology*. London, Graham & Trotman, p. 1-38.
- NETTO, A.S.T. & RAGAGNIN, G.M. 1990. "Compartimentação exploratória da Bacia de Camamu, Bahia." In: *Anais do XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, Natal/RN, p. 171-182.

- NETTO, A.S.T. & SANCHES, C.P. 1991. "Roteiro geológico da Bacia do Rio Almada, Bahia". *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2), p. 186-198.
- NETTO, A.S.T.; FILHO, J.R.W. & FEIJÓ, F.J. 1994. "Bacias de Jacuípe, Camamu e Almada". *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1), p. 173-184, Rio de Janeiro, Brasil.
- NORMARK, W.R.; POSAMENTIER, H. & MUTTI, E., 1993. "Turbidite systems: state of the art and future directions". *Reviews of Geophysics*, v. 31, p. 91-116.
- OJEDA, H.A.O. 1982. "Structural framework, stratigraphy and evolution of Brazilian marginal basins". *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 66 (6), p. 732-749.
- PAYTON, C. E. (Ed.) 1977. *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Special Publication 26, Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 516 p.
- PEACOCK, D.C.P & SANDERSON, D.J. 1994. "Geometry and development of relay ramps in normal fault systems". *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 78 (2), p. 147-165.
- PEREIRA, M.J. 1994. *Seqüências deposicionais de 2ª/3ª ordens (50 a 2,0 Ma) e tectono-estratigrafia no Cretáceo de cinco bacias marginais do Brasil. Comparações com outras áreas do globo e implicações geodinâmicas*. Tese de D.Sc., Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, 2 volumes.
- PICHA, F. 1979. "Ancient submarine canyons of Tethyan continental margins, Czechoslovakia". *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 63, n. 1, p. 67 – 86.
- PLINT, A.G.; EYLES, N.; EYLES, C.H. & WALKER, R.G. 1992. "Control of sea level changes". In: Walker, R.G. & James, N.P. (Eds.). *Facies Models – Response to Sea Level Change*. Canada: Geological Association of Canada, Chapter 2, p. 15-25.
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. 1988. "Eustatic controls on clastic deposition I – Conceptual framework". In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.,G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p. 109-124.

- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. 1988. "Eustatic controls on clastic deposition II – Sequence and systems tract models". In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p.125-154.
- POSAMENTIER, H.W. & ERSKINE, R.D., 1991. "Seismic expression and recognition criteria an ancient submarine fans". In: Weimer, P. & Link, M.H. (Eds.). *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine and Turbidite Systems*. New York, Springer-Verlag, p. 197-222.
- PRATSON, L.F., RYAN, W.B., MOUNTAIN, G.S. & TWICHELL, D.C. 1994. "Submarine canyon initiation by downslope eroding sediment flows: Evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope". *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 395-412.
- PRATT, B.R.; JAMES, N.P. & COWAN, C.A. 1992. "Peritidal carbonates". In: Walker, R.G. & James, N.P. (Eds.). *Facies Models – Response to Sea Level Change*. Canada: Geological Association of Canada, Chapter 12, p. 303-322.
- RADAMBRASIL, 1981. *Folha SD. 24, Salvador*. Ministério das Minas e Energia. Levantamento de Recursos Naturais.
- RANGEL, H.D. 1984. *Geologic evolution of Fazenda Cedro paleosubmarine canyon Espirito Santo Basin, Brazil*. Ph.D. dissertation, The University of Texas at Austin, U.S.A.
- READING, H.G. & RICHARDS, M.T., 1994. "Turbidite systems in deep water basin margin classified by grain size and feeder system". *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 78, p. 792-822.
- READING, H.G. & LEVELL, B.K. 1996. "Controls on the sedimentary rock record". In READING, H.G. (Ed.) *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, 3ª edição, Chapter 2, p. 5-36.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. 2ª edição. Berlin: Springer. 551 p.
- RICHARDS, M.T.; BOWMAN, M. & READING, H. 1998. "Submarine-fan systems I: characterization and stratigraphic prediction". *Marine and Petroleum Geology*, v. 15, p. 689-717.

- RICHARDS, M & BOWMAN, M. 1998. "Submarine fans and related depositional systems II: variability in reservoir architecture and wireline log character". *Marine and Petroleum Geology*, v. 15, p. 821-839.
- RIBEIRO, H.J.P.S. 2001. "Sismoestratigrafia". In: Ribeiro, H.J.P.S. (Ed.). *Estratigrafia de Seqüências: Fundamentos e Aplicações*, São Leopoldo/RS, EDUSINOS. Capítulo 5, p. 73-98.
- RIZZO, J.G. 1987. *Falhas das seqüências rift e pós-rift na Bacia de Campos, Rio de Janeiro, Brasil – Possibilidades de relacionamento*. Dissertação de M.Sc., Universidade Federal de Ouro Preto, Departamento de Geologia, Ouro Preto, 74 p.
- SANFORD, M.W.; KUEHL, S.A. & NITTROUER, C.A. 1990. "Modern sedimentary process in the Wilmington Canyon area, U.S. East Coast". *Marine Geology*, n. 92, p. 205-226.
- SANGREE, J.B. & WIDMIER, J.M. 1977. "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 9: seismic interpretation of clastic depositional facies". In: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy applications to hidrocarbon exploration – Memoir 26*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Part 9, p. 165-184.
- SELLEY, R.C. 1988. *Applied Sedimentology*. Academic Press. 446 p.
- SESSEGOLO, L.A.F. 2001. *Análise estratigráfica do talude Eocênico-Eomiocênico da Bacia Potiguar, Brasil*. Dissertação de M.Sc., Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 169 p.
- SHEPARD, F.P. 1981. "Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence". *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 65, p. 1062-1077.
- SILVA, G. S. 2005. *O sistema rifte da Bacia de Camamu-Almada - analogias com riftes africanos modernos*. Dissertação de M.Sc., Programa de Engenharia Civil/COPPE/ Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 164 p.
- SOUZA-LIMA, W. 2003a. Registro de corais no Albiano da Bacia de Camamu, Bahia, Brasil. In: Souza-Lima, W. & Galm, P.C. (Coords.). *Resumos da Reunião Anual Regional da Sociedade Brasileira de Paleontologia*. Paleo 2002. Aracaju/Sergipe, p.11.

- SOUZA-LIMA, W. 2003b. "Nova Ocorrência de amonóide no Albiano da Bacia de Camamu, Bahia, Brasil". In: Souza-Lima, W. & Galm, P.C. (Coords.). *Resumos da Reunião Anual Regional da Sociedade Brasileira de Paleontologia*. Paleo 2002. Aracaju/Sergipe, p.7.
- TATAGIBA, D.C. 2005. *Predição da qualidade de reservatórios siliciclásticos da Formação Urucutuca (Ks), Bacia de Almada*. Dissertação de M.Sc., Programa de Engenharia Civil/COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 131 p.
- TRUDGILL, B. & CARTWRIGHT, J. 1994. "Relay-ramp forms and normal-fault linkages, Canyonlands National Park, Utah". *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p.1143-1157.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. & THOMPSON, S. 1977. "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap". In: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration-Memoir 26*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, Part 3, p. 63-81.
- VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991. "The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview." In: Einsele, G.; Ricken, W & Seilacher, A. (Eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, Chapter 6, p. 617-659.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J. 1988. "An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions". In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.,G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p. 39-46.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, H.M. & RAHMANIAN, V.D. 1990. *Siliciclastic stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies*. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series, n. 7. 55p.
- VIEIRA, R.A.B. 1998. *Análise estratigráfica e evolução paleogeográfica da seção neoaptiana na porção sul da Plataforma de São Mateus, Bacia do Espírito Santo, Brasil*. Dissertação de M.Sc., Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, 158 p.

- WALKER, R.G. 1992. "Facies, facies models and modern stratigraphic concepts". In: Walker, R.G. & James, N.P. (Eds.). *Facies Models – Response to Sea Level Change*. Canada: Geological Association of Canada, Chapter 1, p. 1-14.
- WALKER, R.G. & PLINT, A.G. 1992. "Wave- and storm-dominated shallow marine systems". In: Walker, R.G. & James, N.P. (Eds.). *Facies Models – Response to Sea Level Change*. Canada: Geological Association of Canada, Chapter 12, p. 219-238.
- WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.St.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (Eds.). 1988. *Sea-level changes: an integrated approach*. American Association of Petroleum Geologists, Special Publication 42, 407 p.
- WITHJACK, M.O. & CALLAWAY, S. 2000. "Active normal faulting beneath a salt layer: An experimental study of deformation patterns in the cover sequence". *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 84, n. 5, p. 627-651.
- ZALÁN, P.V. 1986. "Identificação de falhas transcorrentes em seções sísmicas". *Revista Brasileira de Geociências*, v.16(3), p. 258-265.
- ZALÁN, P.V. 2004. "Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras". In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. Dal Ré & Brito-Neves, B.B. de (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de F.F. Marques de Almeida*, Capítulo XXXIII, São Paulo, Editora Beca, p 595-612.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)