

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA SEÇÃO *RIFT* DA BACIA DE
CAMAMU-ALMADA, BAHIA**

JULIANO KÜCHLE

ORIENTADOR: Prof. Dr. MICHAEL HOLZ

**BANCA EXAMINADORA: Prof. Dr. Luiz José Tomazelli
Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer
Prof. Dr. Sidnei Rostirolla**

**Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito para obtenção do Título
de Mestre em Geociências**

Porto Alegre, janeiro de 2004.

AGRADECIMENTOS

Gostaria primordialmente de agradecer à Universidade Federal do Rio Grande do Sul e a todas as pessoas envolvidas nesta especial instituição que se preocupam em fazer dela uma das melhores universidades brasileiras; em especial à Excelentíssima Reitora prof. Wrana Maria Panizzi, pela sua dedicada gestão e preocupação em manter a universidade pública, gratuita e de qualidade.

Ao Instituto de Geociências (IG) e ao Curso de Pós-Graduação em Geociências (CPGGEO), na pessoa do Excelentíssimo Diretor do CPGGEO, prof. Evandro Fernandes de Lima, e ao Secretário do CPGGEO, sr. Roberto Martins Pereira, pelos auxílios, orientações e soluções ágeis.

A Agência Nacional do Petróleo (ANP) pelo fomento da bolsa de mestrado, participante do convênio UFRGS-ANP Programa de Recursos Humanos N.12 (PRH-12), e em especial aos coordenadores do PRH-12, profs. Luiz Fernando De Ros, Luiz José Tomazelli e Claiton Marlon dos Santos Scherer, pela dedicação, interesse e seriedade na conduta deste excelente convênio. Igualmente, à CAPES e ao CNPq, pelo fomento da pesquisa brasileira, fornecendo bolsas de pós-graduação e seriamente capacitando cientificamente os pesquisadores brasileiros.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Michael Holz, pela oportunidade de trabalho, companheirismo e confiança, o que ao longo destes cinco anos de trabalho me proporcionou um avanço incomensurável cientificamente, e humanamente. Também agradeço ao Grupo de Estratigrafia Aplicada (GEAp), pela ajuda, discussões e a possibilidade de trabalhar em um ambiente muito animado: Alan Bischoff, Naoki Arima, Mateus Marcili, Cristiano Fischer, Paula Dariva e Cristina Bertoni.

Ao prof. Ricardo Perez Bedregal e prof. Félix Gonçalves (COPPE/UFRJ-LAMCE), juntamente com todo o Grupo Interdisciplinar de Modelagem e Análise de Bacias (GIMAB/UFRJ), pelo convite de participação do Projeto Camamu-Almada (convênio UFRJ-ANP), confiança, seriedade e apoio no desenvolvimento do projeto, sem os quais, jamais seria possível desenvolver este mestrado. Em especial, ao prof. Ademílson Brito, pelos ensinamentos cruciais e discussões fundamentais para o desenvolvimento deste estudo.

E, fundamentalmente, agradeço a quem me ensinou a base humana, ética e profissional, e me apoiou nesta árdua empreitada, acreditando em mim, e me dando confiança e me confortando nos momentos mais difíceis: minha mãe Jane, meu irmão Jefferson e minha namorada Renata. Obrigado por tudo e amo vocês.

Também agradeço aos meus colegas Mauricio (cacique do Amazonas), Nel, Butiá e Lu, pela amizade mantida, sinceridade e tudo mais.

Por fim, gostaria de agradecer a todos aqueles de que alguma maneira me ajudaram e apoiaram no desenvolvimento desta dissertação, e a todos os amigos os quais me distanciei para me dedicar exclusivamente, 25 horas por dia, ao meu trabalho, o qual, por gostar tanto, não me dá “trabalho” algum!

Obrigado a todos.

RESUMO

A seção *rift* das bacias brasileiras representa o registro associado à quebra do Gondwana e conseqüente separação entre o Brasil e a África, gerando os mais importantes sistemas petrolíferos do país. Porém, a seção *rift* nas bacias marginais brasileiras não é adequadamente conhecida em termos estratigráficos, e isto se deve claramente a carência de modelos conceituais cientificamente estabilizados acerca da evolução estratigráfica de bacias *rift*. A maioria dos estudos estratigráficos ainda aborda as seções *rift* sob o enfoque puramente litoestratigráfico, raros trabalhos desenvolveram uma análise estratigráfica sob uma óptica genética, utilizando a estratigrafia de seqüências. Isto acontece em parte porque os conceitos da estratigrafia de seqüências clássica são baseados em um controle eustático, em bacias do tipo margem passiva; esta abordagem não funciona se aplicada em bacias *rift*, pois estas possuem uma geometria muito diferente das bacias de margem passiva e, principalmente, bacias *rift* são controladas pela tectônica e possuem uma geometria bem diferente das bacias de margem passiva. Assim, com a integração dos conceitos e teorias evolutivas de bacias *rift* apresentados na literatura, foi desenvolvido um modelo evolutivo conceitual onde um pulso tectônico, relativamente rápido no tempo geológico, gera no sistema geométrico básico de uma bacia *rift*, o sistema de meio-graben, um soerguimento e uma subsidência contemporâneos, resultando assim, em eventos erosivos correlatos a pacotes sedimentares. Em termos de padrões de sedimentação, observou-se também, que existe um atraso na chegada do pulso sedimentar em resposta ao pulso tectônico gerador, fazendo com que os eventos tectonicamente mais ativos do *rift* sejam caracterizados pela deposição de folhelhos, e sucedidos por sedimentos grossos.

A aplicação destes conceitos na Bacia de Camamu-Almada (costa central da Bahia, margem leste brasileira), que possui as fases pré-*rift*, sin-*rift* e pós-*rift* preservadas, possibilitou uma maior compreensão da evolução estratigráfica da fase *rift*. Foram caracterizadas fácies, determinados os sistemas deposicionais, identificados padrões de empilhamento e delimitadas seqüências deposicionais e suas discordâncias limitantes. Assim, foi possível estabelecer modelos evolutivos

sedimentológicos e paleogeográficos, que são fundamentais para a localização espacial (e temporal) dos possíveis folhelhos geradores e dos potenciais arenitos reservatórios. Por fim, pioneiramente, foi aplicado o modelo de Tratos Tectônicos, onde os tratos geométricos são identificados e relacionados a determinadas fases tectônicas da evolução da bacia *rift*, fornecendo assim, na obra completa, importantes avanços e fundamentais informações para o sistema petrolífero e geologia do petróleo da Bacia de Camamu-Almada, os quais também podem ser utilizados como base para avanços tecnológicos e científicos em outras bacias do tipo *rift*.

ABSTRACT

The Brazilian rift phase represents the record of Gondwana's breakup and subsequent partition between Brazil and Africa, generating the most important petroleum systems of the country. However, the stratigraphy of the rift phase of these marginal basins is not adequately known, due to the lack of stratigraphic models for rift basin, specially considering sequence stratigraphic analysis. Most of the studies in rift basins were undertaken under a strictly lithostratigraphic viewpoint, and only few workers developed stratigraphic analysis using sequence stratigraphy. This occurs because the classic sequence stratigraphic model, based upon primarily eustatic sea-level changes in passive margin basins, is not applicable to rift system due to their tectonic control and peculiar basin geometry.

Therefore, the present paper deals with a comprehensive model of rift stratigraphy which has been developed based upon integration of several theories and concepts for rift basin evolution as depicted in the literature.

This model preconizes a geologically instantaneous tectonic pulse resulting in a half-graben system where subsidence and uplift are simultaneous. Therefore half-grabens undergo simultaneous destruction and creation of accommodation space, hence precluding the application of depositional systems tract's stacking pattern as envisioned by the model for passive margin. The bulk of sedimentary response to the tectonic uplift is delayed, so that the most active phase of rifting is characterized by deposition of shales, followed by coarser sediments.

These concepts were applied to the sedimentary section of the Camamu-Almada basin (Bahia state coast, eastern Brazilian continental margin) and resulted in an enhanced comprehension of the stratigraphic evolution of the rift phase, based upon a detailed analysis of sedimentary facies, depositional systems, stacking patterns and depositional sequences with their bounding unconformities.

The study led to evolutionary sedimentological and paleogeographic models which are of fundamental importance for the spatial and temporal location of potential source rocks and reservoirs.

In a precursor manner for Brazilian rift basins, the concept of tectonic systems tract has been applied to the studied section, delimiting tectonic stages of the basin, supplying an important insight to the evolution of the petroleum system of Camamu-Almada basin.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	II
RESUMO	IV
ABSTRACT	VI
SUMÁRIO	VIII
ÍNDICE DE FIGURAS	X
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	5
3. BASE DE DADOS	7
4. METODOLOGIA	10
4.1. ATUALIZAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	10
4.2. MODELOS CONCEITUAIS.....	11
4.2.1. Modelos Evolutivos de Bacias Rift.....	12
4.2.2. Concepções de Estratigrafia de Sequências em Bacias Rift	20
4.2.3. Síntese	41
4.3. SISMOESTRATIGRAFIA	46
5. GEOLOGIA REGIONAL	48
5.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	48
5.2. GEOLOGIA REGIONAL DA ÁREA DE ESTUDO	50
5.3. PRINCIPAIS TRABALHOS	55
5.4. COMPARTIMENTAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA	59
5.4.1. Embasamento.....	59
5.4.2. Fm. Aflijidos.....	59
5.4.3. Gr. Brotas	60
5.4.3.1. Fm. Aliança.....	60
5.4.3.2. Fm. Sergi.....	61
5.4.3.3. Fm. Itaipe.....	61
5.4.4. Gr. Almada.....	61
5.4.4.1. Fm. Morro Do Barro	62
5.4.4.2. Fm. Rio De Contas.....	62
5.4.5. Gr. Camamu.....	62
5.4.5.1. Fm. Taipus-Mirim	63
5.4.5.2. Fm. Algodões	64
5.4.6. Gr. Espírito Santo.....	64
5.4.6.1. Fm. Urucutuca	64
5.4.6.2. Fm. Caravelas.....	65
5.4.6.3. Fm. Rio Doce	65
5.4.6.4. Fm. Barreiras.....	65
6. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA	66
6.1. ANÁLISE FACIOLÓGICA	66
6.1.1. Conglomerados.....	68
6.1.2. Arenitos.....	68

6.1.3. Folhelhos	69
6.1.4. Carbonatos.....	70
6.1.5. Evaporitos.....	70
6.2. SISTEMAS DEPOSICIONAIS	71
6.2.1. Sistema Depositional Fluvial	73
6.2.2. Sistema Depositional de Margem Lacustre.....	73
6.2.3. Sistema Depositional Lacustre Profundo.....	75
6.2.4. Sistema Depositional de Leques.....	76
6.3. PADRÕES DE EMPILHAMENTO.....	77
6.4. ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO	79
6.4.1. Reconhecimento e Significado de Discordâncias	79
6.4.2. Seqüências Depositionais.....	83
6.4.2.1. Seqüência Paleozóica (SEQ-Plz).....	83
6.4.2.2. Seqüência A (SEQ-A).....	85
6.4.2.3. Seqüência B (SEQ-B).....	87
6.4.2.3.1. Seqüência B1 (SEQ-B1)	88
6.4.2.3.2. Seqüência B2 (SEQ-B2).....	93
6.4.2.3.3. Seqüência B3 (SEQ-B3).....	96
6.4.2.3.4. Seqüência B4 (SEQ-B4).....	102
6.4.2.4. Seqüência C (SEQ-C).....	113
6.4.2.5. Seqüência D (SEQ-D).....	116
6.5. MODELO EVOLUTIVO	120
6.6. ESTABELECIMENTO DE TRATOS TECTÔNICOS E ANÁLISE DE TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO.....	133
6.7. DISCUSSÕES ADICIONAIS.....	138
6.7.1. O Estabelecimento De Andares Cronoestratigráficos Locais.....	138
6.7.2. Variações Eustáticas do Nível do Mar durante a Fase Rift.....	143
7. CONCLUSÕES	146
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	152

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1: LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	3
FIGURA 2: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA BASE DE DADOS DISPONÍVEL PELA ANP E DADOS ADICIONAIS UTILIZADOS NESTE ESTUDO.	8
FIGURA 3: MODELOS DE FORMAÇÃO DE BACIAS <i>RIFT</i> . (A) MODELO DE CISALHAMENTO PURO (MCKENZIE, 1978). (B) MODELO DE CISALHAMENTO SIMPLES (WERNICKE & BURCHFIEL, 1982). EXTRAÍDO DE BOSENCE (1998).....	14
FIGURA 4: COMPARTIMENTAÇÃO DO MEIO-GRABEN - O <i>FOOTWALL</i> É A ZONA A QUAL SOFRE UMA RELATIVA SUBIDA DEVIDO A FALHA-MESTRA, E O <i>HANGINGWALL</i> É A ZONA QUE SOFRE UMA RELATIVA DESCIDA. ADAPTADO DE BOSENCE (1998).....	15
FIGURA 5: MODELO IDEALIZADO DO SISTEMA DE MEIO-GRABEN COM SEUS PRINCIPAIS ELEMENTOS E ZONAS.....	15
FIGURA 6: SIMULAÇÃO DE EXTENSÃO EM CAIXA DE AREIA, COM 10,6 CM. DE EXTENSÃO, (B) FOTOGRAFIA EM PLANTA, (C) MAPA ESTRUTURAL EM PLANTA E (D) SEÇÕES CRUZADAS APRESENTANDO A ESTRUTURAÇÃO DOS FALHAMENTOS GERADOS PELA EXTENSÃO. EXTRAÍDO DE MCCRAY <i>ET AL.</i> (2002).....	17
FIGURA 7: SEÇÕES ESQUEMÁTICAS DE MARGENS DE BACIAS <i>RIFT</i> , ILUSTRANDO O EFEITO EXTREMO DO CLIMA SOB O ESTILO DE SEDIMENTAÇÃO NO <i>RIFT</i> . EXTRAÍDO DE BOSENCE (1998).....	19
FIGURA 8: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS PRINCIPAIS SEÇÕES SÍSMICAS UTILIZADAS NA ANÁLISE ESTRUTURAL DO LAGO TANGANYIKA POR ROSENDAHL <i>ET AL.</i> (1986).....	22
FIGURA 9: MAPA TECTÔNICO SIMPLIFICADO DO LAGO TANGANYIKA, APRESENTANDO OS PRINCIPAIS ELEMENTOS ESTRUTURAIS CONDICIONADORES DE SISTEMAS DE MEIO-GRABEN. EXTRAÍDO DE ROSENDAHL <i>ET AL.</i> (1986).....	23
FIGURA 10: PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DA UNIDADE FUNDAMENTAL: O MEIO-GRABEN. É IMPORTANTE NOTAR QUE A FORMA ARQUEADA DA FALHA-MESTRA NECESSARIAMENTE IMPLICA EM FALHAMENTOS LÍSTRICOS EM SEÇÕES CRUZADAS. EXTRAÍDO DE ROSENDAHL <i>ET AL.</i> (1986).....	24
FIGURA 11: BLOCO DIAGRAMA APRESENTANDO INVERSÕES DE FALHA-MESTRA DE MEIO-GRABENS, GERANDO INTER-CONEXÕES DE FALHAS MESTRAS E ALTOS ESTRUTURAIS INTERBACINAIS. EXTRAÍDO DE ROSENDAHL <i>ET AL.</i> (1986).....	24
FIGURA 12: VARIAÇÕES MORFOLÓGICAS DO SISTEMA DE FALHAMENTOS INTERNOS DO MEIO-GRABEN, PODENDO ESTE OCORRER UM UMA SIMPLES FALHA-MESTRA, OU UM SISTEMA DE FALHAS DISTRIBUTÁRIAS. TAMBÉM, O SISTEMA DE FALHAMENTOS INTERNO PODE SER SINTÉTICO, OU ANTITÉTICO. EXTRAÍDO DE ROSENDAHL <i>ET AL.</i> (1986).....	25
FIGURA 13: VARIAÇÕES MORFOLÓGICAS DA BACIA GERADAS PELO DESENVOLVIMENTO DE SISTEMAS DE MEIO-GRABEN INVERSOS E CONECTADOS, GERANDO ASSIM, ALTOS ESTRUTURAIS INTERNOS À BACIA. EXTRAÍDO DE ROSENDAHL <i>ET AL.</i> (1986).....	26
FIGURA 14: OUTRAS POSSÍVEIS MORFOLOGIAS GERADAS POR DISPOSIÇÕES INVERSAS DE MEIO-GRABENS, GERANDO SISTEMAS DE HORST-GRABEN, ALTOS ESTRUTURAIS E INVERSÕES NA DIREÇÃO DE FALHAMENTOS NO INTERIOR DA BACIA. EXTRAÍDO DE ROSENDAHL <i>ET AL.</i> (1986).....	26
FIGURA 15: CLASSIFICAÇÃO ESQUEMÁTICA DE SEQÜÊNCIAS PRÉ-, SIN- E PÓS- <i>RIFT</i> , BASEADA EM PADRÕES DE REFLETORES E RELAÇÕES COM FALHAMENTOS. EXTRAÍDO DE CARTWRIGHT (1991).....	27
FIGURA 16: CLASSIFICAÇÃO DE SEQÜÊNCIAS PRÉ-, SIN- E PÓS- <i>RIFT</i> BASEADA NOS PADRÕES ESTRATAIS, CONFORME BOSENCE (1998).....	28
FIGURA 17: A CLASSIFICAÇÃO ESTRATAL DAS SEQÜÊNCIAS <i>RIFT</i> APRESENTADA ANTERIORMENTE PODE VARIAR OU ATÉ UMA SEQUENCIA SER INEXISTENTE, DEPENDENDO DO MODELO DE FORMAÇÃO DE <i>RIFT</i> ASSUMIDO, E DO POSICIONAMENTO GEOGRÁFICO DA ÁREA EM ANÁLISE. EXTRAÍDO DE BOSENCE (1998).....	29
FIGURA 18: MODELO BÁSICO DE EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA EM UMA SUB-BACIA FORMADA POR MEIO-GRABENS: NA SEQÜÊNCIA 1 HÁ, DE MODO SÍNCRONO, ONLAP, AGRADAÇÃO E DOWNLAP NA ÁREA DO <i>HANGINGWALL</i> , E EROSIÃO/FORMAÇÃO DE LIMITE DE SEQÜÊNCIAS NA ÁREA DO <i>FOOTWALL</i> , DEVIDO A SUBSIDÊNCIA DIFERENCIAL CAUSADA PELA FALHA ROTACIONAL DO BLOCO. A SEQÜÊNCIA 2 EXIBE	

INICIALMENTE UM <i>ONLAP</i> DO <i>HANGINGWALL</i> PARA O <i>FOOTWALL</i> , SEGUIDO DE AGRADAÇÃO E DE GERAÇÃO DE CARBONATOS. O LIMITE DE SEQÜÊNCIAS 3 SE ORIGINA EM RESPOSTA A ROTAÇÃO DE BLOCOS COM SOERGUMENTO NO <i>FOOTWALL</i> EM SINCRONIA COM SUBSIDÊNCIA NO <i>HANGINGWALL</i> . (EXTRAÍDO DE BOSENCE, 1998).	30
FIGURA 19: SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA (A) NO SUL DO GOLFO DE SUEZ E (B) NO SUL DO MAR VERMELHO, ILUSTRANDO A MORFOLOGIA DA BACIA E AS PRINCIPAIS DISCORDÂNCIAS E INTERVALOS ESTRATIGRÁFICOS (SEM ESCALA). EXTRAÍDO DE BOSENCE (1998).	31
FIGURA 20: <i>RIFT INITIATION SYSTEMS TRACT</i> . A SEDIMENTAÇÃO (FLUVIAL/GRAVITACIONAL) ACOMPANHA A SUBSIDÊNCIA E A SEDIMENTAÇÃO É DOMINANTEMENTE AXIAL (MODIFICADO DE PROSSER, 1993). ...	33
FIGURA 21: <i>RIFT CLÍMAX SYSTEMS TRACT</i> É TRATO DE SISTEMAS TECTÔNICO MAIS IMPORTANTE DA HISTÓRIA DE DESENVOLVIMENTO DO <i>RIFT</i> . EM (A) ILUSTRA-SE UM BLOCO-DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DOS SISTEMAS DEPOSICIONAIS ATUANTES, E EM (B) É MOSTRADA A RESPOSTA SISMOESTRATIGRÁFICA ESPERADA. MODIFICADO DE PROSSER (1993).	34
FIGURA 22: RELAÇÃO DAS TRÊS FASES DE DESENVOLVIMENTO DO <i>RIFT</i> (DO TOPO PARA A BASE): O <i>RIFT CLÍMAX INITIAL</i> , COM OFFLAP E <i>ONLAP</i> NO <i>HANGINGWALL</i> , MAS AINDA SEM FORTES RETROGRADAÇÕES; O <i>MID RIFT CLÍMAX</i> , MARCADO POR FORTES RETROGRADAÇÕES; E O <i>LATE RIFT CLÍMAX</i> , ONDE O ESPAÇO É PREENCHIDO NA FORMA DE UM DRAPE SEDIMENTAR POR SOBRE TODA A ÁREA (EXTRAÍDO DE PROSSER, 1993).	35
FIGURA 23: <i>POST-RIFT SYSTEMS TRACT</i> . O ESPAÇO GERADO É MÍNIMO SE COMPARADO COM O ESPAÇO DA FASE ATIVA DO RIFTEAMENTO. A SEDIMENTAÇÃO ULTRAPASSA A SUBSIDÊNCIA E PREENCHE A BACIA COM SUCESSÕES CADA VEZ MAIS ARENOSAS (MODIF. DE PROSSER, 1993).	36
FIGURA 24: SEÇÃO SÍSMICA IDEALIZADA APRESENTANDO OS RESPECTIVOS TRATOS TECTÔNICOS E SUAS EXPRESSÕES SÍSMICAS. EXTRAÍDO DE PROSSER (1993).	37
FIGURA 25: SUCESSÃO ESTRATIGRÁFICA VERTICAL IDEALIZADA, APRESENTANDO OS PADRÕES DE EMPILHAMENTO E SISTEMAS DEPOSICIONAIS PARA OS RESPECTIVOS TRATOS TECTÔNICOS FORMADORES DA FASE <i>RIFT</i> DE UMA BACIA. EXTRAÍDO DE PROSSER (1993).	38
FIGURA 26: SEÇÃO ESQUEMÁTICA DE UM GRABEN, APRESENTANDO OS EIXOS DE ROTAÇÃO DE BLOCOS, QUE OCORREM EM DIVERSAS ESCALAS DENTRO DA BACIA. (A): GERAÇÃO DO ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO POR DOMINANTEMENTE ROTAÇÃO DE BLOCOS; (B) DEPOSIÇÃO DE DUAS SEQÜÊNCIAS <i>SIN-RIFT</i> (SEÇÃO PRETA E BRANCA). EXTRAÍDO DE NOTTVEDT <i>ET AL.</i> (1995).	39
FIGURA 27: SEÇÕES ESTRATIGRÁFICAS IDEALIZADAS APRESENTANDO A ARQUITETURA DEPOSICIONAL <i>SIN-RIFT</i> EM RELAÇÃO APORTE/ESPAÇO (A) BALANCEADO ($A \sim B$), (B) SUBPREENCHIDO ($A < E$) E (C) SUPERPREENCHIDO ($A > E$). OUTRO FATO A SER OBSERVADO É O INÍCIO DA FASE <i>RIFT</i> , QUE É REPRESENTADA NA FORMA DE UM PULSO SEDIMENTAR, EXPLICADO DEVIDO A LENTA ROTAÇÃO INICIAL DO BLOCO, NA QUAL É POSSÍVEL PREENCHER O ESPAÇO INICIALMENTE CRIADO COM OS ARENITOS. EXTRAÍDO DE NOTTVEDT <i>ET AL.</i> (1995).	40
FIGURA 28: MODELO ESQUEMÁTICO DE EVOLUÇÃO DE UM MEIO-GRABEN, COM SOERGUMENTO DOS <i>FOOTWALLS</i> (E GERAÇÃO DE DISCORDÂNCIA) E CRIAÇÃO DE ESPAÇO NO <i>HANGINGWALL</i> (E CONSEQÜENTE DEPOSIÇÃO). SEGUE NA FIGURA 29.	42
FIGURA 29: (CONTINUAÇÃO DA FIGURA 28): MODELO ESQUEMÁTICO DE EVOLUÇÃO DE UM MEIO-GRABEN, COM SOERGUMENTO DOS <i>FOOTWALLS</i> (E GERAÇÃO DE DISCORDÂNCIA) E CRIAÇÃO DE ESPAÇO NO <i>HANGINGWALL</i> (E CONSEQÜENTE DEPOSIÇÃO). SEGUE O MODELO NA FIGURA 30.	43
FIGURA 30: (CONTINUAÇÃO DA FIGURA 29). NO FINAL DO EVENTO TECTÔNICO, O PACOTE SEDIMENTAR GERADO É CRONOESTRATIGRAFICAMENTE CORRELACIONADO COM UMA SUPERFÍCIE (A DISCORDÂNCIA).	44
FIGURA 31: EM BACIAS <i>RIFT</i> , DEVIDO A INTENSA EROSIÃO NA PARTE ALTA DO SISTEMA DE MEIO-GRABEN, UMA SUPERFÍCIE EROSIVA PODE SER CORRELACIONADA DISTALMENTE A UMA ESPESSA SEÇÃO DE FOLHELHOS, CONTRIBUINDO PARA O CARÁTER ASSIMÉTRICO DE ESPESURAS DE SEQÜÊNCIAS.	44
FIGURA 32: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS BACIAS DE CAMAMU E ALMADA E BACIAS ADJACENTES NA COSTA DO ESTADO DA BAHIA, COM OS RESPECTIVOS ALTOS ESTRUTURAIS LÍMITROFES (MODIFICADO DE MELLO <i>ET AL.</i> , 1995).	49
FIGURA 33: PERFIL ESTRUTURAL DO SISTEMA <i>RIFT</i> E SEDIMENTAÇÃO PÓS- <i>RIFT</i> DO ALBIANO MÉDIO DA BACIA DE SANTOS (EXTRAÍDO DE MACEDO, 1991).	51
FIGURA 34: RECONSTRUÇÕES PALEOGEGRÁFICAS PARA OS ANDARES DOM JOÃO, RIO DA SERRA E ARATU, BURACICA E JIQUIÁ, ALAGOAS E PARA O ALBIANO. EXTRAÍDO DE CHANG <i>ET AL.</i> (1991).	53

FIGURA 35: MAPA ESQUEMÁTICO APRESENTANDO A JUNÇÃO TRÍPLICE DE SALVADOR, QUE GEROU O SISTEMA DE BACIAS <i>RIFT</i> DE CAMAMU-ALMADA, JACUÍPE, RECÔNCAVO, TUCANO, JATOBÁ, SERGIPE-ALAGOAS E SEUS CORRELATOS AFRICANOS. MODIFICADO DE DIAS (1991).....	54
FIGURA 36: ELEMENTOS PRINCIPAIS NO DESENVOLVIMENTO DAS MEGASSEQUÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS DAS BACIAS MARGINAIS BRASILEIRAS (EXTRAÍDO DE CHANG <i>ET AL.</i> , 1991), APRESENTANDO AS LITOLOGIAS DOMINANTES, OS MECANISMOS CAUSADORES E OS PRINCIPAIS FATORES DE CONTROLE DA SEDIMENTAÇÃO.	55
FIGURA 37: COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE CAMAMU PROPOSTA POR NETTO (1977).....	56
FIGURA 38: COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE CAMAMU PROPOSTA POR NETTO & RAGAGNIN (1990).	56
FIGURA 39: CARTA CRONOESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE CAMAMU PROPOSTA POR NETTO <i>ET AL.</i> (1994 - MODIFICADA).....	57
FIGURA 40: CARTA CRONOESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE ALMADA PROPOSTA POR NETTO <i>ET AL.</i> (1994 - MODIFICADA).....	58
FIGURA 41: EXEMPLO CLÁSSICO DE UMA FÁCIES SEDIMENTAR: ARENITO FINO, COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA HUMMOCKY. FORMAÇÃO RIO BONITO, EOPERMIANO DA BACIA DO PARANÁ. REGIÃO DE SÃO GABRIEL, RIO GRANDE DO SUL, BRASIL.....	67
FIGURA 42: EXEMPLO DE IDENTIFICAÇÃO DE UMA FÁCIES SEDIMENTAR NO PRESENTE ESTUDO: ARENITO, CONFORME DESCRIÇÃO DE AMOSTRAS DE CALHA E MONTAGEM DE PERFIL COMPOSTO. A FÁCIES SEDIMENTAR POSSUI CERCA DE 50 METROS NESTE CASO.	67
FIGURA 43: EXEMPLOS DA FÁCIES CONGLOMERADO: (A) COMO CORPO MACIÇO E CONTÍNUO; E (B), COMO INTERCALAÇÕES COM OUTRAS FACIOLOGIAS.....	68
FIGURA 44: EXEMPLOS DA FÁCIES ARENITO: (A) COMO CORPO MACIÇO E CONTÍNUO; E (B), COMO INTERCALAÇÕES COM OUTRAS FACIOLOGIAS.....	69
FIGURA 45: EXEMPLOS DA FÁCIES FOLHELHO: (A) COMO CORPO MACIÇO E CONTÍNUO; E (B), COMO INTERCALAÇÕES COM OUTRAS FACIOLOGIAS.....	69
FIGURA 46: EXEMPLOS DA FÁCIES CARBONATO (DE BAIXO PARA CIMA): DOLOMITAS, CALCARENITOS E CALCILUTITOS.	70
FIGURA 47: EXEMPLO DE FÁCIES EVAPORITO: NO CASO ESPECÍFICO, UMA ANIDRITA, SOBREPOSTA A UM PACOTE DE FOLHELHO (NOTAR INFLEXÃO PARA ESQUERDA DA CURVA DE RAIOS-GAMA).....	71
FIGURA 48: SISTEMAS DEPOSICIONAIS RECONHECIDOS NO PRESENTE ESTUDO, COM SUAS RESPECTIVAS FÁCIES.	72
FIGURA 49: EXEMPLO DE SUCESSÃO DE FÁCIES DO SISTEMA FLUVIAL, COM OS CONGLOMERADOS E ARENITOS REPRESENTANDO DEPÓSITOS DE CANAIS, E OS FOLHELHOS REPRESENTANDO DEPÓSITOS DE PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO.....	73
FIGURA 50: EXEMPLO DE SUCESSÃO DE FÁCIES DO SISTEMA DE MARGEM LACUSTRE, COM INTERCALAÇÕES DE ARENITOS E FOLHELHOS.	75
FIGURA 51: EXEMPLO DO SISTEMA LACUSTRE PROFUNDO: DEVIDO À GRANDE DISTÂNCIA DA ÁREA FONTE, SOMENTE PROCESSOS DE DECANTAÇÃO DE ARGILA OCORREM, GERANDO SUCESSÕES CONTÍNUAS DE FOLHELHOS.....	76
FIGURA 52: EXEMPLO DO SISTEMA DE LEQUES: PACOTES CONGLOMERÁTICOS ESPessos ASSOCIADOS A BORDAS DE FALHAS.	77
FIGURA 53: PADRÕES DE EMPILHAMENTO POSSÍVEIS. A RETROGRADAÇÃO OCORRE QUANDO A TAXA DE CRIAÇÃO DE ESPAÇO É MAIOR DO QUE A TAXA DE APORTE SEDIMENTAR; A AGRADAÇÃO OCORRE QUANDO AS TAXAS DE CRIAÇÃO DE ESPAÇO E DE APORTE SE EQUIVALEM; JÁ A PROGRADAÇÃO OCORRE QUANTO AS TAXAS DE APORTE SEDIMENTAR SÃO MAIORES QUE AS TAXAS DE CRIAÇÃO DE ESPAÇO. A PROGRADAÇÃO DO TIPO <i>BYPASS</i> (ÚLTIMO QUADRO) OCORRE QUANDO A TAXA DE CRIAÇÃO DE ESPAÇO É EXTREMAMENTE MENOR QUE A TAXA DE APORTE, FAZENDO COM QUE OCORRAM ZONAS DE PASSAGEM DIRETA DE SEDIMENTOS, SEM DEPOSIÇÃO. MODIFICADO DE EMERY & MYERS (1996).	78
FIGURA 54: CARTA CRONOESTRATIGRÁFICA COM AS SETE DISCORDÂNCIAS RECONHECIDAS (LINHAS VERMELHAS). MODIFICADO DE NETTO <i>ET AL.</i> (1994).....	80
FIGURA 55: ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO PROPOSTO, APRESENTANDO AS SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS RECONHECIDAS NO PRESENTE ESTUDO E SEUS EQUIVALENTES LITOESTRATIGRÁFICOS.....	82
FIGURA 56: SEÇÃO SÍSMICA DIP, MOSTRANDO A TABULARIDADE REGULAR DA ESPESSURA DA SEQ-PLZ. ...	84
FIGURA 57: SEÇÃO-TIPO DA SEQ-PLZ.....	85
FIGURA 58: SEÇÃO-TIPO DA SEQ-A.....	86

FIGURA 59: POÇO APRESENTANDO UMA ESPESSURA SUPERIOR A 2000 METROS DE ARENITOS RELACIONADOS A FASE PROGRADANTE DA SEQ-B1.....	90
FIGURA 60: POÇO MOSTRANDO INTERCALAÇÕES DE FOLHELHOS E ARENITOS ASSOCIADOS À FASE PROGRADANTE DA SEQ-B1, EM PORÇÕES DISTAIS.	90
FIGURA 61: PERFIL ESTRATIGRÁFICO DO POÇO 1BAS-0005.....	91
FIGURA 62: SEÇÃO-TIPO DA SEQ-B1.....	92
FIGURA 63: PERFIL ESTRATIGRÁFICO DO POÇO 1BAS-0077.....	94
FIGURA 64: POÇO 1BAS-0036 MOSTRANDO OS DOIS MEMBROS (MUTÁ E ILHÉUS) COMPONENTES DA FM. RIO DE CONTAS.	95
FIGURA 65: SEÇÃO-TIPO DA SEQ-B2.....	96
FIGURA 66: SEÇÃO SÍSMICA DIP, ONDE PODE SER OBSERVADA A DISCORDÂNCIA LS-B3.....	98
FIGURA 67: SEÇÃO SÍSMICA STRIKE, ONDE, AO CONTRÁRIO DA SEÇÃO ANTERIOR, NÃO É POSSÍVEL RECONHECER A DISCORDÂNCIA LS-B3.....	98
FIGURA 68: EXEMPLO DE OCORRÊNCIA DA SUPERFÍCIE DE INUNDAÇÃO MÁXIMA DA SEQÜÊNCIA B (SIM-B).....	100
FIGURA 69: SEÇÃO SÍSMICA DIP, ONDE PODE SER OBSERVADO O ESTILO TECTÔNICO DOS FALHAMENTOS QUE AFETAM A SEQ-B3, CARACTERIZADO POR FALHAS LÍSTRICAS E DE <i>ROLLOVER</i>	101
FIGURA 70: SEÇÃO-TIPO DA SEQ-B3.....	101
FIGURA 71: PACOTE MACIÇO E CONTÍNUO DE ESPESSURA SUPERIOR A 250 METROS DE EVAPORITO DA SEQ-B4.....	103
FIGURA 72: OCORRÊNCIA DE TRÊS CAMADAS DISTINTAS DE EVAPORITOS DA SEQ-B4, INTERCALADAS COM SUCESSÕES SILICICLÁSTICAS.....	103
FIGURA 73: SEÇÃO SÍSMICA DIP, NA QUAL PODE-SE OBSERVAR ATIVIDADE TECTÔNICA HALINA NA SEQ-B4.	104
FIGURA 74: OCORRÊNCIA DE FOLHELHOS ACIMA DAS CAMADAS DE SAL, NO TOPO DA SEQ-B4.	105
FIGURA 75: SEÇÃO SÍSMICA DIP, MOSTRANDO A REGULARIDADE TABULAR DE ESPESSURA DA SEQ-B4 NA REGIÃO PLATAFORMAL.	107
FIGURA 76: SEÇÃO SÍSMICA DIP, MOSTRANDO A VARIABILIDADE LATERAL DE ESPESSURAS, A ATIVIDADE TECTÔNICA E HALOCINESE DA SEQ-B4 NA REGIÃO DE ÁGUAS PROFUNDAS.....	108
FIGURA 77: SEÇÃO SÍSMICA DIP MOSTRANDO A MARCANTE ATIVIDADE TECTÔNICA SIN-SEDIMENTAR DA SEQ-B4, NA FORMA DE CRESCIMENTOS DE SEÇÃO ASSOCIADOS A FALHAMENTOS LÍSTRICOS.	110
FIGURA 78: PERFIL LITOLÓGICO DE PARTE DA SEQ-B4 NO POÇO 1BAS-0102, COM DUAS POSSIBILIDADES DE INTERPRETAÇÃO DE SISTEMAS DEPOSIONAIS E O RESPECTIVO ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DE ALTA RESOLUÇÃO (PARASSEQÜÊNCIAS).....	111
FIGURA 79: SEÇÃO-TIPO DA SEQ-B4.....	112
FIGURA 80: SEÇÃO SÍSMICA DIP, ONDE PODE-SE OBSERVAR QUE O FALHAMENTO ASSOCIADO À ZONA DE CHARNEIRA (FALHA EM VERMELHO) CESSA NA BASE DA SEQ-C, INDICANDO QUE O FALHAMENTO GERADOR DA ZONA DE CHARNEIRA É, CONSEQUENTEMENTE, ANTERIOR À SEQ-C.....	114
FIGURA 81: MODELO ESQUEMÁTICO EVIDENCIANDO A DIFERENÇA DE IDADES DEPOSIONAIS DA SEQ-C NA REGIÃO DE ÁGUAS PROFUNDAS E NA REGIÃO PLATAFORMAL. A GEOMETRIA APRESENTADA JAMAIS FICARIA REGISTRADA SE A DEPOSIÇÃO SE DESSE EM UM REGIME DE REBAIXAMENTO EUSTÁTICO. ASSIM, PODE-SE AFIRMAR QUE A PARTIR DESTA GEOMETRIA, A DEPOSIÇÃO DEU-SE SOB UM REGIME DE SUBIDA DO NÍVEL EUSTÁTICO. ESTE DADO É DE DIFÍCIL OBSERVAÇÃO, POIS A ZONA DE CHARNEIRA SOFREU INTENSA EROSIÃO PELO LIMITE DE SEQÜÊNCIAS D (LS-D).....	115
FIGURA 82: SEÇÃO-TIPO DA SEQ-C.....	116
FIGURA 83: SEÇÃO SÍSMICA DIP, MOSTRANDO A MARCANTE SUPERFÍCIE EROSIVA (LS-D) NA REGIÃO PLATAFORMAL E DE QUEBRA DA PLATAFORMA.	117
FIGURA 84: SEÇÃO SÍSMICA STRIKE MOSTRANDO A SUPERFÍCIE EROSIVA LS-D NA FORMA DE UM PEQUENO CÂNION SUBMARINO NA REGIÃO PLATAFORMAL.....	117
FIGURA 85: SEÇÃO SÍSMICA STRIKE, COM MAIS DE 150 KM DE EXTENSÃO, EM REGIÃO DE ÁGUAS PROFUNDAS, MOSTRANDO O FORTE CARÁTER EROSIVO DO LS-D, E A GERAÇÃO DE GRANDES CÂNIONS SUBMARINOS.	118
FIGURA 86: SEÇÃO-TIPO DA SEQ-D.....	120
FIGURA 87: PADRÕES DE EMPILHAMENTO OBSERVADOS NAS SEQÜÊNCIAS DEPOSIONAIS FORMADORAS DA SEÇÃO <i>RIFT</i> (SEQ-B1 A SEQ-B4).....	121

FIGURA 88: MODELO ESQUEMÁTICO DA PALEOGEOGRAFIA DA SEQ-A, CARACTERIZADA POR SISTEMAS FLÚVIO-EÓLICOS E LACUSTRES DAS FORMAÇÕES SERGI E ITAÍPE. NÃO SÃO OBSERVADAS EVIDÊNCIAS DE FALHAMENTOS IMPORTANTES NESTA FASE.	122
FIGURA 89: MODELO ESQUEMÁTICO DA PALEOGEOGRAFIA DA SEQ-B1, EM SUA FASE RETROGRADANTE INICIAL. A INUNDAÇÃO OCORRE SIMULTANEAMENTE À ATIVAÇÃO INICIAL DE FALHAS NORMAIS E DE TRANSFERÊNCIA QUE MARCAM O INÍCIO DA SEÇÃO RIFT.	123
FIGURA 90: MODELO ESQUEMÁTICO DA PALEOGEOGRAFIA DA SEQ-B1 DURANTE A FASE INTERMEDIÁRIA PROGRADANTE, QUE PRATICAMENTE PREENCHE TODAS AS SUB-BACIAS COM ESPESSAS CAMADAS DE ARENITOS ASSOCIADOS A MARGENS LACUSTRINAS.	124
FIGURA 91: MODELO ESQUEMÁTICO DA PALEOGEOGRAFIA DA SEQ-B1 EM SUA FASE RETROGRADANTE FINAL, QUE INUNDA DE FORMA BEM ABRANGENTE, TODAS AS SUAS SUB-BACIAS.	125
FIGURA 92: MODELO ESQUEMÁTICO DA PALEOGEOGRAFIA DA ÉPOCA DE GERAÇÃO DO LIMITE DE SEQÜÊNCIAS B2 (LS-B2), ONDE OCORREU UMA MARCANTE QUEDA NO NÍVEL DE BASE DOS LAGOS DA BACIA.	126
FIGURA 93: MODELO ESQUEMÁTICO DA PALEOGEOGRAFIA DA SEQ-B2, O QUAL APRESENTA UMA CRIAÇÃO CONTÍNUA DE ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO, E COM O APORTE SEDIMENTAR SUBORDINADO, OCORRE CONSEQÜENTEMENTE, UM PADRÃO INTERNO RETROGRADANTE.	127
FIGURA 94: MODELO ESQUEMÁTICO DA PALEOGEOGRAFIA DO LS-B3, APRESENTANDO NA REGIÃO ANTERIOR A OCORRÊNCIA DE REBAIXAMENTO, ENQUANTO QUE NA REGIÃO POSTERIOR, O NÍVEL DE BASE SE MANTÉM O MESMO (COMPARAR COM A FIGURA 5.62 - EVENTO ANTECEDENTE).	128
FIGURA 95: MODELO ESQUEMÁTICO DA PALEOGEOGRAFIA DA SEQ-B3, APRESENTANDO A SUPERFÍCIE DE INUNDAÇÃO MÁXIMA DA SEQUENCIA B (SIM-B) E A PROGRADAÇÃO FINAL DA SEQ-B3, PREENCHENDO PRATICAMENTE TODAS AS SUB-BACIAS.	129
FIGURA 96: MODELO ESQUEMÁTICO DA PALEOGEOGRAFIA DO LIMITE DE SEQÜÊNCIAS B4, E SEU CARÁTER EROSIVO, GERANDO UM RELEVO INTENSAMENTE DESGASTADO.	130
FIGURA 97: MODELO ESQUEMÁTICO DA PALEOGEOGRAFIA DA SEQ-B4, COM UMA REGULARIDADE TABULAR NA REGIÃO PRÉ-ZONA DE CHARNEIRA, E PREENCHIMENTO TOTAL DAS CALHAS FINAIS DO RIFT, TERMINANDO COM A DEPOSIÇÃO DE LAGOS EVAPORÍTICOS E PRIMEIROS INDÍCIOS DE SEDIMENTAÇÃO MARINHA NA SEÇÃO RIFT.	131
FIGURA 98: MODELO ESQUEMÁTICO DA PALEOGEOGRAFIA DA SEQ-C, APRESENTANDO A DEPOSIÇÃO DOS CARBONATOS SOB UM REGIME TRANSGRESSIVO.	132
FIGURA 99: MODELO ESQUEMÁTICO DA SEQ-D EM SUA CONFIGURAÇÃO ATUAL, ONDE PODE-SE OBSERVAR A OCORRÊNCIA DOS LOBOS TURBIDÍTICOS E AS CUNHAS DE MAR BAIXO SOBREPOSTAS. OBSERVAR TAMBÉM A DESCONEXÃO EROSIVA DA CHARNEIRA DA SEQ-C, E O POSICIONAMENTO DA SEÇÃO RIFT EM PORÇÕES PROFUNDAS.	133
FIGURA 100: ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO, TRATOS TECTÔNICOS, E ANÁLISES DE PULSOS TECTÔNICOS E DE SEDIMENTAÇÃO RELACIONADOS AO ARCABOUÇO PROPOSTO PARA A SEÇÃO RIFT.	ERRO!
INDICADOR NÃO DEFINIDO.	
FIGURA 101: PROPOSTA DE CORRELAÇÃO ENTRE A COLUNA CRONOESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL E A CRONOESTRATIGRAFIA LOCAL, SEGUNDO ARAI <i>ET AL.</i> (1987). EXTRAÍDO DE SANTOS <i>ET AL.</i> (1991).	140
FIGURA 102: PROPOSTA DE CORRELAÇÃO ENTRE A COLUNA CRONOESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL E A CRONOESTRATIGRAFIA LOCAL, SEGUNDO REGALI & VIANA (1988). EXTRAÍDO DE SANTOS <i>ET AL.</i> (1991).	141
FIGURA 103: SÍNTESE ESTRATIGRÁFICA E ELEMENTOS DE DATAÇÃO PROPOSTOS POR REGALI & VIANA (1988).	142
FIGURA 104: CORRELAÇÃO ENTRE A CRONOESTRATIGRAFIA INTERNACIONAL E A LOCAL BRASILEIRA, JUNTAMENTE COM O POSICIONAMENTO TEMPORAL DOS ELEMENTOS DE DATAÇÃO, PROPOSTA POR REGALI & VIANA (1988).	143
FIGURA 105: VARIAÇÃO EUSTÁTICA ADAPTADA DA LONG TERM CURVE DA CARTA DE HAQ <i>ET AL.</i> (1988), JUNTAMENTE COM OS PERÍODOS DE DEPOSIÇÃO DAS SEQÜÊNCIAS FORMADORAS DA SEÇÃO RIFT (SEQ-B1 A SEQ-B4) E SEUS HIATOS TEMPORAIS (DISCORDÂNCIAS).	145
FIGURA 106: RELAÇÃO ENTRE O PULSO TECTÔNICO (LINHA VERMELHA) E O PULSO DE SEDIMENTAÇÃO (LINHA VERDE), EVIDENCIANDO O RETARDO ENTRE OS PONTOS DE CLÍMAX ENTRE ELAS, E A SUCESSÃO LITOLÓGICA IDEALIZADA RESULTANTE.	148

1. INTRODUÇÃO

A compreensão da origem, evolução e registro de nosso planeta são fundamentais para as ciências atuais, mais especificamente, as geociências; a busca de respostas para dúvidas filosóficas e físicas sobre o mundo que nos rodeia, ou até talvez sobre dúvidas inerentes à existência humana nos faz, na qualidade de seres racionais, dissertar acerca do ambiente em que vivemos. Movidos pela ânsia do saber, talvez nesta situação podendo ser denominada curiosidade, tentamos descobrir e explicar o ambiente circundante. Ou engrenados pela necessidade de descobrir novos recursos energéticos, tão fundamentais para que as criações do ser humano continuem pulsando e girando juntamente com o planeta. Ou até, mergulhados no selvagem capitalismo moderno, buscar algo de valor monetário corrente e futuro, e assim, sob a óptica da propriedade, obter posses, regalias e confortos para si próprio e para algumas gerações descendentes.

Independendo do motivo, a busca pelo saber, que no presente caso será enfocado estritamente no saber geológico, é fundamental e inquestionável para a evolução humana na forma de registro legado. É sobre esta premissa que se assenta a razão deste estudo.

Em termos gerais, a configuração de separação dos continentes durante a quebra do Gondwana, que iniciou-se há cerca de 140 milhões de anos, gerou na porção marginal do Brasil e África uma série de bacias extensionais do tipo *rift*, as quais foram posteriormente soterradas pelos sedimentos de margem passiva depositados em um regime de deriva continental (excluindo-se os registros sedimentares do *rift* interior do Recôncavo da Bahia). Estas bacias *rift* de idade Neocomiana a Aptiana foram caracterizadas pela ocorrência de grandes lagos interiores, os quais se tornaram, ao longo da evolução da margem brasileira, geradores e acumuladores de hidrocarbonetos, estando atualmente diretamente associados aos principais sistemas petrolíferos produtores do Brasil (Raja-Gabaglia & Milani, 1991); de igual importância, a sedimentação pós-*rift* também está bastante presente nos sistemas petrolíferos brasileiros, apresentando importantes reservatórios na margem brasileira, juntamente com a seção pré-*rift*, que caracterizou-se por uma

série de sinéclises com sedimentação continental, fornecendo também um componente importante nos sistemas petrolíferos brasileiros, dominando efetivamente a produção (caso do Recôncavo Bahiano), ou como alvos secundários nas bacias marginais. Portanto, o sistema de *rifts* da margem brasileira é extremamente importante e a compreensão de sua origem, evolução e registro, é fundamental, seja qual for o objetivo de seu intento, conforme afirmado anteriormente.

Inserida no supra-citado contexto geológico brasileiro, a Bacia de Camamu-Almada, localizada na costa central do Estado da Bahia (Figura 1), apresenta um registro geológico bastante completo, onde pode-se observar a seção *pré-rift*, *sin-rift* e *pós-rift*; esta completude, aliada a sua posição próxima ao sistema de *rift* interior do Recôncavo, e sua adjacência a outras bacias marginais brasileiras, fatos que possibilitam correlações regionais das mais diversas, garante à Bacia de Camamu-Almada um posicionamento singular e um registro fundamental para a compreensão da geração, evolução e conclusão do sistema de *rifts* brasileiros.

Sob outro ponto de vista, bacias do tipo *rift* são fundamentais para o entendimento da tectônica de placas, fornecendo assim, direcionamentos e prerrogativas acerca de movimentos extensionais, descolamentos crustais, quebra de continentes e geração e preservação de bacias. Sobre bacias *rift*, diversos trabalhos já foram desenvolvidos, e esta carga teórica, carregada de exemplos, modelos e conceitos, é fundamental para uma análise crítica, atual e objetiva de registros de bacias *rift*. Portanto, uma análise bibliográfica, levantando e comparando modelos e conceitos, é de extrema importância para o desenvolvimento deste estudo. Dada a importância da bacia em questão, o presente estudo é proposto a partir de uma análise estratigráfica, realizada a partir de dados bibliográficos levantados, e da base de dados disponibilizada pela Agência Nacional do Petróleo (ANP), como financiadora deste estudo, base de dados composta por três poços completos, e cinco linhas sísmicas de reflexão multicanal.

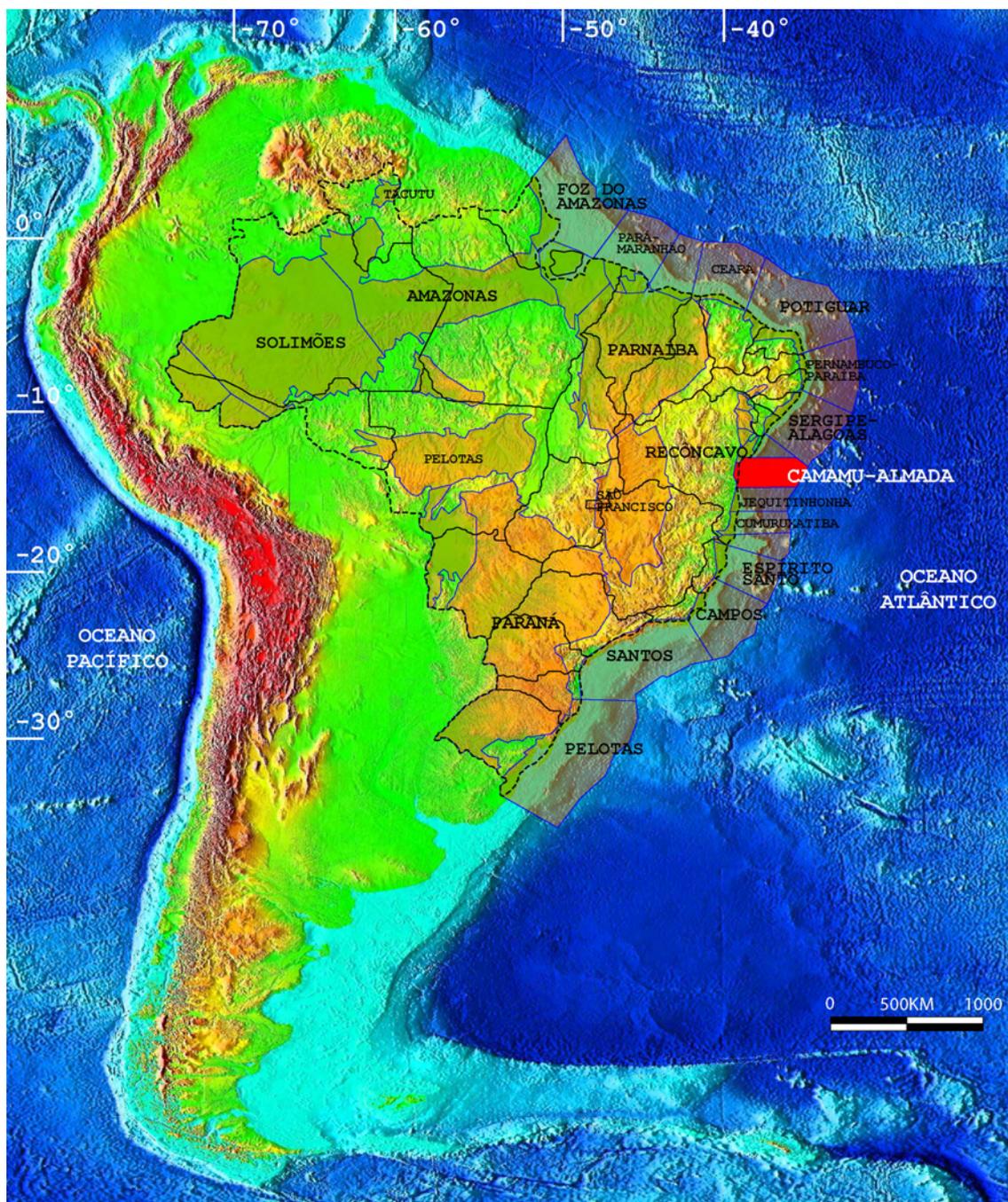


Figura 1: Localização da área de estudo.

A análise estratigráfica é fundamental para a compreensão da evolução de uma bacia sedimentar, pois é uma análise integradora e multidisciplinar; e os recentes avanços desenvolvidos na estratigrafia de seqüências fornecem uma inovadora plataforma de trabalho embasada em conceitos de variáveis relativamente

determinísticas (eustasia, tectônica, sedimentação, etc.). Porém, com a estabilização global da estratigrafia de seqüências, atualmente novos estudos relacionados a variantes do modelo inicial surgiram, e análises estratigráficas em bacias *rift*, onde os controles bacinais claramente diferem do modelo inicial, começam a serem produzidos e propõem modificações importantes e modelos específicos. Assim, é de extrema importância para o presente estudo, uma análise dos recentes modelos e uma reavaliação dos modelos litoestratigráficos e estratigráficos seqüenciais iniciais sob abordagens mais inovadoras.

Portanto, conforme acima dissertado, a presente obra segue-se apresentando os objetivos do estudo em questão, a base de dados utilizada, com posterior metodologia empregada, a qual apresenta as linhas de raciocínio, modelos conceituais, e técnicas utilizadas para o desenvolvimento e interpretação dos dados. Por conseguinte, uma palavra acerca de geologia regional e trabalhos anteriores, afim de posicionamento geológico do leitor e estado da arte da área em estudo. Sucedendo a linha de dissertação, a partir da base de dados e da carga conceitual (previamente detalhada na metodologia), serão discutidos os fatores controladores da deposição da área em questão, juntamente com análises integradas e assim apresentada uma análise estratigráfica hierarquizada e ordenada, juntamente com modelos evolutivos e interpretações paleogeográficas e geológico-evolutivas. Por fim, serão apontadas conclusões e considerações relevantes finais, juntamente com questionamentos conceituais e pontos impossibilitados de serem respondidos neste estudo. De praxe, todas citações bibliográficas são apontadas por fim.

2. OBJETIVOS

O presente estudo foi realizado intencionando os seguintes objetivos:

- Revisar os trabalhos anteriores e estabelecer uma comparação crítica de conceitos, metodologias e propostas evolutivas apresentadas acerca de *riffts* sob ópticas tectono-estratigráficas; é fundamental o levantamento de uma carga bibliográfica considerável para que se obtenha um nível de conhecimento não somente atualista, mas também se obter uma noção evolutiva dos conceitos, classificações e denominações já levantadas para bacias do tipo *rift*, traçando linhas de pensamento que são criadas, e sucessivamente testadas para posteriormente serem utilizadas (integralmente ou adaptadas) ou não serem mais utilizadas.
- Desenvolver a integração de conceitos compatíveis, analisar conflitos de modelos, identificação de sinônimos conceituais, e análise dos conceitos da estratigrafia de seqüências (*sensu* Posamentier *et al.*, 1988 e Van Wagoner *et al.*, 1990) no contexto tectono-estratigráfico de bacias *rift*, juntamente com os recentes avanços nos estudos estratigráficos destas bacias.
- Aplicação do *background* conceitual nos dados disponibilizados pela ANP, obtendo análise de fácies, associações de fácies, determinação de sistemas deposicionais e padrões de sedimentação em um contexto deposicional *rift*.
- Análise integrada dos dados supracitados com seções sísmicas interpretadas a fim de estabelecer os padrões tectônicos e suas respectivas assinaturas nos padrões de sedimentação da bacia; estabelecer as variáveis controladoras da evolução, estruturação e preenchimento da bacia *rift* ao longo do tempo.
- Desenvolver discussões acerca do controle tectônico e eustático da bacia ao longo do tempo, produzir modelos paleogeográficos para o intervalo em estudo e propor teorias evolutivas para a bacia *rift* baseadas em uma análise genética das seções estudadas.

Portanto, a análise estratigráfica objetivando os tópicos citados acima, fornece uma importante contribuição acadêmica na área de análise de bacias *rift*, integrando,

aplicando e discutindo conceitos, juntamente com a apresentação de novas teorias acerca da evolução de bacias do tipo *rift* da margem brasileira. Por outro lado, fornece para a indústria do petróleo subsídios fundamentais para uma orientação direcionada em correlações regionais, compreensão evolutiva e detalhamento da história da bacia em termos de variáveis controladoras, o que fornece uma base sólida para correlações e análises de detalhe e por fim, identificação e caracterização de rochas geradoras, reservatórios e sistemas estruturais e estratigráficos componentes do sistema petrolífero da bacia em estudo.

3. BASE DE DADOS

A base de dados utilizada para o desenvolvimento desta dissertação foi o pacote de dados disponível pela Agência Nacional do Petróleo (ANP) em conformidade com a política de cessão gratuita de dados públicos para finalidades acadêmicas em universidades conveniadas (convênio UFRGS-ANP, PRH12, no qual o autor é bolsista), de acordo com o estabelecido na Lei 9478 de 06 de agosto de 1997, na sua Seção I, Art. 8 – X, e na Portaria ANP114 no seu Art. 5 § 3º, de 05 de julho de 2000. Este pacote de dados constitui-se de 03 (três) perfis de poços e os dados de sísmica 2D migradas de 05 (cinco) linhas, dados estes disponíveis no acervo de dados públicos da ANP na época da negociação de dados (maio de 2003).

Os poços solicitados foram os seguintes: 1BAS-0102 BA, 1BAS-0005 BA e 1BAS-0077 BA, e as linhas sísmicas solicitadas foram: 0222-0261, 0096-0129, 0096-0152, 0247-5620 e 0096-0440, e a localização geográfica dos dados pode ser observada na Figura 2.

Adicionalmente, foram utilizados como base de dados adicionais, as seções-tipo de poços das formações apresentadas na publicação Boletim de Geociências da Petrobrás, N° 1, vol. 8 (1994), no capítulo Bacias de Jacuípe, Camamu e Almada (Netto *et al.*, 1994), composta por intervalos específicos dos poços 1BAS-0084 BA, 1BAS-0075 BA, 1PCZ-0001 BA, 1BAS-0036 BA, 1BAS-0020 BA e 1BAS-0064 BA.

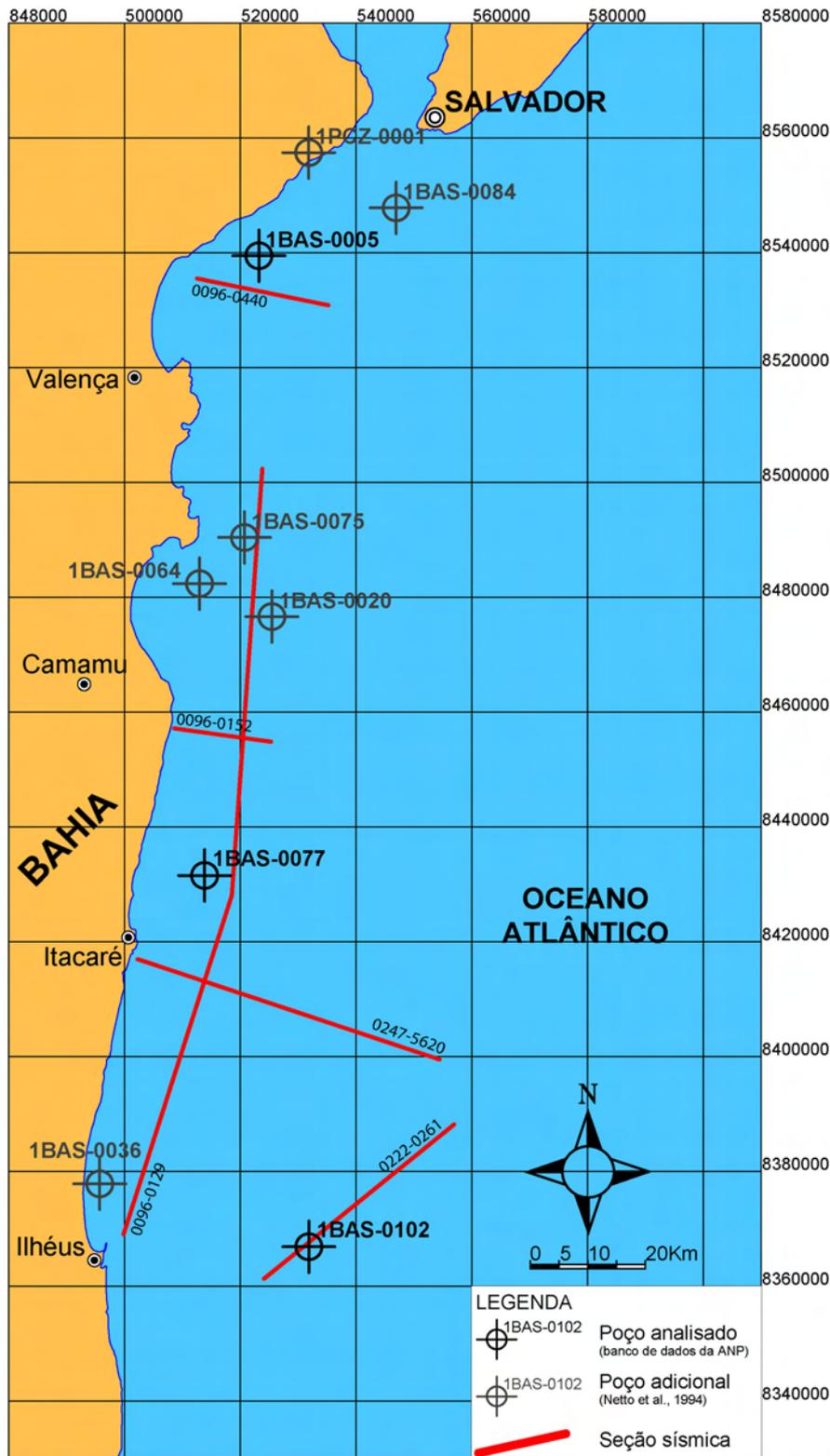


Figura 2: Mapa de localização da base de dados disponível pela ANP e dados adicionais utilizados neste estudo.

Cabe aqui o manifesto deste autor referente á atual política de cessão de dados para universidades conveniadas (Programas de Recursos Humanos), pois é clara e evidente a dificuldade de se desenvolver um trabalho de qualidade, que forneça um avanço científico-tecnológico proveitoso para a nação. Uma base de dados de três poços e cinco linhas sísmicas é no mínimo parca para uma análise estratigráfica, e baseado nisto, é necessário questionar se o verdadeiro objetivo do desenvolvimento de um curso de pós-graduação encontra-se plenamente possibilitado de ser realizado: formar recursos humanos capacitados e preparados para o mercado de trabalho com as mais novas teorias, técnicas e métodos aplicados, personificados como desenvolvedores de tecnologia de ponta, não somente em nível nacional, mas sim global. Portanto, fica aqui a mensagem deste autor, para que todos os interessados reflitam sobre este assunto, o qual é de suma importância para o corpo científico e tecnológico da nação brasileira.

4. METODOLOGIA

A seguir, serão abordados os métodos, premissas, conceitos e adaptações necessárias para o desenvolvimento correto, compatível e não-tendencioso para o tratamento dos dados da análise estratigráfica.

4.1. Atualização bibliográfica

Uma extensiva revisão da literatura existente e a consulta a vários casos-chave relatados, com enfoque especial em *rifts* conhecidos e plenamente mapeados, levou ao reconhecimento de três fatos importantes para o desenvolvimento metodológico adequado do estudo, a saber:

(a) **Carência de modelos estratigráficos evolutivos de bacias *rift***; não existe modelo consensual ou ao menos próximo disso para a análise estratigráfica de bacias *rift*, tanto em termos de estruturação tectônica e do controle desta sobre a sedimentação, quanto em relação a modelos de estratigrafia de seqüências para bacias *rift*. Embora muita literatura esteja disponível sobre alguns *rifts* famosos (e.g., Mar do Norte, Mar Vermelho), poucos se aprofundam no aspecto da estratigrafia moderna (i.e., estratigrafia de seqüências, análise genética) e sua aplicação em bacias *rift*.

(b) **A não-utilização de modelos existentes**; modelos estratigráficos para bacias *rift* são raros, mas existem (conforme abordado a seguir). Contudo, notou-se com certa surpresa que nenhum dos trabalhos de pesquisa produzidos em bacias *rift* brasileiras na última década preocupou-se em utilizar um modelo estratigráfico para bacia *rift* e assim realizar, ainda que tentativamente, uma análise estratigráfica mais acurada e correta. Durante o levantamento bibliográfico, encontrou-se desde relatórios internos e artigos em revistas científicas, até dissertações de mestrado e teses de doutorado que abordam a estratigrafia da fase *rift* das bacias brasileiras, mas nenhum utilizou adequadamente a metodologia da estratigrafia de seqüências, consagrada e

largamente utilizada em análise de bacias no mundo inteiro em sua mais pura essência: a de ser uma ferramenta.

(c) **A necessidade de pensar em modelo e metodologia;** os fatos acima relatados levantaram duas constatações quanto à análise estratigráfica: os trabalhos anteriores apresentam modelos locais complexos e de pouca integração, de difícil compatibilidade global, dificultando assim uma padronização metodológica na análise estratigráfica de *rifts*. Outros, apresentam sistemáticas de análise genético-estratigráfica totalmente desatualizada (*e.g.*, litoestratigrafia), ou tentativas equivocadas de análise evolutiva, fornecendo assim, dados imprecisos, incompletos ou inviáveis para a adaptação em outras áreas de estudo geológico. Desta forma, houve a necessidade de montar e organizar uma metodologia própria e adequada para as necessidades do presente estudo, utilizando propostas evolutivas de diversas fontes, em diversas áreas de estudo, valendo-se primordialmente das teorias evolutivas de cunho genético, pós-descritivo (*i.e.*, baseadas em interpretações e modelos, e não puramente em razões areia/folhelho). A discussão metodológica e conceitual, base para o trabalho realizado no presente estudo, será apresentada a seguir, com o intuito de estabelecer um estável embasamento teórico para as caracterizações e proposições propostas no presente estudo.

4.2. Modelos conceituais

Modelos conceituais são a base para a pesquisa científica moderna, imprescindíveis para a elaboração ou aplicação de uma teoria. Um modelo conceitual é uma assembléia de eventos e processos oriundos de interpretações a partir de um conjunto de dados, que, ordenados, forneçam uma compreensão espaço-temporal integradora a partir de um método o mais simplista possível, porém não com uma explicação simplista (a explicação mais simplista existente é “*Deus criou, Deus quis*”), e sim em níveis cada vez mais complexos, pois a realidade é complexa, e portanto, a explicação complexa se aproxima cada vez mais da realidade.

4.2.1. Modelos evolutivos de bacias *rift*

O trabalho de análise estratigráfica proposto neste estudo utiliza os conceitos da estratigrafia de seqüências para estudar e entender o arcabouço sedimentar da bacia, através do estabelecimento de um modelo geral e integrador e a aplicação deste nos dados fornecidos pela agência.

A metodologia de toda análise estratigráfica envolve as seguintes etapas hierárquicas:

1. Análise e interpretação de fácies sedimentares, através principalmente das observações de litologias, texturas, estruturas, relações de contato e geometrias;
2. Combinação de fácies em associações e sucessões de fácies (*sensu* Walker, 1992), ou elementos arquiteturais (*sensu* Miall, 1992);
3. Estabelecimento de sistemas deposicionais (*sensu* Brown & Fisher, 1977);
4. Ordenamento espacial e temporal dos sistemas deposicionais, através de superfícies de afogamento, superfícies transgressivas e limites de seqüências (discordâncias), levando ao estabelecimento de tratos de sistemas (*sensu* Brown & Fisher, 1977, Van Wagoner *et al.*, 1990);
5. Mapeamento e ordenamento de tratos de sistemas em conjuntos progradacionais, agradacionais e retrogradacionais, levando ao reconhecimento de discordâncias (limites de seqüências) e ao estabelecimento das seqüências deposicionais (*sensu* Van Wagoner *et al.*, 1988);
6. Ordenamento das seqüências deposicionais em termos hierárquicos (análise de ordens);
7. Interpretação do arcabouço obtido, apresentando uma evolução geológica para a área, interpretações paleogeográficas e estruturais.

As primeiras três etapas são praticamente iguais para toda análise de bacias, independente do caráter tectônico desta.

A partir da quarta etapa – o ordenamento espacial e temporal dos sistemas e dos tratos de sistemas deposicionais – a bacia tipo *rift* exige uma adaptação da concepção básica da estratigrafia de seqüências, por causa do estilo tectônico peculiar desse tipo de bacia.

No modelo clássico da estratigrafia de seqüências (vide Wilgus *et al.*, 1988), os tratos de sistemas se desenvolvem conforme a curva cíclica do nível do mar: na queda, desenvolvem-se paraseqüências progradacionais a agradacionais do trato de

mar baixo, na subida as paraseqüências apresentam empilhamento retrogradacional, formando o trato de sistemas transgressivo; e após a época do máximo afogamento da bacia, as paraseqüências apresentam um padrão de empilhamento inicialmente agradacional e depois crescentemente progradacional, formando o trato de sistemas de mar alto. Assim, o estabelecimento do arcabouço de tratos é extremamente útil em bacias de margem passiva, porque permitem reconhecer, em cada instante, o que estava acontecendo na bacia em termos de variação do nível de base, e com isso a compreensão da distribuição das fácies economicamente importantes.

Mas em bacias *rift*, o principal fator controlador do nível de base não é a variação do nível do mar, mas a tectônica, que em um regime distensivo gera falhamentos normais sintéticos e antitéticos, predominantemente; este sistema de falhamentos está diretamente associado com basculamento de blocos, gerando um sistema de sub-bacias, os chamados *half-grabens* ou meio-grabens. A formação de uma bacia *rift* é explicada a partir de dois modelos básicos: cisalhamento puro e cisalhamento simples (Figura 3), relatando eventos rúpteis na crosta superior e associados a eventos dúcteis na crosta inferior. Basicamente, o modelo de cisalhamento puro (McKenzie, 1978) apresenta uma crosta estirada uniformemente, com falhamento e rotação de estratos na crosta superior, gerando uma bacia simétrica, com duas falhas de borda com sentidos de mergulho inversos. Posteriormente, Wernicke & Burchfiel (1982) propuseram uma estrutura de graben assimétrico, de ocorrência mais comum, e visível em linhas sísmicas, associada a uma superfície de descolamento crustal de baixo ângulo. Este modelo também possui falhamento e rotação de estratos, porém gera bacias assimétricas, gerando meio-grabens em diversas escalas.

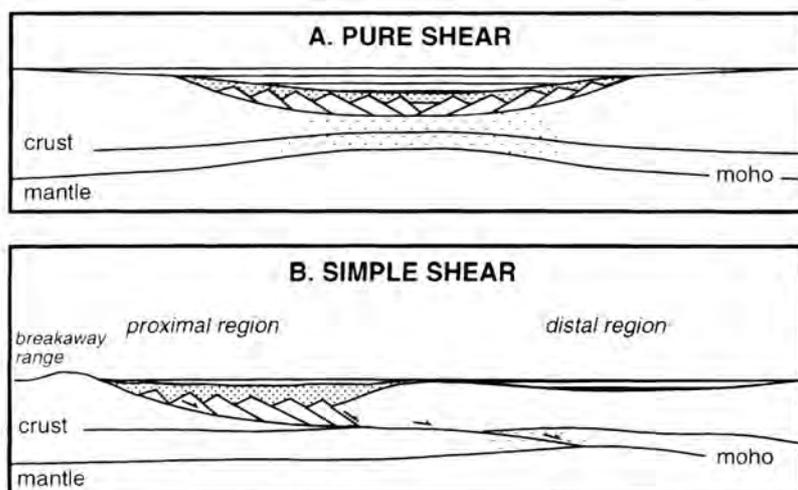


Figura 3: Modelos de formação de bacias *rift*. (a) modelo de cisalhamento puro (McKenzie, 1978). (b) modelo de cisalhamento simples (Wernicke & Burchfiel, 1982). Extraído de Bosence (1998).

O meio-graben assimétrico é a unidade estrutural básica de uma bacia *rift* em escala local, compartimentado classicamente em *footwall* (bloco situado acima do plano de falha), e *hangingwall* (bloco situado abaixo do plano de falha), conforme a Figura 4. Porém, é conhecida a repetitividade e a variabilidade do tamanho dos meio-grabens em uma bacia. Assim, a definição clássica do meio-graben não se mostrou compatível quando realizada a análise estratigráfica de toda extensão areal da bacia, necessitando assim uma adaptação, apresentada na Figura 5. O meio-graben aqui apresentado é fisicamente composto por uma região em forma de rampa, denominada *hangingwall*, que sofre subsidência devido a um eixo de rotação (*tilt*). O *hangingwall* tem terminação com uma falha normal denominada falha-mestra (*master fault*), a qual, devido ao seu movimento relativo ascendente, gera a escarpa de *footwall* adjacente. Devido ao sistema comumente ser contínuo e repetido (várias séries de meio-grabens), pode-se afirmar que a zona basculada acima do ponto de rotação seja denominada também de *footwall*, pois ela pertencerá à escarpa gerada pela falha-mestra do meio-graben adjacente. Portanto, dificilmente ocorre um evento *rift* com a geração de apenas um meio-graben na região, o mais comum é o desenvolvimento de um sistema de meio-grabens interligados, inclusive com direcionalidades das mais variadas espacialmente, inclusive com inversão no sentido da falha-mestra.

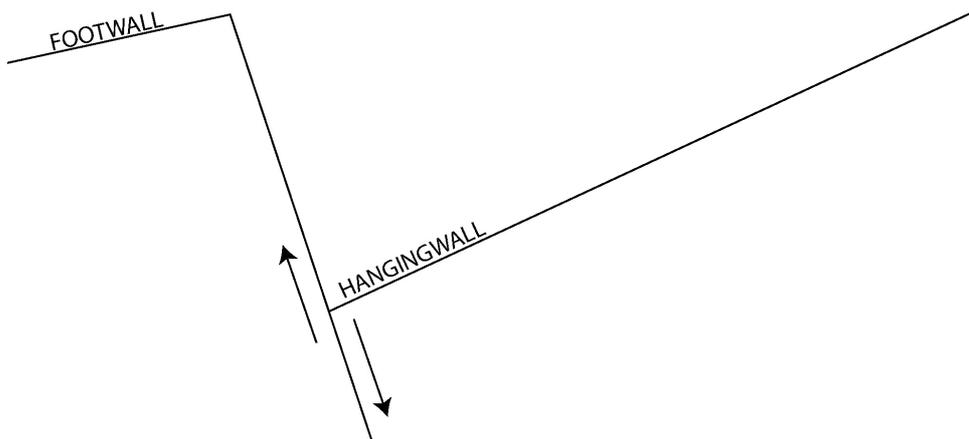


Figura 4: Compartimentação do meio-graben - o *footwall* é a zona a qual sofre uma relativa subida devido a falha-mestra, e o *hangingwall* é a zona que sofre uma relativa descida. Adaptado de Bosence (1998).

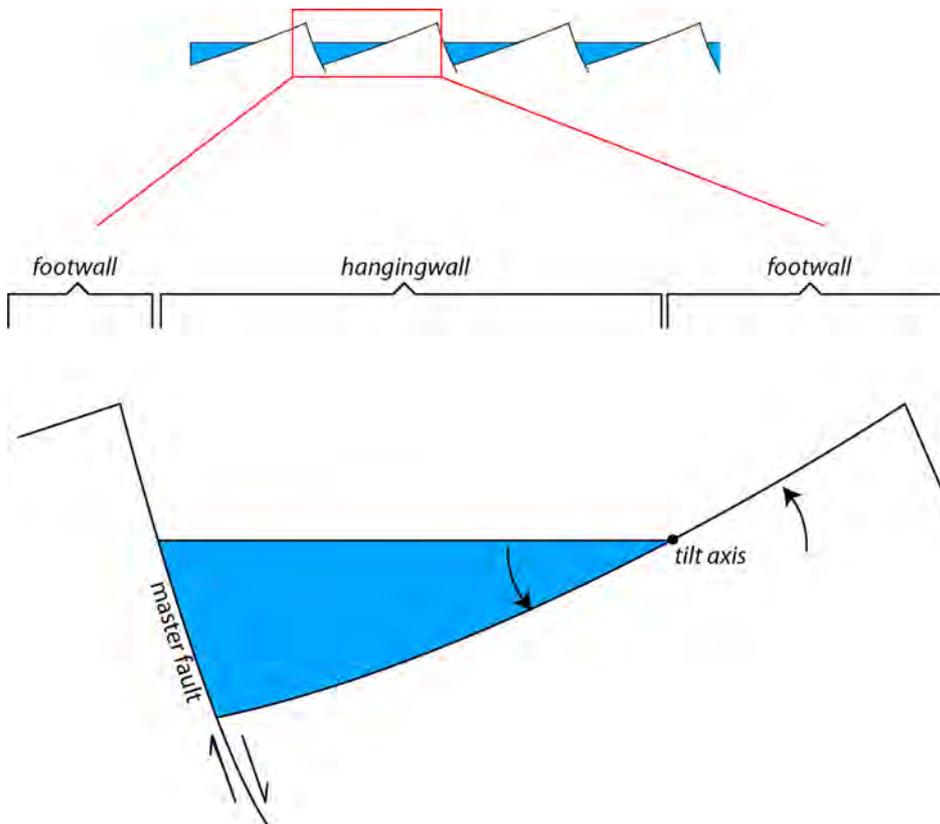


Figura 5: Modelo idealizado do sistema de meio-graben com seus principais elementos e zonas.

Outra ocorrência comum é o arqueamento do plano de falha e variação lateral na intensidade do rejeito da falha-mestra, conforme observado no Lago Tanganyika - África, por Rosendahl *et al.* (1986). Esta estrutura tectônica se forma porque a maioria das falhas de rifteamento é limitada a poucas dezenas de quilômetros de comprimento, e o *strain* do rifteamento é transmitido para outras falhas com a formação de uma espécie de rampa estrutural entre elas, isolando os meio-grabens ou cortando abruptamente os mesmos, deslocando estratos mais antigos (inclusive da seção *rift* já depositados), juntamente com o fato de que o sentido do *strain* é oblíquo ao eixo de abertura, ou o eixo de abertura utiliza lineamentos e fraquezas do embasamento, sendo estes oblíquos (McClay *et al.*, 2002 – Figura 6). Existem falhas oblíquas que atravessam essas zonas intermediárias, interligando as falhas extensionais. Essas falhas são denominadas de falhas de transferência ou falhas *cross-strike*, de caráter transformante, resultando em um arcabouço estrutural complexo, que tem profundas conseqüências sobre o preenchimento sedimentar das sub-bacias (McClay *et al.*, 2002 – Figura 6).

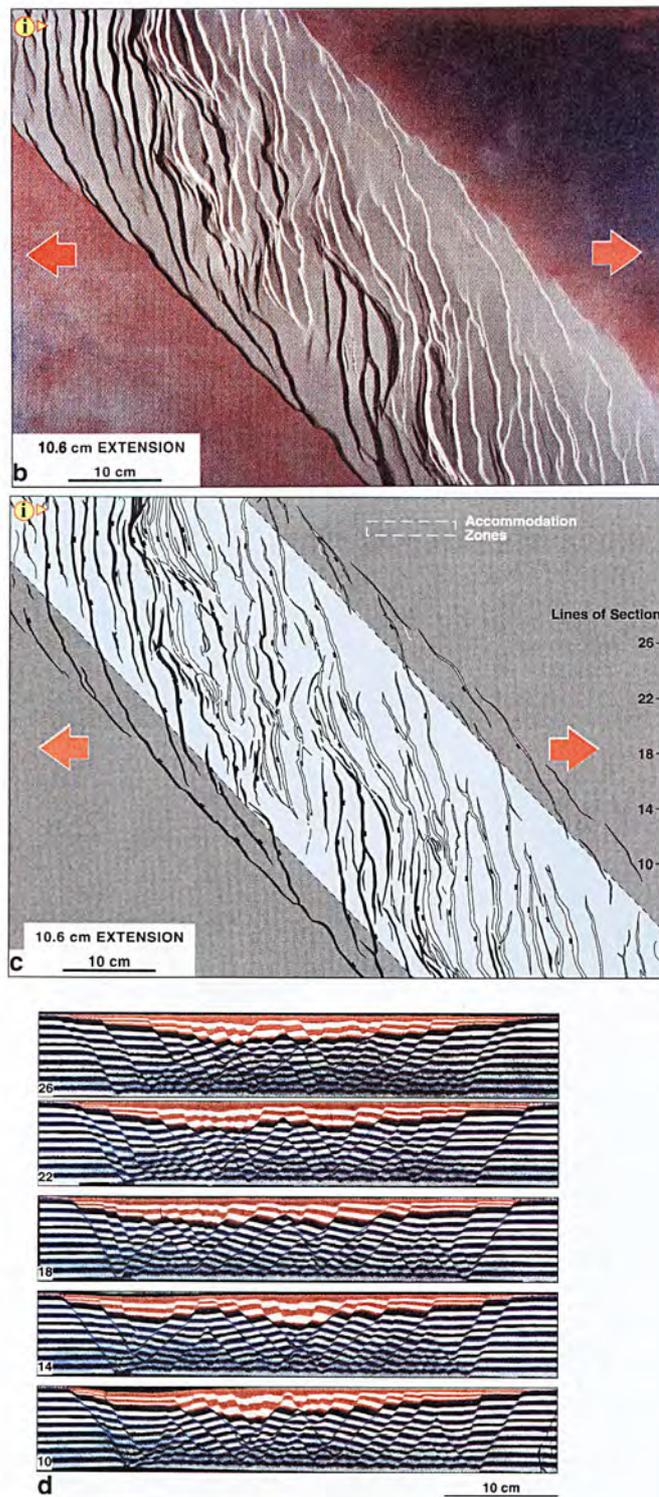


Figura 6: Simulação de extensão em caixa de areia, com 10,6 cm. de extensão, (b) fotografia em planta, (c) mapa estrutural em planta e (d) seções cruzadas apresentando a estruturação dos falhamentos gerados pela extensão. Extraído de McClay *et al.* (2002).

A peculiar geometria das sub-bacias dos sistemas de meio-grabens pode ser preenchido por uma variabilidade de sistemas deposicionais na fase *sin-rift* (figura 5.6), dependendo de fatores como:

- a) Aporte axial versus aporte lateral; a ocorrência de planos de falha gera escarpas por vezes muito íngremes em sistemas de meio-graben, especialmente tratando-se da falha-mestra (Rosendahl *et al.*, 1986). Porém, a erosão destas escarpas geralmente produz depósitos aluvionares em ambientes continentais e depósitos turbidíticos e de fluxo sub-aquoso em ambientes lacustres. Estes depósitos geralmente são de pequenas expressões areais, porém podem ser bastante espessos (Prosser, 1993). Assim, a verdadeira entrada de sedimentos para as sub-bacias dos sistemas de meio-graben se dá na erosão e transporte dos *footwalls* adjacentes até a depressão do *hangingwall*. Portanto, conforme afirma Schumm (1993), quanto maior for o ângulo de declive da planície, maior será a geração de vales incisos por sistemas fluviais; do contrário, um baixo ângulo proporcionaria uma melhor abrangência do sistema fluvial, captando sedimentos por toda a planície a serem descarregados no *hangingwall*. Assim, quanto mais suave for o declive dos *footwalls*, mais efetivo será o sistema fluvial, e sistemas de meio-graben com terminações laterais de falha-mestra (semelhantes ao do modelo de Rosendahl *et al.*, 1986) possuem um aporte axial dominante, muito mais efetivo do que o transporte de sedimentos lateral de sistemas de meio-graben com falhas de transferência que geram altos ou que cortam sistemas de meio-graben.
- b) Condições continentais versus condições marinhas; a ocorrência de ambientes continentais geralmente é marcada por sedimentos mais imaturos, associados a sistemas fluviais e aluvionares, com oxidações (*red beds*), e o nível de base é observado a partir do perfil de equilíbrio fluvial ou o nível dos lagos continentais (Bosence, 1998). Em contrapartida, a sedimentação sob ambientes marinhos é mais madura, devido ao retrabalhamento sofrido em zonas marinhas rasas por processos de ondas e maré, principalmente, porém não exclusivamente. Sedimentos oxidados são raros, e sempre associados a fases ou ambientes continentais proximais, e o nível de base é associado ao nível do mar ou, quando ainda não ocorreu a total separação continental precedida pelo *rift*, pela fase de golfo (Bosence, 1998). A ocorrência de

ambientes marinhos (rasos), se associada ao clima árido, possibilita a deposição química de evaporitos, conforme discutido abaixo.

- c) Clima predominante; o clima age diretamente sobre os padrões, litologias e estilos de sedimentação, controlando as taxas de transporte e acumulação, taxas de intemperismo e erosão, composição clástica, produção de carbonatos, precipitação de evaporitos, variação do nível do mar e diagênese (Bosence, 1998). Os resultados de variações destes parâmetros podem ser observados na Figura 7, onde um clima temperado disponibiliza uma maior quantidade de sedimentos clásticos para a bacia, enquanto que um clima árido não possui uma boa taxa de erosão, transporte e acumulação de sedimentos, porém está diretamente associado á produção de carbonatos e precipitação de evaporitos.

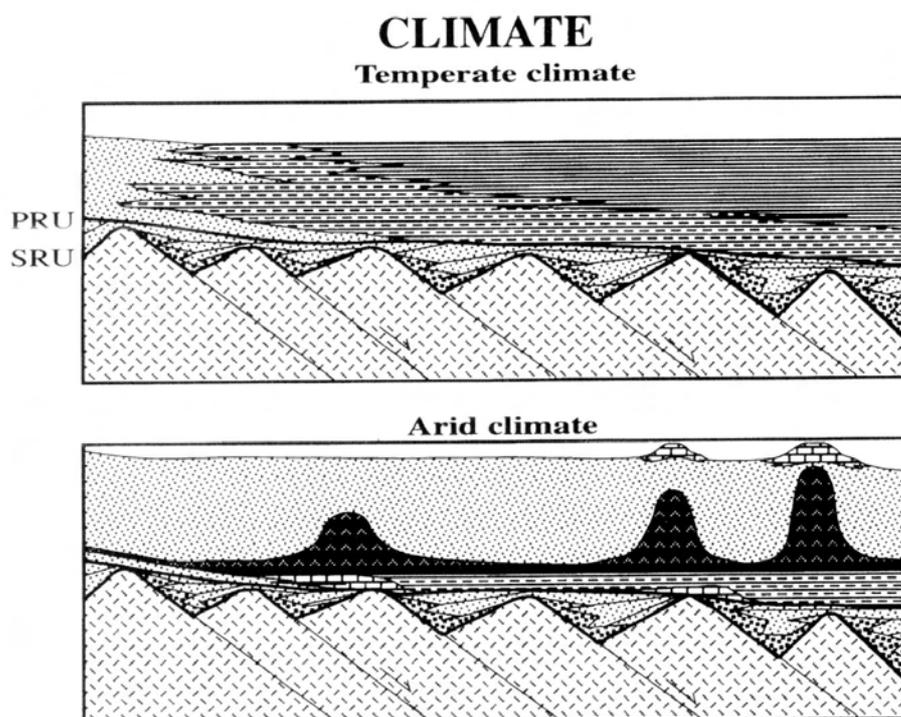


Figura 7: Seções esquemáticas de margens de bacias *rift*, ilustrando o efeito extremo do clima sob o estilo de sedimentação no *rift*. Extraído de Bosence (1998).

O regime tectônico de rifteamento também influencia na história do preenchimento sedimentar, com duas propriedades fundamentais:

- Os movimentos (falhamentos) são rápidos, geologicamente quase instantâneos;
- A subsidência é consideravelmente intensa, se comparada com a subsidência pré-*rift* e pós-*rift*.

Um estiramento crustal de 30 km, por exemplo, causa 5,2 km de subsidência (cf. Bosence, 1998). São movimentos da ordem de 2 a 5 metros (vertical) por mil anos, e bastante expressivos (soerguimento no *footwall* corresponde a 10 a 15% do total do deslocamento do *rift*). Deve-se lembrar que a taxa e a magnitude do movimento das falhas são controles fundamentais sobre a criação de espaço, levando às espessas sucessões sedimentares das bacias *rift*.

Assim, a subsidência causada pelos falhamentos do *rift* normalmente sobrepõem-se à subsidência térmica e ao sinal eustático, e é o movimento de falhas que é o principal fator controlador da sedimentação em uma bacia *rift*.

A tectônica, portanto, controla o nível dos lagos que se instalam seguido à ativação das falhas de rifteamento, e junto com o clima (condicionador do aporte sedimentar) vai controlar a faciologia que se desenvolve nas diversas sub-bacias de um sistema *rift*.

4.2.2. Concepções de estratigrafia de seqüências em bacias *rift*

Em áreas de rifteamento, formadas pelos acima descritos sistemas de meio-grabens, os movimentos de subsidência e de soerguimento são síncronos devido à geometria assimétrica, e o sinal da eustasia é sobrepujado pelos efeitos tectônicos. Desta forma, a análise do padrão de empilhamento das paraseqüências e a presença de diferentes tratos de sistemas como indicadores da variação do nível de base é uma tarefa difícil de ser aplicada em uma bacia *rift*, porque nestas, os tratos geométricos regressivos e transgressivos se formam de modo síncrono e geograficamente bastante próximos.

Portanto, em uma mesma sub-bacia assimétrica, um poço poderá estar mostrando um claro padrão retrogradacional, indicando a presença de um trato de

sistemas retrogradante (transgressivo), enquanto que em um poço localizado dez ou vinte quilômetros ao lado a sucessão é claramente progradante, indicando queda do nível de base e regressão.

Assim, conceitualmente fica estabelecido um dilema, que pode ser expresso pelas seguintes perguntas:

Se o uso conceitual de tratos de sistemas sensu Brown & Fisher (1977), e Van Wagoner *et al.* (1990), não é possível em uma bacia *rift*, o que fazer?

O regime tectônico e a peculiar geometria assimétrica das sub-bacias invalida qualquer tentativa de aplicação dos conceitos da estratigrafia de seqüências, tão funcionais em bacias de margem passiva?

É melhor adaptar o conceito e tentar uma alternativa ao modelo clássico?

A análise crítica da literatura sobre a temática indica que a maioria dos trabalhos anteriores preferiu não entrar nessa polêmica, como já foi referido antes. Contudo, para fazer uma análise estratigráfica à altura da exigência do mercado e compatível com a atualização técnica-científica exigida pela academia e passível de gerar produtos de interesse das empresas, a busca de um modelo conceitual e funcional foi quase que natural, e se optou em responder positivamente a última pergunta acima – **sim, é possível trabalhar com estratigrafia de seqüências em bacias *rift*, através de uma adaptação da concepção básica.**

Como citado anteriormente, modelos conceituais de evolução estratigráfica de bacias *rift* são raros; porém, foram relevados como trabalhos de importante contribuição o estudo de Prosser (1993) no *rift* do Mar do Norte e no Mar de Barents, continuado por Nottvedt *et al.* (1995) e precedido pelo ensaio inicial de Cartwright (1991), ambos também no Mar do Norte. Também importante o trabalho de Purser & Bosence (1998), no Mar Vermelho e Golfo de Aden, com importante revisão de modelos estratigráficos e sedimentológicos de Bosence (1998). Juntamente, o trabalho de Rosendahl *et al.* (1986) nos *rifts* do Leste Africano, especificamente, no Lago Tanganyika.

Rosendahl *et al.* (1986), desenvolvem uma análise estrutural do sistema de meio-grabens do *rift* do Lago Tanganyika, no leste Africano. A partir de uma densa malha sísmica interpretada, seções cruzadas ao eixo principal do Lago Tanganyika são apresentadas (Figura 8), e feições como plataformas, depocentros e altos

estruturais são mapeados (Figura 9). O modelo de meio-graben é apresentado com uma diminuição no rejeito da falha-mestra lateralmente, gerando calhas com um depocentro central e com terminações axiais (Figura 10). Outra característica apresentada é a forma sinuosidal dos meio-grabens, de aspecto arqueado, com conexões laterais e inversões de falha mestra, gerando altos estruturais com rotação e cisalhamento quando ocorrem inversões e interconexões de falha-mestra (Figura 11).

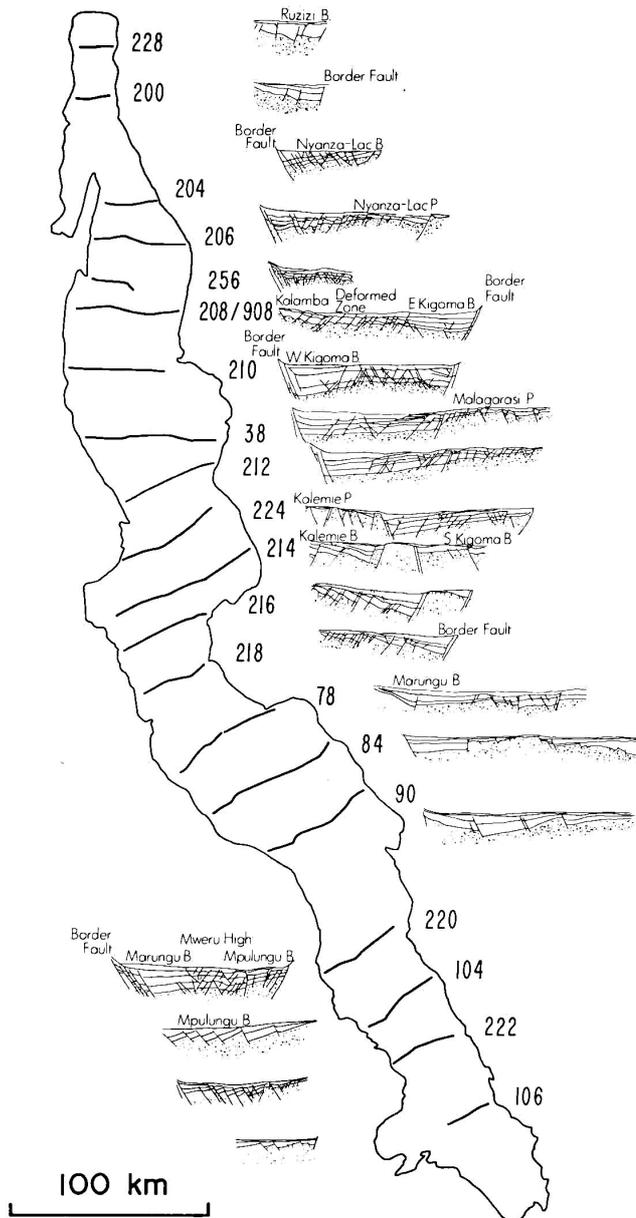


Figura 8: Mapa de localização das principais seções sísmicas utilizadas na análise estrutural do Lago Tanganyika por Rosendahl et al. (1986).

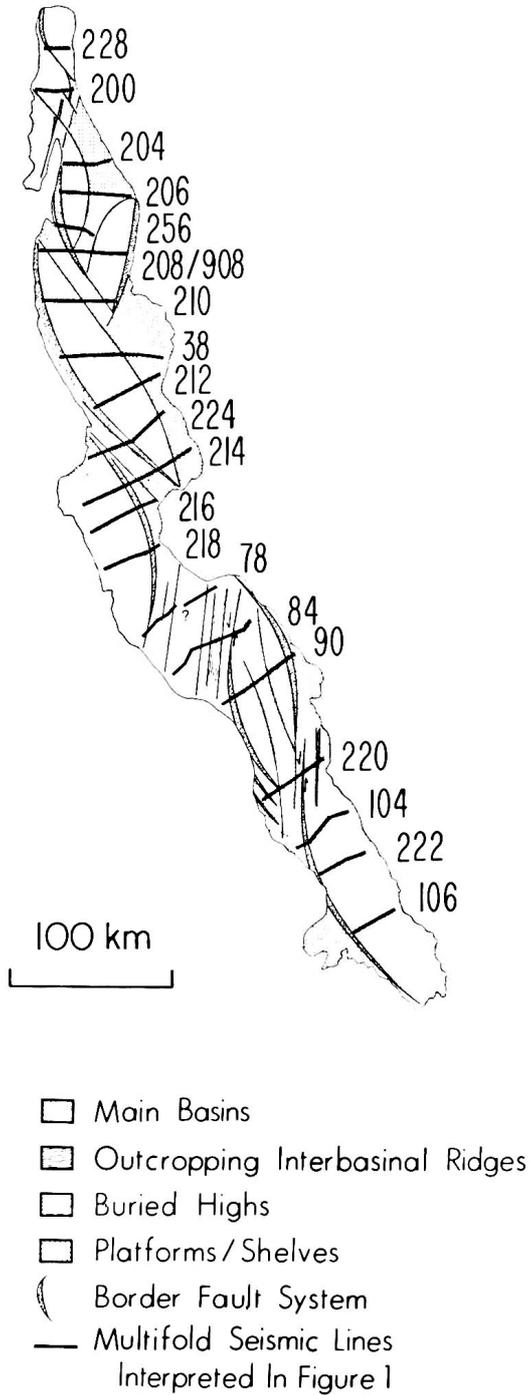


Figura 9: Mapa tectônico simplificado do Lago Tanganyika, apresentando os principais elementos estruturais condicionadores de sistemas de meio-graben. Extraído de Rosendahl *et al.* (1986).

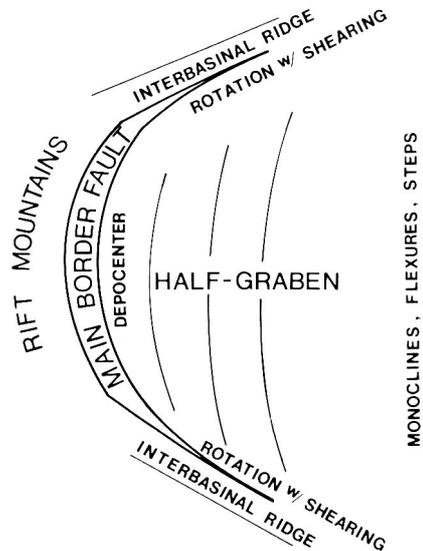


Figura 10: Principais características da unidade fundamental: o meio-graben. É importante notar que a forma arqueada da falha-mestra necessariamente implica em falhamentos lístricos em seções cruzadas. Extraído de Rosendahl *et al.* (1986).

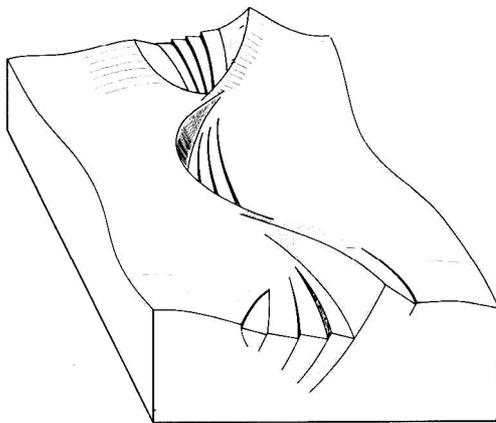


Figura 11: Bloco diagrama apresentando inversões de falha-mestra de meio-grabens, gerando inter-conexões de falhas mestras e altos estruturais interbaciais. Extraído de Rosendahl *et al.* (1986).

Esta forma arqueada de meio-graben pode ocorrer com uma única falha-mestra, ou com um sistema distributário de falhas, e o *hangingwall* pode apresentar um sistema sintético ou antitético de falhas (Figura 12), aprimorando as características do modelo. De uma forma integrada, altos estruturais podem ser desenvolvidos pela

junção de dois meio-grabens inversos, com sistemas de falhamentos sintéticos, antitéticos ou mistos, dependendo da particularidade de cada meio-graben em questão (Figura 13). Sistemas de horst-graben clássicos podem ser esperados também (Figura 14), devido à ocorrência de dois sistemas de meio-graben gerando um alto de *hangingwall* interno, com sistemas antitéticos, sintéticos ou mistos de falhamentos. Todos estes casos são observados no Lago Tanganyika, e suas descrições, modelos em planta e perfis cruzados nos mais diversos ângulos e definições de suas respectivas particularidades são extremamente úteis para a definição de geometrias e predição de estilos estruturais de meio-grabens. Assim, o estudo de Rosendahl *et al.* (1986) é fundamental para uma caracterização estrutural e morfológica precisa dos sistemas de meio-graben componentes de uma bacia *rift*.

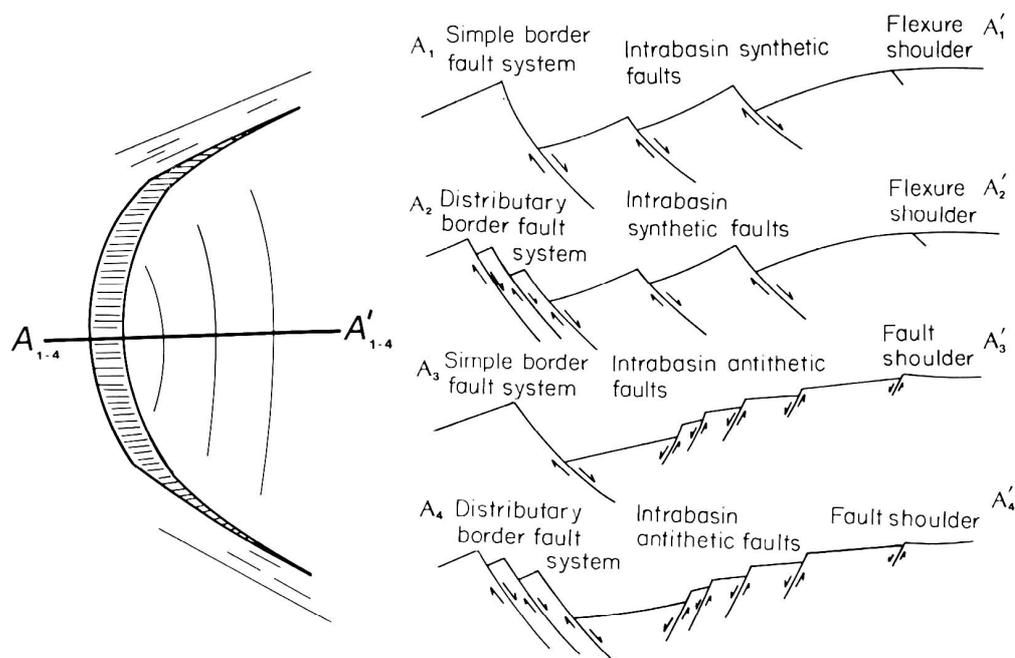


Figura 12: Variações morfológicas do sistema de falhamentos internos do meio-graben, podendo este ocorrer um uma simples falha-mestra, ou um sistema de falhas distributárias. Também, o sistema de falhamentos interno pode ser sintético, ou antitético. Extraído de Rosendahl *et al.* (1986).

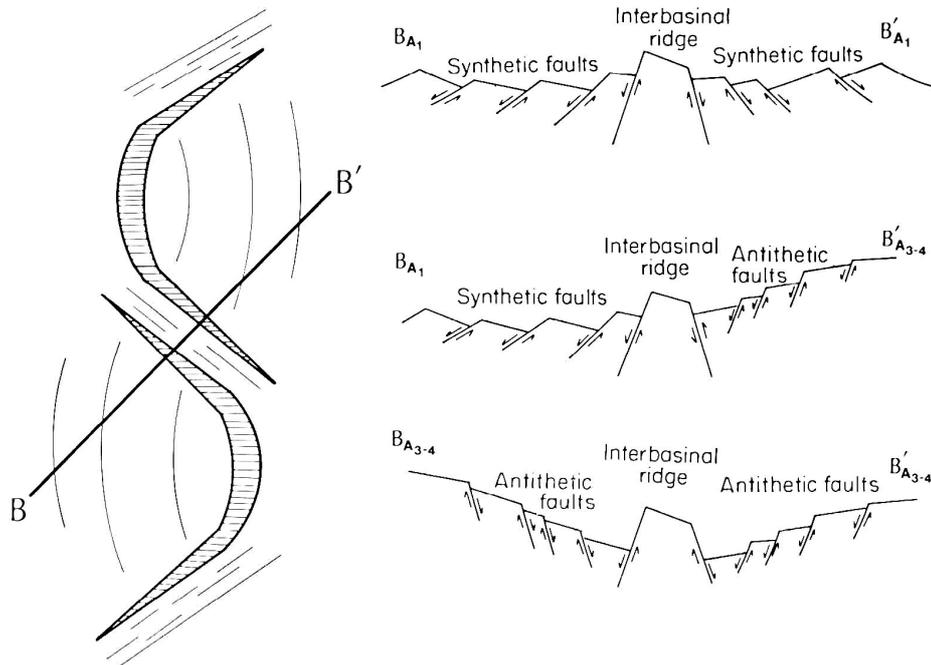


Figura 13: Variações morfológicas da bacia geradas pelo desenvolvimento de sistemas de meio-graben inversos e conectados, gerando assim, altos estruturais internos á bacia. Extraído de Rosendahl *et al.* (1986).

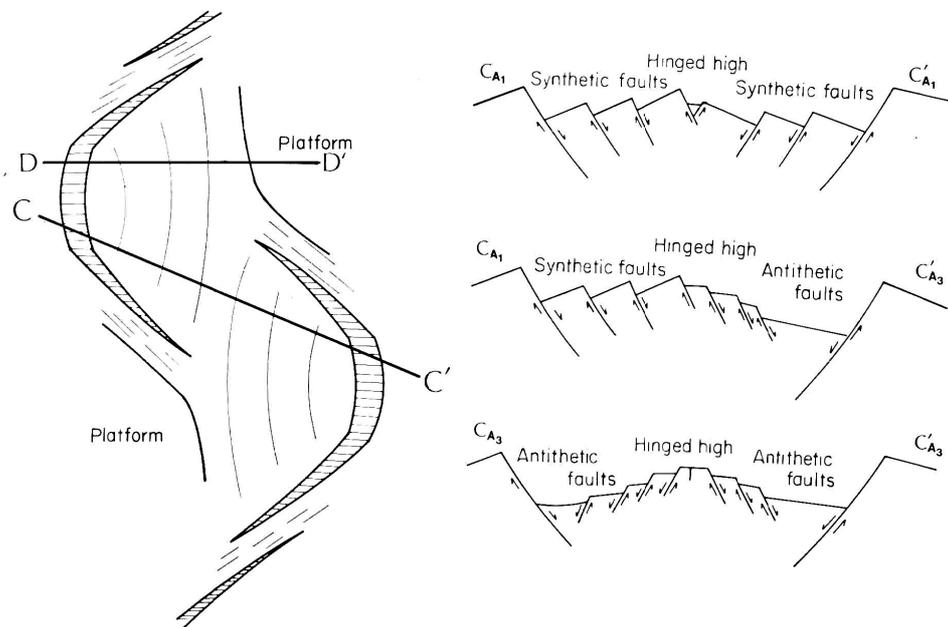


Figura 14: Outras possíveis morfologias geradas por disposições inversas de meio-grabens, gerando sistemas de horst-graben, altos estruturais e inversões na direção de falhamentos no interior da bacia. Extraído de Rosendahl *et al.* (1986).

Cartwright (1991) apresenta uma classificação evolutiva de sistemas de meio-graben com o intuito de definir as fases *rift* que preencheram o meio-graben a partir de padrões de refletores em seção sísmica. O autor define o pré-*rift* como um conjunto de refletores paralelos do *hangingwall* em contato com o *footwall* (Figura 15). O sin-*rift* apresenta um conjunto de refletores divergentes (Figura 15), indicando uma deposição sob regime tectônico ativo (fase *rift*), enquanto que o pós-*rift* apresentaria um padrão em *onlap*, paralelo e por vezes preenchendo totalmente o meio-graben (Figura 15). Esta classificação a partir dos padrões de refletores viria a ser mais tarde enfocada por Bosence (1998), e o posicionamento do final do *rift* seria detalhado com mais profundidade por Prosser (1993), conforme descrito a seguir.

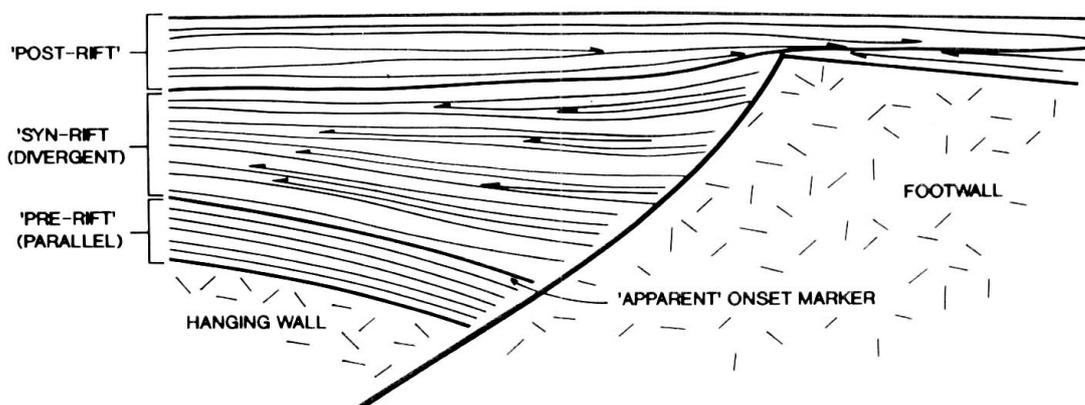


Figura 15: Classificação esquemática de seqüências pré-, sin- e pós-*rift*, baseada em padrões de refletores e relações com falhamentos. Extraído de Cartwright (1991).

Purser & Bosence (1998) apresentam o ótimo tratado *Sedimentation and Tectonics in Rift Basin – Red Sea and Gulf of Aden*, com capítulos de diversos autores enfocando os mais diversos temas associados a bacias *rift*: eventos de geração e terminação de *rifts*, diagênese de carbonatos, evaporitos e tectônica halina, geoquímica e magmatismo. Neste volume, Bosence (1998) apresenta uma importante classificação estratigráfica de bacias *rift*, onde a bacia é seccionada em (a) pré-*rift* (estratos depositados em um evento anterior ao início da fase *rift*, quer seja por flexura crustal, ou outros eventos tectônicos indeterminados ou desassociados da fase *rift*), seguida por (b) *rift*, caracterizando os estratos depositados sob o regime de abertura relacionado aos modelos de geração de bacias *rift* acima discutidos (cisalhamento puro ou simples, Figura 3); por fim, (c) o pós-*rift*, caracterizado como o conjunto de

estratos depositados sob um regime tectônico não mais associado ao *rift*, comumente associado a uma margem passiva oriunda da total separação e deriva continental.

Estas três fases evolutivas de uma bacia *rift* podem ser identificadas a partir da análise do padrão dos estratos (ou refletores, em seções sísmicas), e o mapeamento de duas discordâncias que limitam os três estágios evolutivos: a discordância *sin-rift*, que limita os estratos *pré-rift* sotopostos dos estratos *sin-rift* sobrepostos, e a discordância *pós-rift*, que limita os estratos *sin-rift* sotopostos dos estratos *pós-rift* sobrepostos (Figura 16). Estas discordâncias são de escala regional, e caracteristicamente, os pacotes *pré-rift* são basculados, porém paralelamente uniformes, enquanto que os estratos *sin-rift*, também basculados, são divergentes, denotando uma sedimentação *sin-tectônica*; já os estratos *pós-rift* encontram-se paralelos e uniformes (Figura 16).

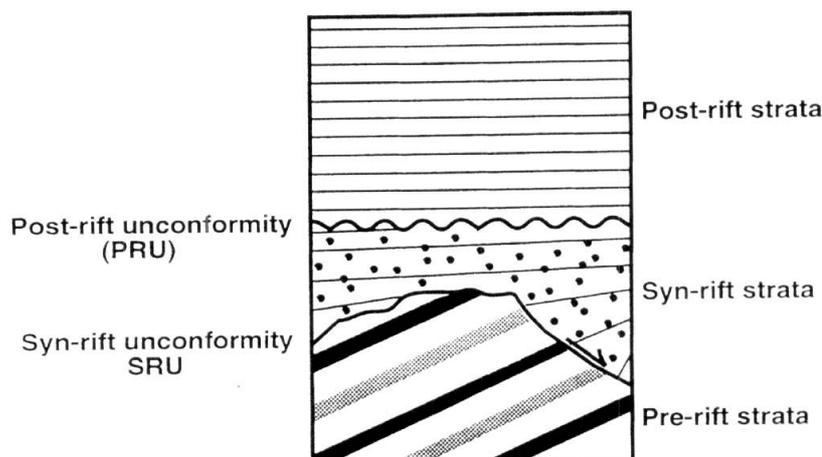


Figura 16: Classificação de seqüências pré-, sin- e pós-rift baseada nos padrões estratais, conforme Bosence (1998).

Quanto á ocorrência do registro dos três eventos evolutivos, é possível que em determinadas regiões da bacia não ocorra preservação ou deposição da fase *sin-rift*, conforme ilustra a Figura 17, ocorrência esta também dependente do modelo de formação da bacia adotado.

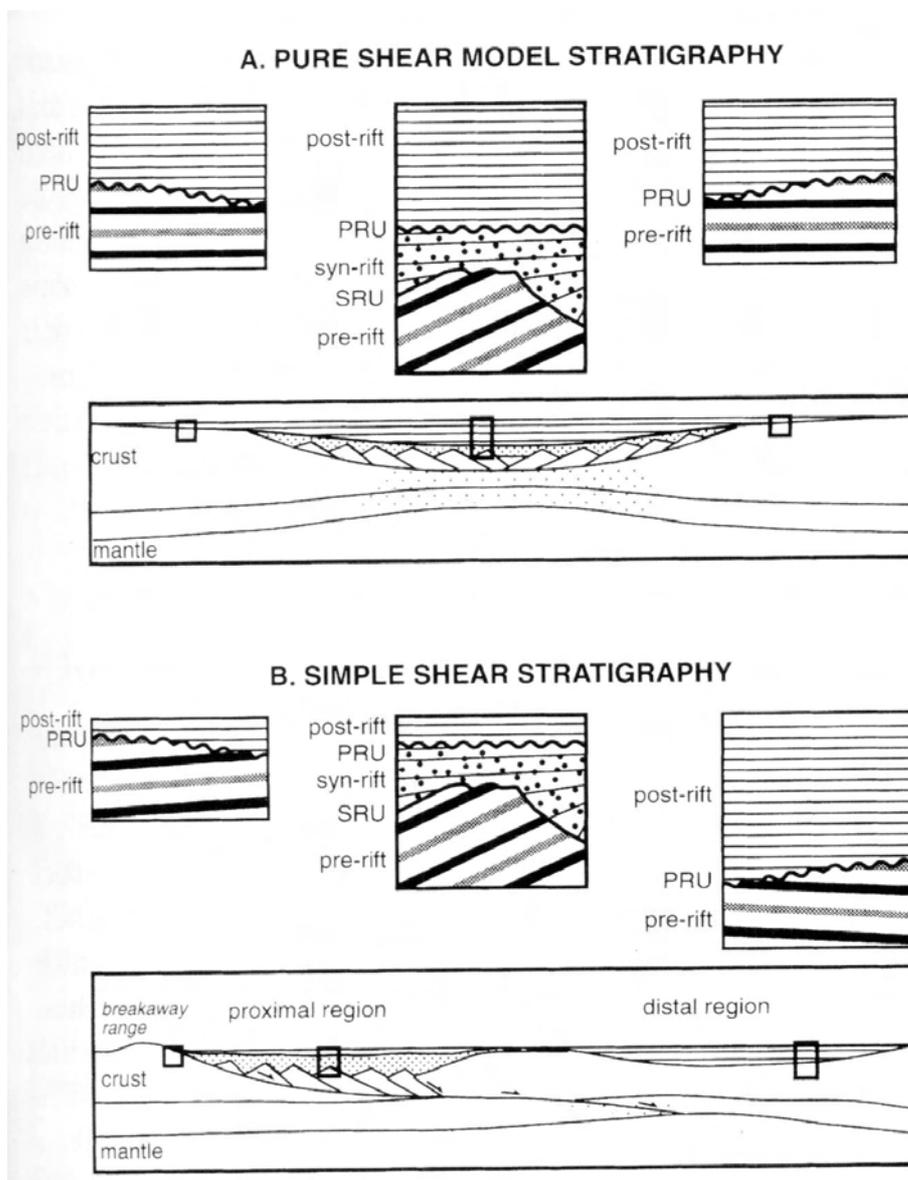


Figura 17: A classificação estratal das seqüências *rift* apresentada anteriormente pode variar ou até uma seqüência ser inexistente, dependendo do modelo de formação de *rift* assumido, e do posicionamento geográfico da área em análise. Extraído de Bosence (1998).

Sob o enfoque sismoestratigráfico, Bosence (1998) afirma que seqüências deposicionais da fase *rift*, depositadas em sistemas de meio-graben, podem apresentar vários padrões de refletores dentro de uma mesma seqüência, conforme mostra na Figura 18, onde na Seqüência 1 ocorre, contemporaneamente, *onlaps* e *downlaps* no *hangingwall*, enquanto que ocorrem amalgamento de discordâncias no *footwall* (o limite de seqüências 1 e 2 se unem), indicando uma importante mudança no padrão de sedimentação do *hangingwall* em relação ao *footwall*.

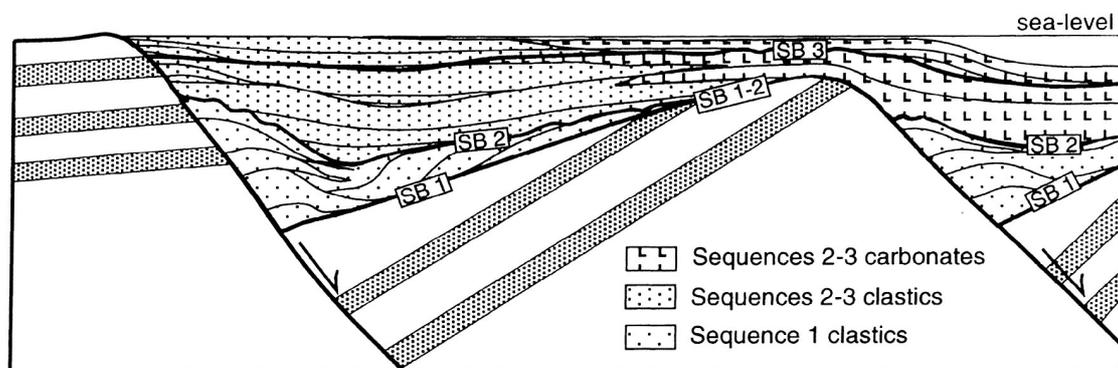


Figura 18: modelo básico de evolução estratigráfica em uma sub-bacia formada por meio-grabens: na seqüência 1 há, de modo síncrono, *onlap*, *agradiação* e *downlap* na área do *hangingwall*, e *erosão/formação* de limite de seqüências na área do *footwall*, devido a subsidência diferencial causada pela falha rotacional do bloco. A seqüência 2 exhibe inicialmente um *onlap* do *hangingwall* para o *footwall*, seguido de *agradiação* e de *geração* de carbonatos. O limite de seqüências 3 se origina em resposta a rotação de blocos com *soerguimento* no *footwall* em sincronia com subsidência no *hangingwall*. (Extraído de Bosence, 1998).

Por fim, Bosence (1998) apresenta uma seção geológica do Golfo de Suez e do sul do Mar Vermelho (Figura 19), onde podem ser observados os estratos associados as fases pré-, sin- e pós-*rift*, juntamente com as discordâncias sin- e pós-*rift*. É interessante observar o posicionamento conceitual de Bosence (1998), juntamente com a maioria dos autores dos capítulos de Purser & Bosence (1998) ao colocar a discordância pós-*rift* no topo das camadas de evaporitos com halocinese, fato que coloca os evaporitos dentro da seção *rift*. Este fato é importante, pois no desenvolvimento do presente estudo, uma das questões a serem abordadas será o posicionamento do final do *rift* na seção estratigráfica da Bacia de Camamu-Almada, e o estudo acima citado é um importante subsídio como modelo conceitual.

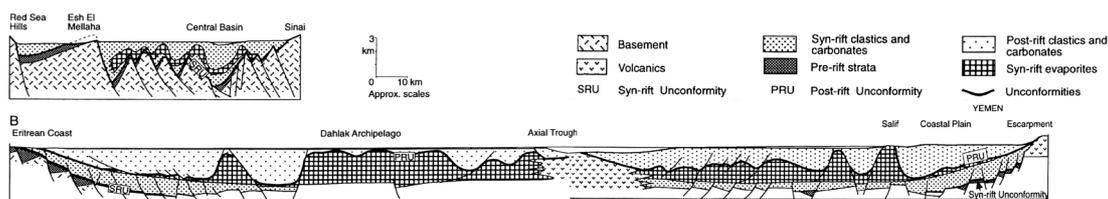


Figura 19: Seção geológica esquemática (a) no sul do Golfo de Suez e (b) no sul do Mar Vermelho, ilustrando a morfologia da bacia e as principais discordâncias e intervalos estratigráficos (sem escala). Extraído de Bosence (1998).

Prosser (1993) apresenta uma classificação estratigráfica notável, associando padrões de refletores sísmicos, sistemas deposicionais, eventos tectônicos e resposta sedimentar, utilizando como estudos de caso, os *riffs* do Mar do Norte e do Mar de Barents.

A autora demonstra com toda propriedade que é melhor simplesmente identificar e descrever os sistemas deposicionais em termos de fácies e padrão de empilhamento, e interpretá-los em termos de mudanças locais do nível de base (no caso, nível de lago), sem tentar reconhecer tratos de sistemas e vinculá-los a posições específicas da curva eustática, como é feito na estratigrafia de seqüências de uma bacia de margem passiva.

Nessa concepção alternativa, os sistemas deposicionais geneticamente vinculados formariam um **trato de sistemas tectônico – tectonic system tract** (*sensu* Prosser, 1993).

Para entender o significado do conceito adaptado, e trabalhar com este conceito, é crucial compreender a grande influência que a tectônica têm sobre a sedimentação – a adaptação conceitual passa necessariamente por três pontos:

- (1) Subsidência e soerguimento são síncronos no sistema de meio-graben – o *footwall* sofre soerguimentos enquanto o *hangingwall* sofre subsidência - simultaneamente;
- (2) Portanto, subida e descida do nível de base ocorrem de modo síncrono em um mesmo sistema;
- (3) A criação de espaço nesse sistema é considerada muito grande.

Com estas premissas em mente, fica claro que a rápida e intensa criação de espaço nas bacias *riff*, devido à tectônica, deixa o sito deposicional faminto durante a fase ativa de falhamento, em boa parte do sistema de meio-graben.

Várias causas para tal podem ser apontadas:

- 1 – o crescimento de falhas: as falhas têm taxa crescente de deslocamento, assim, se a taxa de influxo sedimentar se mantém constante, aumenta o potencial para a subsidência sobrepujar a sedimentação, ou seja, é criado sucessivamente mais espaço do que é preenchido durante a fase ativa de *rift*;
- 2 – o desenvolvimento do sistema de *rift*: a arquitetura em grande escala de uma bacia *rift* é freqüentemente caracterizado por uma grande falha delimitante, ou falha-mestra, com falhas sintéticas e antitéticas subordinadas. Assim, criam-se no início do *rift*, diversas sub-bacias, que são mais facilmente preenchidas do que a grande bacia durante o clímax do *rift*. Assim vai ocorrer um afinamento de estratos, uma diminuição na taxa de acúmulo e um conseqüente aumento na batimetria;
- 3 – Desenvolvimento da bacia de drenagem: como a área de drenagem do *hangingwall/footwall* criados pelo *rift* é menor do que a área de drenagem do *hinterland* (região continental, área fonte), a quantidade de sedimento mais importante vem de mais longe, sendo um sedimento mais fino e maturo, preenchendo axialmente o *rift*.

Em termos espaciais, a área menos íngreme do *hangingwall* é mais aproveitada pela erosão fluvial, de modo que tem sedimentação mais efetiva do lado do *hangingwall*.

Em termos temporais, sempre se acreditou que a criação de uma nova área-fonte devido a um evento *rift* seria respondida imediatamente pela sedimentação, gerando-se uma sucessão granocrescente. Outros acreditam o contrário: o início do *rift* deveria ser correlacionado ao início de sedimentação mais fina. Isso ocorre porque a drenagem não consegue expandir e erodir significativamente ao mesmo tempo em que a subsidência ocorre ao longo da falha do *rift*. Somente quando o movimento da falha cessa, a drenagem consegue se estabilizar e começa efetivamente a erodir a nova área-fonte.

Assim, a fase ativa do *rift* é marcada por sedimento mais fino, com contribuição de clásticos mais grossos apenas na região mais elevada do *footwall*. Só depois de cessar o rifteamento é que volumes maiores de sedimento grosso vão adentrar a bacia e vão preencher o espaço disponível com sucessões arenosas.

Com base nisso, quatro fases gerais de desenvolvimento de *rift* podem ser reconhecidos:

Rift Initiation Systems Tract (Figura 20): A sedimentação (fluvial/gravitacional) acompanha a subsidência, a sedimentação é predominantemente axial (*hummocky clinoforms* em seções sísmicas), caracterizado pelo aporte fluvial e sedimentação nas planícies aluviais e na forma de leques aluviais. O espaço é preenchido com relativa facilidade.

Key points: subsidence = sedimentation
 no established drainage basins in newly created topographic locations
 dominantly axial input from antecedent mature drainage basins
 small isolated sub-basins, small area for deposition

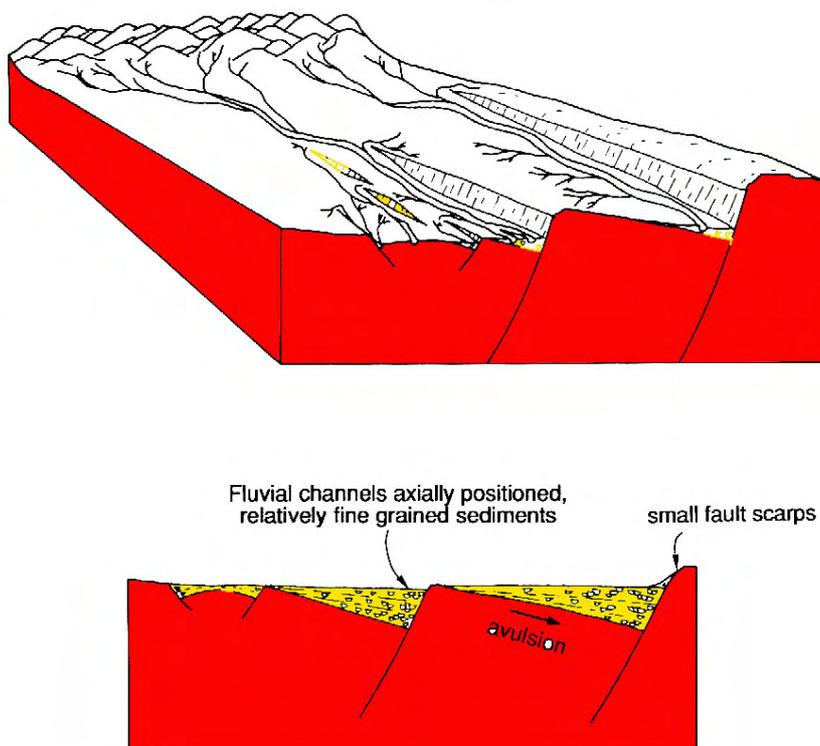


Figura 20: *Rift Initiation Systems Tract*: a sedimentação (fluvial/gravitacional) acompanha a subsidência e a sedimentação é predominantemente axial (modificado de Prosser, 1993).

Rift Climax Systems Tract (Figura 21 e Figura 22): Considerada a principal fase do *rift*, onde a subsidência ganha da sedimentação, devido a intensa movimentação de falhas e muita criação de espaço. Esse trato tem um desenvolvimento compartimentado nos seguintes eventos:

Initial Rift Climax Systems Tract: Inicia-se com *offlap/onlap* no *hangingwall*, refletindo o início da criação de espaço; e alguma aggradação no *footwall*, devido à contribuição de leques aluviais depositados em resposta ao soerguimento do *footwall*;

Mid Rift Climax Systems Tract: Com a crescente taxa de criação de espaço, a sedimentação é inicialmente agradacional, mas passa a ser cada vez mais fortemente retrogradacional na área do *hangingwall*, enquanto que na região da falha-mestra persiste o regime agradacional de leques aluviais.

Late Rift Climax Systems Tract: Marca o final da sedimentação *rift*, onde a taxa de criação de espaço é drasticamente reduzida, terminando com uma cobertura mais ou menos contínua de sedimento, registrando o preenchimento final do espaço gerado.

Key points: subsidence > sedimentation
minor sediment accumulation due to increase in rate of subsidence (related to fault growth), increase in area for deposition, hydrological control (small drainage basins, canyon cutting, nick point migration mechanism)
Unlikely to record minor eustatic changes

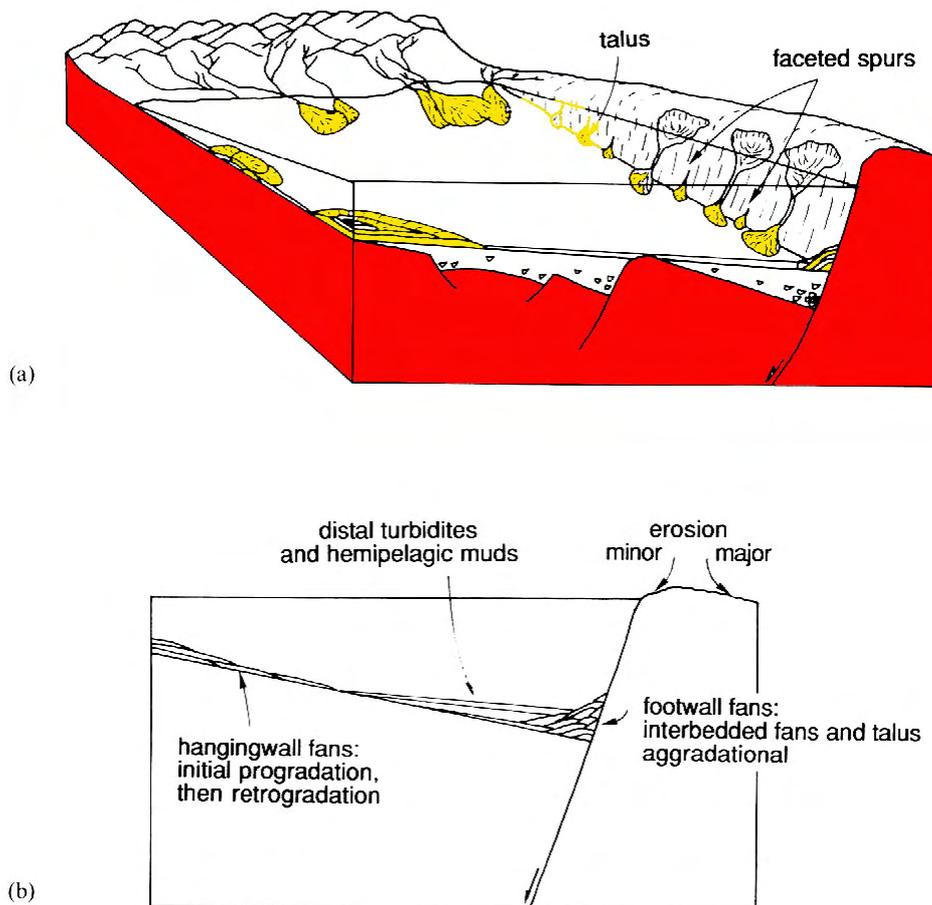


Figura 21: *Rift Climax Systems Tract* é trata de sistemas tectônico mais importante da história de desenvolvimento do *rift*. Em (a) ilustra-se um bloco-diagrama esquemático dos sistemas deposicionais atuantes, e em (b) é mostrada a resposta sismoestratigráfica esperada. Modificado de Prosser (1993).

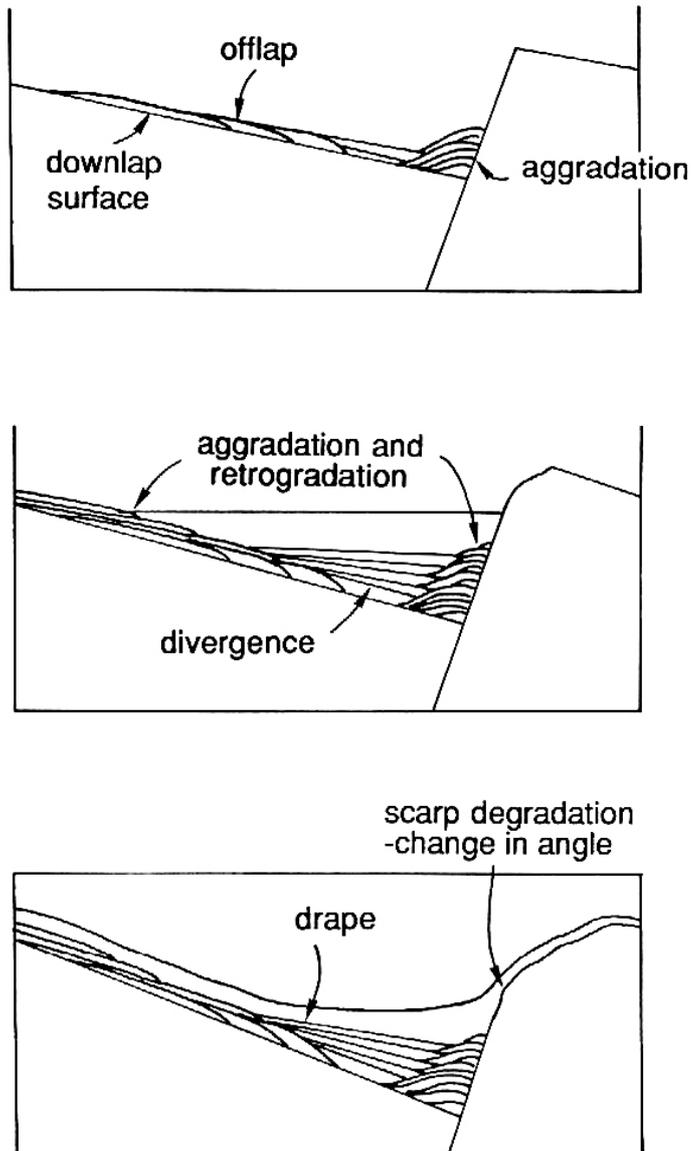


Figura 22: Relação das três fases de desenvolvimento do rift (do topo para a base): o Rift Clímax Inicial, com offlap e onlap no hangingwall, mas ainda sem fortes retrogradações; o Mid Rift Clímax, marcado por fortes retrogradações; e o Late Rift Clímax, onde o espaço é preenchido na forma de um drape sedimentar por sobre toda a área (extraído de Prosser, 1993).

Post-rift Systems Tract (Figura 23): o movimento das falhas diminui e cessa totalmente, acabando com a intensa criação de espaço. A subsidência térmica é responsável pela criação de espaço nessa fase. A rede de drenagem agora consegue

se estabelecer com eficácia e começa a erodir o relevo mais efetivamente, resultando em sucessões cada vez mais arenosas, acolmatando os lagos finais criados durante o término do *rift*. A erosão continuará até o aplainamento da topografia residual.

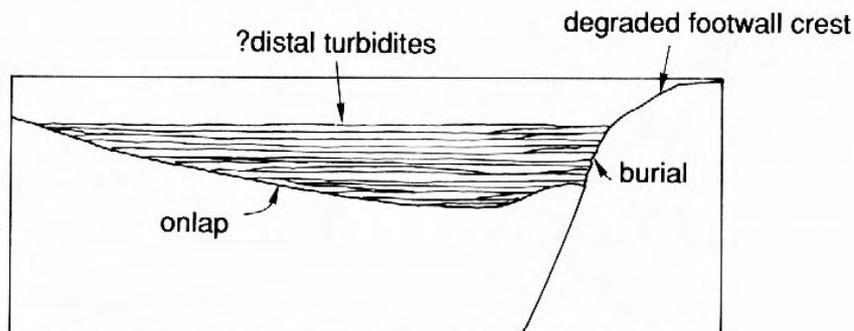
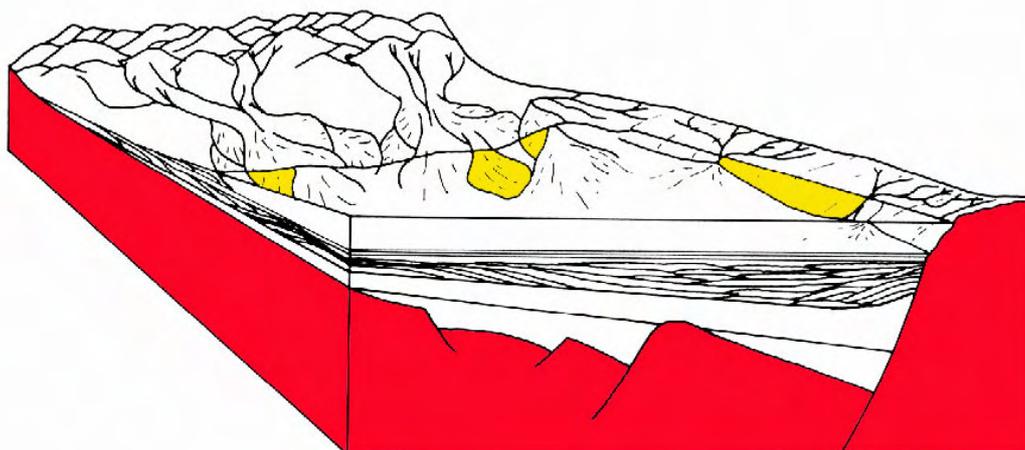


Figura 23: Post-Rift Systems Tract: o espaço gerado é mínimo se comparado com o espaço da fase ativa do rifteamento. A sedimentação ultrapassa a subsidência e preenche a bacia com sucessões cada vez mais arenosas (modif. de Prosser, 1993).

Assim, os padrões de refletores dos respectivos tratos tectônicos conforme anteriormente descritos, e as características diagnósticas em seções sísmicas podem ser observadas na Figura 24, e conforme afirma categoricamente Prosser (1993), a fase de maior intensidade tectônica do *rift*, será representada na realidade por

expressivas sucessões de sedimentação fina, conforme a seção estratigráfica idealizada para uma fase *rift* da Figura 25.

IMMEDIATE POST-RIFT:

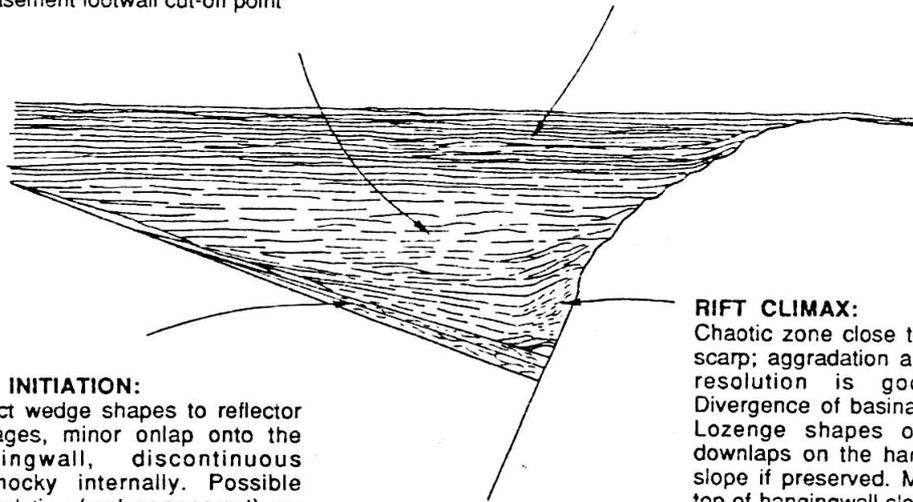
Discontinuous parallel reflectors, with possible progradational and aggradational reflectors close to the footwall. Compaction syncline over the basement footwall cut-off point

LATE POST-RIFT:

Continuous parallel reflectors, less compaction induced deformation. Strong onlap and burial

RIFT INITIATION:

Perfect wedge shapes to reflector packages, minor onlap onto the hangingwall, discontinuous hummocky internally. Possible progradation (real or apparent), no evidence of important footwall derived sediments.



RIFT CLIMAX:

Chaotic zone close to the footwall scarp; aggradation and downlap if resolution is good enough. Divergence of basinal equivalents. Lozenge shapes or low angle downlaps on the hangingwall dip-slope if preserved. Minor onlap at top of hangingwall slope.

Figura 24: Seção sísmica idealizada apresentando os respectivos tratos tectônicos e suas expressões sísmicas. Extraído de Prosser (1993).

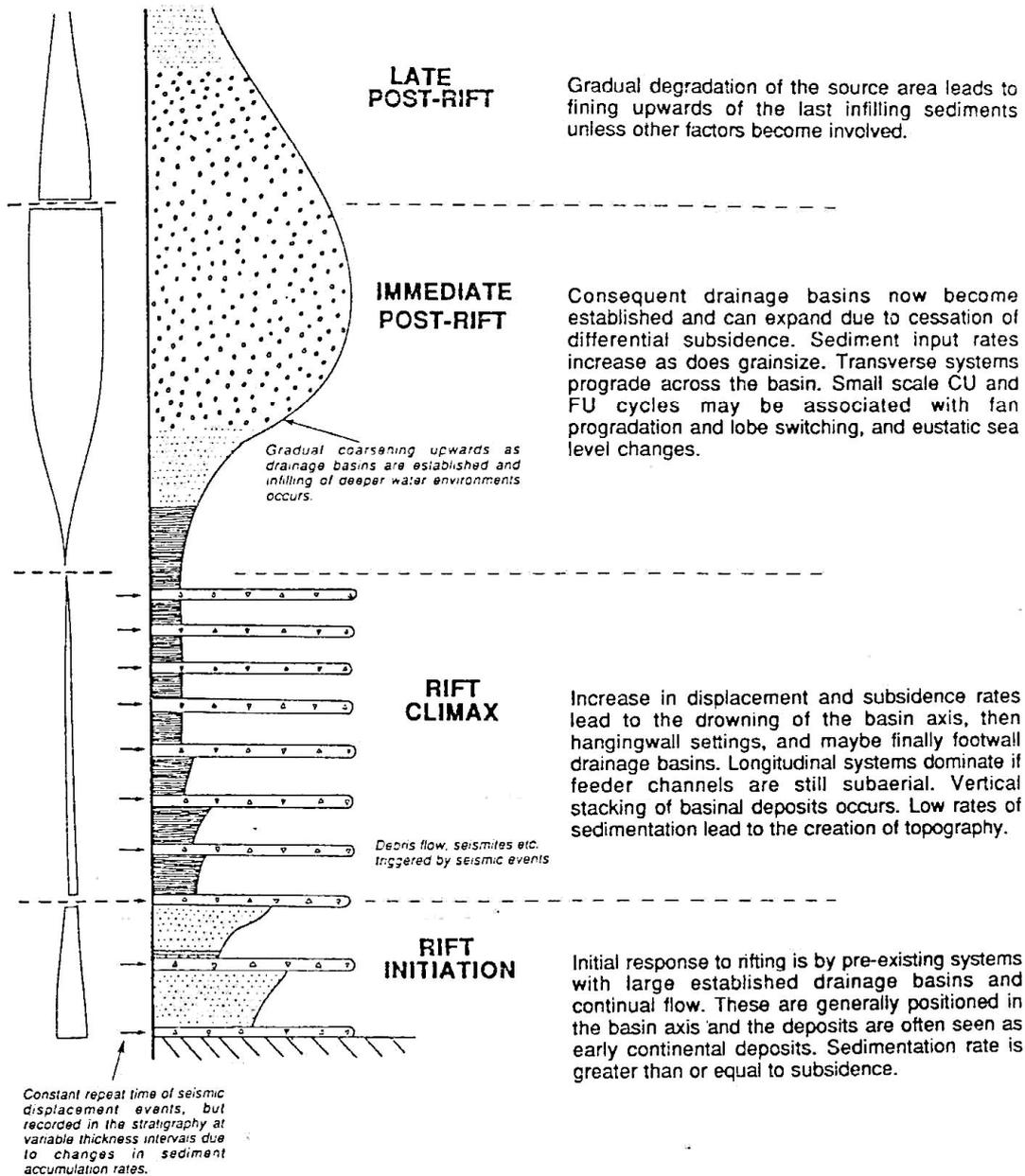


Figura 25: Sucessão estratigráfica vertical idealizada, apresentando os padrões de empilhamento e sistemas deposicionais para os respectivos tratos tectônicos formadores da fase *rift* de uma bacia. Extraído de Prosser (1993).

Por fim, Nottvedt *et al.* (1995), trabalhando no Mar do Norte, desenvolve uma análise tectono-sedimentar baseada nos preceitos de Prosser (1993), acima descritos. É interessante observar neste estudo, a identificação de eixos de rotação da bacia, os quais encontram-se associados ao ponto de rotação (*tilt*) nos sistemas de meio-graben, pois os mesmos ocorrem em diversas escalas na bacia (Figura 26). Claramente, Nottvedt (1995) associa, igualmente a Prosser (1993), o grande pulso de

sedimentação no preenchimento da bacia, á fase pós-*rift* (Figura 27). Também apresenta um esquema de geração das discordâncias devido á intensa erosão de domos, cristas e ombreiras, juntamente com erosão de porções do próprio *rift* sem criação de espaço que possibilite a deposição dos sedimentos criados nesta deposição. Este conceito é fundamental quando no presente trabalho for discutida a geração de discordâncias internas ao *rift*, mais adiante. Adicionalmente, Nottvedt (1995) associa o início de um pulso de *rift* á ocorrência de arenitos e sedimentos relativamente grossos (Figura 27), afirmando que o início de um pulso *rift* se dá sob condições de lenta rotação de bloco, o que possibilita um pulso inicial de sedimentos relativamente grossos.

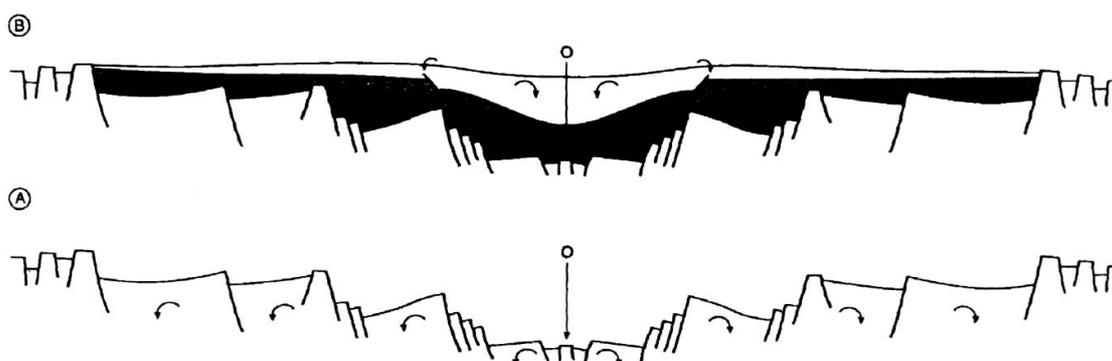


Figura 26: Seção esquemática de um graben, apresentando os eixos de rotação de blocos, que ocorrem em diversas escalas dentro da bacia. (a): geração do espaço de acomodação por predominantemente rotação de blocos; (b) deposição de duas seqüências sin-*rift* (seção preta e branca). Extraído de Nottvedt *et al.* (1995).

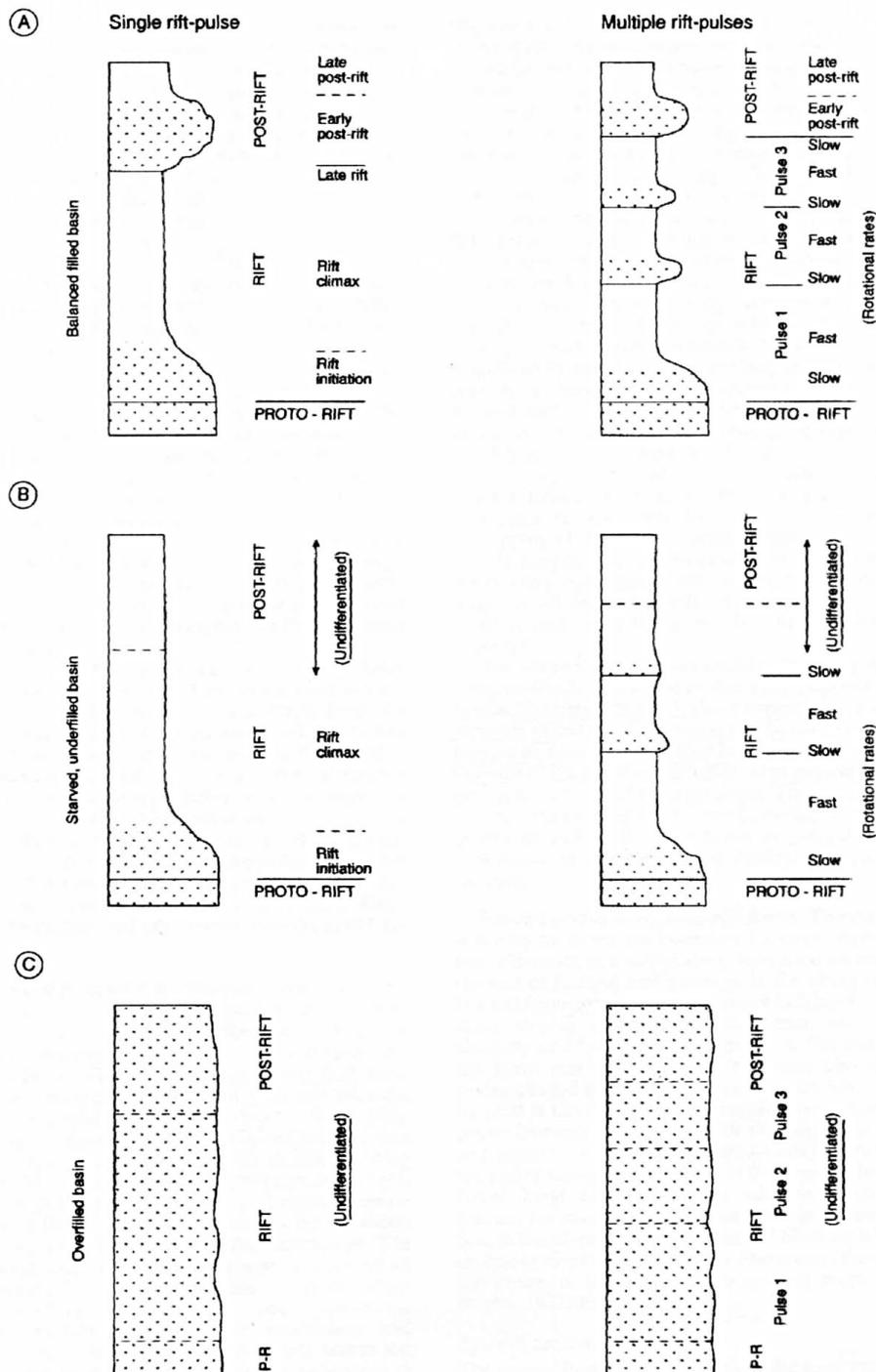


Figura 27: Seções estratigráficas idealizadas apresentando a arquitetura deposicional sin-rift em relação aporte/espaco (a) balanceado ($A \sim B$), (b) subpreenchido ($A < E$) e (c) superpreenchido ($A > E$). Outro fato a ser observado é o início da fase rift, que é representada na forma de um pulso sedimentar, explicado devido a lenta rotação inicial do bloco, na qual é possível preencher o espaço inicialmente criado com os arenitos. Extraído de Nottvedt *et al.* (1995).

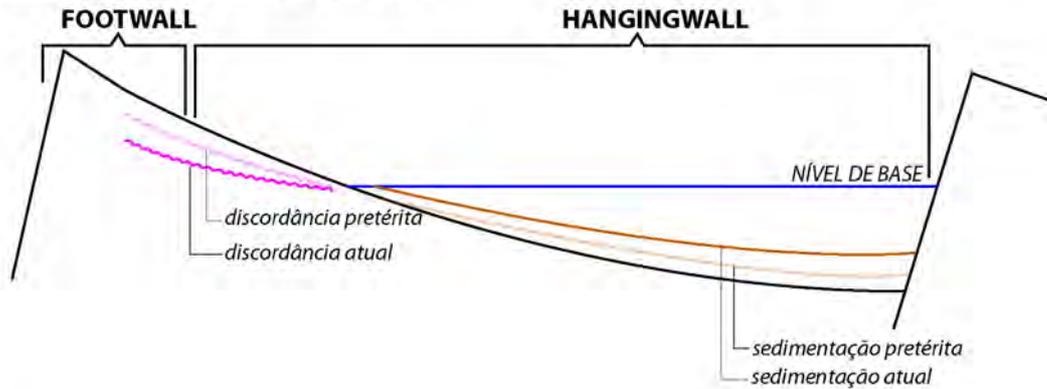
4.2.3. Síntese

Em síntese aos trabalhos acima citados, pode-se assumir uma concepção de análise estratigráfica baseada nas seguintes premissas, integradas nas Figura 28, Figura 29 e Figura 30:

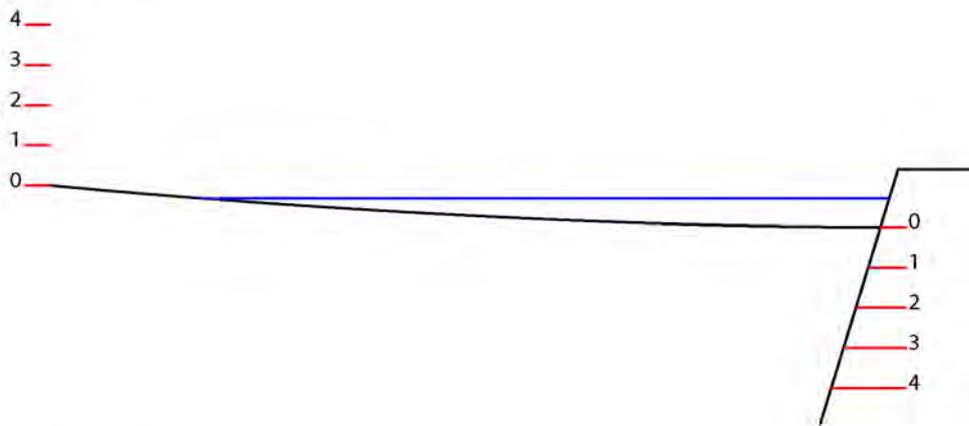
- Os eventos tectônicos formadores do *rift* ocorrem em pulsos, relativamente instantâneos no tempo geológico;
- O sistema de meio-graben é a unidade básica formadora do *rift*, em termos de geometria condicionante da sedimentação, e como resultado do estilo tectônico atuante;
- Porém, o sistema de meio-graben não deve ser analisado isoladamente, pois ele ocorre em conjuntos e séries, de diferentes tamanhos e escalas, inclusive podendo ocorrer sistemas de meio-graben menores dentro de um meio-graben maior;
- Devido a sua estruturação, o sistema de meio-graben apresenta movimentos tectônicos distintos e síncronos, ou seja, ocorre subsidência (no *hangingwall*) e soerguimento (no *footwall*) ao mesmo tempo;
- Por consequência, dentro de um meio-graben, ocorre criação e destruição de espaço de acomodação;

Portanto, como resultado esperado, um pacote sedimentar depositado no *hangingwall* é temporalmente correlacionado com superfícies erosivas no *footwall* (Figura 31), simplificando o modelo e desconsiderando a sedimentação longitudinal.

LEGENDA PARA O MODELO EVOLUTIVO



(a) TEMPO 0



(b) TEMPO 1

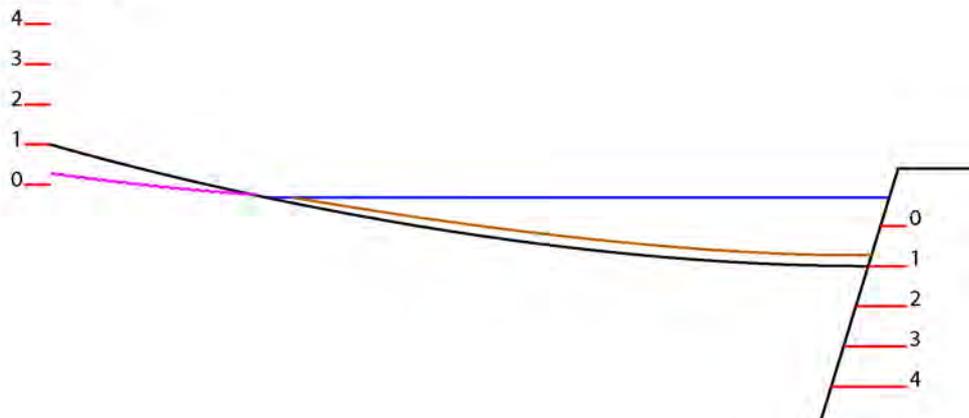


Figura 28: Modelo esquemático de evolução de um meio-graben, com soerguimento dos *footwalls* (e geração de discordância) e criação de espaço no *hangingwall* (e conseqüente deposição). Segue na Figura 29.

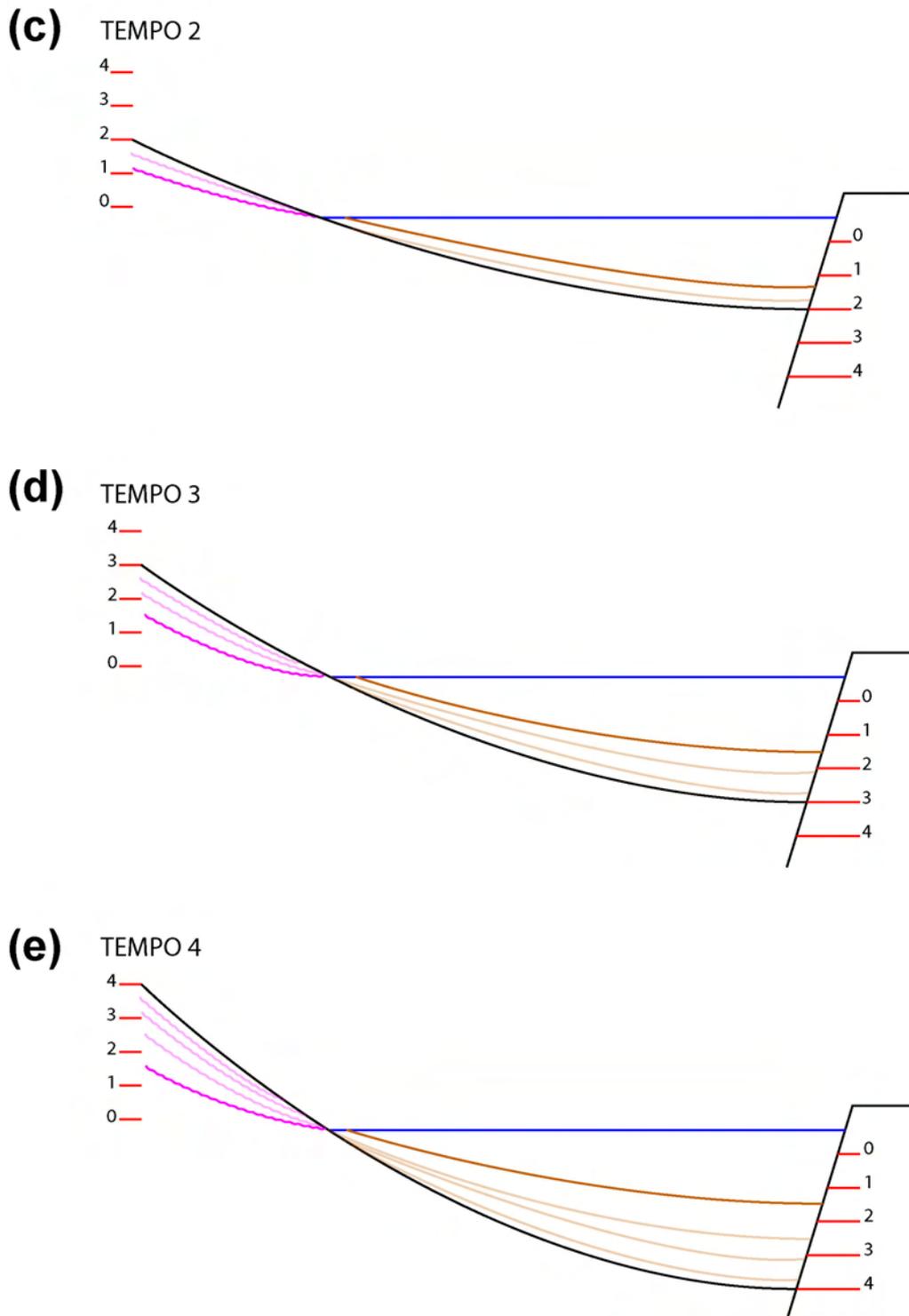


Figura 29: (continuação da Figura 28): Modelo esquemático de evolução de um meio-graben, com soerguimento dos *footwalls* (e geração de discordância) e criação de espaço no *hangingwall* (e conseqüente deposição). Segue o modelo na Figura 30.

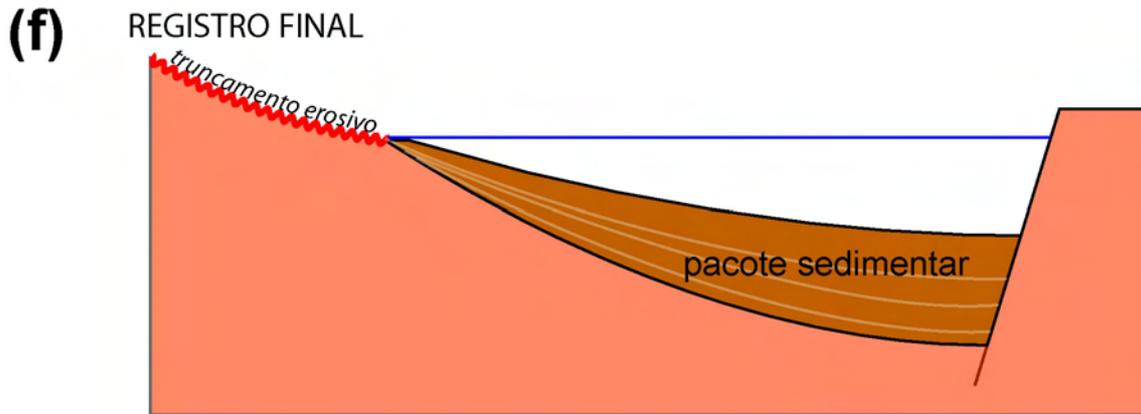


Figura 30: (continuação da Figura 29). No final do evento tectônico, o pacote sedimentar gerado é cronoestratigraficamente correlacionado com uma superfície (a discordância).

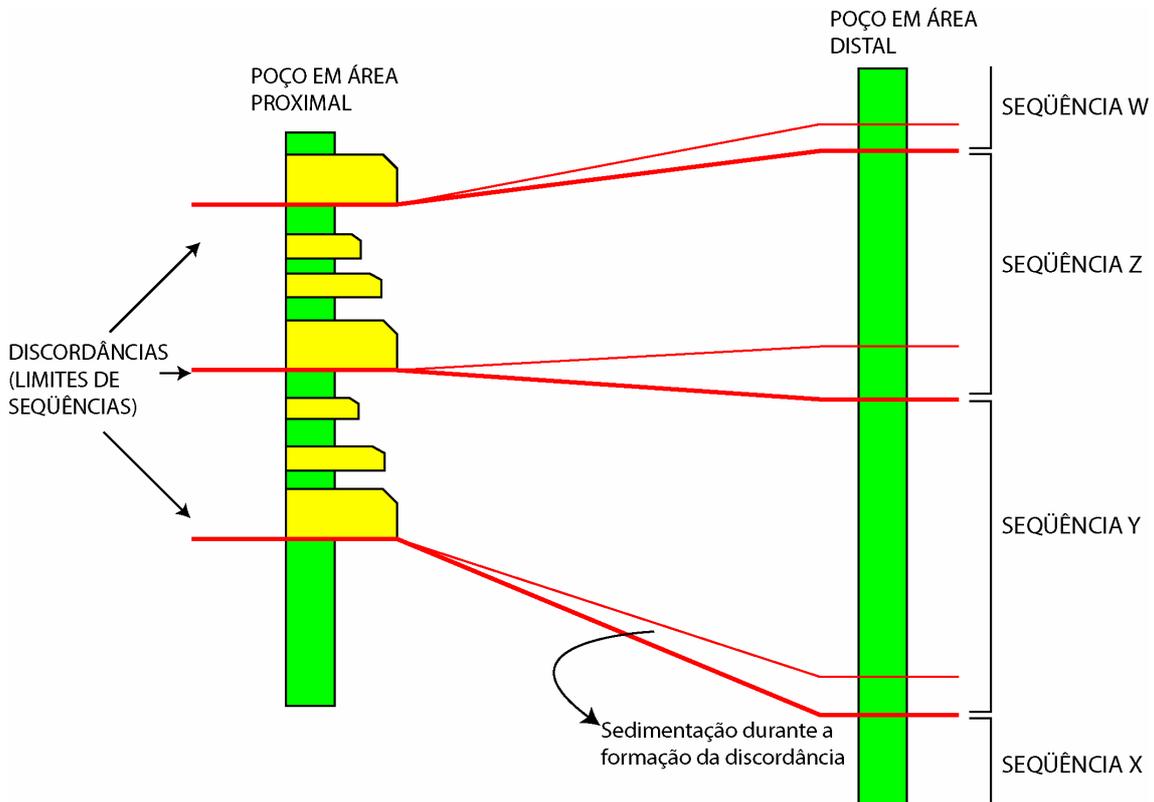


Figura 31: Em bacias *rift*, devido a intensa erosão na parte alta do sistema de meio-graben, uma superfície erosiva pode ser correlacionada distalmente a uma espessa seção de folhelhos, contribuindo para o caráter assimétrico de espessuras de seqüências.

Porém, os estudos que abordam a estratigrafia de bacias *rift* sob a óptica genética não possuem um modelo comum, quer para modelos evolutivos, quer para padrões de sedimentação, ou posicionamento de discordâncias. Isto se deve ao fato de a aplicação de uma estratigrafia dinâmica (e.g., estratigrafia de seqüências) em bacias marginais ser relativamente recente, modelos de estratigrafia dinâmica para bacias não controladas eustaticamente, tais como bacias *rift*, são mais raros ainda, encontrando-se atualmente em fase de pleno desenvolvimento. Assim, é de suma importância salientar os pontos ainda não totalmente esclarecidos encontrados nos trabalhos acima citados, que trataram a estratigrafia sob uma abordagem genética:

O modelo de discordâncias do começo e do fim do *rift* (Bosence, 1998), é simples, esclarecedor e extremamente útil. Porém, realmente funciona? As discordâncias podem ser mapeadas?

Onde realmente termina o *rift*? Após o último pulso sedimentar (conforme Bosence, 1998), ou antes dele (Prosser, 1993 e Nottvedt *et al.*, 1995)?

Os tratos de sistema geométricos (*sensu* Brown & Fisher, 1977) devem ser abandonados por estarem diretamente ligados a variações de controle eustático, e substituídos pelos tratos tectônicos de Prosser (1993), de controle tectônico?

Como é a sucessão de fácies de um pulso tectônico na fase *rift*? A proposta de granocrescência ascendente de Prosser (1993) é correta?

O sistema de meio-graben pode ocorrer em diversas escalas e ordens em bacias *rift*. O detalhamento de Rosendahl *et al.* (1987) é possível? Pode-se utilizar o modelo de meio-graben apresentado pelo autor, e a complexa interação de meio-grabens como no Lago Tanganyika como um modelo conceitual global?

A partir de toda a hipótese de trabalho levantada neste capítulo, onde pode-se citar o retrospecto de produção científica de bacias *rift* e os direcionamentos necessários para o desenvolvimento correto da mesma, o estabelecimento de modelos conceituais de evolução de bacias *rift* e o registro estratigráfico que a compõe, juntamente com as premissas de análise citadas, propõe-se, como desenvolvimento deste estudo, abordar os pontos em aberto acima levantados, testando as teorias evolutivas e modelos conceituais estabelecidos pelos respectivos autores, corroborando, refutando, ou adaptando os conceitos.

4.3. Sismoestratigrafia

A sismoestratigrafia é um método de análise estratigráfica indireta, baseada em perfis bidimensionais (seções) da bacia em questão, adquiridos a partir de sistemáticas baseadas em preceitos físicos como a reflexão e a refração de ondas. Os dados adquiridos, devido a grande quantidade de informação (o que é consequência da atual necessidade de maior e melhor precisão do dado) é processado e apresentado na forma de uma seção sísmica. Uma seção sísmica apresenta os dados passíveis de análise baseados em um eixo horizontal (x), que representa a extensão e o posicionamento espacial da seção, e um eixo vertical (y), que representa não a profundidade da seção, e sim o tempo de aquisição do dado vertical. Desta forma, a análise sísmica é fundamentada em padrões e estilos de impedância acústica ao longo de uma “falsa profundidade” medida em tempo de aquisição do dado.

A partir da década de 60 do século XX, a aquisição de dados sísmicos se tornou fundamental para a exploração de cunho petrolífero de bacias sedimentares ao redor do mundo. Assim, a interpretação destes dados teve um sobressalto importante com o aparecimento de duas escolas mais avançadas: geólogos da Exxon, sob a coordenação de Peter Vail, e geólogos da Texas University e da PETROBRAS, orientados por W. Fisher e L. Brown. As idéias de Fischer & Brown se direcionaram para a interpretação de sistemas deposicionais, enquanto que Peter Vail interpretava feições sísmicas relacionadas a variações do nível do mar. Os estudos iniciais de Vail foram publicados no *Memoir 26* da AAPG (Payton, 1977), os quais foram continuados e revistos por Henry Posamentier no volume 42 da SEPM (Wilgus *et al.*, 1988), originando assim, juntamente com Van Wagoner *et al.* (1990), os preceitos da *estratigrafia de seqüências*, que atualmente trabalha conceitualmente desvinculada da análise sísmica, porém no passado eram tratadas como uma só. Este passado em comum da estratigrafia de seqüências e da sismoestratigrafia até hoje gera confusões conceituais, mistura de conceitos e aplicações indevidas de metodologias. Assim, o correto é o trabalho integrado da sismoestratigrafia e da estratigrafia de seqüências, porém, cada uma com sua base teórica bem fundada e caracterizada.

Assim, a análise sismoestratigráfica pode ser realizada a partir de dois parâmetros básicos, conforme Mitchum *et al.* (1977): relações de terminações de refletores e características de refletores, os quais compõem uma fácies sísmica. A fácies sísmica é uma unidade tridimensional, constituída por reflexões sísmicas de parâmetros (supra-citados) os quais diferem-se dos parâmetros das fácies sísmicas

adjacentes (c.f. Brown & Fisher, 1977). Os padrões de terminação de refletores apresentados por Mitchum *et al.*, 1977), e até hoje comumente utilizados são: *onlap*, *downlap*, *toplap*, *offlap* e o truncamento erosivo, cada qual com sua característica interpretação geológica. As características dos refletores podem ser descritas a partir de (c.f. Mitchum *et al.*, 1977): (a) configuração dos refletores (indica padrões de estratificação, processos deposicionais e erosivos), (b) continuidade das reflexões (indica continuidade estratal e processos deposicionais), (c) amplitude das reflexões (contrastes de velocidade/densidade, conteúdo fluido), (d) frequência das reflexões (espessura dos estratos e conteúdo fluido) e (e) forma externa das fácies sísmicas (ambiente deposicional e configuração geológica). Assim, uma seqüência sísmica é definida por uma unidade sísmica de reflexões concordantes, separada das seqüências sísmicas adjacentes por superfícies de discontinuidades, e com um ou mais padrões internos de reflexão (fácies sísmicas). É importante salientar, que, conforme citado acima, neste caso a seqüência sísmica e a seqüência deposicional não são sinônimos (seqüência deposicional – unidade estratigráfica composta por uma sucessão de estratos geneticamente relacionados, relativamente concordantes, limitados no topo e na base por discordâncias ou correlatos concordantes (Posamentier *et al.*, 1988). Desta forma, a seqüência sísmica atualmente é denominada (para evitar confusões), de unidade sísmica (*seismic package*, conforme Emery & Myers, 1996) e geneticamente, equivaleria a um trato de sistemas da estratigrafia de seqüências.

Com base nos preceitos e metodologias acima citados, o pacote de dados sísmicos fornecido pela ANP foi analisado, sendo que os dados sísmicos foram considerados de importância secundária em relação aos dados de poços. Assim, a análise sismoestratigráfica atuou juntamente com a estratigrafia de seqüências em poços, mapeando horizontes correlatos com limites de seqüências em poços e correlacionados ao longo das seções, fornecendo assim a morfologia sísmica das seqüências deposicionais pré-, sin- e pós-*rift*. Como o enfoque desta dissertação não é interpretação sísmica, e pretende-se utilizar a mesma como uma ferramenta adicional para a interpretação evolutiva do *rift*, a interpretação e mapeamento dos horizontes sísmicos equivalentes a limites de seqüências foram realizados pelo geofísico Ademílson Brito, de larga e incontestável experiência em análise sismoestratigráfica, no âmbito do Projeto Camamu-Almada (COPPE/UFRJ-ANP, 2002), e compartilhadas com este autor, também participante do projeto.

5. GEOLOGIA REGIONAL

5.1. Localização da área de estudo

A Bacia de Camamu-Almada localiza-se na região nordeste costeira do Brasil (Figura 1), na porção central do Estado da Bahia, entre os paralelos de 13°S e 15°S, estendendo-se de Salvador no norte, até Ilhéus no sul. O limite norte da Bacia de Camamu-Almada é determinado pela Falha da Barra (Alto de Salvador), que limita as bacias de Camamu-Almada e Recôncavo (Figura 32); o limite sul é o Alto de Olivença, que limita as bacias de Camamu-Almada e Jequitinhonha; o limite oeste ocorre ainda na região próxima à costa, onde passa a aflorar o embasamento proterozóico; o limite leste (*offshore*) da bacia não é atualmente delimitado com um bom nível de precisão. A compartimentação em Camamu (norte) e Almada (sul) se dá devido ao Alto de Taipus (Figura 32).

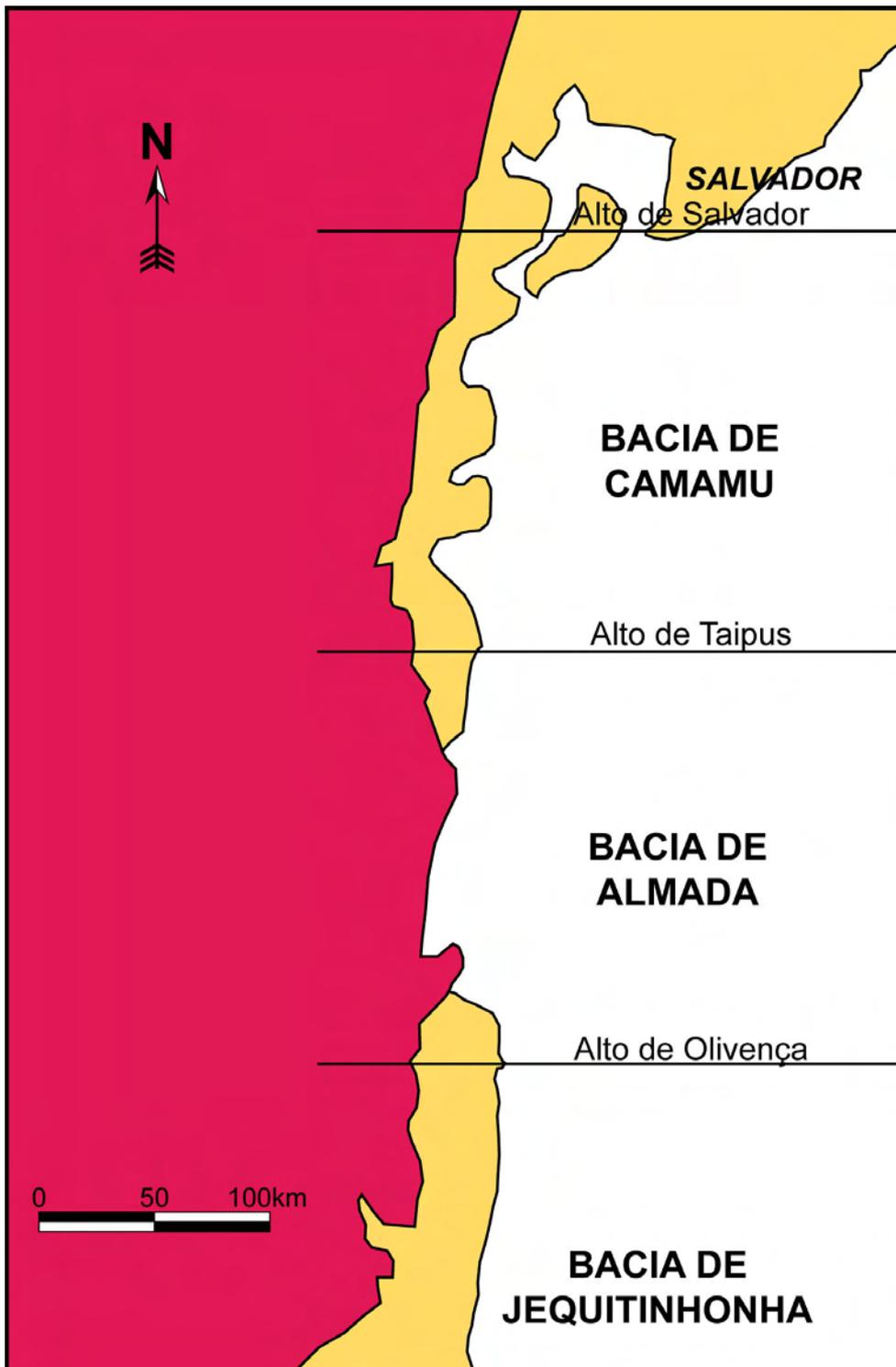


Figura 32: Mapa de localização das bacias de Camamu e Almada e bacias adjacentes na costa do Estado da Bahia, com os respectivos altos estruturais limítrofes (Modificado de Mello *et al.*, 1995).

5.2. Geologia regional da área de estudo

A Bacia de Camamu-Almada pertence ao conjunto de bacias da margem leste brasileira, o qual possui uma evolução geológica comum para todas as bacias, em termos gerais, apresentando uma história evolutiva e composição estratigráfica passíveis de comparação com outras bacias marginais brasileiras. Assim, a Bacia de Camamu-Almada possui uma evolução geológica caracterizada por três fases geotectônicas distintas: uma fase inicial *pré-rift*, onde predomina um estilo de sinéclise intracontinental no período NeoJurássico a Neocomiano Inferior, no Gondwana que ainda não se fragmentou; uma fase *rift*, onde o regime distensivo é intenso, até a quebra do Gondwana (Neocomiano a Aptiano, ou Rio da Serra a Alagoas), a qual é admitida como assimétrica conforme indicam os dados da Bacia de Santos (Figura 33 – Macedo, 1991). Esta fase *rift* é correlacionada ao longo de praticamente toda a margem brasileira e *riffts* interiores, utilizando os andares Rio da Serra (145 – 135 Ma), Aratu (128 – 135 Ma), Buracica (126 – 128 Ma), Jiquiá (123 – 126 Ma) e Alagoas (111 – 123 Ma) como marcadores cronológicos da evolução do sistema de *riffts* que geraram a abertura do Oceano Atlântico (para uma maior discussão referente aos andares geocronológicos da margem brasileira, consulte o capítulo 6 – Discussões Adicionais). Estes andares e as litologias componentes podem ser correlacionados com o objetivo de fornecer uma evolução em um contexto regional de grande escala, possibilitando assim análises de grandes pacotes estratigráficos e suas variações espaciais e temporais. A quebra do Gondwana deu-se a partir de grandes lineamento proterozóicos e paleozóicos os quais são reconhecidos atualmente em cinturões de dobramentos, províncias e crátons proterozóicos, e bacias sedimentares continentais paleozóicas (Chang *et al.*, 1991); por fim, um período *pós-rift*, de deriva continental e instalação de uma margem passiva, que iniciou-se no Albiano e segue até os dias de hoje (Milani & Thomaz-Filho, 2000), caracterizada atualmente como uma margem passiva, com uma clara definição dos componentes geomorfológicos das margens passivas: uma plataforma marinha, a oeste, com uma batimetria média de 20 a 100 metros, uma região de talude, que se originou a partir da zona de charneira da fase *rift*, e uma região abissal, com uma batimetria média de 2000 metros.

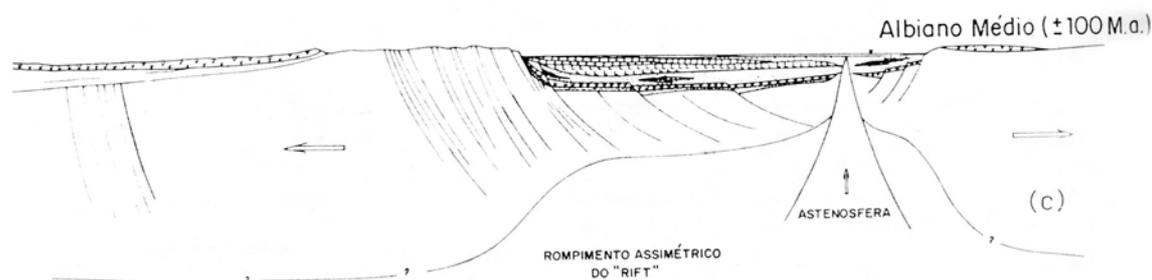


Figura 33: Perfil estrutural do sistema *rift* e sedimentação pós-*rift* do Albiano Médio da Bacia de Santos (Extraído de Macedo, 1991).

Devido a esta evolução interligada com outras bacias marginais, pode-se afirmar em um contexto geotectônico global que a Bacia de Camamu-Almada encontra-se no sistema de *rifts* que marcaram o início da separação entre os continentes Sul-Americano e Africano, que iniciou-se a cerca de 143 milhões de anos (Rio da Serra – Neocomiano Inferior), até a total separação em cerca de 115 milhões (Alagoas – Aptiano).

Como afirmado anteriormente, a Bacia de Camamu-Almada possui uma evolução compartimentada em três eventos distintos: pré-*rift*, sin-*rift* e pós-*rift* (Chang *et al.*, 1992). O preenchimento sedimentar da bacia é predominantemente siliciclástico, porém ocorrem depósitos evaporíticos e carbonáticos na seção. A deposição pré-*rift* é basicamente caracterizada como uma intercalação de pacotes predominantemente areníticos com pacotes de folhelhos (em escala de formações), enquanto que o preenchimento sin-*rift* é inicialmente caracterizado pela deposição de clásticos associados a sistemas aluvionares/fluviais na porção norte do sistema de bacias *rift* preservado na margem brasileira, enquanto que na porção sul ocorrem apenas rochas vulcânicas com restritos e raros sistemas aluvionares (Andar Dom João, Figura 34 – Chang *et al.*, 1992). Já no andar Rio da Serra – Aratu, na porção sul a deposição clástica aumenta, e na porção norte começam a ocorrer sistemas lacustres com sistemas deltaicos marginais (Figura 34). No andar Buracica – Jiquiá a deposição de rochas vulcânicas concentra-se localmente em zonas de fraturamento, e ocorre o desenvolvimento de margens carbonáticas lacustres com sistemas aluvionares posicionados anteriormente, os quais são característicos na região sul e norte do sistema de *rifts* (Figura 34). Por fim, no Andar Alagoas ocorre uma deposição clástica extremamente localizada, e a ocorrência de grandes depósitos evaporíticos, indicando ambientes marinhos rasos com clima árido e alta taxa de evaporação para praticamente toda a margem brasileira (Figura 34). Na região da Bacia de Camamu-

Análise estratigráfica da seção rift da Bacia de Camamu-Almada

Dissertação de Mestrado – Juliano Kúchle

Almada localiza-se o ponto de bifurcação da junção tríplice oriunda do sistema de *riffts* que antecederam a abertura do Oceano Atlântico e separação da América do Sul e da África. Esta junção tríplice teve um dos braços abortados, gerando o aulacógeno das bacias de Recôncavo, Tucano e Jatobá, enquanto que nos braços onde a deformação concentrou-se, ocorreu a quebra e formou-se o sistema de margens passivas atuais (Dias, 1991 - Figura 35). O pós-*rift* inicia-se com carbonatos, de idade albiana, que se depositaram em toda a margem brasileira, com a ocorrência de sistemas clásticos – deltaicos/aluvionares proximais. Os carbonatos albianos de pós-*rift* atualmente são de pequena expressão, pois foram intensamente erodidos no período Santoniano-Coniaciano, evento registrado como uma discordância correlata em várias bacias. Acima da discordância é depositado o pacote pós-*rift* marinho transgressivo, denominado Megassequência Marinha Transgressiva por Chang *et al.* (1992), e é caracterizada por um pacote marinho transgressivo, que tem como controle principal a variação do nível do mar. Por fim, ocorre um pacote marinho regressivo, denominado por Chang *et al.* (1992) como Megassequência Marinha Regressiva, e é marcado por um pacote marinho regressivo, controlado principalmente pelo aporte sedimentar (Figura 36).

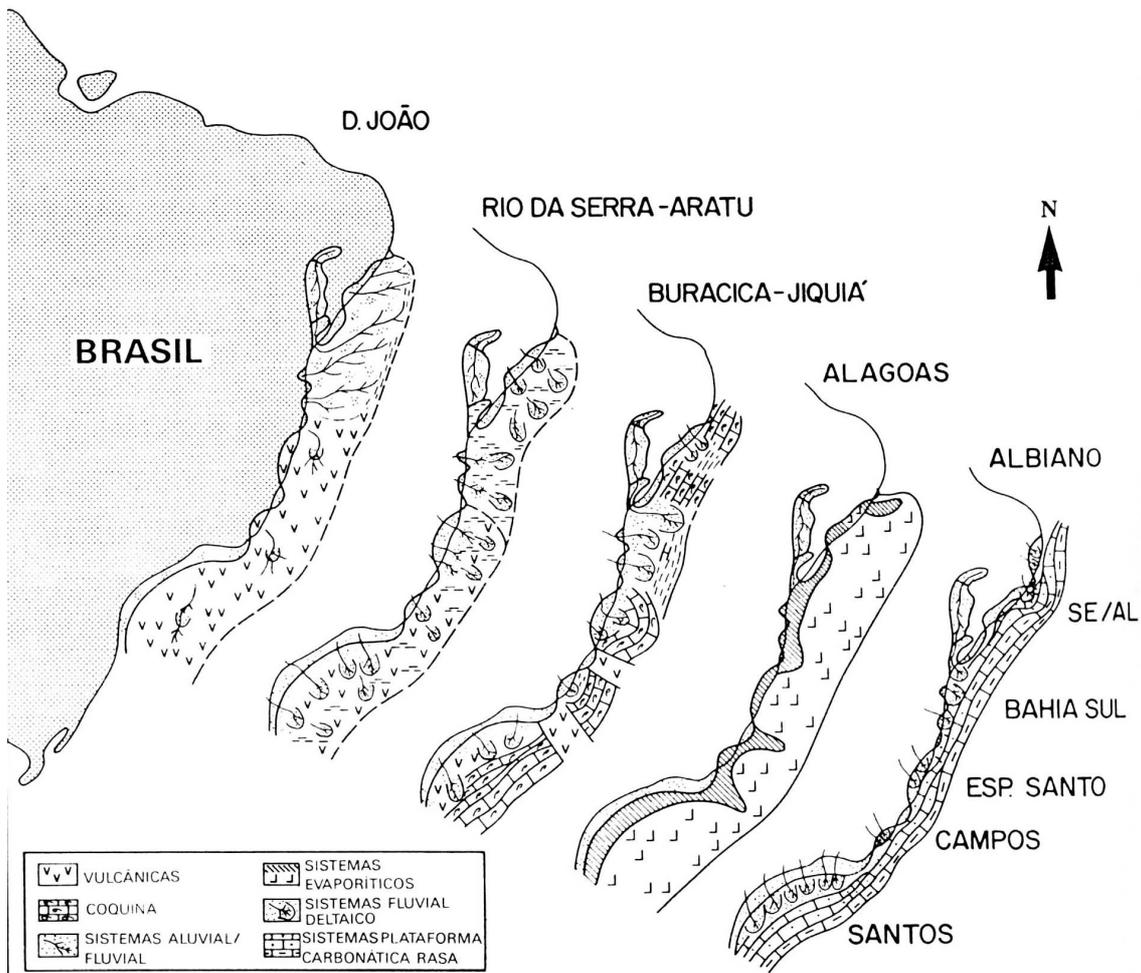


Figura 34: Reconstruções paleogeográficas para os andares Dom João, Rio da Serra e Aratu, Buracica e Jiquiá, Alagoas e para o Albiano. Extraído de Chang et al. (1991).

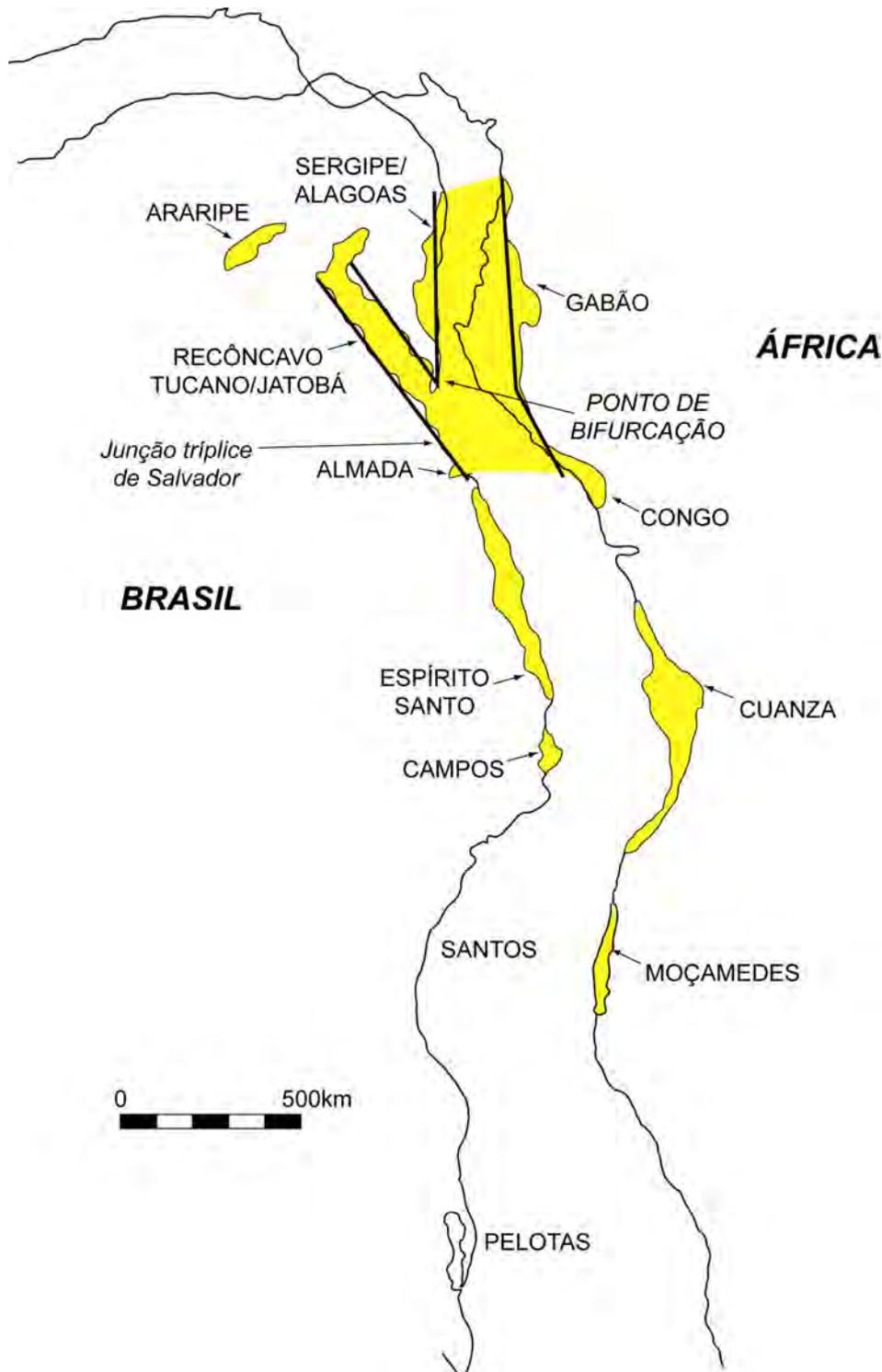


Figura 35: Mapa esquemático apresentando a junção tríplice de Salvador, que gerou o sistema de bacias *rift* de Camamu-Almada, Jacuípe, Recôncavo, Tucano, Jatobá, Sergipe-Alagoas e seus correlatos africanos. Modificado de Dias (1991).

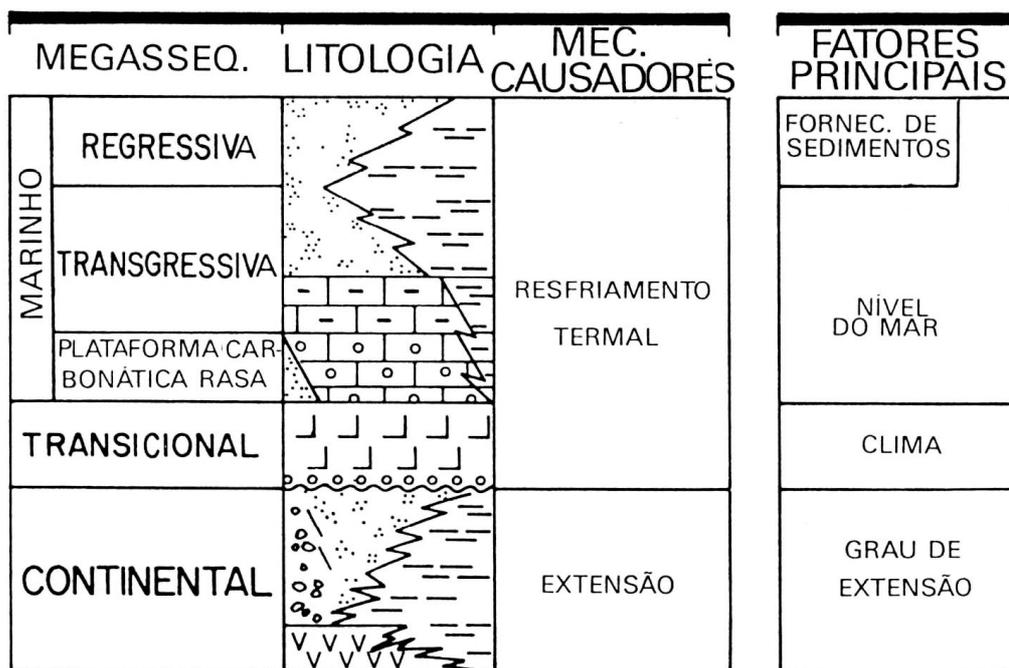


Figura 36: Elementos principais no desenvolvimento das megassequências estratigráficas das bacias marginais brasileiras (extraído de Chang *et al.*, 1991), apresentando as litologias dominantes, os mecanismos causadores e os principais fatores de controle da sedimentação.

5.3. Principais trabalhos

Os principais trabalhos já publicados que abordaram a Bacia de Camamu-Almada detalhando sua estratigrafia foram o mapeamento geológico de superfície de Carvalho (1965), a proposta de modelo de evolução tectono-sedimentar de Ferradaes & Souza (1972), a proposta geológica de Netto (1977 – Figura 37) e a análise dos turbiditos de Bruhn & Moraes (1989). Por fim, a proposta de carta cronoestratigráfica de Netto & Ragagnin (1990 – Figura 38), e a posterior atualização da carta cronoestratigráfica de Netto *et al.* (1994) para as bacias de Camamu (Figura 39) e Almada (Figura 40).

PERÍODO	ANDAR	LITOLOGIA	GRUPO	FORMAÇÃO	Mb.	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA
QUATERNÁRIO				"SPA"		Areias e lamias
TERCIÁRIO	PLIOCENO			BARREIRAS		Arenitas finas a conglomerádicas, quartzarenitas.
	MIOCENO			SEM DENOMINAÇÃO		Calcarenitos bioclastos, areia quartzosa média a grossa.
CRETÁCICO	SÉRIE DO REGIÃO SUPERIOR	SANTONIANO	CAMAMU	ALGODÕES	Q	QUIEPE: Calcilutitos com foraminíferos planctônicos
		CONIACIANO			G	GERMANIA: calcários dolomíticos, calcários oolíticos e pisolíticos
		TURONIANO				IGRAPIUNA: halita, anidrito, gipsita, barita, dolomita, sílex.
		CENOMANIANO				SERINHAEM: folhelho e arenito
		ALBIANO				Folhelho cinza, duro, laminado a macio silício, micaáceo, menor calcilutito castanho e aren. mu. fn.
	SÉRIE DO REGIÃO INFERIOR	ALAGOAS	SANTO AMARO	CANDEIAS		MORRO DO BARRO: aren. mu. fn. a cgl.
		JEQUIÁ				
		BURACICA				
		ARATU				
		RIO DA SERRA				
JURÁSSICO	DOM JOÃO	BROTAS	SERGI		Arenito fino a conglomerádico	
			ALIANÇA		Folhelho vermelho	
PRÉ-CAMBRIANO			CARAÍBAS		Gnaíse	

Figura 37: Coluna estratigráfica da Bacia de Camamu proposta por Netto (1977).

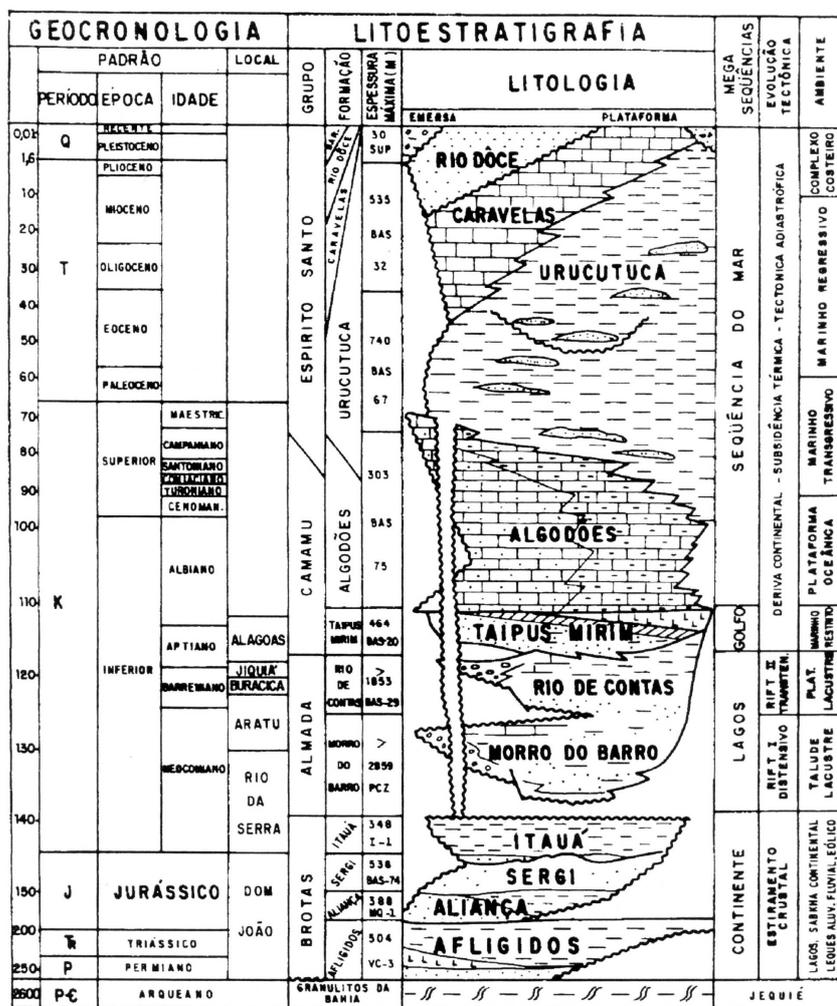
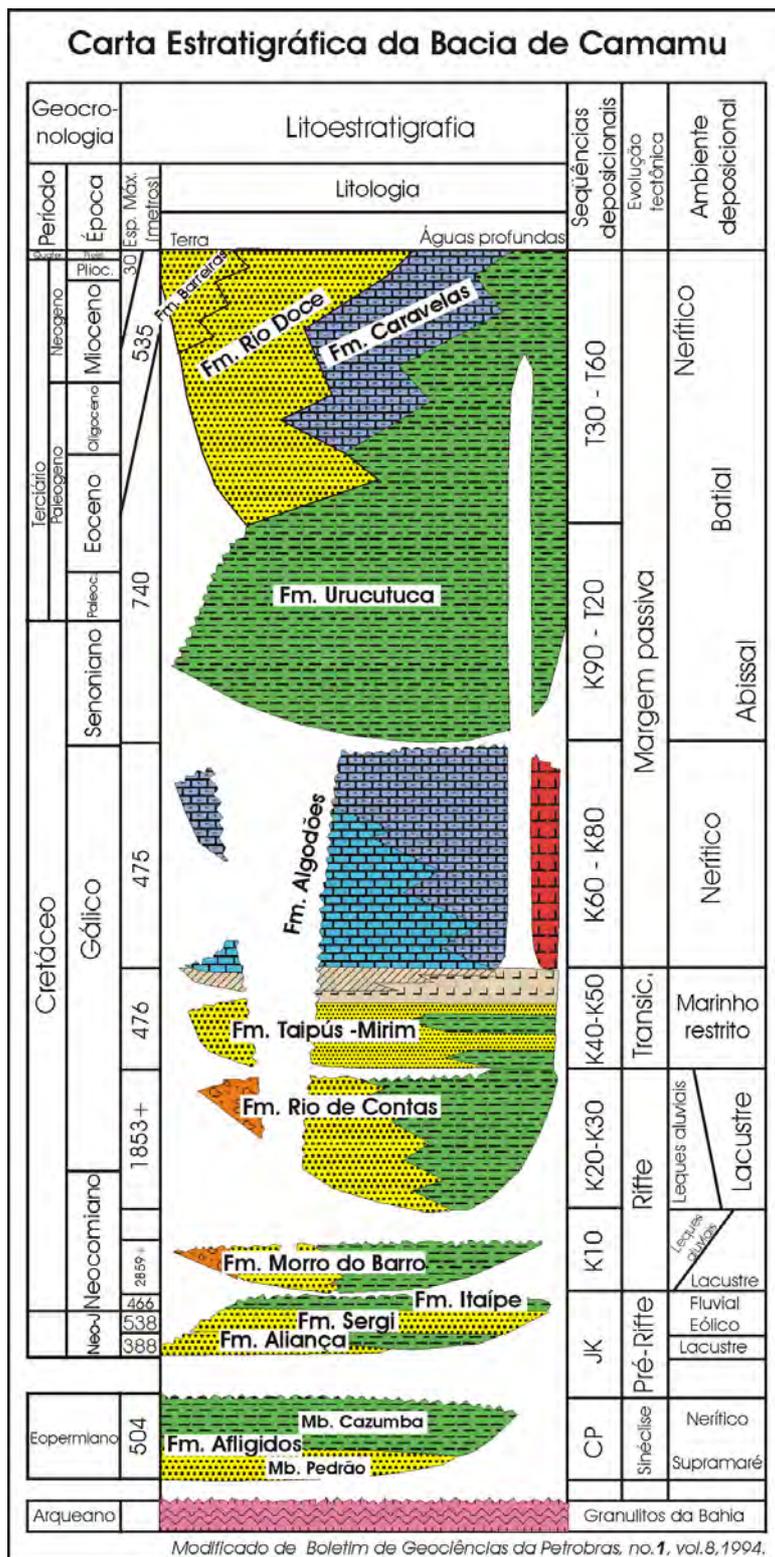


Figura 38: Coluna estratigráfica da Bacia de Camamu proposta por Netto & Ragagnin (1990).



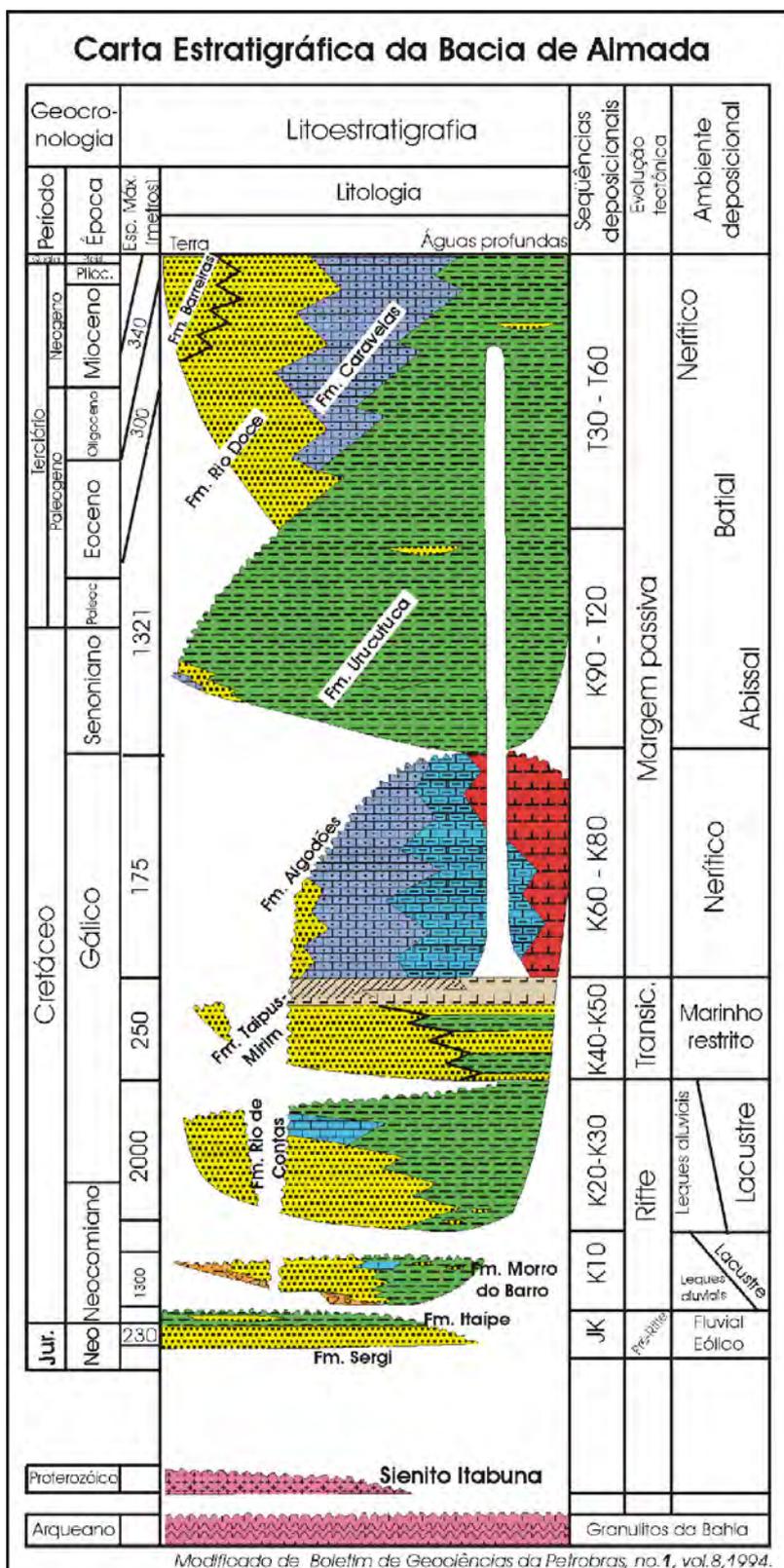


Figura 40: Carta cronoestratigráfica da Bacia de Almada proposta por Netto et al. (1994 - modificada).

Em uma escala de abordagem maior, análises tectono-estratigráficas e geológico-evolutivas da margem leste do Brasil são abordadas por Chang *et al.* (1992), nas quais o autor apresenta análises de anomalias magnéticas do fundo oceânico como fundamento para reconstituições paleogeográficas, correlações de cartas cronoestratigráficas, interpretações sismoestratigráficas, reconstruções de ambientes de sedimentação, curvas de subsidência, análise estrutural do embasamento, análises gravimétricas e análises de atividades magmáticas para as bacias de margem continental e *riffts* interiores brasileiros, enfocando a fase *rift*.

Outro trabalho abordando a evolução da margem brasileira a ser citado é o de Milani & Thomaz Filho (2000), no qual os autores fazem uma revisão geral de todas as bacias da América do Sul, sendo de grande utilidade para a compreensão global dos eventos *rift*, capacitando correlações temporais com bacias da margem norte brasileira e bacias intracratônicas.

Para o detalhamento estratigráfico do preenchimento da Bacia de Camamu-Almada no presente projeto foi escolhido o trabalho de Netto *et al.* (1994) como obra de referência básica para o detalhamento litoestratigráfico (Figura 39 e Figura 40).

5.4. Compartimentação litoestratigráfica

5.4.1. Embasamento

O embasamento da Bacia de Camamu-Almada é composto por rochas granulíticas de idade Proterozóica (Transamazônico, +/- 2By) relacionadas ao Cinturão Granulítico Atlântico (Cordani *et al.*, 1984), com zonas de deformação (rúpteis e dúcteis) e foliações miloníticas que atuaram como zonas de fraqueza durante a fase *rift* gerando o sistema de falhas do arcabouço tectônico da área de estudo.

5.4.2. Fm. Afligidos

A Formação Afligidos, de idade Permiana (Kunguriano, com base em palinomorfos – Caixeta *et al.*, 1994) a Triássica (?) ocorre na base do registro

sedimentar da Bacia de Camamu, sem ocorrências observadas na Bacia de Almada. Originalmente, a Fm. Afligidos foi definida na Bacia do Recôncavo por Aguiar & Mato (1990), e é composta pelos Membros Pedrão (arenitos intercalados com folhelhos) e Cazumba (folhelhos e arenitos predominantes, com raros arenitos), (Netto *et al.*, 1990). Interpretações relacionadas a ambientes de sedimentação da Fm. Afligidos são abordadas por Caixeta *et al.* (1994).

5.4.3. Gr. Brotas

O Grupo Brotas compreende as Formações Aliança, Sergi e Itaípe, definido por Viana (1971), sem a Formação Itaípe, e compreendendo a Formação Afligidos. Assim, foi reformulado por Netto *et al.* (1994) na compartimentação atual. O Grupo Brotas ocorre nas bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, e é correlacionável com as Formações Bananeira e Serraria da Bacia de Sergipe-Alagoas e com o Grupo Mearim da Bacia do Parnaíba (Caixeta *et al.*, 1994).

5.4.3.1. Fm. Aliança

A Formação Aliança é composta por arenitos arcóseos finos, com estratificações cruzadas (Membro Boipeba) e folhelhos (Membro Capianga), de idade Dom João (Neojurássico), associados a eventos deposicionais em sistemas deposicionais, compartimentados em canais meandrantos (arenitos com cruzadas) e planícies de inundação (folhelhos). As planícies de inundação e alguns sedimentos lacustrinos foram depositados em regime oxidante; entretanto, os grandes lagos foram profundos o suficiente para o desenvolvimento de condições redutoras onde folhelhos cinza-esverdeados foram depositados. A ocorrência de arenitos vermelhos aumenta significativamente para o topo, indicando uma denudação dos regolitos e erosão das rochas-fonte. Esta evidência indica um clima quente e úmido (Netto, 1990).

5.4.3.2. Fm. Sergi

A Formação Sergi é composta por arenitos vermelhos e cinza-esverdeados, finos a conglomeráticos, com estratificações cruzadas acanaladas e intercalações de folhelhos vermelhos e cinza-esverdeados, e conglomerados (Viana *et al.*, 1971). Os arenitos são mal-selecionados, por vezes com alto conteúdo de argilas e grãos de feldspato e sub-arredondados. Interpretações paleoambientais indicam sistemas fluviais entrelaçados, com retrabalhamentos eólicos. A Formação Sergi é classificada cronoestratigraficamente como neojurássica, devido à identificação de ostracodes não-marinhos de idade Dom João (Caixeta *et al.*, 1994).

5.4.3.3. Fm. Itaípe

É denominada Formação Itaípe a seção clástica fina sobreposta aos arenitos da Fm. Sergi, caracterizando-se por folhelhos cinzentos, com intercalações marrom-avermelhadas na base e castanhas no topo. Ocorrem raras intercalações com arenitos finos a médios na porção intermediária. As datações de ostracodes indicam uma idade Rio da Serra inicial (NRT 002) - Neocomiano. A Fm. Itaípe representa a transição da fase *pré-rift* para a fase *sin-rift* a partir de uma sedimentação flúvio-lacustre (Netto *et al.*, 1994). A Fm. Itaípe é correlacionada com as Formações Itaparica e Água Grande, juntamente com o Membro Tauá da Fm. Candeias, da Bacia do Recôncavo, e com a base da Formação Barra de Itiúba da Bacia de Sergipe-Alagoas (Netto *et al.*, 1994).

5.4.4. Gr. Almada

O Grupo Almada compreende a sedimentação Neocomiana Inferior (Berriasiana) ao EoAptiano (Jiquiá), compartimentado em Formação Morro do Barro e Formação Rio de Contas (Netto *et al.*, 1994).

5.4.4.1. Fm. Morro do Barro

A Formação Morro do Barro é composta por arenitos grossos, com seixos e grânulos pelíticos (Membro Tinharé) e folhelhos cinza-esverdeados a castanhos escuros, carbonosos (Membro Jiribatuba), e carbonáticos, com intercalações de arenitos grossos. O registro da sedimentação da Fm. Morro do Barro é interpretado como fluxos gravitacionais em um lago controlado tectonicamente (Barroso, 1984). Durante o Rio da Serra Inferior (EoBerriasiano-EoValanginiano), a presença de conchostráceos e a alta quantidade de palinofácies herbáceas sugerem episódios de nível de lâmina d'água baixa em ambientes lacustrinos. A Fm. Morro do Barro é de idade Rio da Serra, devido à identificação de ostracodes não-marinhos. A Fm. Morro do Barro é correlata com parte da Fm. Candeias da Bacia do Recôncavo e Tucano, e com parte das Formações Penedo e Barra de Itiúba, da Bacia de Sergipe-Alagoas (Netto *et al.*, 1994).

5.4.4.2. Fm. Rio de Contas

A Formação Rio de Contas é composta por folhelhos cinza-esverdeados, cinza-escuros e acastanhados, associados com arenitos muito finos (Membro Ilhéus), e arenitos cinza-esbranquiçados, finos a grossos, conglomeráticos e dolomíticos (Membro Mutá). Ocorrem dispersas na seção, camadas de margas, biocalcarenitos e dolomitos. A variação lateral de fácies indica um sistema deposicional deltaico lacustre, e a ocorrência de ostracodes não-marinhos posiciona a Fm. Rio de Contas no Estágio Aratu (Netto *et al.*, 1994). A Fm. Rio de Contas é correlata com a Fm. Coqueiro Seco e parte da Fm. Penedo, da Bacia de Sergipe-Alagoas, e com parte da Formação Cricaré, da Bacia do Espírito Santo (Netto *et al.*, 1994).

5.4.5. Gr. Camamu

O Grupo Camamu compreende as Formações Taipus-Mirim e Algodões, representando as megassequências “golfo” e “sequência do mar”, respectivamente, da fase de deriva continental de Netto & Ragagnin (1990), posteriormente denominadas

Análise estratigráfica da seção rift da Bacia de Camamu-Almada

Dissertação de Mestrado – Juliano Kúchle

“Fase Transicional” como interpretação da Formação Taipus-Mirim e a Formação Algodões caracterizando o início da fase de margem passiva, conforme Netto *et al.* (1994). O Grupo Camamu iniciou sua deposição no Alagoas (Aptiano) e estendeu-se até o Turoniano.

5.4.5.1. Fm. Taipus-Mirim

A Formação Taipus-Mirim é composta por clásticos e evaporitos depositados no Estágio Alagoas (Aptiano), e facilmente estendido cronologicamente á outras bacias marginais tendo correlação direta (não necessariamente litológica ou litoestratigráfica) com outros registros do Estágio Alagoas (Netto *et al.*, 1994). É compartimentada nos Membros Serinhaém e Igrapiúna. O Membro Serinhaém é definido como intercalações regulares de arenitos cinza-claros a escuros, finos, e folhelhos sílticos, cinza-escuros, castanhos e pretos, micáceos e carbonosos. Estas intercalações ocorrem regularmente, com espessuras pouco expressivas, porém com as espessuras dos arenitos diminuindo em direção ao topo. Já o membro Igrapiúna é definido pela ocorrência de calcários castanhos amarelados, dolomíticos, com folhelhos castanhos e camadas de halita, que podem atingir as expressivas espessuras de até 200 metros. Os evaporitos do Membro Igrapiúna ocorrentes na parte profunda da bacia apresentam deformações relacionadas a halocinese. Na porção de topo do Mb. Igrapiúna são observadas três camadas de anidrita, com dezenas de metros cada camada. Os registros evaporíticos são interpretados como a primeira incursão marinha na bacia, em um clima árido. A Fm. Taipus-Mirim pode ser correlacionada com a Fm. Mariricu da Bacia do Espírito Santo até a Bacia do Jequitinhonha, com a Fm. Marizal, do Recôncavo e Tucano, com a Fm. Muribeca da Bacia de Sergipe, e com todas as demais unidades evaporíticas de idade Alagoas da margem brasileira (Netto *et al.*, 1994).

5.4.5.2. Fm. Algodões

Definida inicialmente por Fonseca (1964), é caracterizada por rochas carbonáticas classificadas como calcarenitos e calcirruditos oolíticos e pisolíticos, e parte dolomitizados (Membro Germânia), e calcilitos com foraminíferos plantônicos (Membro Quiepe), e possui idade Albiana a Turoniana, a partir de datações de foraminíferos, nanofósseis calcários e palinomorfos (Netto *et al.*, 1994). A espessura da Formação Algodões não ultrapassa os 500 metros, e seu topo encontra-se intensamente erodido pela discordância regional Santoniana-Coniaciana, que limita a Fm. Algodões e a Fm. Urucutuca. Os ambientes de sedimentação interpretados para a Formação Algodões seriam neríticos, plataformais carbonáticos. A Fm. Algodões é correlata com a Fm. Macaé da Bacia de Campos, com a Fm. Regência das Bacias de Espírito Santo e Cumuruxatiba, com a Fm. Riachuelo da Bacia de Sergipe e com as demais unidades Albo-Turonianas carbonáticas da margem brasileira (Netto *et al.*, 1994).

5.4.6. Gr. Espírito Santo

O Grupo Espírito Santo é composto por rochas clásticas grossas (Formações Rio Doce e Barreiras), clásticas finas (Formação Urucutuca) e carbonáticas (Formação Caravelas), com a deposição inicial durante o Coniaciano estendendo-se até o recente, formando um sistema transgressivo e posteriormente regressivo, onde é possível o reconhecimento dos ambientes nerítico, batial e abissal (Netto *et al.*, 1994).

5.4.6.1. Fm. Urucutuca

A Formação Urucutuca é composta por predominantemente folhelhos intercalados com conglomerados, arenitos e rochas carbonáticas, com idade da deposição iniciando no Coniaciano e estendendo-se até o presente (Holoceno). A base da Formação Urucutuca é a discordância Santoniana-Coniaciana, de ocorrência regional e caráter fortemente erosivo. A Formação Urucutuca ocorre sincronamente a partir do Eoceno com as Formações Caravelas e Rio Doce, e o contato com ambas é

Análise estratigráfica da seção rift da Bacia de Camamu-Almada

Dissertação de Mestrado – Juliano Kühle

transicional. Interpretações paleoambientais indicam que os folhelhos foram depositados na região batial e abissal de um ambiente marinho, com a ocorrência de fluxos turbidíticos, caracterizados por arenitos e conglomerados (Netto *et al.*, 1994).

5.4.6.2. Fm. Caravelas

A Formação Caravelas é composta por calcarenitos bioclásticos (compostos por algas vermelhas, foraminíferos, briozoários e corais), com também ocorrência de calcilitos, com idade da deposição do Oligoceno até o presente, caracterizando uma plataforma marinha carbonática (Netto *et al.*, 1994).

5.4.6.3. Fm. Rio Doce

A Formação Rio Doce é composta por arenitos finos a médios, arcóseos, intercalados com folhelhos cinzas e pelitos esverdeados, de idade iniciando no Eoceno e estendendo-se até o Pleistoceno (Netto *et al.*, 1994). Seu contato com as Formações Urucutuca e Caravelas é gradacional, enquanto que seu contato com a Formação Barreiras e com os sedimentos holocênicos é marcado por uma discordância. A Formação Rio Doce é de pouca expressividade em termos de espessuras, atingindo no máximo 50 metros. Interpretações paleoambientais indicam sistemas deltaicos marinhos (Netto *et al.*, 1994).

5.4.6.4. Fm. Barreiras

Definida inicialmente por Moraes Rego (1930) e formalizada por Viana *et al.* (1971), ocorre em grande parte das bacias costeiras brasileiras, ocorrendo do Estado do Pará até o Estado do Rio de Janeiro. A Formação Barreiras (ou Grupo Barreiras, como é por vezes denominado) é formada por conglomerados, diamictitos, arenitos e folhelhos com crostas de limonita, de idade Pliocena a Pleistocena, e interpretada como o registro de sistemas aluvionares e parálicos (Netto *et al.*, 1994).

6. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

Com base no arcabouço conceitual analisado, adaptado e criado no capítulo anterior, serão agora abordados os dados da Bacia de Camamu-Almada, seguindo a já citada ordem hierárquica de descrição: fácies sedimentares, sistemas deposicionais, padrões de empilhamento, identificação de superfícies-chave, seqüências deposicionais, e por fim, discussões acerca de variações eustáticas durante a fase *rift*, a apresentação do modelo evolutivo integrador, e estabelecimento de tratos tectônicos, associada a análises de tectônica e sedimentação.

6.1. Análise faciológica

A unidade sedimentar fundamental é a fácies, definida por Walker (1992) como: “um corpo de rocha caracterizado por uma combinação particular de litologia, estruturas físicas e biológicas, a qual diferencia este corpo de rocha dos outros corpos acima, abaixo e lateralmente adjacentes”, a qual representa diretamente o registro de condições de sedimentação singulares em relação às fácies adjacentes (energia, tipo de fluxo, fluido, etc.). Assim, geralmente a fácies é uma unidade de pequena ordem hierárquica, expressa em sua reduzida geometria (e.g., fácies de arenito fino com estratificação cruzada hummocky – Figura 41). Entretanto, com a presente base de dados fornecida, e os objetivos focados no presente projeto, os quais direcionam-se a um caráter regional, fornecendo interpretações de grandes extensões escalares (escala de bacia sedimentar), a escala de análise também sofre a necessidade de ajustes dimensionais. Desta forma, o trabalho que envolve poços de extensão na ordem de quilômetros, ainda baseado em sua unidade sedimentar fundamental, faz um rearranjo dimensional no conceito de fácies: cada fácies identificada e descrita passa a compreender corpos litológicos de expressiva espessura, e, conseqüentemente, passa a englobar condições semelhantes de sedimentação. É importante salientar a total independência dimensional do conceito de fácies (Walker,

1992). Assim, uma fácies identificada como arenito com assinatura de perfil de raio-gama em caixote pode possuir espessuras decamétricas (Figura 42).



Figura 41: Exemplo clássico de uma fácies sedimentar: Arenito fino, com estratificação cruzada hummocky. Formação Rio Bonito, Eopermiano da Bacia do Paraná. Região de São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brasil.

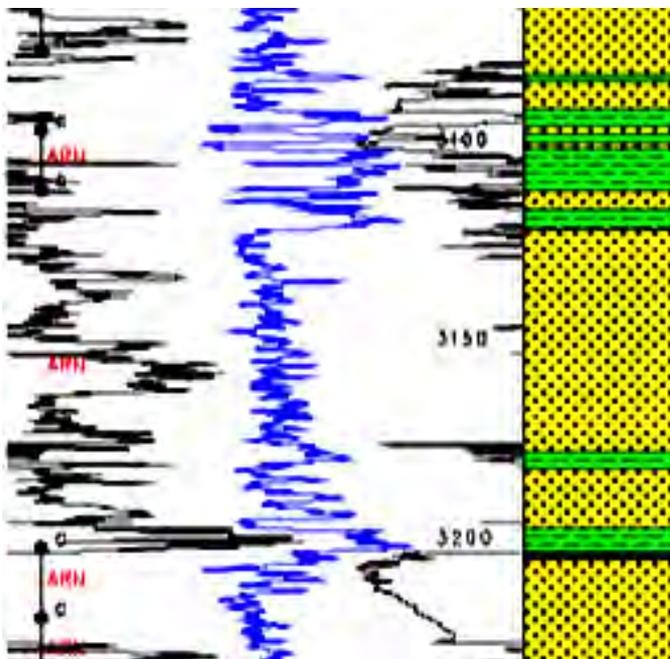


Figura 42: Exemplo de identificação de uma fácies sedimentar no presente estudo: Arenito, conforme descrição de amostras de calha e montagem de perfil composto. A fácies sedimentar possui cerca de 50 metros neste caso.

Por fim, é necessário salientar que esta adaptação se deve exclusivamente ao tipo de dado fornecido (perfis litológicos em escala 1:2.000, desenvolvidos a partir de descrições de amostras de calha e montagem de perfis compostos), os quais possuem uma resolução dimensional de 5 metros, juntamente com os objetivos de análise dos grandes pacotes sedimentares formadores da bacia. Portanto, a classificação petrológica das fácies é extremamente superficial, relevando-se apenas a composição litológica elaborada no perfil composto, baseado em descrição de amostras pontuais de calha.

Com base nesta definição metodológica, foram reconhecidas as seguintes fácies:

6.1.1. Conglomerados

Abrange conglomerados genéricos, de indefinido arcabouço e suporte. Ocorrem com espessuras variadas, porém quando ocorrem corpos de menor espessura (5 a 20 metros), estes corpos apresentam-se intercalados com outras litologias, marcando assim zonas de ocorrência de conglomerados (Figura 43).

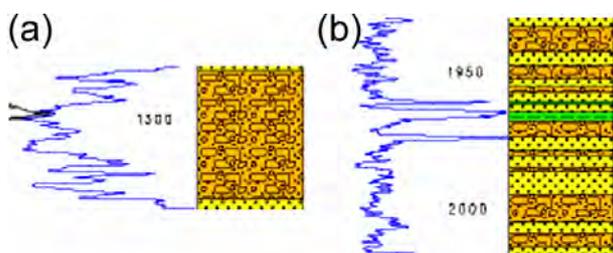


Figura 43: Exemplos da fácies conglomerado: (a) como corpo maciço e contínuo; e (b), como intercalações com outras faciologias.

6.1.2. Arenitos

Englobando desde arenitos finos a grossos, a fácies arenítica ocorre com frequência, por vezes na forma de corpos maciços, com mais de 150 metros de

espessura, e outras vezes em pequenos corpos, de cerca de 5 metros de espessura, intercalados com folhelhos ou conglomerados (Figura 44).

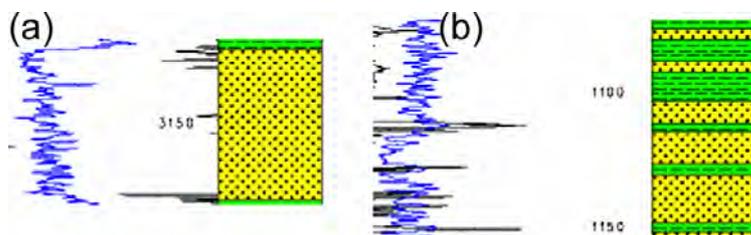


Figura 44: Exemplos da fácies arenito: (a) como corpo maciço e contínuo; e (b), como intercalações com outras faciologias.

6.1.3. Folhelhos

Englobam todos os sedimentitos com diâmetro inferior a 0,062 milímetros, classificados como folhelhos independentemente de sua fissilidade. Assim, compreendem-se argilitos, siltitos e folhelhos *sensu* PETROBRAS. Geralmente ocorrem com espessuras decamétricas, intercalados com arenitos, ou de forma maciça, atingindo grandes espessuras (maiores que 50 metros), conforme apresentado na Figura 45.

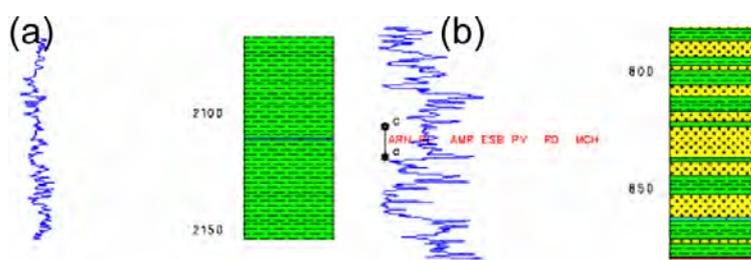


Figura 45: Exemplos da fácies folhelho: (a) como corpo maciço e contínuo; e (b), como intercalações com outras faciologias.

6.1.4. Carbonatos

Compreendem calcáreos, calcarenitos, calcilutitos, calciruditos, calcissiltitos, coquinas, margas e dolomitas, conforme a proposição de classificação petrológica apresentada pela PETROBRAS nos perfis compostos (Figura 46). A fácies de carbonatos é desmembrada nos supra-citados litotipos quando um maior detalhe desta fácies é necessário. Porém, no presente estudo, serão todas tratadas como carbonatos sendo fornecido seu detalhamento de litotipo quando necessário; ocorrem em camadas decamétricas, geralmente intercalados com arenitos ou folhelhos, e raramente ocorrem atingindo espessuras consideráveis (maiores que 100 metros) de forma maciça.

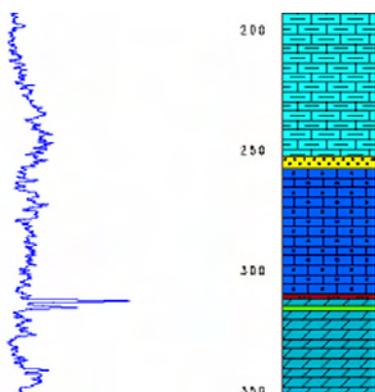


Figura 46: Exemplos da fácies carbonato (de baixo para cima): dolomitas, calcarenitos e calcilutitos.

6.1.5. Evaporitos

Abrange litotipos tais como halitas, carnalitas, anidritas, silvinitas, e sais indiferenciados (Figura 47). De origem evaporítica, ocorrem na forma de camadas métricas a decamétricas, podendo encontrar-se deformados gerando formas de domos e estruturas e canais de escape.

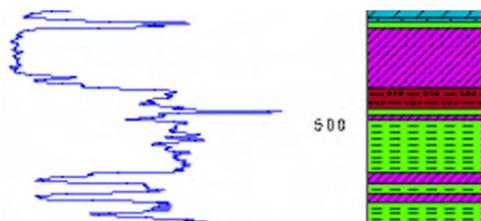


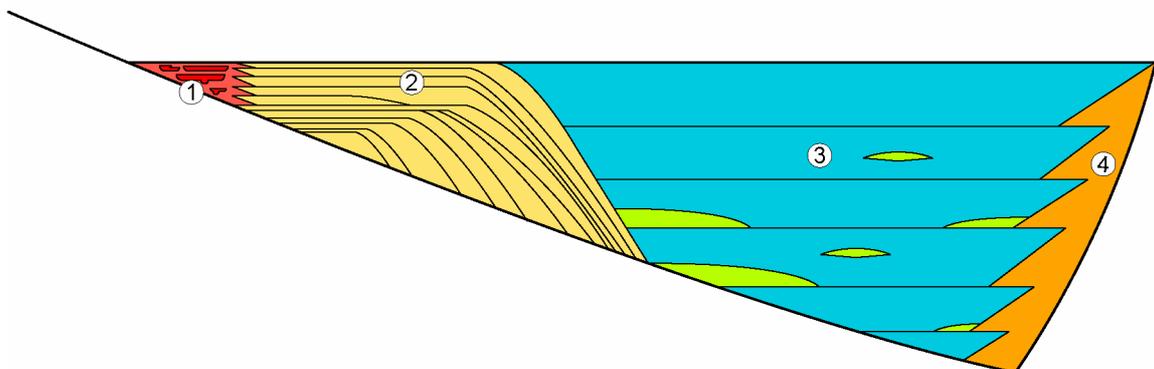
Figura 47: Exemplo de fácies evaporito: no caso específico, uma anidrita, sobreposta a um pacote de folhelho (notar inflexão para esquerda da curva de Raios-Gama).

6.2. Sistemas deposicionais

Por definição, um sistema deposicional “é uma assembléia tridimensional de fácies, geneticamente relacionada, associada a processos deposicionais ativos ou inferidos, e relacionados a ambientes de sedimentação” (Brown & Fischer, 1977). Assim, um sistema deposicional é uma tentativa de reconstruir um modelo integrado e global para um determinado ambiente geomorfológico associando todos os processos deposicionais observados ou previsíveis nesta área.

Porém, a baixa resolução do dado fornece apenas uma definição de fácies de grande abrangência, agrupando litotipos semelhantes em uma classificação faciológica generalizada, apresentando fácies que podem atingir espessuras maiores que 100 metros, ao contrário das usuais fácies de espessura normalmente métricas. Conseqüentemente, os sistemas deposicionais, que são construídos a partir de sucessões de fácies, também terão um decréscimo em sua resolução. Desta forma, os processos de sedimentação, e suas relações, que são a base formadora de pacotes sedimentares, e variáveis de classificação dos sistemas deposicionais, não podem ser utilizados como delimitadores e marcadores de determinados sistemas. Assim, os sistemas deposicionais desenvolvidos no presente projeto possuem uma conotação muito mais ambiental (geomorfológica) do que relacionados diretamente a processos. Foram desenvolvidos e detalhados os seguintes sistemas deposicionais: Fluvial, Margem Lacustre, Lacustre Profundo e Leques, apresentados esquematicamente na Figura 48 e descritos a seguir.

SISTEMAS DEPOSICIONAIS
PROJETO ESTRATIGRAFIA DAS BACIAS DE ALMADA E CAMAMU



No.	Sistema Deposicional	Fácies	Observações
①	Fluvial	Arenitos Conglomerados Folhelhos (raros)	Depósitos canalizados (dominantes) e de planícies de inundação (raros)
②	Margem Lacustre	Arenitos Folhelhos Evaporitos* Carbonatos (raros)	influxo clástico e eventuais condições evaporíticas. Deltas, ilhas-barreira, etc.
③	Lacustre Profundo	Folhelhos Arenitos	Fluxos gravitacionais, decantação de argilas Arenitos ocorrem como turbiditos, com controle axial e lateral
④	Leques	Conglomerados Arenitos	Pouca expressão areal Relacionados a falhamentos Fluxos gravitacionais

Figura 48: Sistemas deposicionais reconhecidos no presente estudo, com suas respectivas fácies.

6.2.1. Sistema deposicional fluvial

Ocorre na porção sub-aérea da bacia, e sua competência e representatividade espaço-temporal é diretamente relacionada ao relevo, clima, descarga sedimentar e variação do nível de base (perfil de equilíbrio e/ou nível do freático). Variações nas variáveis acima citadas decorreriam em mudanças dos processos fluviais (relações entre erosão, transporte e deposição fluvial) e tipologia dos elementos arquiteturais formadores do sistema fluvial.

Na área de estudo, o sistema fluvial, juntamente com o sistema de leques, são os representantes mais proximais à área fonte em relação aos demais sistemas deposicionais (Figura 48). Sua faciologia é composta por predominantemente arenitos, representando depósitos canalizados ou de *overbanks*, conglomerados representando depósitos aluvionares de fluxo de massa com retrabalhamentos sub-aquosos, e subordinadamente folhelhos, que representam depósitos de planícies de inundação, que possuem pouca representatividade areal. Um exemplo do registro sedimentar em poço, interpretado como sistema deposicional fluvial pode ser observado na Figura 49.

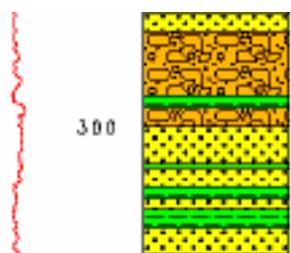


Figura 49: Exemplo de sucessão de fácies do sistema fluvial, com os conglomerados e arenitos representando depósitos de canais, e os folhelhos representando depósitos de planície de inundação.

6.2.2. Sistema deposicional de margem lacustre

Ao longo da história geológica do *rift*, o controle deposicional deu-se a partir de corpos lacustres interiores ao continente. Esta preposição pode ser considerada correta pelas seguintes evidências:

Modelo conceitual: pelo modelo, a tectônica cria espaços múltiplos, que são os sistemas de meio-grabens conforme a Figura 5, o que em superfície, em termos

geomorfológicos, teria a expressão de diversos corpos de água emaranhados, sem influência do mar – sistema lacustre.

Sedimentologia: não há, na quilométrica sucessão de folhelhos e arenitos finos, alguma camada de halita ou similar para demonstrar que havia incursões ou influência marinha, a não ser no topo da seção *rift*.

Geoquímica: toda a matéria orgânica relatada na bibliografia é de origem continental.

Paleontologia: não há microfósseis marinhos.

Desta forma, pode ser interpretado um ambiente de sedimentação marginal lacustre, e assim foi desenvolvido o sistema deposicional de margem lacustre (Figura 48). Este sistema é diretamente controlado pelo nível de base do lago, que pode variar tectonicamente ou eustaticamente, conforme apresentado no capítulo 4.2.1. Estima-se, com análises de maior resolução, uma maior compartimentação deste abrangente sistema deposicional, identificando assim sistemas deltaicos, planícies litorâneas lacustres, sistemas lagunares marginais subordinados relacionados a sistemas de barreiras e planícies de maré, dependendo dos fatores controladores locais que atuaram sobre os sistemas deposicionais da região.

Porém, no presente estudo, a abordagem abrangente confere apenas inferências sobre clinofórmias marginais compostas por grandes sucessões faciológicas. É considerado o sistema deposicional intermediário entre as regiões proximais e distais relativas à área fonte. As fácies que ocorrem são predominantemente arenitos e folhelhos, que representam respectivamente, as porções relativamente mais proximais e distais da clinofórmia marginal, e estas fácies geralmente ocorrem intercaladas; subordinadamente, ocorrem carbonatos subordinados. A ocorrência de evaporitos, de maneira restrita à seção do topo do *rift*, indicam condições climáticas, estruturais, sedimentológicas e tectônicas específicas, juntamente com a influência marinha exclui a ocorrência de sistema de margem lacustrina, transformando-a em uma margem costeira. Um exemplo do registro sedimentar em poço, interpretado como sistema deposicional de margem lacustre pode ser observado na Figura 50.

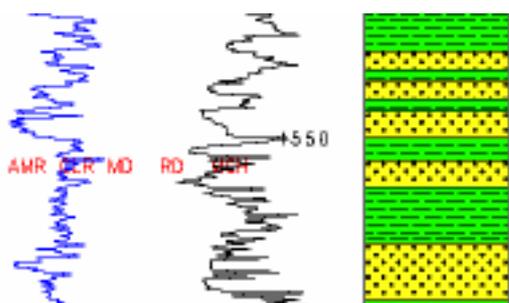


Figura 50: Exemplo de sucessão de fácies do sistema de margem lacustre, com intercalações de arenitos e folhelhos.

6.2.3. Sistema deposicional lacustre profundo

Condições de deposição subaquosa, sob lâmina d'água de espessura suficiente para deposição sem influência de processos trativos (e.g., oscilações sob regime de ondas, correntes costeiras, fluxos de marés, etc.), são as características do sistema deposicional lacustre profundo, onde a sedimentação se dá a partir de decantação de partículas sedimentares finas, ou fluxos gravitacionais sub-aquosos (turbiditos), conforme apresentado na Figura 48. Este sistema é considerado o sistema deposicional mais distal em relação à área fonte. Assim, pode-se afirmar, que os depocentros bacinais (independente de hierarquia ou ordem), encontram-se diretamente relacionados ao sistema deposicional lacustre profundo. Como encontra-se geneticamente relacionado ao sistema de margem lacustre, seu controle deposicional está também diretamente relacionado ao nível de base, porém, com a possibilidade de existência de zonas posteriores ao ponto de equilíbrio (Posamentier *et al.*, 1988), ou seja, mesmo com rebaixamentos do nível de base do lago, ocorrerem zonas profundas com contínua criação de espaço de acomodação (devido à subsidência), gerando assim regiões com contínua deposição de finos. Faciologicamente, é composto predominantemente por folhelhos, os quais dependendo da região, possuem espessuras que ultrapassam 300 metros. Ocorrências de arenitos são interpretadas como possíveis turbiditos lacustres, com controle axial ou lateral; porém, uma afirmação concreta quanto à ocorrência dos turbiditos é imprecisa, pois não possui-se um controle sobre declives e heterogeneidades de paleorelevo de substratos lacustrinos profundos. Um exemplo do registro sedimentar em poço, interpretado como sistema deposicional lacustre profundo pode ser observado na Figura 51.

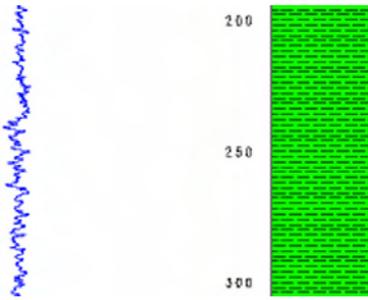


Figura 51: Exemplo do sistema lacustre profundo: devido á grande distância da área fonte, somente processos de decantação de argila ocorrem, gerando sucessões contínuas de folhelhos.

6.2.4. Sistema deposicional de leques

Um sistema bastante complexo, de ocorrência areal um tanto restrita, porém de espessuras sedimentares por vezes consideráveis, o sistema deposicional de leques encontra-se diretamente associado a sistemas de falhas os quais geram estruturas na forma de escarpas. Os leques então formam a margem oposta do lago interior encaixado no sistema de meio-graben, diretamente associados á falhas lítricas (Figura 48), ou subordinadamente como preenchimentos de rejeitos de falhamentos normais com rotação de blocos. Faciologicamente, os leques são compostos predominantemente por conglomerados e subordinadamente por arenitos quando estes encontram-se diretamente associados aos conglomerados. Correlações em sentido *dip* apresentam pequenas continuidades (1 a 5 Km.), enquanto que correlações em sentido *strike* apresentam continuidades maiores (5 a 15 Km.). Quando existem falhas próximas a poços (situação observada claramente em seções sísmicas), ocorrem espessuras consideráveis de conglomerados, como pode ser observado na Figura 52.

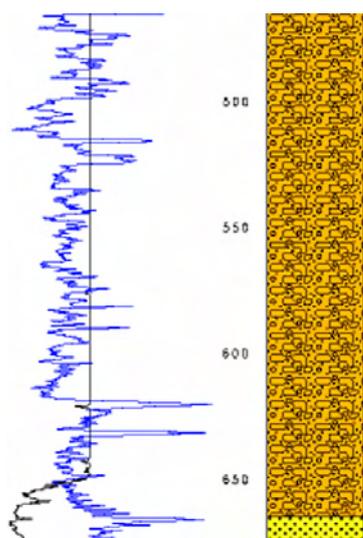


Figura 52: Exemplo do sistema de leques: pacotes conglomeráticos espessos associados a bordas de falhas.

6.3. Padrões de empilhamento

Como citado no capítulo 4.2.2, a identificação de superfícies cronoestratigraficamente significantes não é simples, devido à ocorrência de eventos tectônicos distintos (*i.e.*, subsidência e soerguimento) simultâneos na bacia, não podendo ser utilizada a clássica estratigrafia de seqüências proposta por Posamentier *et al.* (1988) e Van Wagoner *et al.* (1990). Porém, os padrões de empilhamento, que se baseiam nas informações faciológicas associadas a sistemas deposicionais, tornam o fatiamento sedimentar e delimitação de discordâncias, superfícies cronoestratigraficamente significantes e pacotes geneticamente associados, possível e de correlação confiável. Assim, sucedendo-se a escala hierárquica de análise de bacias, após a identificação dos sistemas deposicionais, segue-se a identificação dos padrões de empilhamento, que são a disposição geométrica dos estratos geneticamente relacionados e com conotação interpretativa com base em sistemas deposicionais. Os padrões de empilhamento possíveis são apresentados na Figura 53.

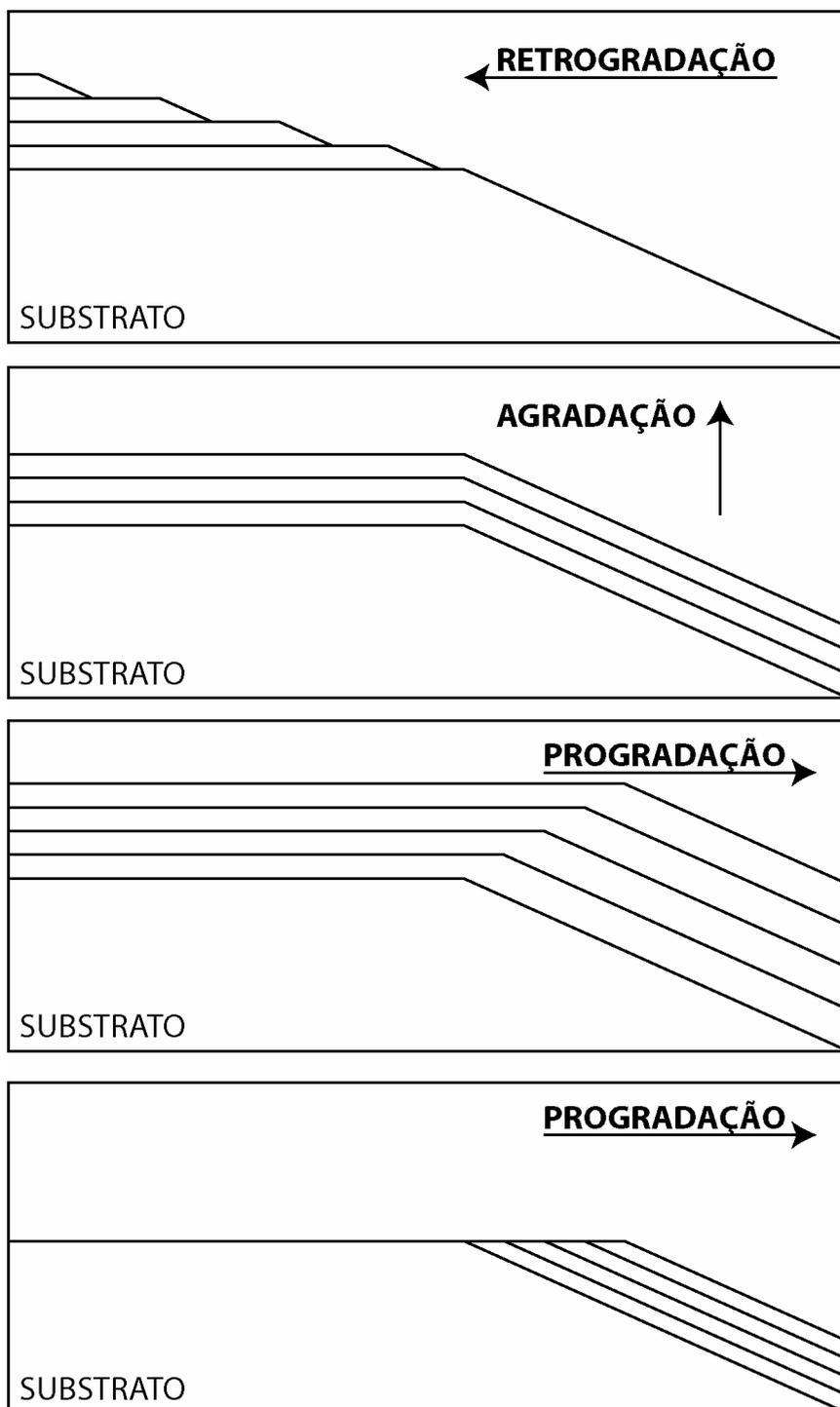


Figura 53: Padrões de empilhamento possíveis. A retrogradação ocorre quando a taxa de criação de espaço é maior do que a taxa de aporte sedimentar; a agradação ocorre quando as taxas de criação de espaço e de aporte se equivalem; já a progradação ocorre quando as taxas de aporte sedimentar são maiores que as taxas de criação de espaço. A progradação do tipo *bypass* (último quadro) ocorre quando a taxa de criação de espaço é extremamente menor que a taxa de aporte, fazendo com que ocorram zonas de passagem direta de sedimentos, sem deposição. Modificado de Emery & Myers (1996).

O padrão de empilhamento é resultante do balanço de duas variáveis: espaço de acomodação e aporte sedimentar. Assim, na Figura 53, a retrogradação indica que o espaço de acomodação criado é relativamente maior que o aporte sedimentar disponível para preenchimento, fazendo com que a linha de costa do lago seja transgressiva; a agradação indica que existe um balanço entre espaço de acomodação criado e aporte sedimentar, resultando assim, em uma estagnação da linha de costa do lago; já a progradação indica que embora o espaço de acomodação esteja sendo criado, o aporte sedimentar é maior, fazendo com que a linha de costa do lago seja regressiva; por fim, a progradação do tipo *bypass* indica que o espaço de acomodação não é criado, e assim o grande controle se dá a partir do relativamente dominante aporte sedimentar, que gera uma progradação com zona de passagem de sedimentos sem deposição, fazendo uma regressão da linha de costa do lago (adaptado de Emery & Myers, 1996).

De acordo com a discussão conceitual no capítulo anterior, em sistemas de meio-graben podem se desenvolver concomitantemente mais de um padrão de empilhamento, devido à assimetria do sistema tectônico. O mapeamento destes padrões é extremamente importante para o entendimento das variáveis controladoras da sedimentação e do estilo de preenchimento da bacia.

6.4. Arcabouço estratigráfico

6.4.1. Reconhecimento e significado de discordâncias

As discordâncias, definidas como “superfícies que apresentam evidências de truncamento erosivo subaéreo e exposição subaérea, com um significativo hiato temporal” (Van Wagoner *et al.*, 1990), de ocorrência regional, são diferenciadas dos diastemas, que se tratam de eventos erosivos ou de não-deposição associados a eventos locais (não gerando superfícies regionalmente correlacionáveis) e que não envolvem hiatus temporais grandes. Na Bacia de Camamu-Almada são observadas sete discordâncias, conforme a carta cronoestratigráfica de Netto *et al.* (1994) - Figura 54.

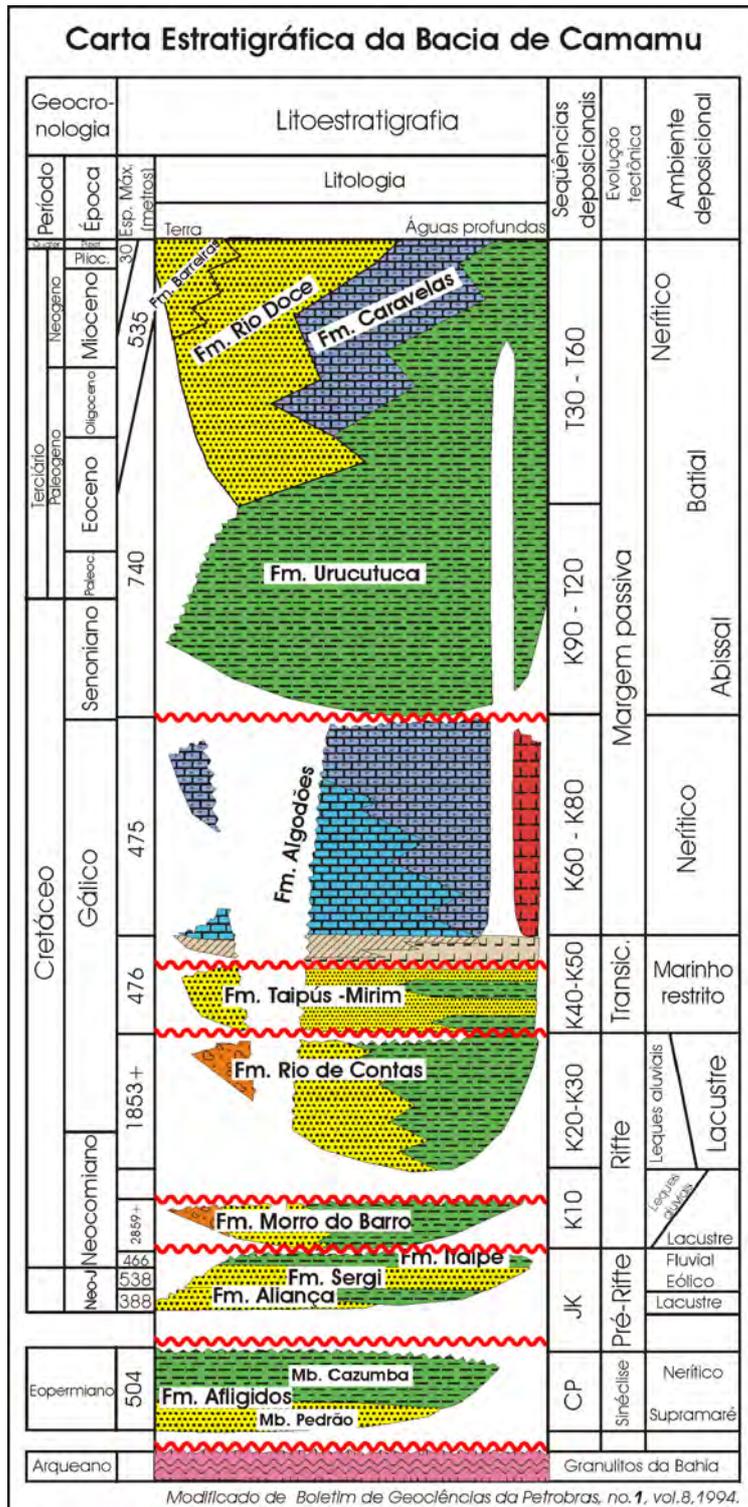


Figura 54: Carta cronoestratigráfica com as sete discordâncias reconhecidas (linhas vermelhas). Modificado de Netto et al. (1994).

A caracterização de um arcabouço estratigráfico fundado nos preceitos da estratigrafia de seqüências tem como base o reconhecimento de discordâncias, que atuam como limitantes de seqüências deposicionais, definidas por Posamentier *et al.* (1988) como *sucessões de estratos geneticamente relacionados limitados no topo e na base por discordâncias e seus correlatos*, e as discordâncias denominadas *limites de seqüências*, e associadas diretamente a rebaixamentos do nível de base. Portanto, o conceito de seqüências deposicionais (*sensu* Posamentier *et al.*, 1988, e Van Wagoner *et al.*, 1990) é independente de controle eustático ou tectônico, podendo assim ser plenamente utilizado na seção *rift* da Bacia de Camamu-Almada.

Baseado nas discordâncias acima mencionadas, juntamente com a análise evolutiva da margem atlântica brasileira proposta por Chang *et al.* (1991), que divide a seção sedimentar marginal atlântica brasileira em cinco megasseqüências, conforme detalhado a seguir, propõe-se assim o estabelecimento de um arcabouço estratigráfico de segunda ordem para a seção geológica da Bacia de Camamu-Almada, e um detalhamento de seqüências deposicionais de terceira ordem para a seção *rift*.

Serão abordadas a seguir todas as seqüências deposicionais reconhecidas; elas serão descritas em termos de litoestratigrafia equivalente, idades, limites inferiores e superiores, faciologias componentes, sistemas deposicionais interpretados, padrões de empilhamento reconhecidos, variabilidade dimensional ao longo da área de estudo, juntamente com breves discussões sobre padrões estruturais, tectônica formadora e deformadora e relações com as seqüências adjacentes. São também apresentados exemplos de detalhe (quando necessário) e a expressão em linhas sísmica para cada seqüência.

Conforme Vail *et al.* (1991), variações do nível de base na ordem de 10 a 100 milhões de anos compõem seqüências deposicionais de segunda ordem, representadas por seções sedimentares de dezenas de milhões de anos separadas por discordâncias igualmente expressivas. Na Bacia de Camamu-Almada, são reconhecidas cinco seqüências deposicionais de segunda ordem (Figura 55): (1) Seqüência Paleozóica (Plz), de idade eopermiana, (2) Seqüência A, de idade neojurássica a neocomiana, (3) Seqüência B, de idade neocomiana a aptiana, (4) Seqüência C (pós-*rift*1), de idade albiana a turoniana, e por fim, (5) Seqüência D (pós-*rift*2), de idade coniaciana a recente.

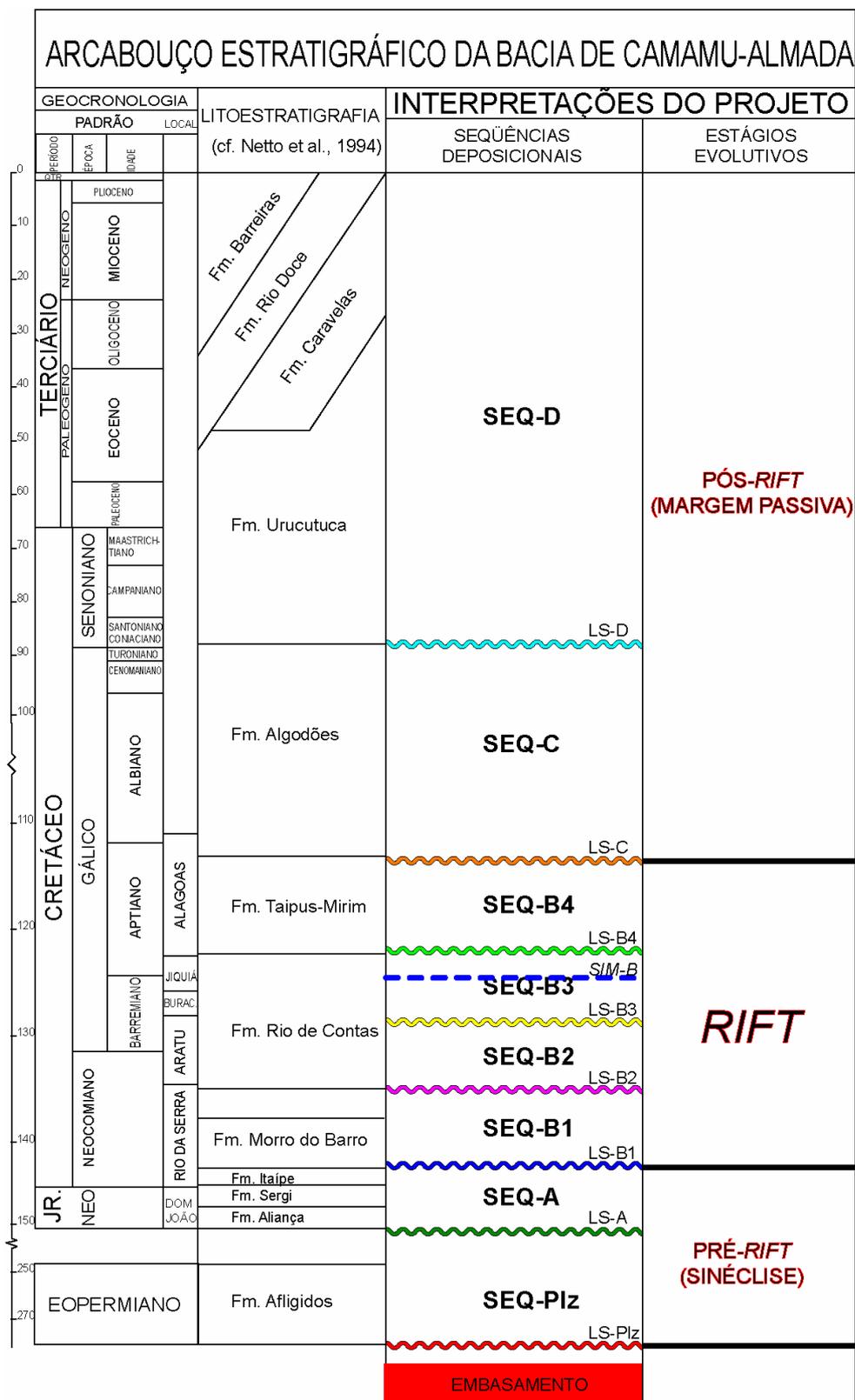


Figura 55: Arcabouço estratigráfico proposto, apresentando as seqüências deposicionais reconhecidas no presente estudo e seus equivalentes litoestratigráficos.

Estas seqüências foram identificadas e caracterizadas como de segunda ordem devido ao período do ciclo deposicional gerador da seqüência, e da discordância limitante e o tempo abrangido pela discordância. Em termos de estágios evolutivos da Bacia de Camamu-Almada, a Seqüência Paleozóica e a Seqüência A compõem o estágio pré-*rift*, enquanto que o estágio *rift* é composto pela Seqüência B, e o estágio Pós-*Rift* é composto pelas Seqüências C e D (Figura 55).

6.4.2. Seqüências deposicionais

A seguir, serão detalhadas as respectivas seqüências deposicionais de segunda ordem, com um detalhamento de terceira ordem para a seção *rift* (Seqüência B).

6.4.2.1. Seqüência Paleozóica (SEQ-Plz)

Abrange os sedimentitos da Formação Afligidos, de idade Eopermiana (Netto *et al.*, 1994), interpretados como substrato do *rift* (sucessão pré-*rift*). É limitado na base pelo Limite de Seqüências Plz (LS-Plz), em relação ao embasamento, composto por rochas granulíticas arqueanas, representando um hiato de no mínimo 2,2 bilhões de anos. Seu limite de topo é o Limite de Seqüências A (LS-A), representando o início da deposição da Seqüência A. A discordância entre a Seqüência Plz e a Seqüência A é datada em cerca de 100 milhões de anos, abrangendo parte do Permiano, todo o Triássico e parte do Jurássico, associada por Caixeta *et al.* (1994) a processos mantélicos que soergueram a crosta antes da ruptura que resultaria no Oceano Atlântico Sul.

A composição faciológica da Seqüência Paleozóica apresenta arenitos, folhelhos e siltitos, geralmente intercalados. Ocorrem também camadas de evaporitos (halita e anidrita). Inferências quanto a sistemas deposicionais são feitas por Caixeta *et al.* (1994), relacionados a ambientes marinhos restritos e nerfíticos.

A ocorrência da SEQ-Plz é restrita apenas á porção norte da área de estudo (Bacia de Camamu), não ocorrendo na Bacia de Almada. A ocorrência da SEQ-Plz em

águas profundas é desconhecida, pois não existem poços de águas profundas na seção norte da área de estudo. Ocorre também na Bacia do Recôncavo e Tucano Sul/Central, com a mesma denominação, e pode ser correlacionada com as Formações Aracaré (Bacia de Sergipe-Alagoas) e Santa Brígida (Tucano Norte e Jatobá), de acordo com Caixeta *et al.* (1994). A SEQ-Plz ocorre de forma tabular (Figura 56), com espessura mediana de 125 metros e relativamente regular ao longo da área de estudo (FIGURA 96_440). A SEQ-Plz encontra-se intensamente falhada pela posterior tectônica da fase *rift*, conforme observado em seções sísmicas, sendo este falhamento caracteristicamente formado por falhas normais gerando sistemas do tipo *horst-graben*. A seção-tipo da SEQ-Plz é apresentada na Figura 57.

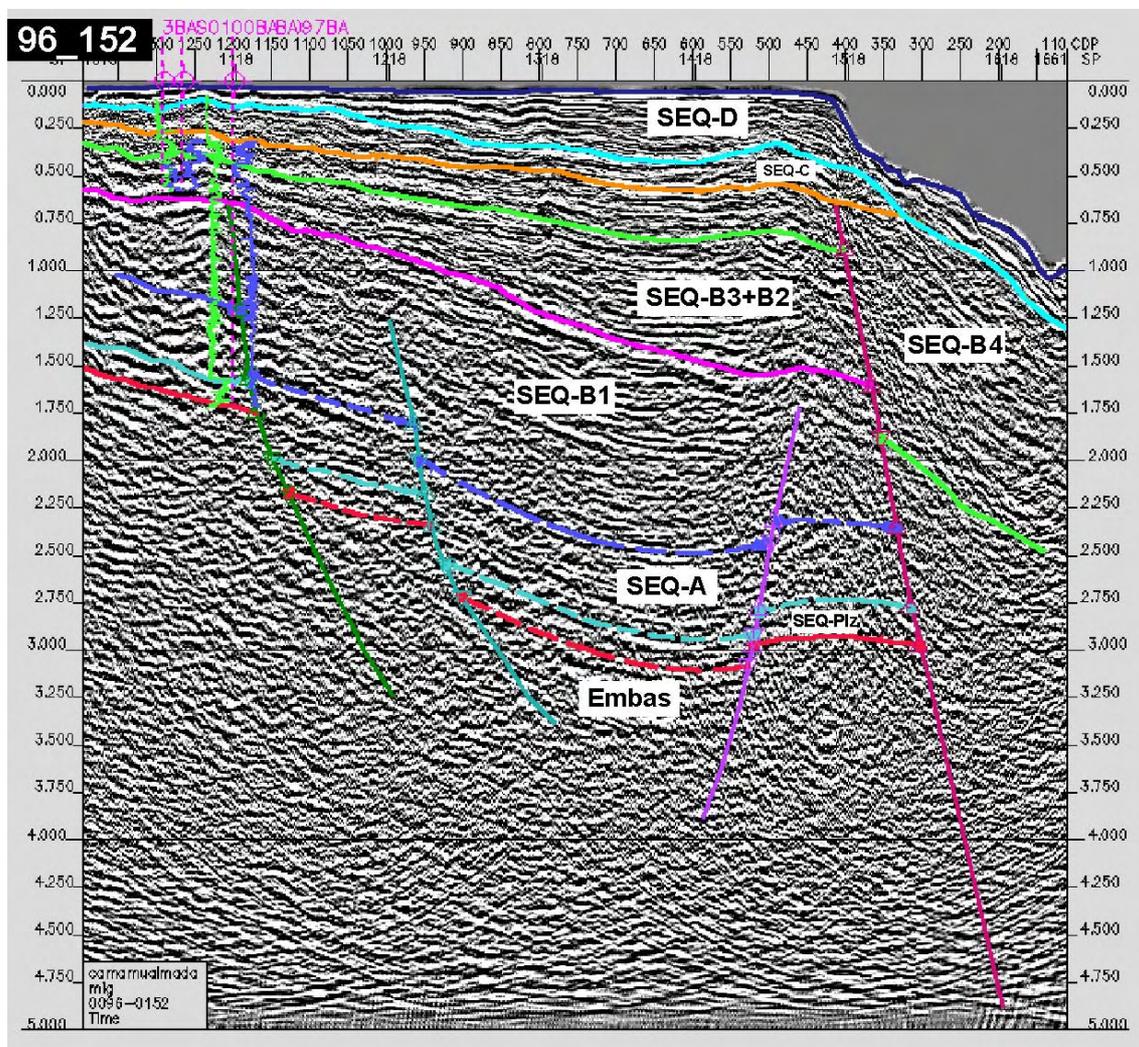


Figura 56: Seção sísmica dip, mostrando a tabularidade regular da espessura da SEQ-Plz.

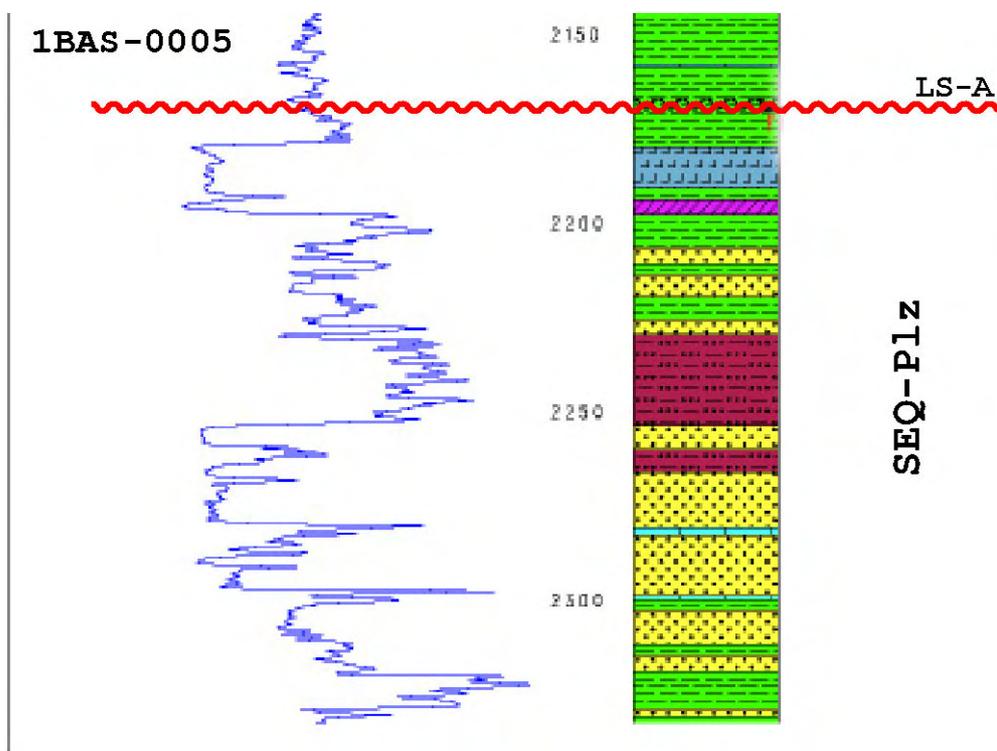


Figura 57: Seção-tipo da SEQ-Plz.

6.4.2.2. Seqüência A (SEQ-A)

Compreende os sedimentitos das Formações Aliança, Sergi e Itaípe, de idade Juro-Cretácea, ou Dom João, na geocronologia local. É limitado na base pelo Limite de Seqüências A (LS-A), e no topo pelo Limite de Seqüências B1, que representa a base da seção *rift* – discordância *pré-rift*.

A Seqüência A é composta faciologicamente por arenitos e folhelhos, que ocorrem de forma tabular em três pacotes distintos: na base, os arenitos e intercalações de arenitos e folhelhos (caracterizados como Formação Aliança), um nível intermediário com espessos pacotes areníticos (Formação Sergi), e um nível superior dominado em sua totalidade pela ocorrência de folhelhos (Formação Itaípe). Interpretações referentes a sistemas deposicionais são feitas por Caixeta *et al.* (1994), associando os arenitos a sistemas flúvio-eólicos e os folhelhos a sistemas deposicionais lacustres da Bacia do Recôncavo, onde com uma grande quantidade de

poços de detalhe e afloramentos, existe um bom controle sedimentológico das formações equivalentes à SEQ-A. Conforme os padrões de empilhamento da sucessão Aliança-Sergi-Itaípe, interpreta-se uma progradação em grande escala de arenitos fluvio-eólicos-deltaicos (Fm. Sergi) sobre depósitos deltaico-lagunares (Fm. Aliança), sucedidos por um evento marcante de inundação lacustre (Fm. Itaípe).

A SEQ-A ocorre na totalidade da bacia, de forma tabular e contínua, geralmente conformando com a tabularidade da SEQ-Plz, atuando ambas como substrato à sucessão *rift* (Figura 56). A SEQ-A freqüentemente apresenta falhamentos normais, pós-sedimentação (não alteram a espessura da seqüência), gerando sistemas de *horsts* e *grabens*, visualizáveis principalmente em sentido *strike* (Figura 56), e amplamente distribuídos com a mesma intensidade em toda a área de estudo. A seção-tipo da SEQ-A é apresentada na Figura 58.

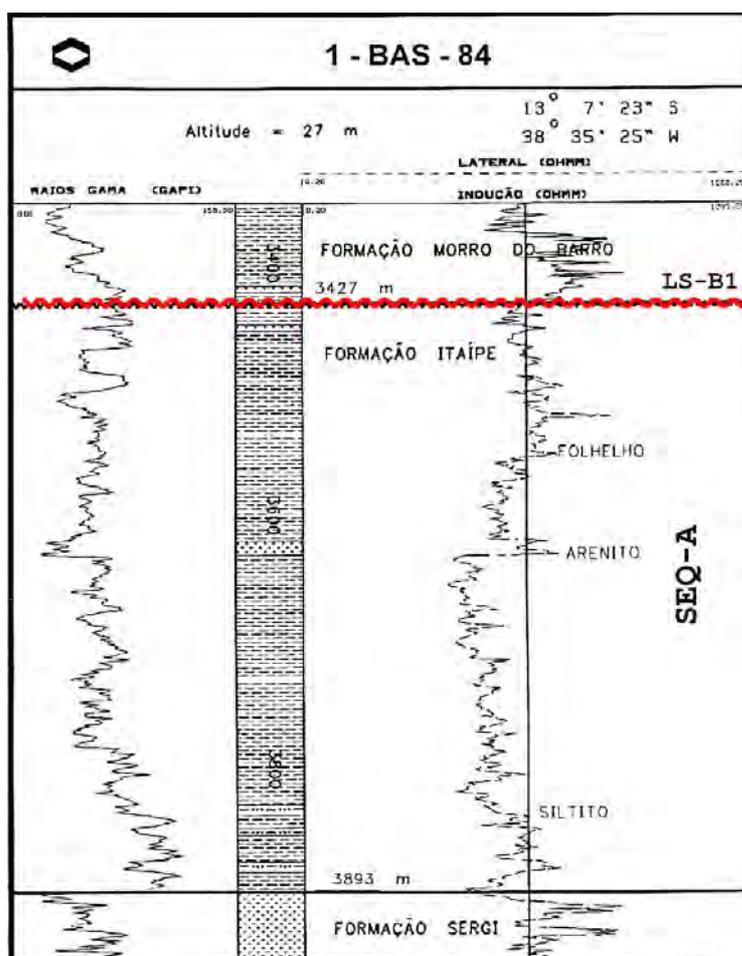


Figura 58: Seção-tipo da SEQ-A.

6.4.2.3. Seqüência B (SEQ-B)

Marcando uma mudança no estilo estrutural das bacias, caracterizado pela geração dos sistemas de *horsts* e *grabens* acima citados, juntamente com a geração de sistemas de meio-graben, e desenvolvimento da zona de charneira, a Seqüência B (SEQ-B) compreende as Formações Morro do Barro, Rio de Contas e Taipus-Mirim, de idade Berrasiana (Neocomiano inferior) a Aptiana, ou Rio da Serra a Alagoas, segundo geocronologia local (Netto *et al.*, 1994). A SEQ-B representa a seção *rift* das bacias em estudo.

Observando um padrão evolutivo para a SEQ-B, nota-se os característicos pulsos de sedimentação associados a tectônica *rift*, sendo estes pulsos mais intensos na base (Fm. Morro do Barro), diminuindo a intensidade para as seções medianas (Fm. Rio de Contas), e novamente aumentando nas sucessões finais do *rift* (Fm. Taipus-Mirim). A expressão tectônica na forma de padrões de falhamentos também não se comporta de maneira uniforme ao longo da evolução do *rift*. Na base do *rift* (Fm. Morro do Barro e base da Fm. Rio de Contas) o falhamento é do tipo normal com soerguimento e abatimento de blocos relativamente pequenos formando sistemas de *horst-graben* bem distribuídos ao longo da bacia e afetando o pré-*rift*. Este falhamento não parece ser concentrado em zonas, não desenvolvendo assim sistemas de meio-graben. Já a partir da seção mediana até o topo do *rift* (meio da Fm. Rio de Contas até o final da Fm. Taipus-Mirim), a expressão tectônica é diferente, concentrando-se em zonas preferenciais, gerando falhamentos lístricos sintéticos e falhas de *rollover*, com alguns falhamentos lístricos antitéticos. Este padrão desenvolve claramente sistemas de meio-graben de tamanhos e espessuras das mais variadas, geralmente com a falha-mestra com mergulho para leste, com feições de crescimento de camadas, indicando falhamento sin-sedimentar.

Por ser o alvo principal deste estudo, foi realizada na SEQ-B uma análise de maior nível de detalhamento, onde foram identificadas e caracterizadas quatro seqüências deposicionais de terceira ordem: Seqüências B1 a B4. Portanto, a SEQ-B será caracterizada em suas seqüências formadoras.

6.4.2.3.1. Seqüência B1 (SEQ-B1)

Abrange a Formação Morro do Barro em sua totalidade, de idade Berrasiana a Valaginiana, ou Rio da Serra, na geocronologia local, abrangendo cerca de 5 milhões de anos (*c.f* carta cronoestratigráfica de Netto *et al.*, 1994 - Figura 54). Seu limite basal é o Limite de Seqüências B1 (LS-B1), que é representado por uma superfície de conformidade sobre os folhelhos do topo da SEQ-A, gerando uma certa dificuldade na identificação do limite SEQ-A/SEQ-B1, pois na base da Fm. Morro do Barro ocorrem sucessões finas por vezes com espessos pacotes de folhelhos, sobrepostos aos folhelhos da Fm. Itaípe (topo da SEQ-A), mascarando litologicamente a identificação da discordância LS-B1, visível somente com análises bioestratigráficas, assim, o posicionamento do limite litoestratigráfico entre a Formação Itaípe (topo da SEQ-A) e a base da Formação Morro do Barro (SEQ-B2), conseqüentemente, o posicionamento do LS-B1, é de boa confiabilidade, facilitando assim o posicionamento deste limite de seqüências. Não ocorrem complicações quando a SEQ-B1 encontra-se diretamente sobreposta á SEQ-Plz ou diretamente sobre o embasamento, pois a observação de embasamento cristalino, ou o fácil posicionamento kunguriano dos estratos da Fm. Afligidos atesta o correto posicionamento cronoestratigráfico dos estratos em questão. O limite de seqüências LS-B1 possui um hiato temporal de 1 a 2 milhões de anos (conforme carta cronoestratigráfica de Netto *et al.*, 1994 - Figura 54). O limite superior da SEQ-B1 é o Limite de Seqüências B2, que marca o início da deposição da Seqüência B2, de caráter erosivo.

Faciologicamente, a SEQ-B1 é composta por arenitos e folhelhos, geralmente na forma de grandes pacotes maciços, raramente intercalados como pequenas camadas. Ocorrem, de forma subordinada, carbonatos, intercalados com folhelhos e arenitos.

Referente aos sistemas deposicionais, o modelo de sistemas deposicionais integrador apresentado no capítulo 6.2 – *Sistemas Depositionais* é aplicado a esta seqüência deposicional, pois ela marca o início da seção *rift*, e sua deposição passa a ser controlada pelas variáveis enumeradas e inferidas no modelo integrador citado. Assim, os folhelhos maciços e espessos estariam compondo registros do sistema lacustre profundo, enquanto que as intercalações métricas de arenitos e folhelhos representariam registros da margem lacustrina, e pacotes areníticos maciços poderiam representar regiões bem proximais da margem lacustrina ou até, sistemas fluviais, o

que confere a estes arenitos maciços uma conotação paleogeográfica proximal á área fonte.

A partir das compartimentações faciológicas em sistemas deposicionais, foram observadas grandes tendências no padrão de empilhamento da sucessão componente da SEQ-B1. A SEQ-B1 apresenta três padrões de empilhamento bem distintos: um padrão retrogradacional na base, representado por predominantemente folhelhos e subordinadamente, por intercalações de folhelhos e arenitos. Sucede-se um padrão intermediário progradante, muito representativo, de base marcante, possivelmente erosiva, composto principalmente por arenitos maciços, podendo ultrapassar 2000 metros de espessura (caso do 1BAS-0075 - Figura 59), e localmente, em depocentros locais, por intercalações de arenitos e folhelhos (caso do 1PCZ-0001 - Figura 60), denominadas de Membro Jiribatuba. Poços localizados em depocentros locais apresentam na sucessão faciológica da SEQ-B1 uma dominância de folhelhos (Membro Jiribatuba – caso do 1PCZ-0001, Figura 60). Porém, em outros poços, localizados nas margens de paleolagos, ocorrem espessos pacotes areníticos maciços associados a margens lacustrinas que avançam ao interior do lago neste evento progradante (caso do 1BAS-0005 - Figura 61). Este marcante e pronunciado evento progradante é sucedido de maneira abrupta pelo terceiro e último padrão de empilhamento da SEQ-B1: um evento retrogradante, pouco pronunciado, porém de correlação regional, representado predominantemente por folhelhos e subordinadamente por folhelhos intercalados metricamente com arenitos, representando registros de sistemas lacustres profundos e margens lacustres (porções intermediárias a distais), respectivamente, que ocorre visivelmente no 1BAS-0005 (Figura 61).

A relação entre o padrão retrogradante basal, sucedido pelo marcante padrão progradante intermediário, e o padrão final retrogradante remete diretamente ao modelo de sedimentação em *rifts* de Prosser (1993), ilustrado na Figura 25, com uma marcante criação de espaço na base (padrão retrogradacional) sucedida pelo pulso de sedimentação (padrão progradante). O pulso retrogradante de topo ainda não é bem conhecido e sua explicação baseada no proposto modelo não é totalmente possível, sendo no presente momento relacionado a uma criação de espaço (pulso tectônico) em uma ordem maior.

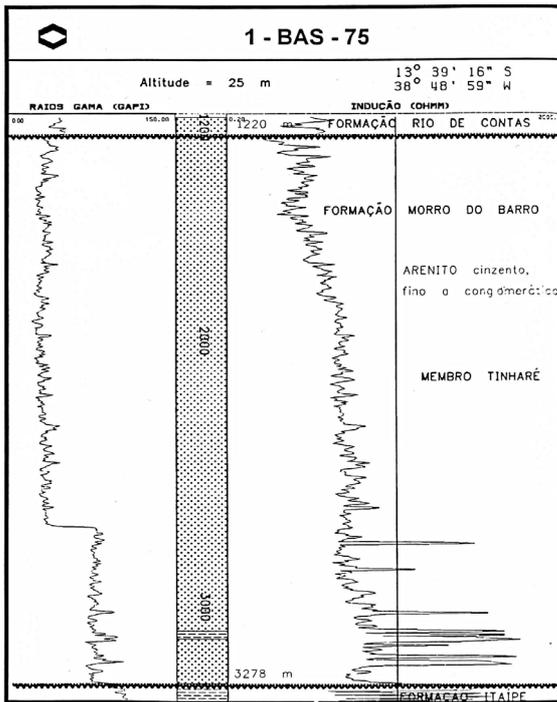


Figura 59: Poço apresentando uma espessura superior a 2000 metros de arenitos relacionados a fase progradante da SEQ-B1.

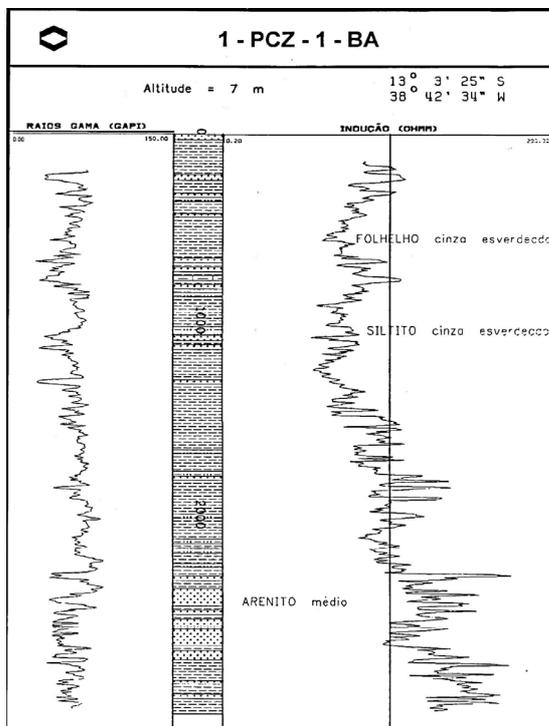


Figura 60: Poço mostrando intercalações de folhelhos e arenitos associados à fase progradante da SEQ-B1, em porções distais.

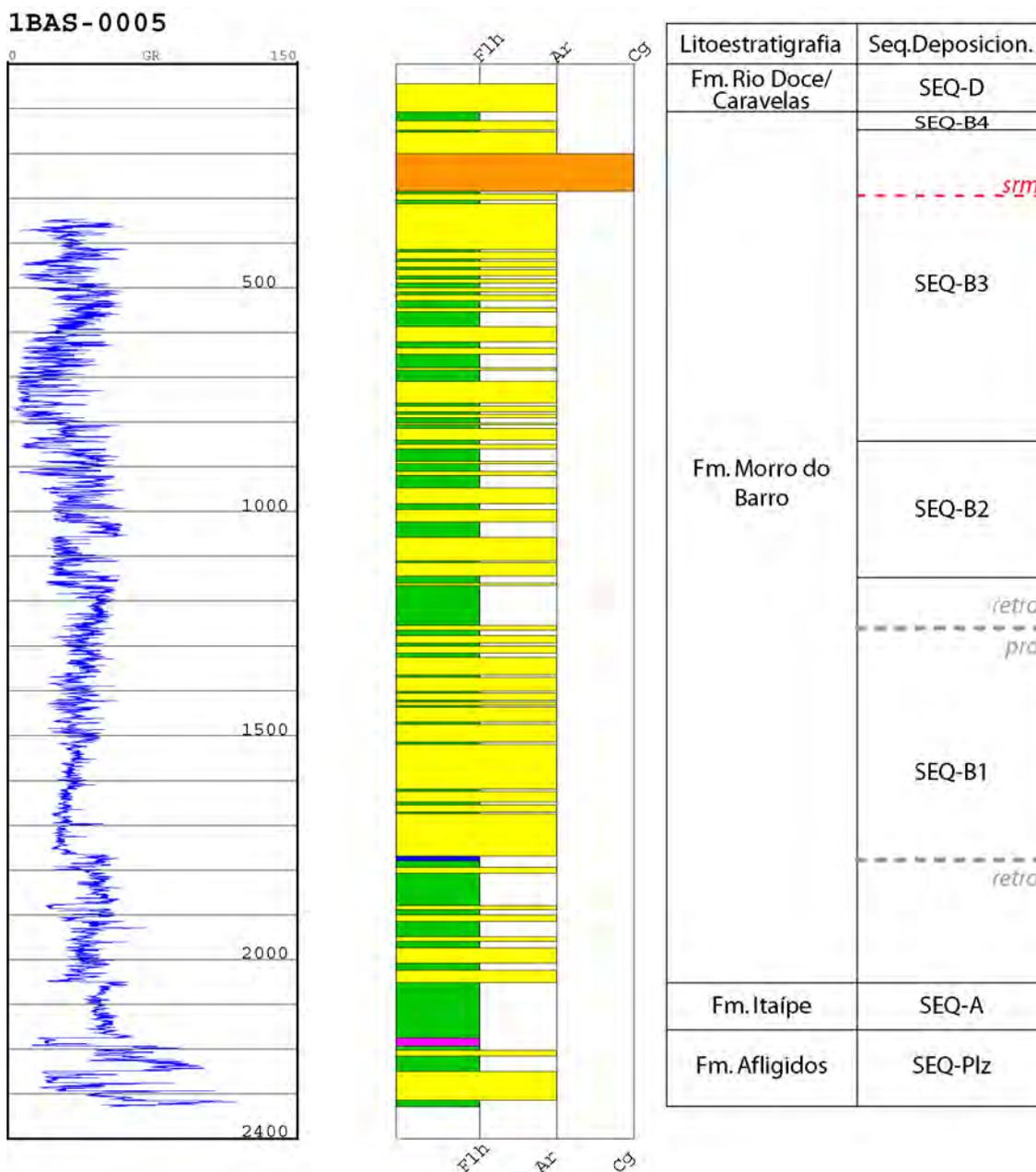


Figura 61: Perfil estratigráfico do poço 1BAS-0005.

Para possíveis estudos futuros de detalhe da SEQ-B1, recomenda-se rastrear uma superfície de inundação interna a esta última seção retrogradante, com o objetivo de utilizar esta superfície como um *datum* de terceira ordem. É importante citar que estes padrões de empilhamento reconhecidos não são totalmente ocorrentes na área

de estudo, podendo estar pouco evidente, ou até com padrões contrários, e isto ocorre devido á grande quantidade de sub-bacias, cada qual com eventos tectônicos distintos em termos de intensidade, e as respectivas respostas de sedimentação. Assim, reconhecido o caráter local destas assinaturas de empilhamentos, foram estes padrões excluídos do modelo regional, considerados assim, apenas variações locais. Conforme os dados fornecidos, pode-se afirmar que a SEQ-B1 é muito espessa, variando de 100 metros (1BAS-0005) a quase 2500 metros (1BAS-0077), caracterizando-a como seqüência deposicional mais espessa da seção *rift*. A seção-tipo da SEQ-B1 é apresentada na Figura 62.

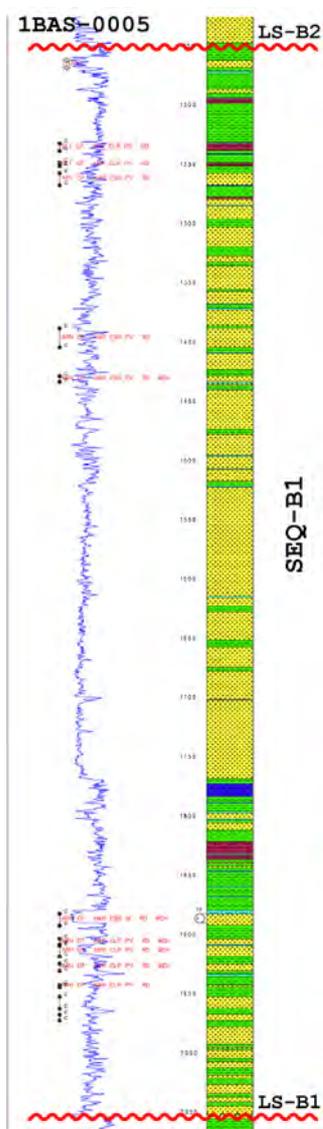


Figura 62: Seção-tipo da SEQ-B1.

6.4.2.3.2. Seqüência B2 (SEQ-B2)

Compreende a base da Formação Rio de Contas, de idade Hauteriviana a Barremiana, ou Aratu, na geocronologia local, abrangendo um período de deposição de cerca de 5 milhões de anos. Seu limite basal é o Limite de Seqüências B2 (LS-B2), de expressivo contato erosivo, e marcantes refletores com evidentes terminações observadas em seções sísmicas, discordância esta que envolve um hiato de pelo menos 3 milhões de anos (*c.f.* carta cronoestratigráfica de Netto *et al.*, 1994). Seu limite de topo é controverso, pois em alguns poços é observada uma superfície erosiva marcante, identificada como Limite de Seqüências B3 (*e.g.*, 1BAS0077 - Figura 63), e a ocorrência em seções sísmicas de uma superfície com evidentes truncamentos erosivos, enquanto que em outros poços, esta mudança abrupta e erosiva não ocorre, juntamente com conformidades entre refletores. Assim, o limite de topo da SEQ-B2 é de difícil reconhecimento, e será abordado em detalhe na descrição da Seqüência B3 (próximo capítulo).

1BAS-0077

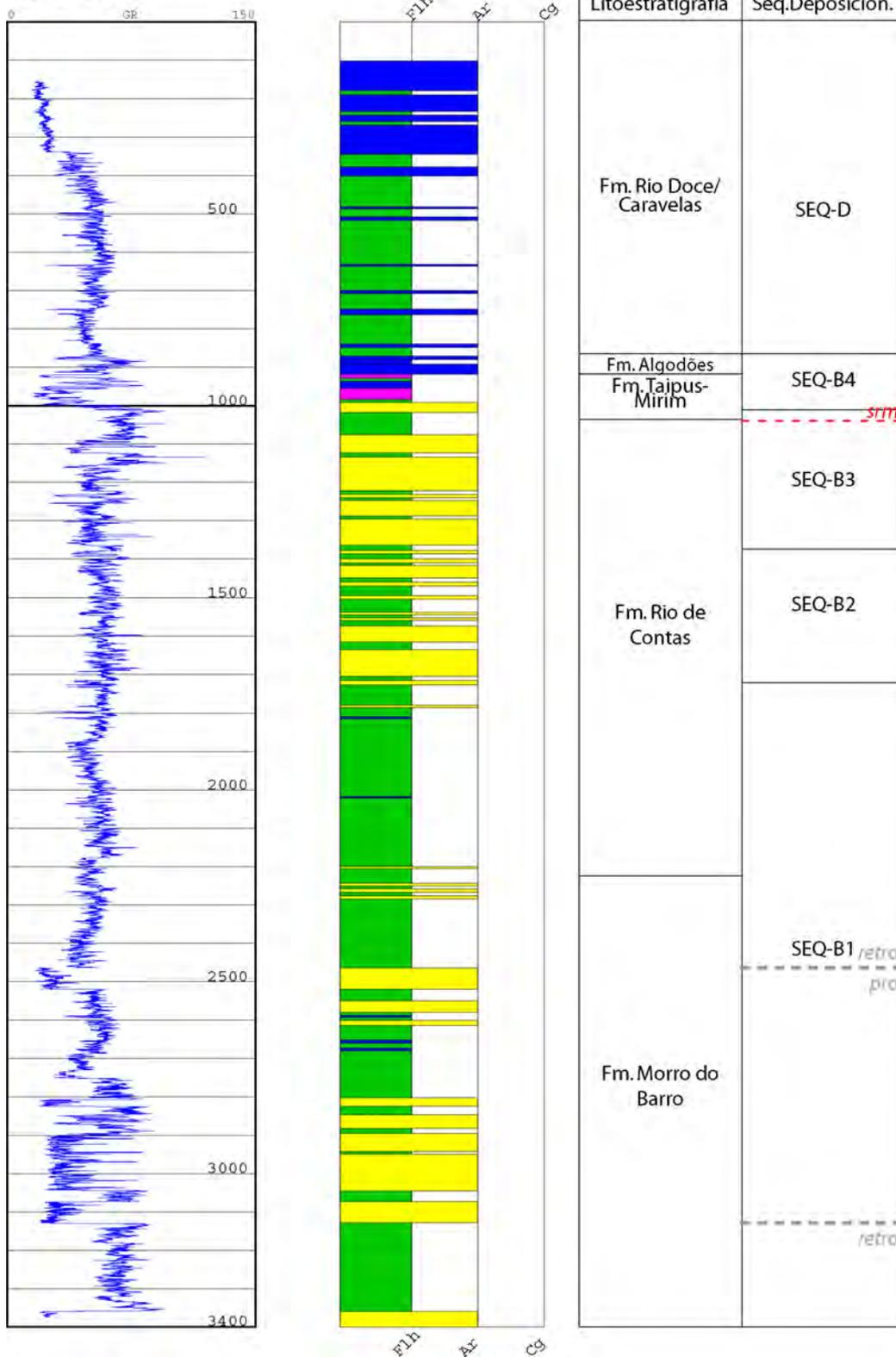


Figura 63: Perfil estratigráfico do poço 1BAS-0077.

Faciologicamente, a SEQ-B2 é composta por arenitos e folhelhos, com raras camadas de carbonatos, com os folhelhos e arenitos geralmente intercalados metricamente a decametricamente, com uma facilmente visível dominância de arenitos na base, e folhelhos no topo, em um padrão granulométrico decrescente ascendente. As sucessões faciológicas indicam tratar-se de um sistema deposicional de margem lacustre, predominantemente arenoso (proximal) basal, que grada para suas porções distais até atingir o sistema deposicional lacustre profundo, em um evento transgressivo. As intercalações de fácies grossas (arenitos e conglomerados) com folhelhos, tendo dominância de arenitos, é interpretada como proximal no sistema de sub-bacias e denominada de Membro Mutá, enquanto que a intercalação de arenitos e folhelhos, com dominância de folhelhos é distal, denominada de Membro Ilhéus (Figura 64).

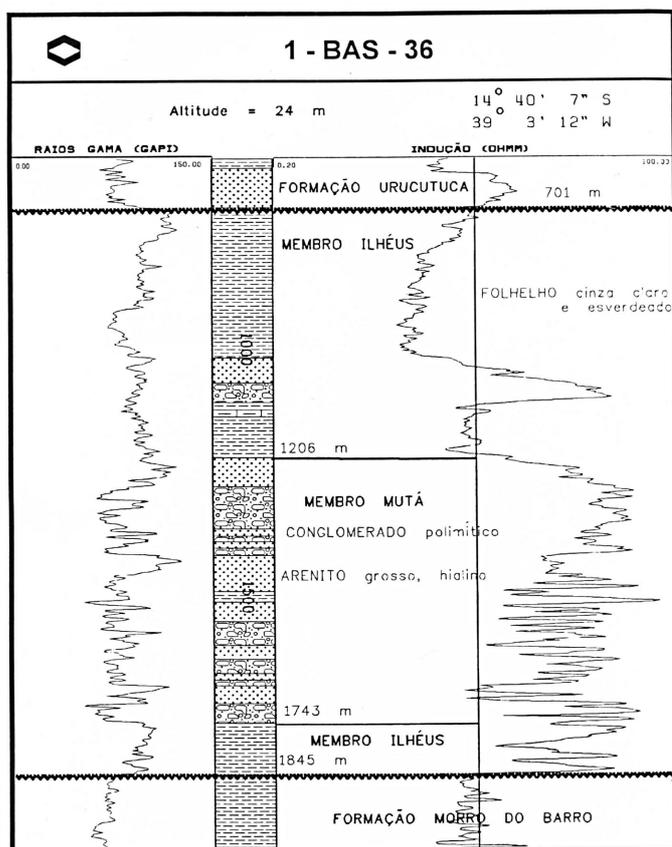


Figura 64: Poço 1BAS-0036 mostrando os dois membros (Mutá e Ilhéus) componentes da Fm. Rio de Contas.

A SEQ-B2 apresenta um único e marcante padrão de empilhamento: em toda sua sucessão, a diminuição de arenitos e aumento dos folhelhos (ou, em outros aspectos, a sobreposição de sistemas de margens lacustres distais e lacustres profundos sobre margens lacustres proximais) indica claramente um padrão retrogradacional, sob condições de nível de base crescente. Portanto, pode-se afirmar que a taxa de acomodação criada foi relativamente muito maior do que o aporte sedimentar ao longo da evolução da SEQ-B2. A seção-tipo da SEQ-B2 é apresentada na Figura 65.

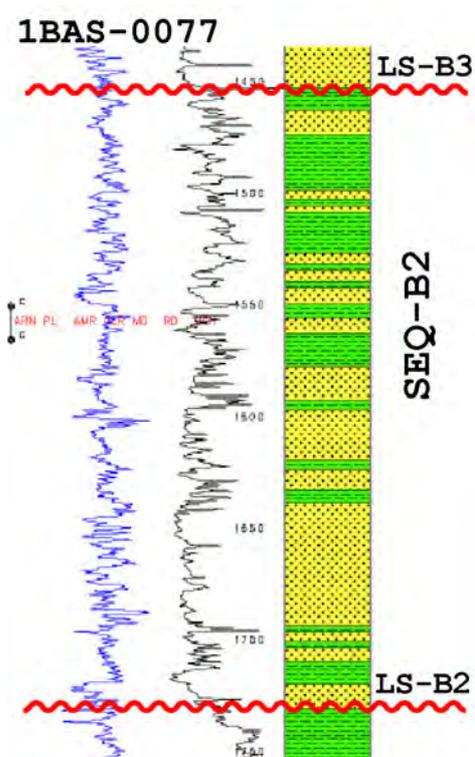


Figura 65: Seção-tipo da SEQ-B2.

6.4.2.3.3. Seqüência B3 (SEQ-B3)

Compreende o topo da Formação Rio de Contas, de idade Barremiana a Aptiana, ou Buracica a Jiquiá na geocronologia local, abrangendo um período de deposição de cerca de cinco milhões de anos. Seu limitante basal é o Limite de Seqüências B3 (LS-B3), de reconhecimento discutível, conforme afirmado anteriormente, pois devido ao padrão de empilhamento semelhante entre as

seqüências SEQ-B2 e SEQ-B3, a superfície limítrofe encontra-se em muitos casos mascarada. Em determinados poços, o limite é bem evidente, marcado pela ocorrência de pacotes de arenitos sobrepostos a folhelhos, indicando um rebaixamento do nível de base (1BAS-0077 - Figura 63). Porém, em outros poços, inclusive em regiões bem próximas, as intercalações de arenitos e folhelhos apresentam apenas os padrões internos de empilhamento, não ocorrendo esta mudança abrupta de sucessões faciológicas. É previsível que seções geológicas levantadas em depocentros locais sequer apresentem variações faciológicas relacionadas a este rebaixamento do nível de base, somente intercalações ininterruptas de folhelhos lacustrinos. Integrando os dados com as interpretações sismoestratigráficas, resultados semelhantes ocorrem: em determinadas seções sísmicas, o limite entre a SEQ-B2 e a SEQ-B3 aparece na forma de um truncamento erosivo marcante (Figura 66). Porém, em outras seções, o limite é indivisível (Figura 67); então, quando ocorrem poços locados na seção sísmica, e nestes poços é observado o LS-B3, o refletor correspondente a esta litologia no poço é rastreado e classificado sismoestratigraficamente. Mas em um último caso, onde não é observado um truncamento erosivo, e os refletores encontram-se paralelos, e não ocorrem poços, as SEQ-B2 e SEQ-B3 são consideradas indivisíveis e tratadas como um único pacote sedimentar. Portanto, o LS-B3 é de ocorrência localizada e com pouco conhecimento de sua distribuição e fatores controladores de sua existência, fato este diretamente associado a escassa base de dados disponibilizados. Porém, o caso do LS-B3, é o melhor exemplo da criação e destruição de espaço de acomodação ao mesmo tempo no *rift*, retratado na forma de discordâncias que são correlatas com eventos deposicionais (ver Figura 31). O limite superior da SEQ-B3 é de fácil reconhecimento, pois embora as seções superiores da SEQ-B3 e as seções basais da SEQ-B4 sejam semelhantes, datações bioestratigráficas que posicionam o topo da Fm. Rio de Contas (SEQ-B3) no andar Buracica/Jiquiá, e a base da Fm. Taipus-Mirim (SEQ-B4) no andar Alagoas, conferem um bom posicionamento cronoestratigráfico para ambas formações, e permitem datar a discordância Limite de Seqüências B4, limítrofe superior da SEQ-B3 em pelo menos 2 milhões de anos (*c.f.* carta cronoestratigráfica de Netto *et al.*, 1994).

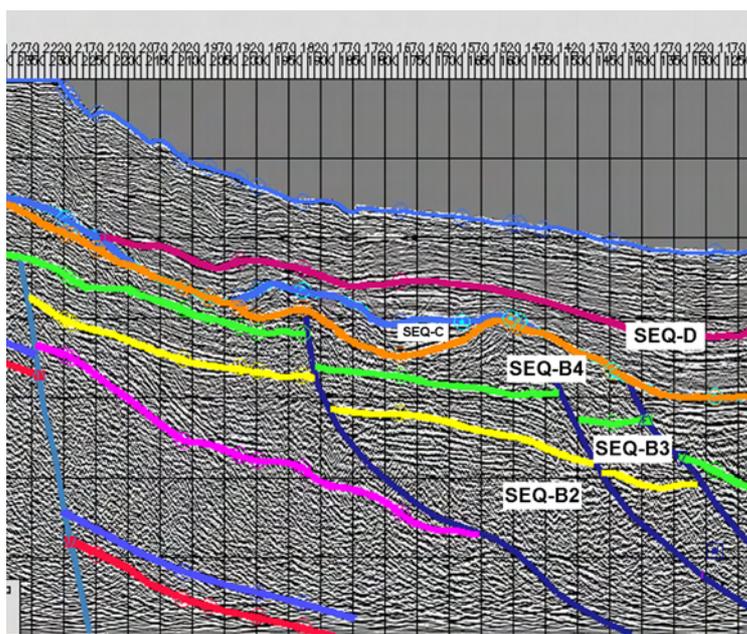


Figura 66: Seção sísmica dip, onde pode ser observada a discordância LS-B3.

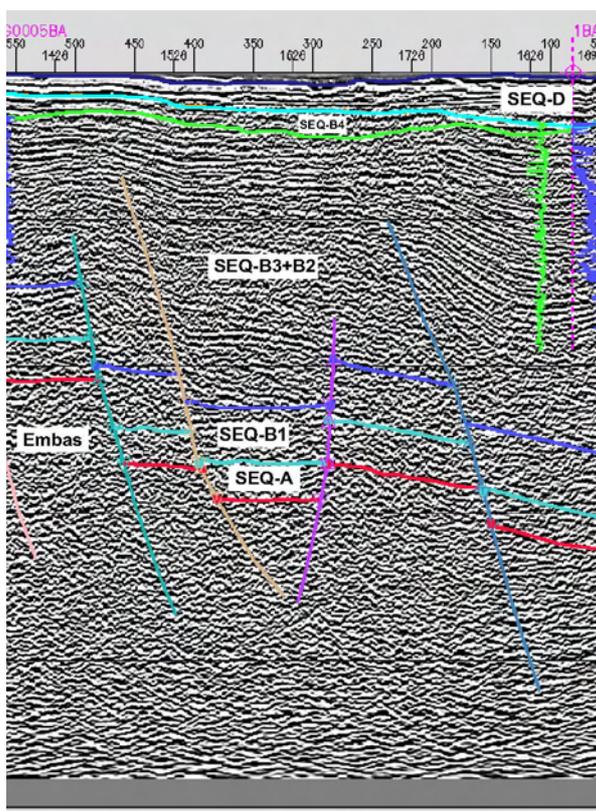


Figura 67: Seção sísmica *strike*, onde, ao contrário da seção anterior, não é possível reconhecer a discordância LS-B3.

A composição faciológica da SEQ-B3 é de arenitos e folhelhos, com conteúdo subordinado de carbonatos. Semelhante à SEQ-B2, pois litoestratigraficamente encontra-se dentro da mesma formação (Fm. Rio de Contas), as sucessões proximais, dominadas por sedimentos grossos, são denominadas de Membro Mutá, e as sucessões distais, dominadas por sedimentos finos, de Membro Ilhéus (exemplo na FIGURA 1BAS36 SEQB2). Os arenitos e folhelhos se intercalam, por vezes como camadas de 2 a 5 metros de cada fácies, ou como pacotes de 50 a 100 metros de mesma fácies intercalados.

Interpretações relacionadas a sistemas deposicionais indicam uma semelhança com a SEQ-B2, onde as intercalações de folhelhos e arenitos seriam correspondentes a registros de sistemas de margem lacustre, enquanto que sucessões com dominância de folhelho seriam indicativas de sistemas de lago profundo.

O padrão geral da sucessão SEQ-B2/SEQ-B3 é transgressivo (empilhamento retrogradacional), pontuado por um breve e regionalmente não muito extenso momento regressivo (LS-B3), o que indica que a sucessão *rift* em segunda ordem é transgressiva, sendo a taxa de sedimentação sempre sobrepujada pela tectônica, como preconizam os modelos antes discutidos (estudos de Prosser, 1993 e Nottvedt *et al.*, 1995). Assim, a superfície identificada como Superfície de Inundação Máxima da SEQ-B3 (superfície de 3ª ordem), é também uma Superfície de Inundação Máxima de 2ª ordem, pois marca o afogamento máximo da seção *rift*, marcada por extensa deposição de folhelhos, acima da qual recorrem arenitos prográdantes que fecham a sucessão faciológica da SEQ-B3. A expressão da SIM-B em poço pode ser observada na Figura 68.

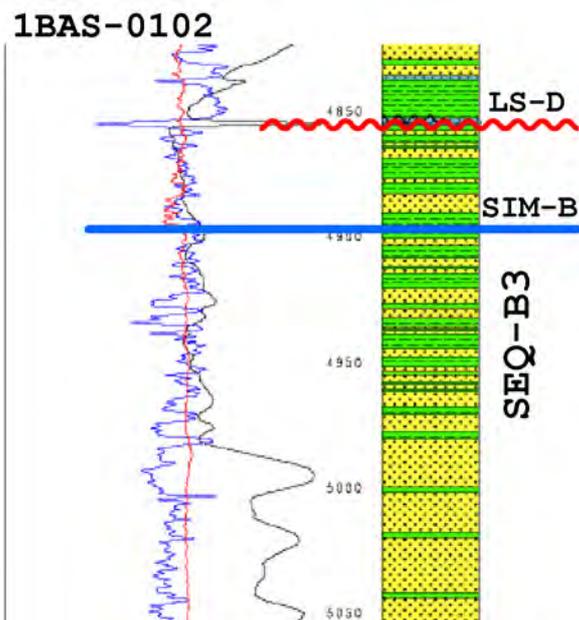


Figura 68: Exemplo de ocorrência da Superfície de Inundação Máxima da Seqüência B (SIM-B).

A ocorrência de movimentações de falhas sin-sedimentares durante a deposição da SEQ-B3 é abundante. Isto se reflete na forma de expressivos espessamentos de camadas e podem ser observados melhor em seções sísmicas (Figura 69). A ocorrência de espessamentos de camadas em seções estratigráficas, juntamente com dados sísmicos que apresentam falhamentos lístricos com espessamentos de camadas (Figura 69), e um grande e marcante falhamento que começa a formar a posteriormente denominada zona de charneira indicam que a SEQ-B3 foi depositada durante o ápice tectônico do *rift*, que se reflete na ocorrência do maior evento de inundação da bacia: a Superfície de Máxima Inundação da Seqüência B (SIM-B) – deposição de folhelhos em praticamente todo o *locus* deposicional da Bacia de Camamu-Almada. Embora não exista ainda um controle pleno da divisão da Fm. Rio de Contas em SEQ-B2 e SEQ-B3, pode-se afirmar que a mudança de estilo estrutural de falhamentos normais disseminados, geradores de sistemas de *horsts* e *grabens* da SEQ-B1 e base da SEQ-B2, para um estilo estrutural controlado por falhamentos lístricos, sintéticos e antitéticos, com falhas de *rollover*, e o desenvolvimento do sistema de falhas da zona de charneira, predominante na SEQ-B3, deu-se entre o topo da SEQ-B2 e a base da SEQ-B3, estilo posterior que se estendeu até o final da SEQ-B4 (Figura 69). A seção-tipo da SEQ-B3 é apresentada na Figura 70.

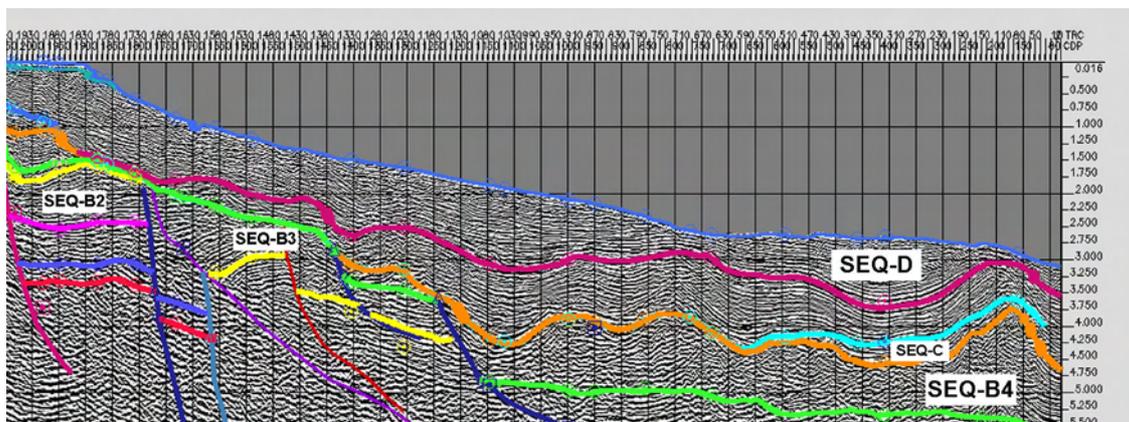


Figura 69: Seção sísmica dip, onde pode ser observado o estilo tectônico dos falhamentos que afetam a SEQ-B3, caracterizado por falhas lísticas e de rollover.

A stratigraphic column for the SEQ-B3 sequence. The vertical axis shows depth in meters (1100 to 1480). The column is divided into layers: LS-B4 at the top, followed by the main SEQ-B3 sequence, and LS-B3 at the bottom. The SEQ-B3 sequence is characterized by alternating layers of yellow and green patterns. A red wavy line is drawn across the top and bottom of the column.

Figura 70: Seção-tipo da SEQ-B3.

6.4.2.3.4. Seqüência B4 (SEQ-B4)

Compreende na totalidade a Formação Taipus-Mirim, de idade Aptiana, ou Alagoas, na geocronologia local. Inicia-se no Limite de Seqüências B4 (LS-B4), retratado geralmente na forma de arenitos depositados sobre uma superfície erosiva de correlação regional. Em áreas mais proximais, a erosão é marcante, porém em áreas distais, ou em depocentros de calhas deposicionais, o LS-B4 é mais discreto em mudanças de fácies. Seu topo é marcado pelo Limite de Seqüências C (LS-C), que retrata a erosão e subsequente deposição inicial da Seqüência C, ou, como ocorre comumente, marcado pelo Limite de Seqüências D (LS-D), evento extremamente erosivo, regional, e que freqüentemente erode na totalidade a Seqüência C (SEQ-C).

A SEQ-B4 é composta por arenitos, por vezes maciços, em espessuras de cerca de 500 metros, quando ocorrem em posições mais proximais; ocorrem também intercalações de arenitos, folhelhos e conglomerados (Membro Serinhaém). Carbonatos ocorrem de maneira subordinada. Porém, uma ocorrência faciológica que chega a ser determinística na identificação da SEQ-B4 é a ocorrência de evaporitos. Os evaporitos ocorrem na forma de pacotes de halita e anidrita (Membro Igrapiúna, com a adição de folhelhos e arenitos intercalados subordinados). Os pacotes evaporíticos variam de 30 a 100 metros de espessura, geralmente maciços e contínuos, podendo localmente ultrapassar os 250 metros de espessura (1BAS-0020 – Figura 71). Porém, em determinadas regiões (Figura 72), os evaporitos ocorrem como camadas intercaladas com sucessões siliciclásticas (arenitos e folhelhos). Devido à desfavorável distribuição dos poços, a baixa resolução escalar dos perfis litológicos compostos e ao grau de detalhe analítico do presente estudo, a correlacionabilidade e geometria deposicional destas sucessões evaporíticas não é bem conhecida, assim, afirmações quanto à distribuição e o comportamento genético de evaporitos na forma maciça (ou o contrário, como camadas intercaladas com siliciclásticos) ao longo da bacia são impossíveis de serem desenvolvidas no momento. Porém, pode-se especular que a ocorrência de pacotes espessos localizados esteja associada a halocineses, as quais podem ser observadas em seções sísmicas (Figura 73), bem como também pode a ocorrência de camadas evaporíticas finas e descontínuas também estar associada a estas halocineses, devido a fluxos e migrações de concentração de sais (Figura 72).

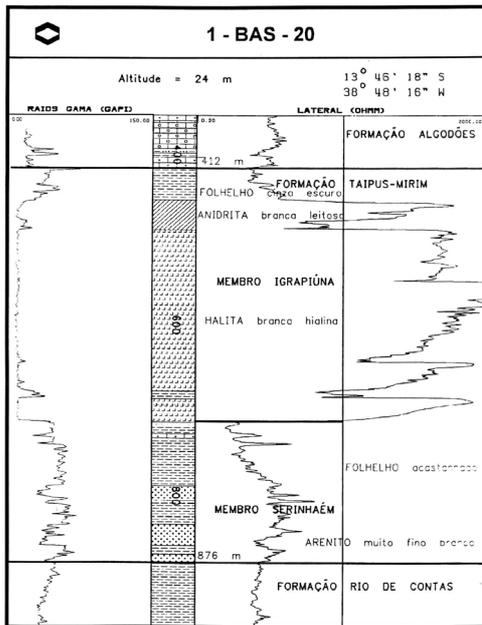


Figura 71: Pacote maciço e contínuo de espessura superior a 250 metros de evaporito da SEQ-B4.

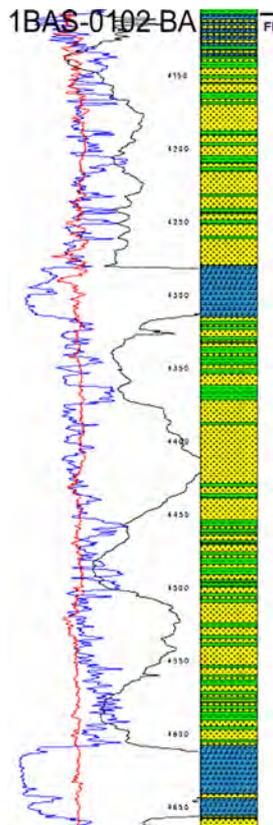


Figura 72: Ocorrência de três camadas distintas de evaporitos da SEQ-B4, intercaladas com sucessões siliciclásticas.

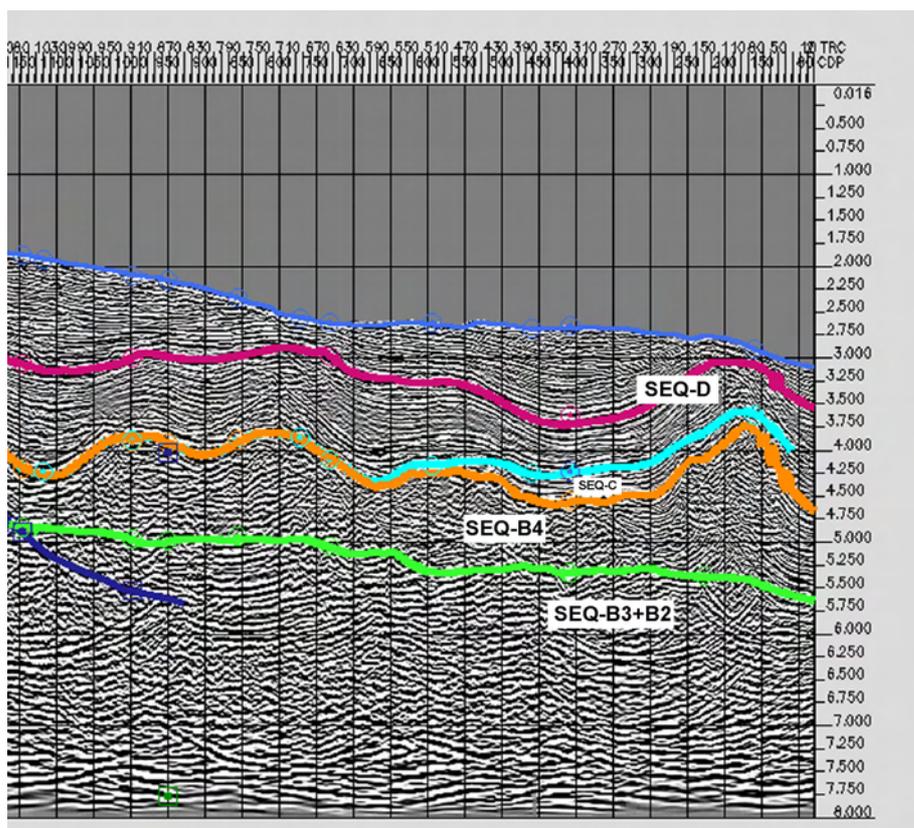


Figura 73: Seção sísmica dip, na qual pode-se observar atividade tectônica halina na SEQ-B4.

Em termos de sistemas deposicionais, as sucessões faciológicas da SEQ-B4 indicam a ocorrência de uma grande variabilidade de processos de sedimentação, retratada em sua grande variabilidade faciológica. Assim, estima-se a ocorrência de sistemas marginais lacustres proximais e fluviais para associações faciológicas dominadas por arenitos, e sistemas lacustres distais para associações faciológicas dominadas por folhelhos, com os conglomerados indicando sistemas de leques associados a falhamentos, e os evaporitos e sucessões siliciclásticas associadas indicando a ocorrência de sedimentação em ambiente marinho raso, marcando assim, indícios da primeira incursão marinha na bacia, corroborando observações de Netto *et al.* (1994). Esta incursão marinha estaria associada a sistemas do tipo laguna-barreira, sistemas marinhos rasos, planícies de maré e mares epicontinentais rasos, dependendo das variáveis locais do ambiente.

Referente aos padrões de empilhamento observados, a SEQ-B4 apresenta um dominante padrão agradacional, com discreto padrão retrogradacional por vezes

superimposto, indicando um evento transgressivo não muito acentuado, ou mascarado pelo alto aporte sedimentar. A partir das primeiras ocorrências de evaporitos, de uma forma cíclica, porém não muito bem conhecida, ocorrem empilhamentos que indicam ser de uma forma agradacional. Porém, como discutido anteriormente relacionado a correlações de fácies evaporíticas, o mesmo grau de imprecisão ocorre no estabelecimento de padrões de empilhamento na porção onde ocorrem evaporitos (porção intermediária a topo) da SEQ-B4. Porém, um fato que pode ser afirmado com segurança, é a ocorrência de níveis de folhelhos e carbonatos, indicando uma inundação acima das sucessões evaporíticas (quando este pacote de topo é preservado – Figura 74). Analisando a SEQ-B4 em sua totalidade, observa-se que ela possui uma ciclicidade em alta frequência condicionando seus padrões internos, porém indícios de ausência de sistemas de água profunda (lacustres ou marinhos) sugerem que o aporte sedimentar durante a SEQ-B4 é muito alto, pois sempre o espaço de acomodação criado encontrava-se preenchido (indicativo da topografia suave, condicionante á formação de evaporitos).

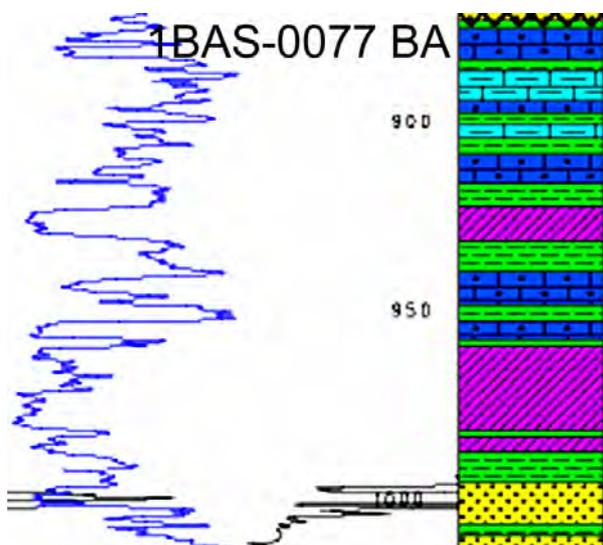


Figura 74: Ocorrência de folhelhos acima das camadas de sal, no topo da SEQ-B4.

A ocorrência de halocineses na porção de águas profundas da bacia indica que estes movimentos são posteriores á SEQ-B4, pois eles também deformam o limitante de topo da SEQ-B4 (LS-C) e também o LS-D (Figura 73), indicando assim que a halocinese ocorreu pós-SEQ-B4 e possivelmente pós SEQ-D.

Regionalmente, a SEQ-B4 apresenta nas porções em terra e plataformas (atuais) uma constante tabularidade de estratos, com poucos indicativos de falhamentos (Figura 75). Porém, em região de águas profundas, a SEQ-B4 possui consideráveis espessuras (e.g., 1BAS-0102, com 1335 metros de SEQ-B4, e Figura 76), e falhamentos lístricos com indicativos de crescimento de seção ocorrem de forma comum (Figura 76). Outro dado importante é o grande espessamento de camadas que ocorre após a zona de charneira, indicando uma ocorrência de movimentações da falha de charneira sin-sedimentares, e como contrapartida, evidências da formação e estabilização da atual zona de charneira durante a deposição da SEQ-B4 e cessando no final da SEQ-B4 (pré SEQ-C). Assim, os estratos correspondentes a SEQ-B4, com sua geometria bastante variável, e com indícios de tectônica relacionada aos eventos do *rift*, juntamente com o intenso aporte sedimentar que preenche na totalidade o espaço de acomodação criado, foram classificados como o registro final da seção *rift* no presente estudo, ao contrário da seção *transicional* de Netto *et al.* (1994), que apresenta um termo intermediário entre a sucessão *rift* e a sucessão de margem passiva. Porém, conforme Bosence (1998), a discordância pós-*rift*, ou também denominada *break-up unconformity* (quando ocorre quebra no *rift* e formação de margem passiva, fato que ocorre em Camamu-Almada; porém, por exemplo, na Bacia do Recôncavo, este termo seria incorreto, pois a separação não é efetivada) é uma superfície de marcante erosão, fato corroborante com o observado no Limite de Seqüências C, descrito a seguir; assim, devido a todos os padrões estratais e características da superfície, preferiu-se posicionar o topo da seção *rift* no topo da SEQ-B4.

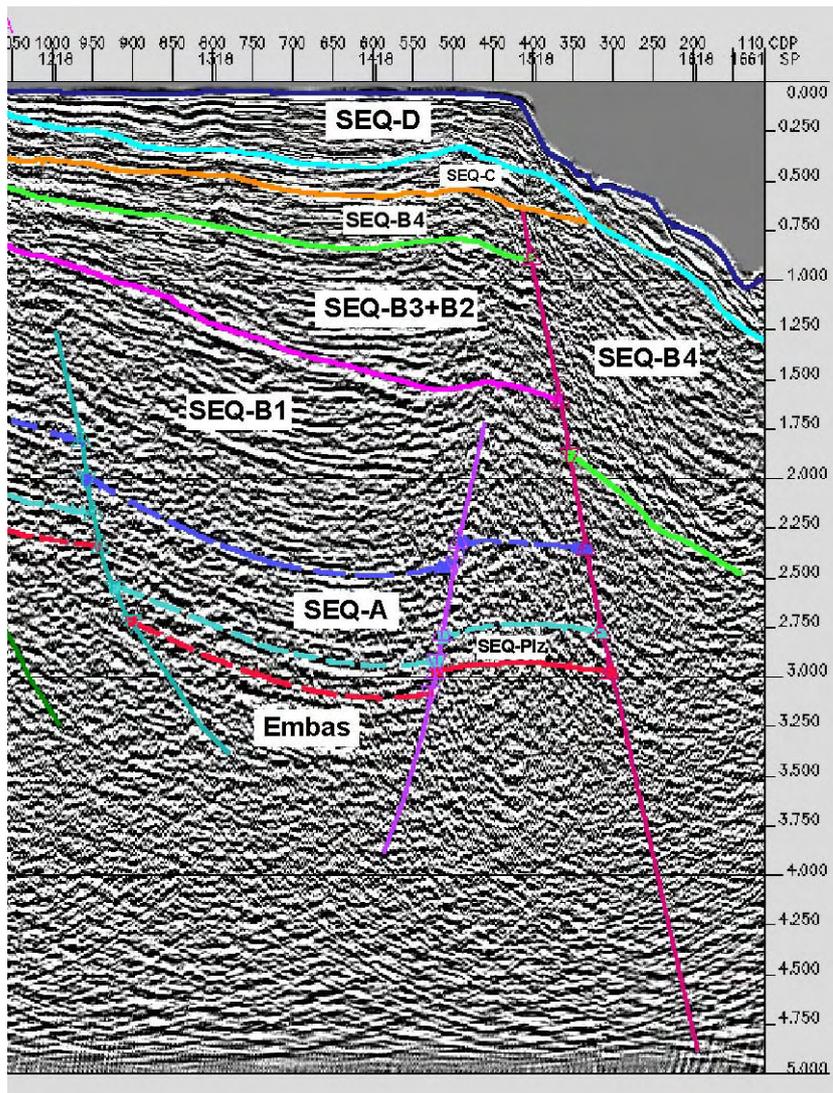


Figura 75: Seção sísmica dip, mostrando a regularidade tabular de espessura da SEQ-B4 na região plataforma.

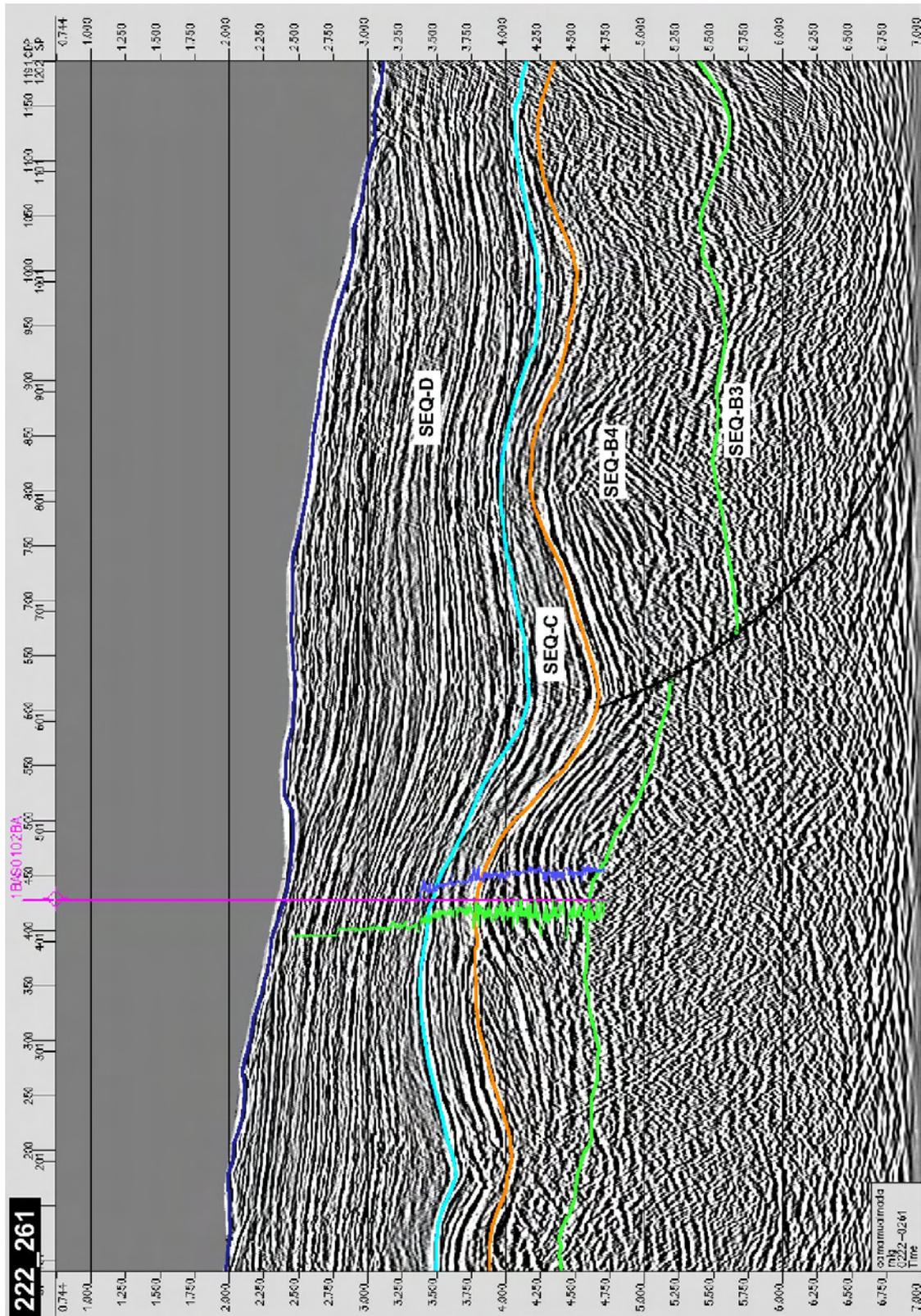


Figura 76: Seção sísmica dip, mostrando a variabilidade lateral de espessuras, a atividade tectônica e halocinese da SEQ-B4 na região de águas profundas.

Interpretações iniciais da PETROBRAS na década de 80 (Netto *et al.*, 1994) em termos de padrões de sedimentação, levaram para a elaboração de um modelo evolutivo de uma bacia *sag*, muito plana, com pouca tectônica ativa, pois a ocorrência de evaporitos sugere uma lâmina d'água rasa. Interpretações atuais (Karner, 2003, *com. pess.*) novamente levam para o modelo de bacia *sag*, porém, para este autor, a marcante e indiscutível tectônica sin-alagoas (Figura 77), e os espessos pacotes sedimentares/evaporíticos de idade aptiana sugerem para o período da SEQ-B4 (de cerca de 10 milhões de anos), única e exclusivamente, uma alta taxa de criação de espaço, a qual de maneira alguma conflita-se com o também inquestionável dado de lâmina d'água reduzida (necessária para a precipitação de evaporitos), pois é possível a ocorrência de grandes taxas de criação de espaço, juntamente com pequenas lâminas d'água, associando a estes dados, um terceiro e fundamental: a taxa de aporte sedimentar. Uma taxa de aporte sedimentar alta possibilitaria um preenchimento praticamente completo dos sistemas de meio-graben profundos criados durante o aptiano de maneira contínua, gerando assim o resultado observado: grandes espessuras de sedimentos, tectônica intensa, e deposição evaporítica de água rasa. Assim, o controle sobre a sedimentação evaporítica seria eustático, pois a variação tectônica possui sua marcante e competente resposta nos termos de alto aporte, restando assim, para a pequena variação o controle da deposição evaporítica.

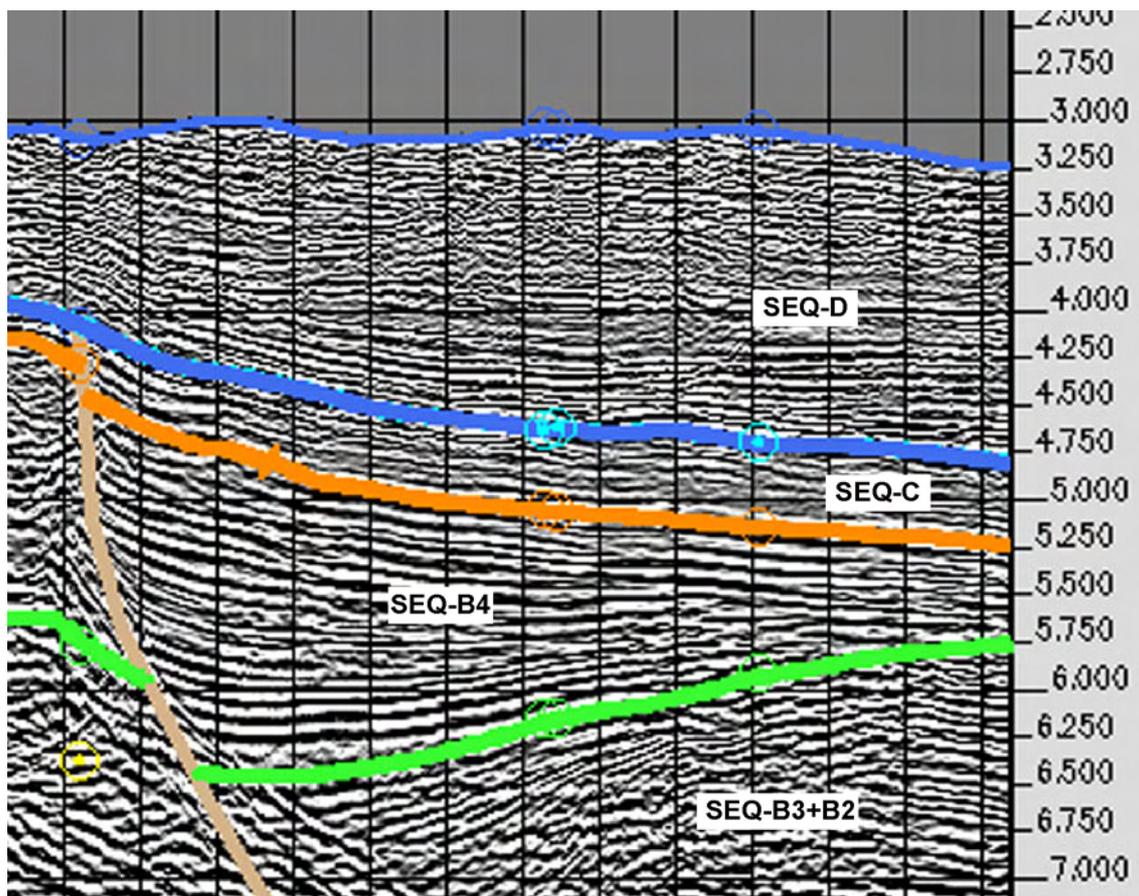


Figura 77: Seção sísmica dip mostrando a marcante atividade tectônica sin-sedimentar da SEQ-B4, na forma de crescimentos de seção associados a falhamentos listricos.

Analisando em detalhe a SEQ-B4, observa-se uma ciclicidade em sua deposição, principalmente observada no poço 1BAS-0102 e na seção da Figura 77, traduzida na forma de intercalações de sucessões siliciclásticas de arenitos e folhelhos e camadas evaporíticas no poço, e na forma de refletores contínuos e de alta impedância nas seções sísmicas. Na escala de trabalho do presente estudo, é difícil determinar os padrões cíclicos e o detalhe em termos de processos e ambientes locais de sedimentação, porém, duas alternativas baseadas no conceito de parasseqüências são apresentadas (Figura 78). Uma parasseqüência é um conjunto de estratos, geneticamente relacionados, limitados no topo e na base por superfícies de inundação marinha (Van Wagoner *et al.*, 1990). Assim, estabelecendo, ainda que preliminarmente, os sistemas deposicionais, é possível determinar se estão ocorrendo progradações ou retrogradações, e onde estão as superfícies de inundação marinha. Portanto, basta estabelecer os sistemas deposicionais e suas associações de fácies. Na opção 1 (Figura 78), os arenitos e folhelhos são associados a ambientes costeiros,

do tipo laguna/barreira ou fluviais costeiros, enquanto que os evaporitos seriam associados a ambientes marinhos rasos. Assim, as inundações seriam marcadas na base dos pacotes evaporíticos, os quais seriam gerados sobre crescente diminuição de lâmina d'água e seguidos por uma progradação de sistemas parálicos proximais, até uma nova inundação. Já na opção 2 (Figura 78), os evaporitos estariam associados a planícies de maré, enquanto que os arenitos e folhelhos estariam associados a sistemas marinhos rasos (representando sistemas de *shoreface/offshore*, ou sistemas de frentes deltaicas/prodeltas). Assim, as inundações marinhas estariam marcadas nos folhelhos ou arenitos sobrepostos aos evaporitos, caracterizando sistemas marinhos rasos que sofrem uma progradação que termina na estabilização das planícies de maré (evaporitos de topo). Sob esta óptica, é possível estabelecer uma análise estratigráfica de alta resolução para a SEQ-B4, porém a baixa quantidade e qualidade de dados, juntamente com a deformação halina e a ausência de testemunhos torna esta interpretação frágil e com poucos fundamentos confiáveis. Por fim, a seção-tipo da SEQ-B4 é apresentada na Figura 79

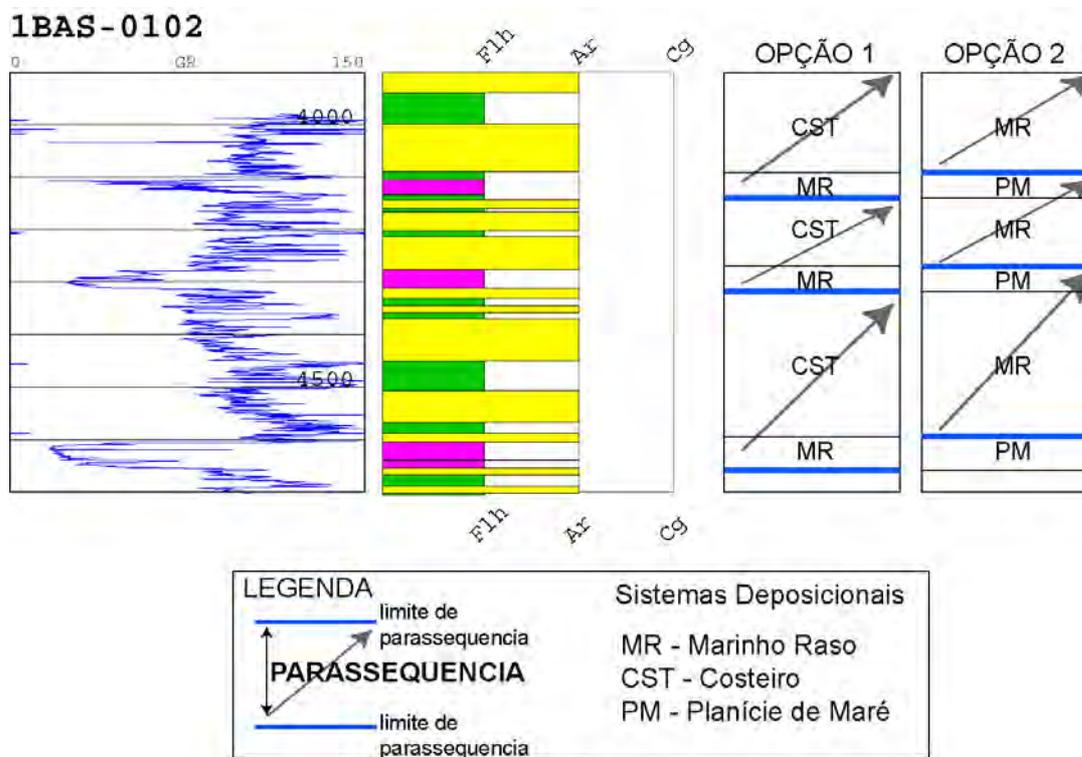


Figura 78: Perfil litológico de parte da SEQ-B4 no poço 1BAS-0102, com duas possibilidades de interpretação de sistemas deposicionais e o respectivo arcabouço estratigráfico de alta resolução (parassequências).

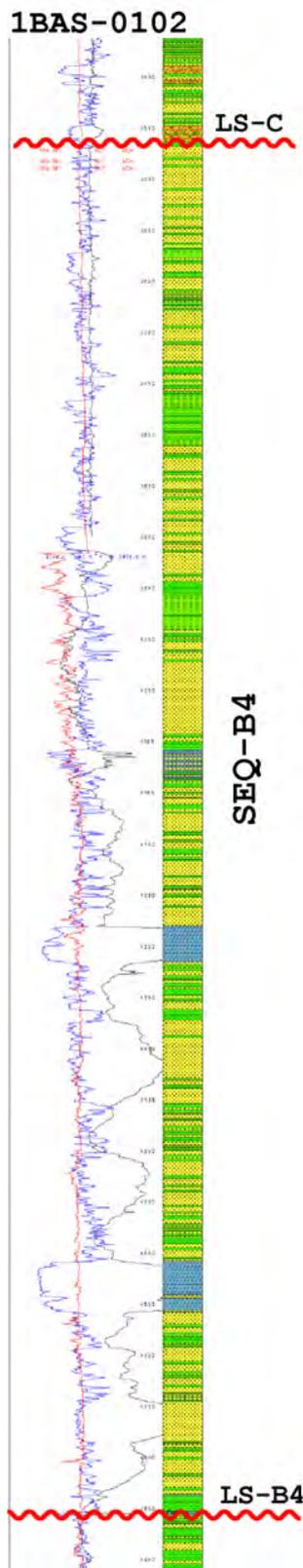


Figura 79: Seção-tipo da SEQ-B4.

6.4.2.4. Seqüência C (SEQ-C)

A Seqüência C compreende litoestratigraficamente a Formação Algodões, de idade Albiana a Turoniana, abrangendo um período de deposição de cerca de 22 milhões de anos. É limitada na base pelo Limite de Seqüências C (LS-C), de caráter erosivo regional, e com associações faciológicas que indicam uma abrupta mudança no regime de sedimentação da bacia. Seu limite de topo é o Limite de Seqüências D (LS-D), que marca a erosão e subsequente deposição da Seqüência D, de caráter erosivo regional e intenso, indicado como principal responsável pela erosão de praticamente quase toda a SEQ-C.

A ocorrência da SEQ-C é extremamente localizada, conforme pode ser observado nas seções sísmicas, onde ela ocorre na forma de “ilhas” dispersas e desconectadas. Suas espessuras não são expressivas, ficando em uma média de 100 metros. Esta pouca expressividade dimensional da SEQ-C é atribuída ao regime erosivo imposto no Limite de Seqüências D, que escavou praticamente toda a SEQ-C, e comumente erode a SEQ-B4, e localmente, erode também a SEQ-B3, SEQ-B2 e até a SEQ-B1.

Devido à ocorrência areal limitada da SEQ-C, poucos poços possuem seções amostradas desta seqüência. Assim, dados relativos a associações faciológicas, e conseqüentemente, interpretações acerca de sistemas deposicionais e padrões de empilhamento são muito poucos e pouco correlacionáveis. Portanto, o estabelecimento de padrões internos componentes da SEQ-C é extremamente fraco em termos de amostragem e conseqüentemente, pouco confiáveis.

Faciologicamente, a SEQ-C é composta predominantemente por calcáreos (identificados como calcáreos puros, calcarenitos (classificados litoestratigraficamente como Mb. Germânia) e calcilutitos (classificados litoestratigraficamente como Mb. Quiepe); conforme classificação da PETROBRAS, entende-se por calcarenitos a ocorrência de calcáreos com tamanho de grão areia, enquanto que calcilutitos representam calcáreos com tamanho de grão fino – silte e argila), com ocorrências subordinadas de arenitos e folhelhos.

Análises de sistemas deposicionais com base nos poucos dados da SEQ-C permitem afirmar apenas a ocorrência de uma plataforma carbonática com uma contribuição siliciclástica subordinada e sem localização ou representatividade

conhecida. A plataforma carbonática parece ter ocorrido ao longo de toda a bacia, e sua compartimentação interna é desconhecida. Não foi possível reconhecer padrões de empilhamento internos à SEQ-C.

Conforme observado em seções sísmicas, o falhamento responsável pela geração da zona de charneira cessou durante a deposição da SEQ-C (Figura 80). Assim, pode-se afirmar que a plataforma em uma configuração remotamente semelhante à atual já encontrava-se formada antes da deposição da SEQ-C. Outro dado importante é a ocorrência de deposição da SEQ-C em regiões plataformais e de água profunda (*i.e.*, regiões pré- e pós-charneira). Assim, pode-se afirmar que a deposição da SEQ-C em região pós-charneira é de idade relativamente mais antiga do que a deposição da SEQ-C em região pré-charneira (Figura 81), pois a geometria deposicional observada jamais ficaria preservada em condições contrárias, e conseqüentemente, o padrão de empilhamento da SEQ-C é retrogradante (transgressivo).

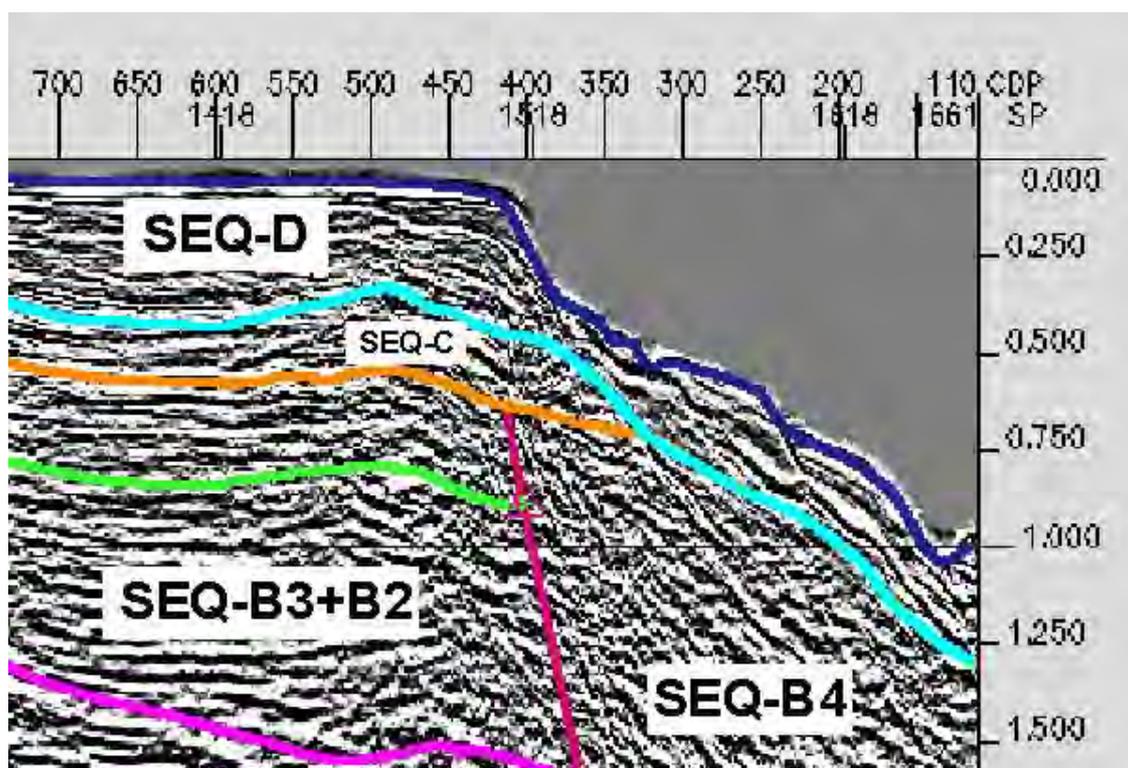


Figura 80: Seção sísmica dip, onde pode-se observar que o falhamento associado à zona de charneira (falha em vermelho) cessa na base da SEQ-C, indicando que o falhamento gerador da zona de charneira é, conseqüentemente, anterior à SEQ-C.

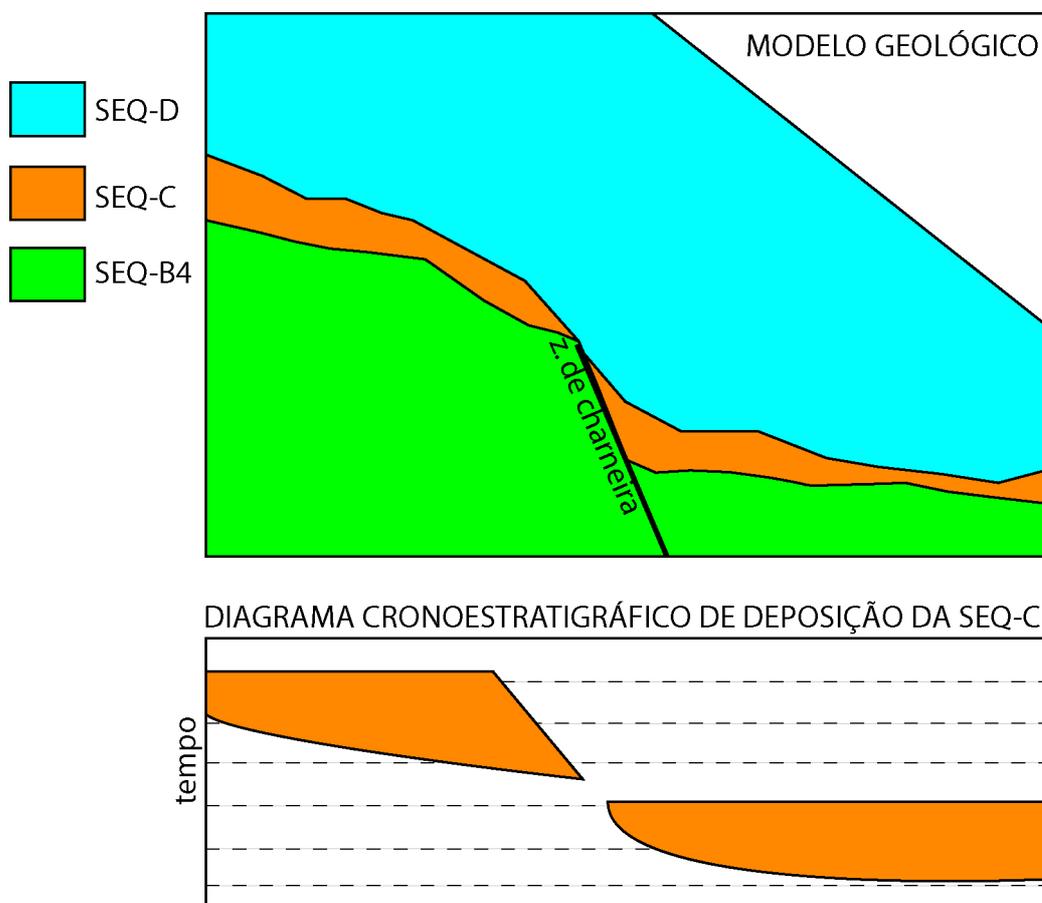


Figura 81: Modelo esquemático evidenciando a diferença de idades deposicionais da SEQ-C na região de águas profundas e na região plataformal. A geometria apresentada jamais ficaria registrada se a deposição se desse em um regime de rebaixamento eustático. Assim, pode-se afirmar que a partir desta geometria, a deposição deu-se sob um regime de subida do nível eustático. Este dado é de difícil observação, pois a zona de charneira sofreu intensa erosão pelo Limite de Seqüências D (LS-D).

A mudança abrupta de sistemas deposicionais, juntamente com a incipiente tectônica observada, indica claramente uma mudança no estilo estrutural da bacia, juntamente com o fato da ocorrência de uma topografia de plataforma já estabilizada, apresenta claramente a SEQ-C como componente da seção pós-*rift*, tratando-se do primeiro registro do estilo estrutural de margem passiva da Bacia de Camamu-Almada. A seção-tipo da SEQ-C é apresentada na Figura 82.

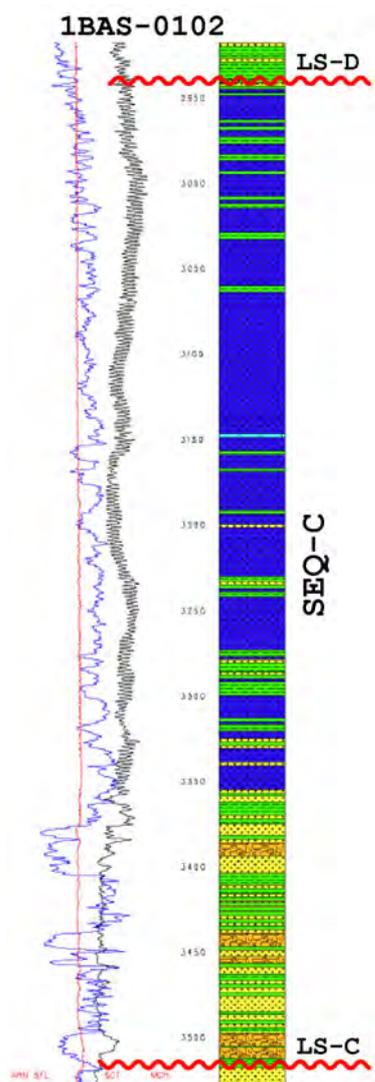


Figura 82: Seção-tipo da SEQ-C.

6.4.2.5. Seqüência D (SEQ-D)

A Seqüência D compreende as Formações Urucutuca, Caravelas, Rio Doce e Barreiras, de idade Cenomaniana a Recente, abrangendo um período deposicional de cerca de 90 milhões de anos. O limitante basal da SEQ-D é o Limite de Seqüências D (LS-D), a superfície de caráter erosivo mais intenso reconhecido em toda a bacia de Camamu-Almada, tanto em poços quanto em seções sísmicas (Figura 83, Figura 84 e Figura 85). O LS-D possui uma assinatura erosiva de extrema possança, que gera incisões na região terrestre e plataformal (Figura 84), erode a porção de charneira (Figura 83) e gera cânions em águas rasas (Figura 84) e profundas (Figura 85).

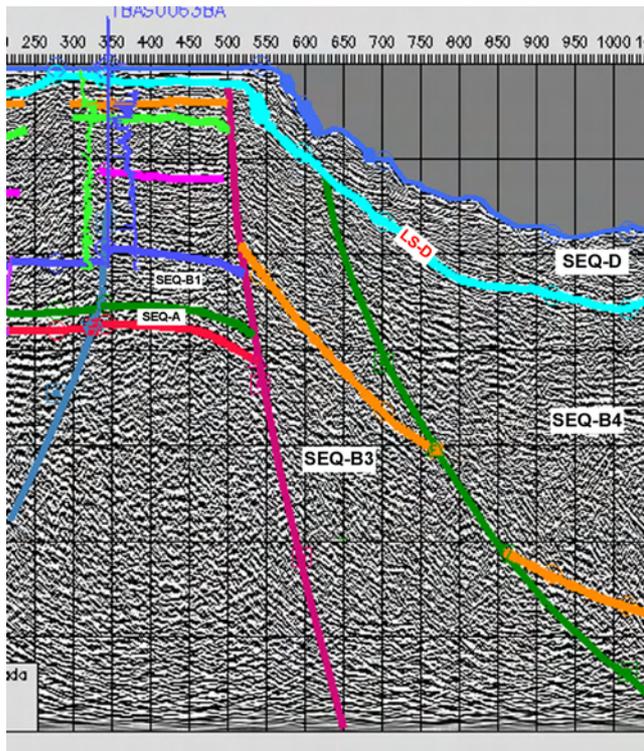


Figura 83: Seção sísmica dip, mostrando a marcante superfície erosiva (LS-D) na região plataformal e de quebra da plataforma.

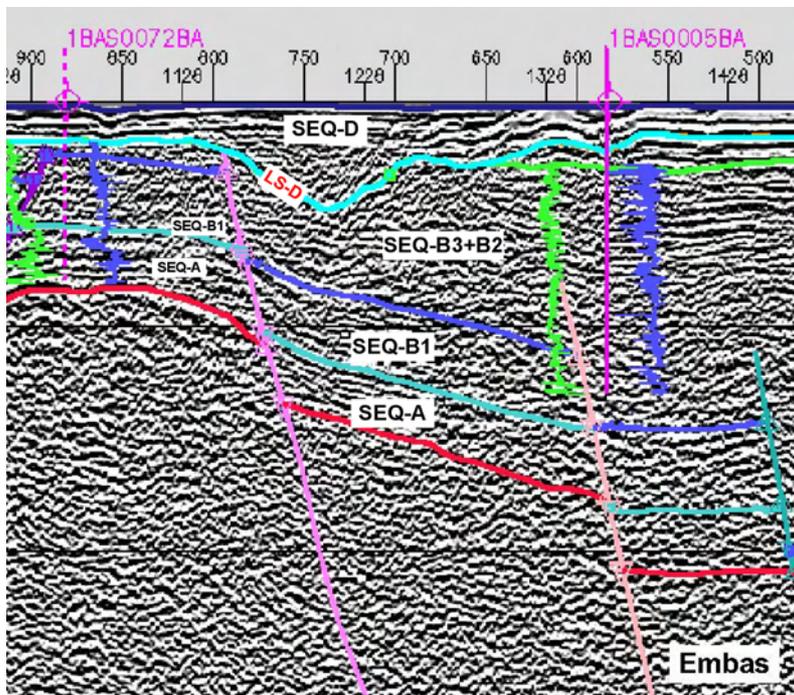


Figura 84: Seção sísmica *strike* mostrando a superfície erosiva LS-D na forma de um pequeno cânion submarino na região plataformal.

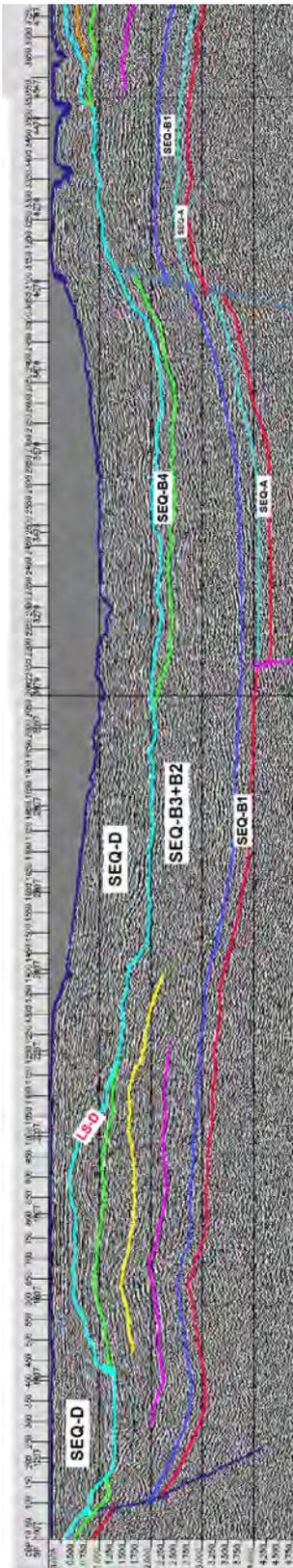


Figura 85: Seção sísmica strike, com mais de 150 Km de extensão, em região de águas profundas, mostrando o forte caráter erosivo do LS-D, e a geração de grandes cânions submarinos.

Faciologicamente, a SEQ-D é composta predominantemente por folhelhos platformais e abissais (Fm. Urucutuca), com a ocorrência de sucessões carbonáticas platformais (Fm. Caravelas) e arenitos platformais e continentais (Fms. Rio Doce e Barreiras). Juntamente com a sucessão de folhelhos abissais, ocorrem corpos arenosos por vezes maciços, por vezes intercalados com folhelhos, interpretados como lobos turbidíticos, que se depositaram acima do LS-D, e geralmente, devido à erosão da SEQ-C, diretamente depositados sobre as sucessões componentes do *rift* (SEQ-B4 e SEQ-B3).

Relativo a padrões de empilhamento, a SEQ-D apresenta um padrão progradante ao longo de sua seção, com a ocorrência de fácies platformais (carbonatos e arenitos) sobre as sucessões de folhelhos abissais. Este padrão progradante pode ser observado em seção sísmica na forma de clinofórmulas progradantes condicionando a configuração platformal atual.

Em terra, são relatados apenas afloramentos da SEQ-D (Fm. Urucutuca e Fm. Barreiras), enquanto que em plataforma as Formações Rio Doce (arenitos), Caravelas (carbonatos) e Urucutuca (folhelhos) ocorrem continuamente e com espessuras variando de 100 a 500 metros. Já na região posterior à quebra da plataforma (que encontra-se encaixada na zona de charneira), a SEQ-D espessa-se consideravelmente, atingindo espessuras superiores a 1000 metros (caso do 1BAS-0102). A seção-tipo da SEQ-D é apresentada na Figura 86.

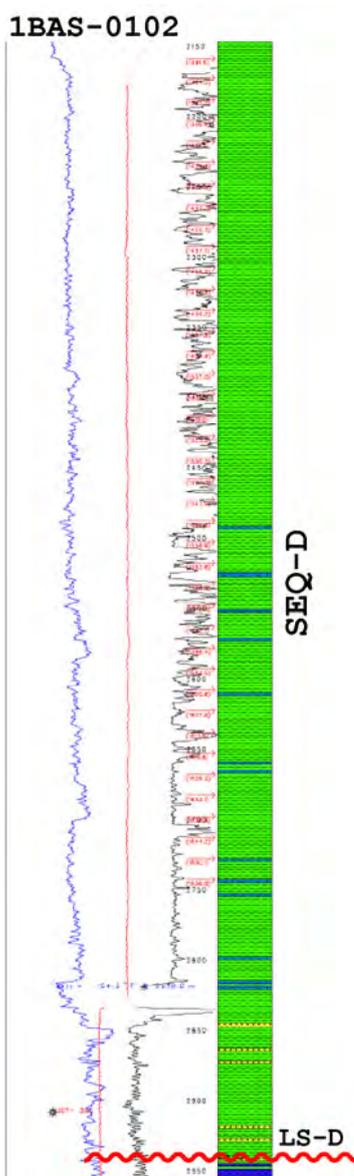


Figura 86: Seção-tipo da SEQ-D.

6.5. Modelo evolutivo

O principal objetivo deste capítulo é integrar os dados relacionados às seqüências deposicionais da bacia, suas relações, discordâncias e padrões internos de empilhamento, associações faciológicas e sistemas deposicionais, a fim de estabelecer um modelo geológico evolutivo para a bacia de Camamu-Almada. Para isto, conforme citado anteriormente, todas as seqüências deposicionais de terceira ordem da seção *rift* (SEQ-B1 a SEQ-B4) possuem padrões de empilhamento distintos

e característicos, os quais são apresentados de forma sintetizada na Figura 87. A partir das sucessões de fácies observadas nos furos de sondagem, dos sistemas deposicionais caracterizados, reconhecimento de discordâncias, geometria dos depósitos em seções sísmicas, e dos padrões de empilhamento, será apresentado a seguir o modelo evolutivo da Bacia de Camamu-Almada dividido por seqüências deposicionais, e quando necessário, pelos eventos internos a estas seqüências, quando forem considerados relevantes. Os bloco-diagramas elaborados para ilustrar os eventos geológicos foram desenvolvidos apenas como modelos conceituais, sem base de georeferência (ausência de coordenadas geográficas), e sem escala, com a única finalidade de ilustrar os ambientes de sedimentação e contexto geográfico dos eventos geológicos citados.

LITOESTRATIGRAFIA <i>(cf. Netto et al., 1994)</i>	SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS	PADRÕES DE EMPILHAMENTO	PERFIL LITOLÓGICO	
			proximal	distal
Fm. Urucutuca	PÓS-RIFT			
Fm. Algodões				
Fm. Taipus-Mirim	SEQ-B4	AGRADANTE		
Fm. Rio de Contas	SEQ-B3	RETROGRADANTE		
	SEQ-B2	RETROGRADANTE		
Fm. Morro do Barro	SEQ-B1	RETROGRADANTE		
		PROGRADANTE		
		RETROGRADANTE		
Fm. Itaípe	PRÉ-RIFT			
Fm. Sergi				
Fm. Aliança				
Fm. Afligidos				

Figura 87: Padrões de empilhamento observados nas seqüências deposicionais formadoras da seção rift (SEQ-B1 a SEQ-B4).

O substrato do *rift*, caracterizado pela SEQ-A, é interpretado como um ambiente formado em um relevo relativamente plano, com dominância de sistemas fluviais, deltaicos, lacustres e eólicos intercalados – Formações Aliança, Sergi e Itaípe (Netto *et al.*, 1994), sem sistemas de falhamentos sin-sedimentação consideráveis, conforme apresentado na Figura 88, gerando uma relativa tabularidade e uniformidade dos estrados depositados.

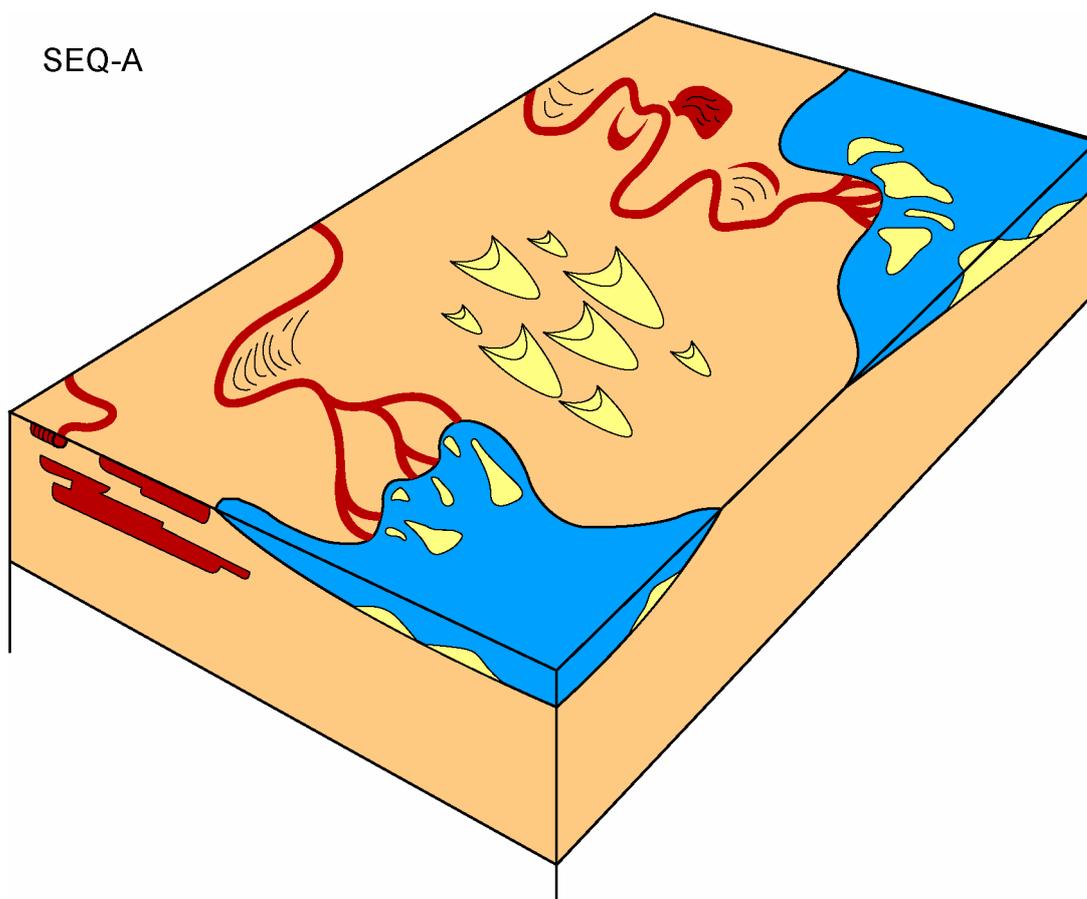


Figura 88: Modelo esquemático da paleogeografia da SEQ-A, caracterizada por sistemas flúvio-eólicos e lacustres das Formações Sergi e Itaípe. Não são observadas evidências de falhamentos importantes nesta fase.

A SEQ-B1 apresenta três padrões distintos de empilhamento (Figura 87): um padrão retrogradante basal, marcado por um evento de inundação (Figura 89), o qual indica o início do regime de falhas ativo durante a seção *rift*. É sucedido por uma marcante progradação (Figura 90) e uma retrogradação final (Figura 91); o padrão retrogradante basal indica uma rápida criação de espaço de acomodação, preenchido pelo pacote progradante intermediário, o que indica que o espaço continua sendo

criado, refletido pelas grandes espessuras do pacote progradante (superiores a 2000 metros – indicando que existiu uma rápida criação de espaço durante a progradação). Por fim, o padrão retrogradante final indica que a bacia existente na SEQ-B1 encontrava-se praticamente toda preenchida, e com uma diminuição do aporte sedimentar, um pequeno aumento do espaço de acomodação já conseguiria apresentar um padrão retrogradante.

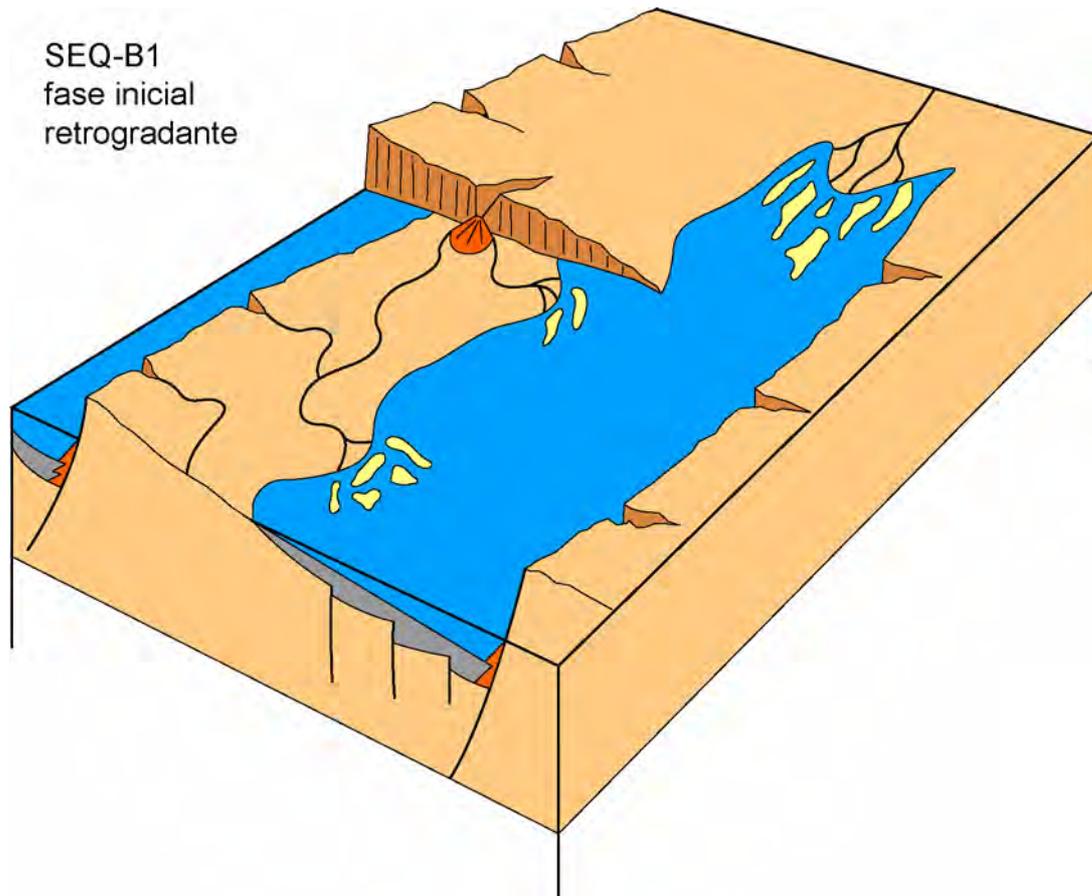


Figura 89: Modelo esquemático da paleogeografia da SEQ-B1, em sua fase retrogradante inicial. A inundação ocorre simultaneamente à ativação inicial de falhas normais e de transferência que marcam o início da seção rift.

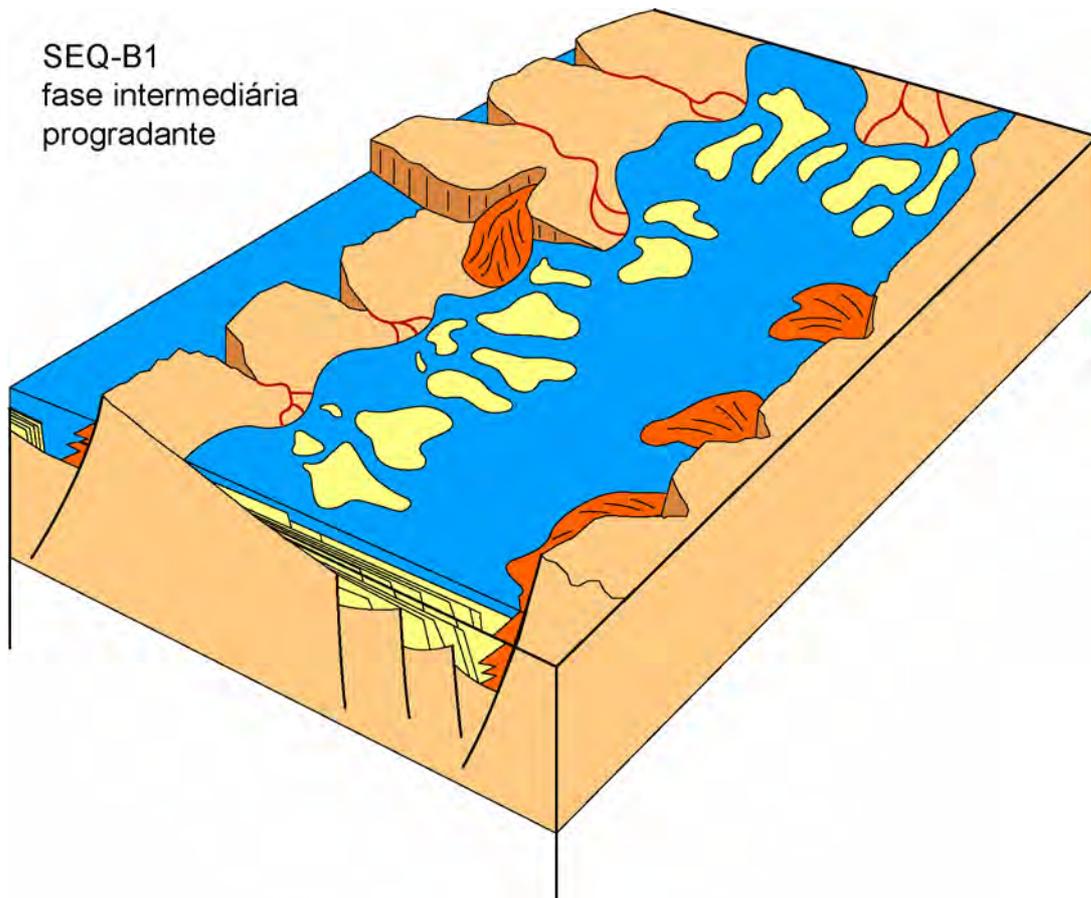


Figura 90: Modelo esquemático da paleogeografia da SEQ-B1 durante a fase intermediária progradante, que praticamente preenche todas as sub-bacias com espessas camadas de arenitos associados a margens lacustrinas.

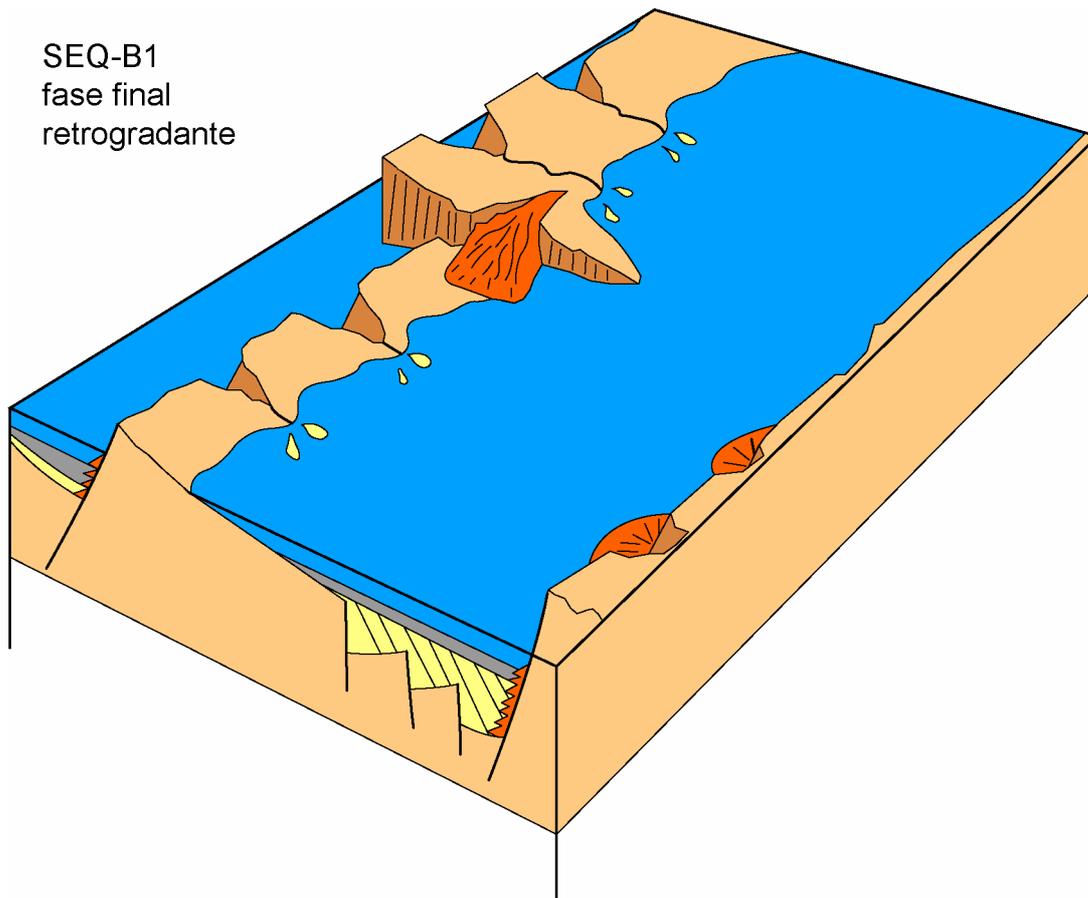


Figura 91: Modelo esquemático da paleogeografia da SEQ-B1 em sua fase retrogradante final, que inunda de forma bem abrangente, todas as suas sub-bacias.

O Limite de Seqüências B2 (LS-B2) representa uma marcante superfície erosiva interna ao *rift*, associado a um evento de soerguimento regional da bacia, o qual arrasou erosivamente sob condições de rebaixamento do nível de base dos lagos de praticamente toda a bacia (Figura 92).

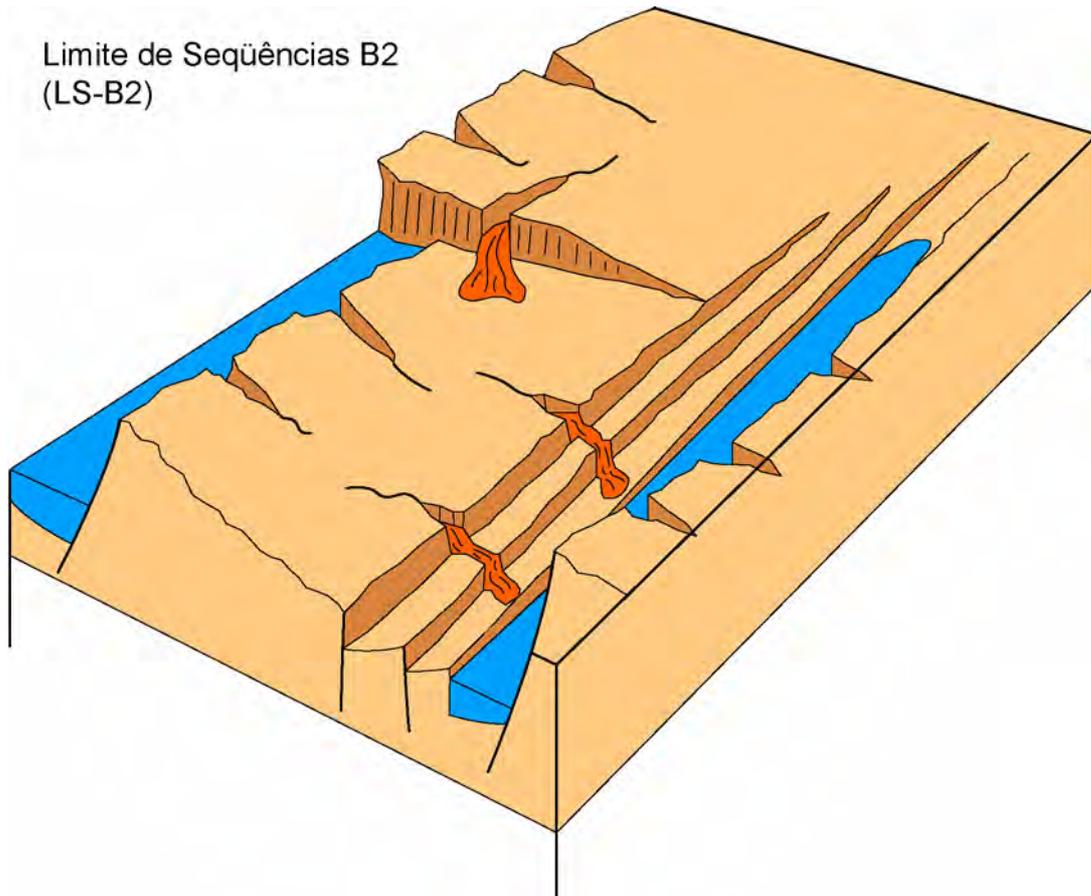


Figura 92: Modelo esquemático da paleogeografia da época de geração do Limite de Seqüências B2 (LS-B2), onde ocorreu uma marcante queda no nível de base dos lagos da bacia.

A SEQ-B2 marca o início de um aumento do espaço de acomodação contínuo em grande escala, que culminará nas porções de topo da SEQ-B3. Assim, a SEQ-B2 apresenta um padrão retrogradante em toda sua sucessão (Figura 93). Sistemas de falhas listricas apresentando crescimentos de camada começam a ocorrer na SEQ-B2, e perduram continuamente até a SEQ-B4.

SEQ-B2

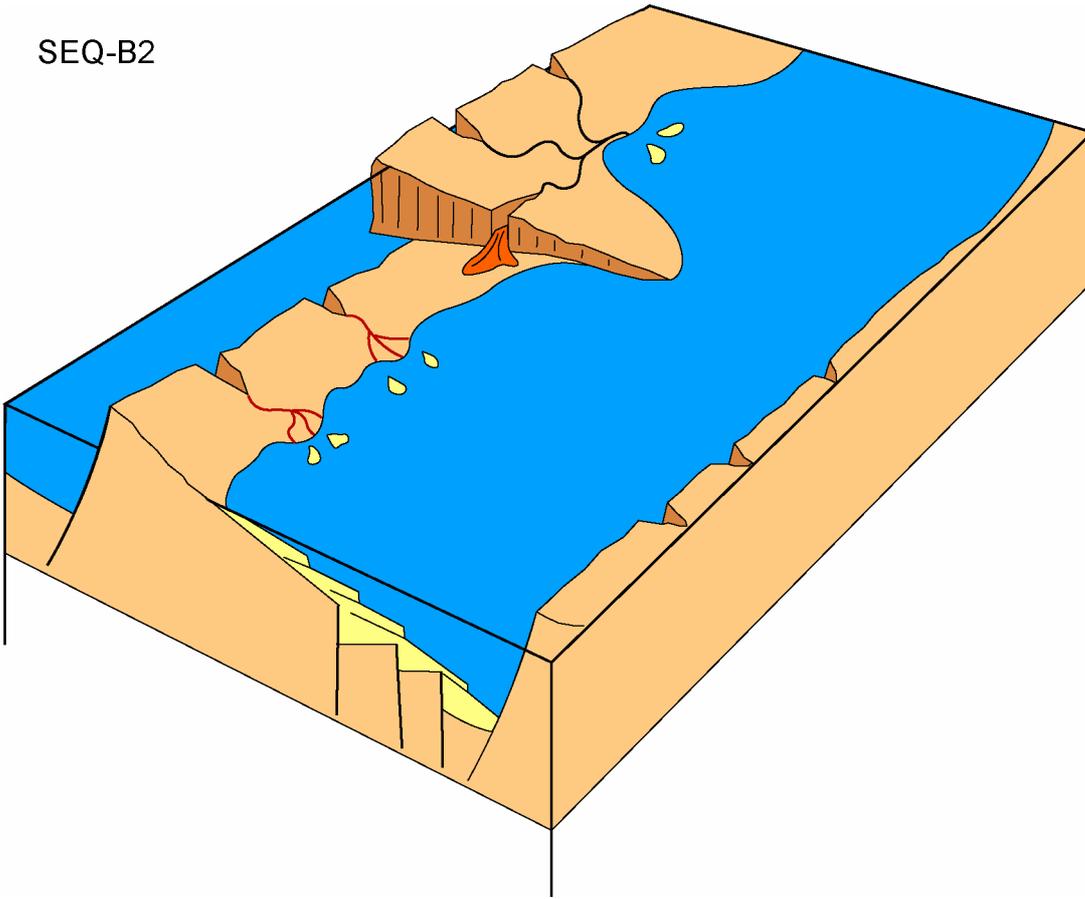


Figura 93: Modelo esquemático da paleogeografia da SEQ-B2, o qual apresenta uma criação contínua de espaço de acomodação, e com o aporte sedimentar subordinado, ocorre conseqüentemente, um padrão interno retrogradante.

O Limite de Seqüências B3 (LS-B3), conforme discutido no capítulo 6.4.2.3.3 – Seqüência B3, é de ocorrência restrita, e encontra-se condicionado à heterogeneidades de taxas de subsidência de calhas deposicionais distintas dentro da bacia. Assim, calhas com taxas de subsidência maior não apresentariam o LS-B3, pois sua contínua criação de espaço mascararia a ocorrência da discordância (região posterior da Figura 94), enquanto que outras calhas, com uma taxa de subsidência relativamente menor, teriam conseqüentemente uma criação de espaço menor, facilitando que pequenos movimentos tectônicos gerem superfícies erosivas, registrando assim, o LS-B3 (região anterior da Figura 94).

Limite de Seqüências B3

 (LS-B3)

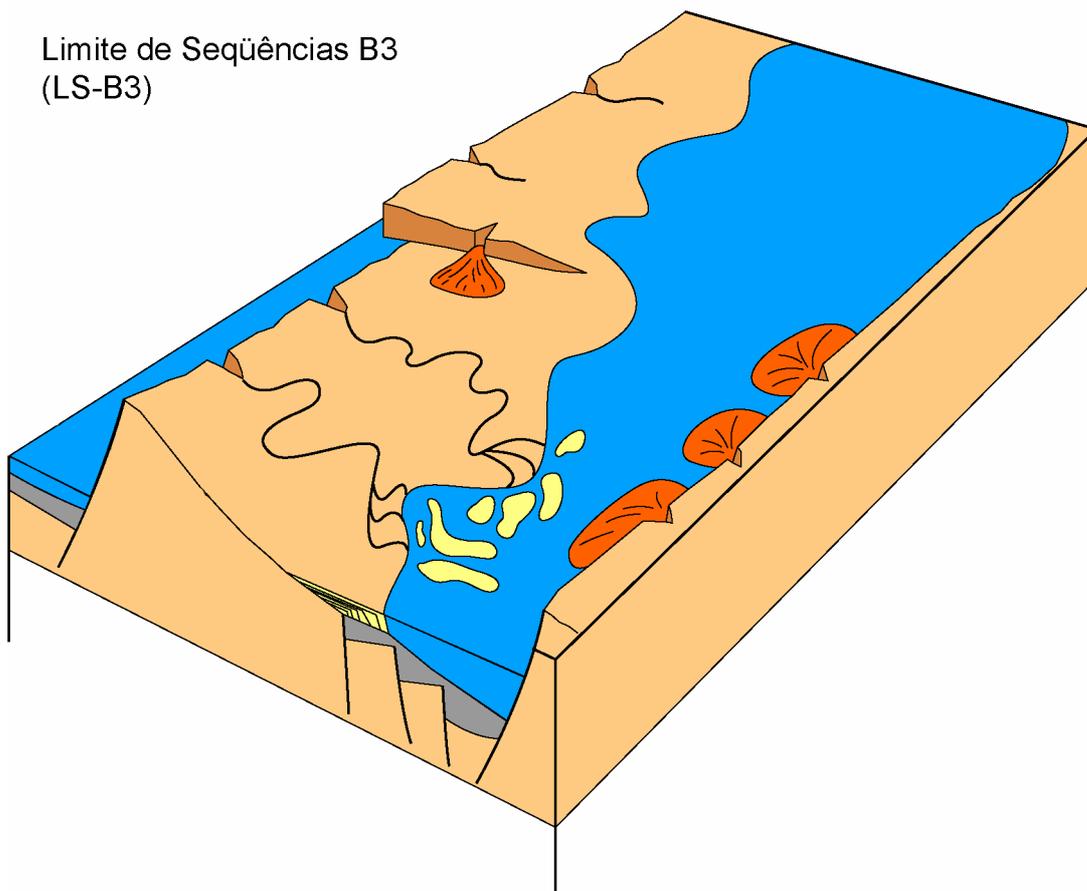


Figura 94: Modelo esquemático da paleogeografia do LS-B3, apresentando na região anterior a ocorrência de rebaixamento, enquanto que na região posterior, o nível de base se mantém o mesmo (comparar com a figura 5.62 - evento antecedente).

A SEQ-B3 é bastante semelhante á SEQ-B2, pois seu padrão interno também é progradante, porém em suas porções de topo, a contínua criação de espaço, e conseqüente evento transgressivo, atingem o máximo, registrando assim, a Superfície de Inundação Máxima da Seqüência B (SIM-B). Logo acima da SIM-B ocorre uma progradação, interpretada como ainda um aumento do nível de base dos lagos, porém subordinado ao aporte sedimentar (Figura 95). A ocorrência de falhamentos lístricos, já identificada na SEQ-B2, atinge seu ápice na SEQ-B3, na forma de rotação de blocos e crescimentos de camadas. Observa-se em seções sísmicas, o início de formação do sistema de falhamentos que originará no final da SEQ-B4 a zona de charneira.

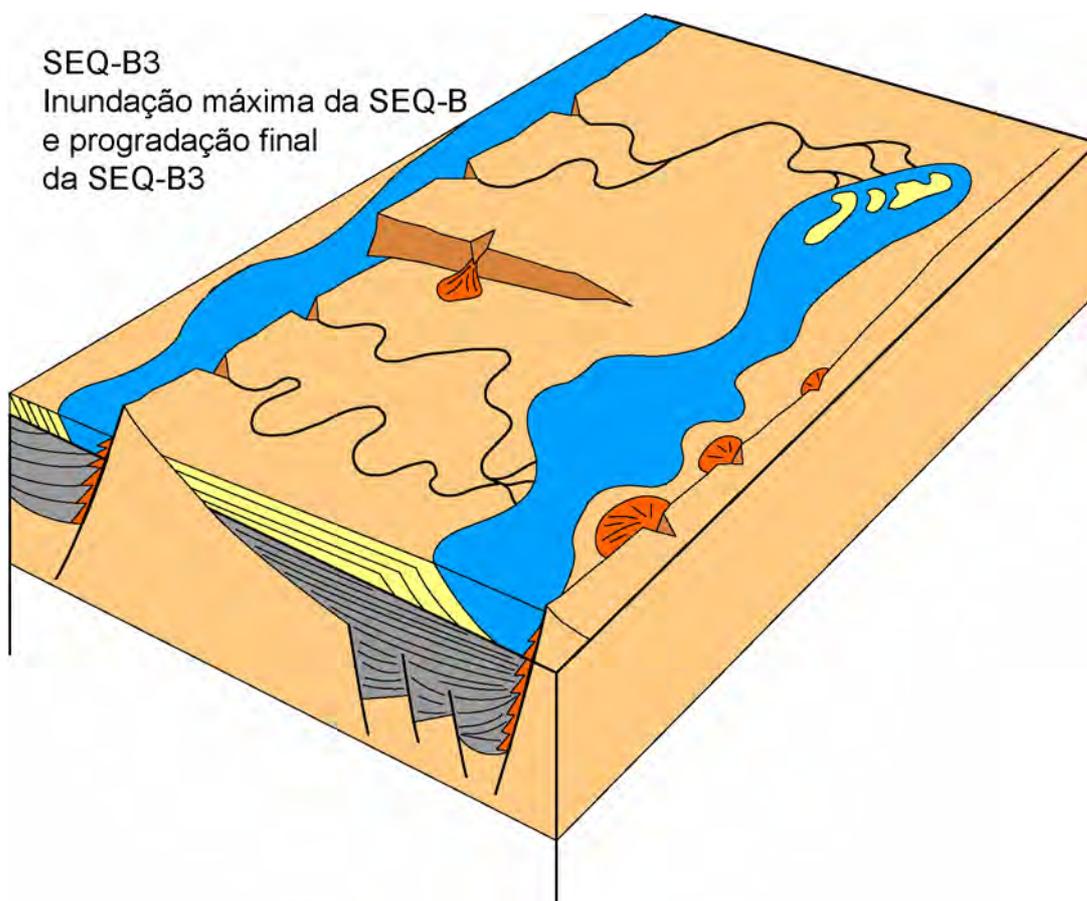


Figura 95: Modelo esquemático da paleogeografia da SEQ-B3, apresentando a Superfície de Inundação Máxima da Sequência B (SIM-B) e a progradação final da SEQ-B3, preenchendo praticamente todas as sub-bacias.

É observado que o evento erosivo que antecede a deposição da SEQ-B4 (Limite de Seqüências B4) é de marcante arrasamento topográfico (Figura 96). Portanto, a SEQ-B4 deposita-se sob condições relativamente tabulares na zona pré-charneira (Figura 97), enquanto que na zona pós-charneira ocorre uma intensa criação de espaço de acomodação associada aos falhamentos lístricos (Figura 97) que iniciaram em SEQ-B2 e atingiram seu ápice em SEQ-B3, porém ainda ativos em SEQ-B4. Pode-se afirmar que a maior descarga de sedimentos que ocorreu durante a fase *rift* da bacia é durante a SEQ-B4, pois todo o espaço de acomodação criado é totalmente preenchido, e assim é gerada uma topografia relativamente tabular, que associada às primeiras incursões marinhas na bacia, resultando em depósitos evaporíticos.

Limite de Seqüências B4
(LS-B4)

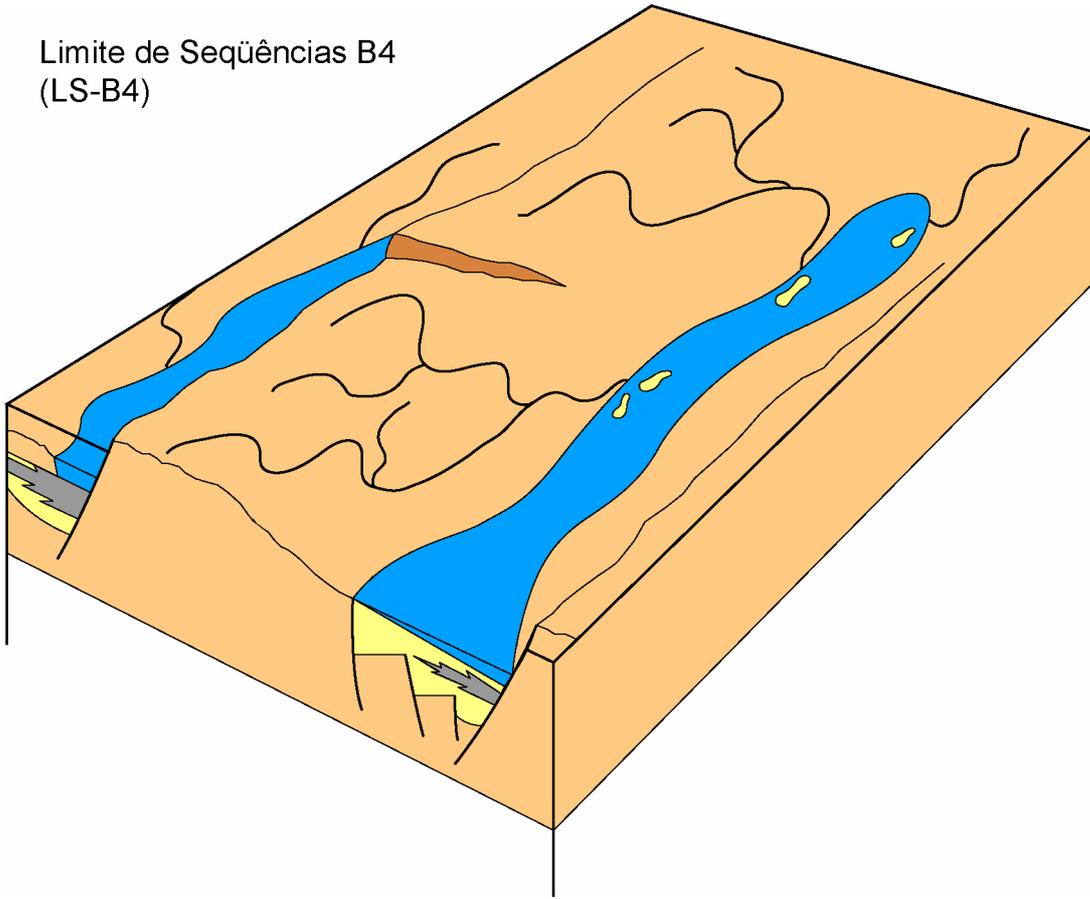


Figura 96: Modelo esquemático da paleogeografia do Limite de Seqüências B4, e seu caráter erosivo, gerando um relevo intensamente desgastado.

SEQ-B4

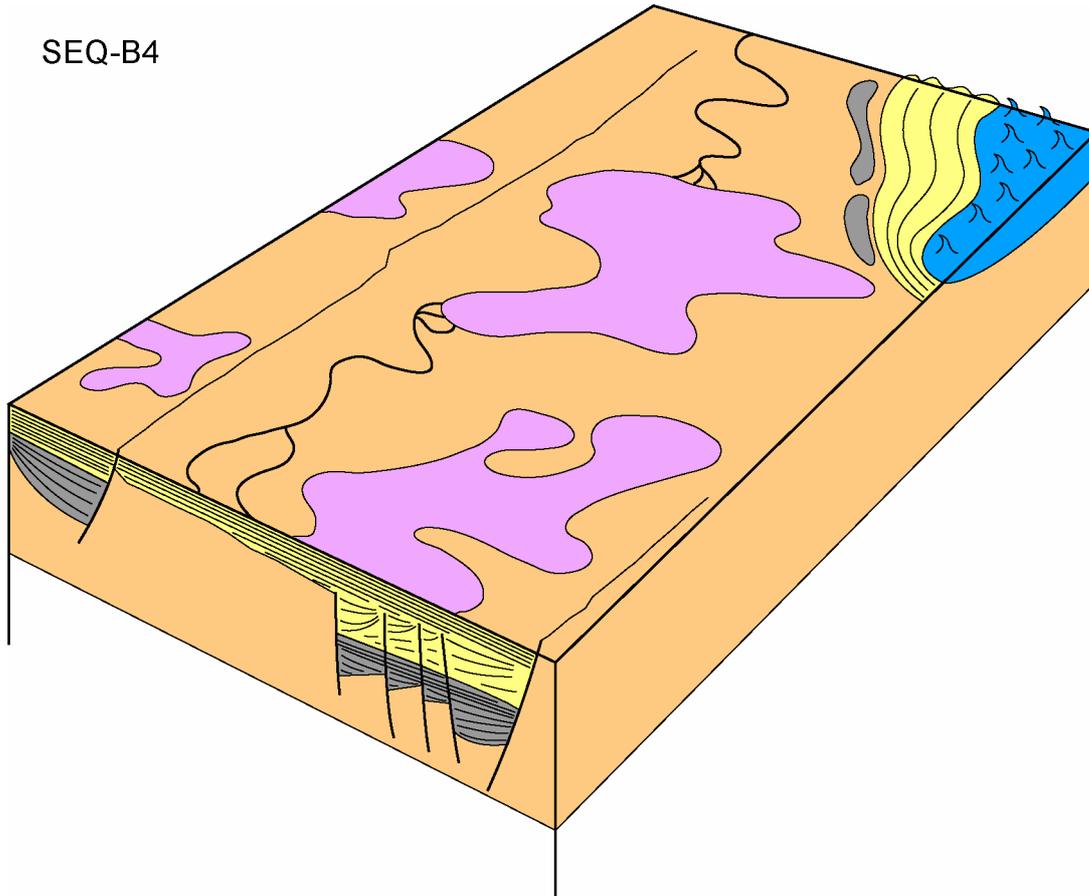


Figura 97: Modelo esquemático da paleogeografia da SEQ-B4, com uma regularidade tabular na região pré-zona de charneira, e preenchimento total das calhas finais do rift, terminando com a deposição de lagos evaporíticos e primeiros indícios de sedimentação marinha na seção rift.

Retratada na forma de uma mudança brusca nos padrões de sedimentação, estilo estrutural da bacia e estagnação do sistema de falhamentos ativo durante a fase *rift*, a SEQ-C é o registro de um sistema carbonático plataformal que se depositou durante um evento transgressivo diretamente sobre os sedimentitos da seção *rift* (Figura 98).

SEQ-C

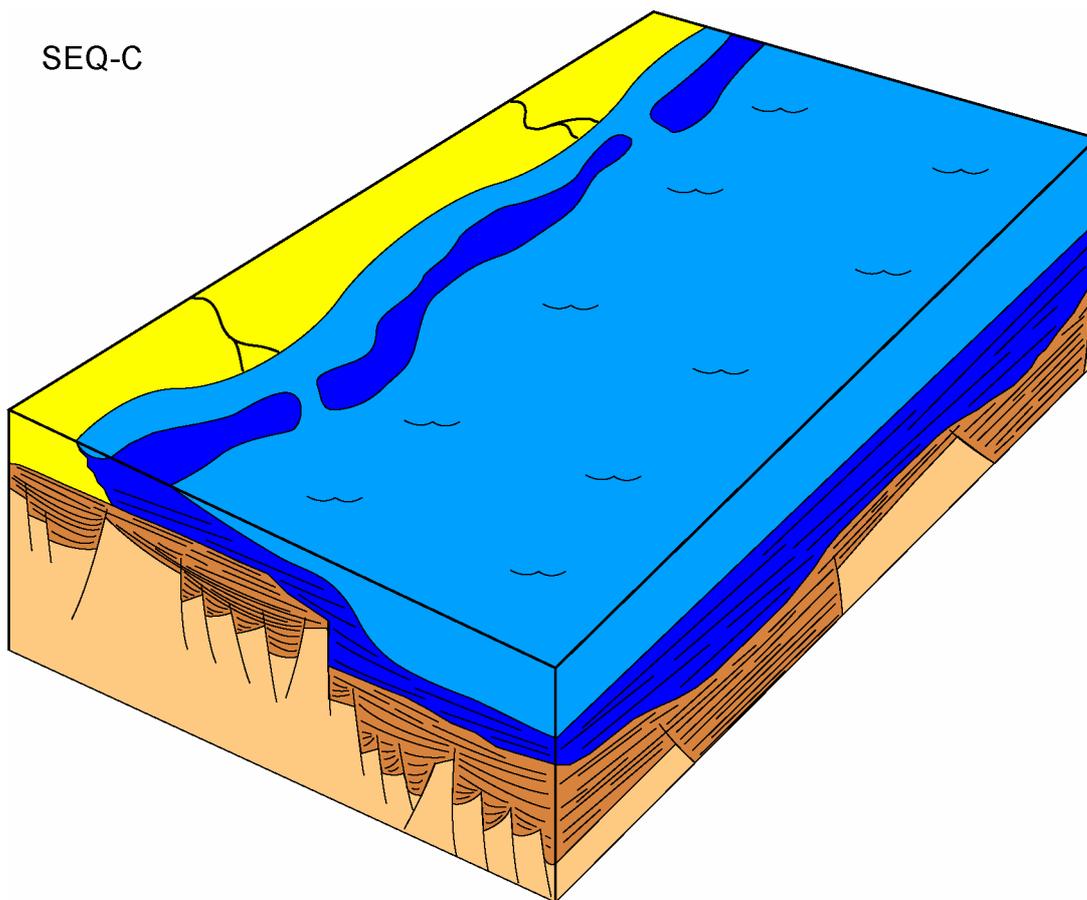


Figura 98: Modelo esquemático da paleogeografia da SEQ-C, apresentando a deposição dos carbonatos sob um regime transgressivo.

Por fim, a intensa erosão e posterior deposição da SEQ-D apresenta nossa configuração geológica atual, com uma zona de charneira bem demarcada e erodida em suas porções superiores, juntamente com a SEQ-C, e em águas profundas a deposição de lobos turbidíticos associados a cânions submarinos sucedidos de cunhas plataformais progradantes, visíveis em seções sísmicas (Figura 99).

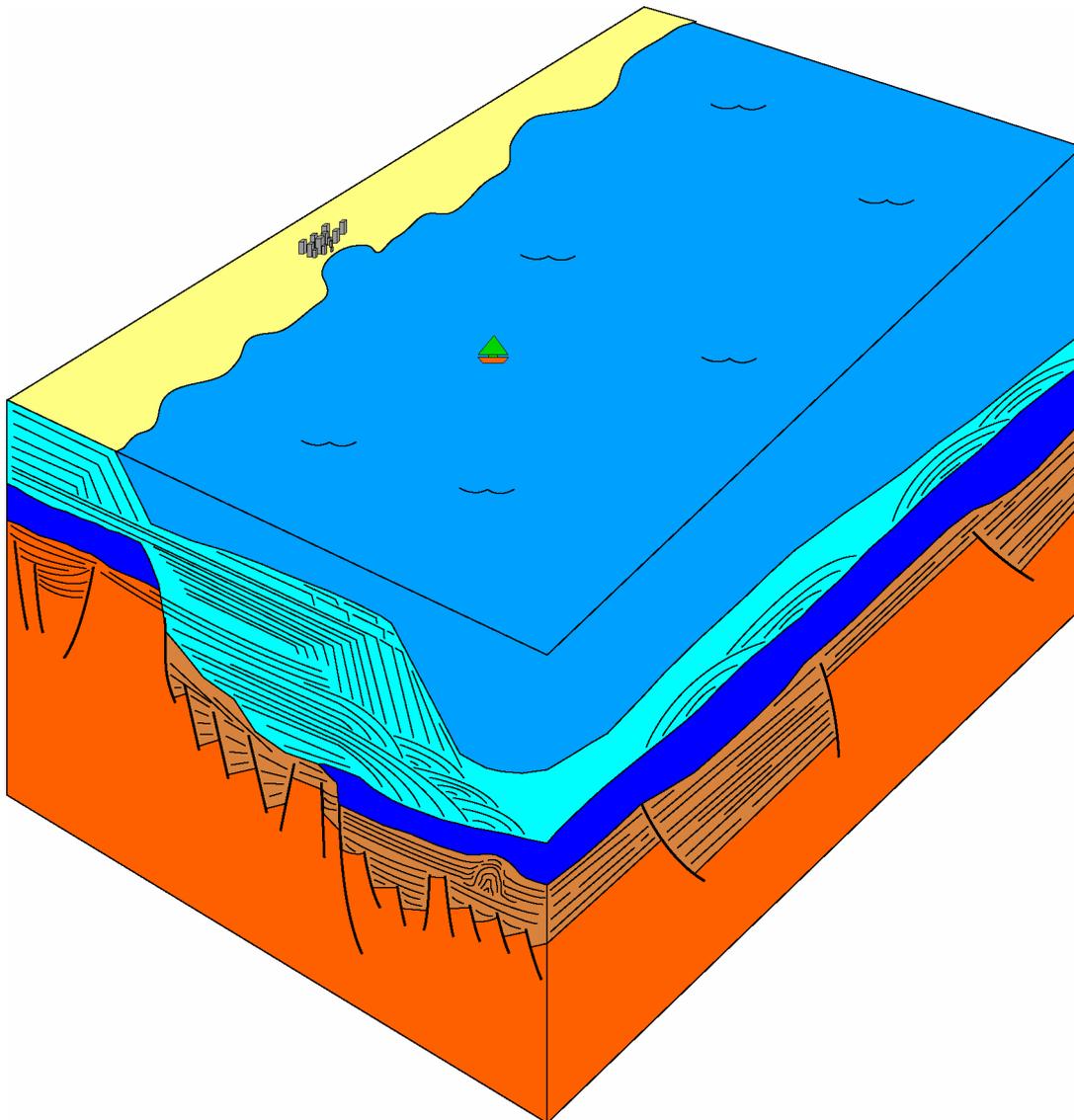


Figura 99: Modelo esquemático da SEQ-D em sua configuração atual, onde pode-se observar a ocorrência dos lobos turbidíticos e as cumulas de mar baixo sobrepostas. Observar também a desconexão erosiva da charneira da SEQ-C, e o posicionamento da seção *rift* em porções profundas.

6.6. Estabelecimento de tratos tectônicos e análise de tectônica e sedimentação

Uma seqüência deposicional é delimitada por discordâncias (superfícies hiatais, com erosão, etc.) e sua concordâncias correlatas, o que é plenamente aplicável ns sistemas de meio-graben, como foi discutido antes. Assim, as seqüências SEQ-B1 a SEQ-B4 são seqüências deposicionais, mesmo que a sua geometria

externa e seu arranjo faciológico interno e padrões de empilhamento não tenham nenhuma similaridade com os modelos clássicos da estratigrafia de seqüências.

Justamente para resolver esse problema – a não-aplicabilidade do modelo clássico – é que procurou-se modelos adaptados ou alternativos ao modelo clássico.

No tocante a essa “confusão de modelos”, pode-se concluir o seguinte:

- existe um relativo consenso quanto ao desenvolvimento estratigráfico de um *rift*. Os autores consultados concordam que a fase inicial do rifteamento é caracterizado por uma geração relativamente baixa de espaço, se comparando com o restante do *rift*, que é facilmente preenchido pela sedimentação, seguida de uma fase de rápida criação de espaço e retrogradação, numa situação de *underfilled accommodation space*, que seria característico para a maior parte da fase *rift* de uma bacia. A partir deste momento, ocorrem divergências: uma corrente (e.g., Prosser, 1993) afirma que a fase pós-*rift* é de preenchimento, terminado com extensa sedimentação clástica devido ao aplainamento da topografia gerada pelo rifteamento; por outro lado, Purser & Bosence (1998) afirmam que esta sedimentação final ocorre ainda dentro da fase *rift*.

Os tratos de sistemas tectônicos de Prosser (1993), conforme apresentados na Metodologia (Capítulo 4) são uma conceituação útil pois permitem entender o que aconteceu na bacia em cada momento de sua evolução.

Assim, as bases conceituais de Prosser (1993) foram utilizadas com certas modificações, para o estabelecimento de uma evolução do *rift* em termos de variáveis controladoras (i.e., aporte sedimentar e espaço de acomodação relacionados a eventos tectônicos). Assim, obtiveram-se níveis compatíveis com os tratos tectônicos supra-citados, pois para esta autora, o pulso final de sedimentação encontra-se ainda dentro da fase *rift*, pois o estilo tectônico do *rift* ainda é observado. Assim, foram utilizadas algumas denominações de tratos tectônicos de Prosser (1993), com alguns tratos tectônicos novos, e a criação de uma superfície estratigráfica nova: a Superfície de Rifteamento Máximo (SRM), irmã gêmea da Superfície de Inundação Máxima (SIM) da estratigrafia de seqüências, reconhecida com os mesmos critérios e padrões (Posamentier *et al.*, 1988 e Van Wagoner *et al.*, 1990), representando o evento de máxima criação de espaço por tectônica dentro da fase *rift*, marcada pelo maior evento de inundação (regressão) observado na seção *rift*. Os tratos tectônicos são apresentados juntamente com análises de pulsos tectônicos, associados à criação de espaço de acomodação e disponibilidade de sedimentos, possibilitando assim

predições e modelos evolutivos da seção *rift*, conforme pode ser observado na Figura 100.

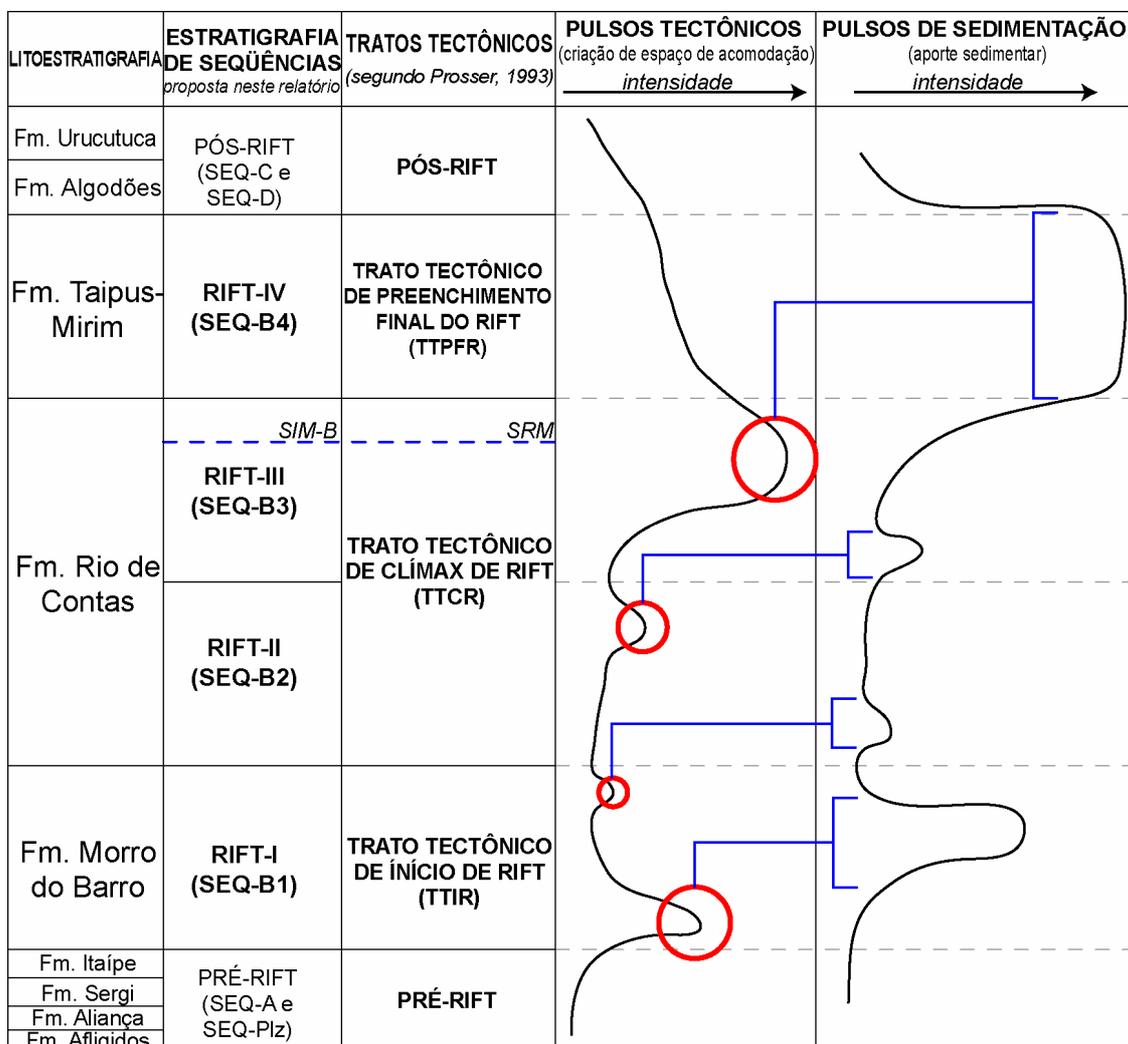


Figura 100: Arcabouço estratigráfico, tratos tectônicos, e análises de pulsos tectônicos e de sedimentação relacionados ao arcabouço proposto para a seção *rift*.

Conforme observado na Figura 100, é apresentado em uma coluna o gráfico de intensidade relativa de pulsos tectônicos, que podem ser traduzidos a partir do registro geológico como pulsos de criação de espaço de acomodação (círculos vermelhos), criação esta que ocorre de maneira rápida, resultando em padrões retrogradantes ou até de rápida inundação – espessos e regionalmente expressivos pacotes de folhelhos. Também é apresentado em outra coluna da Figura 100 o gráfico de intensidade relativa dos pulsos de sedimentação, que podem ser traduzidos na forma

de progradações, retratadas na forma de entradas significantes de sedimentos na bacia, pois nestes momentos a taxa de influxo sedimentar supera a taxa de criação de espaço de acomodação. Conforme abordado a seguir, existe uma íntima relação entre os pulsos tectônicos e os pulsos de sedimentação, porém com um padrão bem peculiar.

Segue-se agora a descrição dos tratos tectônicos identificados na seção *rift* e seus critérios de estabelecimento, juntamente com os parâmetros utilizados.

Trato Tectônico de Início de *Rift* (TTIR)

Equivalente ao *Rift Initiation Systems Tract* de Prosser (1993), é composto pela SEQ-B1, ou litoestratigraficamente, à Formação Morro do Barro (Rio da Serra). É definido desta forma devido a sua rápida criação de espaço e total preenchimento, refletido pelo padrão progradante dominante. É importante observar que a mais rápida taxa de criação de espaço (mas não a mais intensa) ocorre na base da SEQ-B1, e logo acima é preenchido este espaço pelos arenitos progradantes, indicando a mais rápida taxa de aporte sedimentar do *rift* (ver Figura 100).

Trato Tectônico de Clímax de *Rift* (TTCR)

Equivalente ao *Rift Clímax Systems Tract* de Prosser (1993), e é composto pelas SEQ-B2 e SEQ-B3, ou litoestratigraficamente, pela Formação Rio de Contas (Aratu, Buracica e Jiquiá). O padrão fortemente retrogradante indica uma grande criação de espaço, muito superior às taxas de aporte que ocorrem, indicando serem as seqüências SEQ-B2 e SEQ-B3 os eventos de máxima criação de espaço e, conseqüentemente, de máxima abertura do *rift*. Assim, propõe-se para esta nomenclatura, a renomeação da Superfície de Inundação Máxima da Seqüência B (SIM-B) de Superfície de Rifteamento Máximo (SRM), pois ela indica o evento de máxima taxa de rifteamento da bacia, refletida na forma de uma superfície de inundação.

Trato Tectônico de Preenchimento Final do *Rift* (TTPFR)

Sem equivalentes no modelo de Prosser (1993), está sendo proposto este trato como uma substituição ao *Post-Rift Systems Tract*, pois é interpretado no presente estudo que os parâmetros de aporte e espaço descritos no *Post-Rift Systems Tract* são semelhantes aos observados na SEQ-B4, porém observa-se o estilo estrutural da

fase *rift* ainda ativa (sistemas de falhamentos do *rift*, estilo de sedimentação, espessuras, eventos de reativação de falhas). Portanto, o posicionamento da SEQ-B4 ainda na fase *rift* levou à criação do Trato Tectônico de Preenchimento Final do *Rift*, que é caracterizado pela intensa, porém descendente atividade tectônica (que alcançou seu ápice na SRM), e apresenta um padrão agradacional interpretado como resultado de um intenso aporte sedimentar sob condições cíclicas de variação do nível de base já marinho. Assim, o espaço de acomodação criado (embora seja alto), não é suficiente para acomodar todo sedimento (o influxo é mais alto ainda), e o mesmo é rapidamente preenchido, gerando assim as topografias planas necessárias para a geração de associações faciológicas evaporíticas. Portanto, pode-se afirmar com segurança que o evento de maior aporte sedimentar da seção *rift* ocorreu na SEQ-B4.

Outro aspecto de grande importância a ser abordado, é novamente preconizado por Prosser (1993), onde estima-se a ocorrência de um atraso entre o pulso tectônico que gera a movimentação do *rift* e a chegada de sedimento. Ou seja, conforme a premissa que em determinadas áreas ocorre o soerguimento (e estas áreas servirão de área-fonte para disponibilização de sedimentos), enquanto que áreas adjacentes sofrem subsidência (criam espaço de acomodação), afirma-se então que a criação de espaço é instantânea ao pulso tectônico, enquanto que o desgaste da área soerguida demora um tempo, fazendo assim que um único pulso tectônico tenha reflexos instantâneos (criação de espaço) e retardados (aporte sedimentar), assinalado na Figura 100 pelas conexões em azul entre os pulsos tectônicos e de sedimentação. Porém, este ensaio teórico carece de exemplos bibliográficos. Mas ainda assim, resolvemos de uma maneira pioneira aplicar este ensaio e desenvolver um modelo para a seção *rift* da área de estudo.

Observa-se que dentro da SEQ-B1 (Trato Tectônico de Início de *Rift*) ocorre um marcante evento de criação de espaço (traduzido na forma de um pulso tectônico – Figura 100) – tratando-se do evento basal retrogradante da SEQ-B1. E observa-se também logo após este pulso tectônico, um pulso (de vínculo atrasado) de aporte sedimentar proporcionalmente equivalente, correspondente ao pacote progradante da SEQ-B1 (Figura 100). Novamente, porém em menor escala, o pulso tectônico do final da SEQ-B1 é relacionado com o pulso de sedimentação atrasada da SEQ-B2. E situação semelhante ocorre no topo da SEQ-B2 e base da SEQ-B3. Por fim, o maior pulso de criação de espaço da fase *rift*, registrado na forma da Superfície de Rifteamento Máximo (SRM), possui um pulso sedimentar atrasado correlato: o de

intensidade relativamente proporcional pulso sedimentar da SEQ-B4. Esta associação indica um dado de notável importância teórica: a sedimentação da SEQ-B4 está associada tardiamente ao pulso tectônico da SEQ-B3.

Assim, observa-se que o retardo do pulso sedimentar em relação ao pulso tectônico gerador, bem como a duração do pulso sedimentar, é diretamente proporcional à intensidade do pulso tectônico.

6.7. Discussões adicionais

6.7.1. O estabelecimento de andares cronoestratigráficos locais

Da década de 50 até finais da década de 80, a análise bioestratigráfica e o posicionamento geocronológico da seção *rift* brasileira (incluindo os *riffts* interiores e marginais) foi extremamente difícil, pois a ausência de fósseis marinhos, e a ocorrência de uma rica fauna de ostracodes endêmica impossibilitava uma correlação e posicionamento na escala cronoestratigráfica internacional, existindo apenas o genérico posicionamento neojurássico a eocretácio para a seção *rift* inteira. A tentativa pioneira de Schaller (1969), desenvolvendo a revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas, e a tentativa de correlação com dados do Recôncavo, resultou no estabelecimento dos andares iniciais para a análise bioestratigráfica que posteriormente seria desenvolvida em toda a seção *rift* brasileira: *andares Brotas, Santo Amaro, Ilhas, São Sebastião, Jiquiá e Alagoas*.

Devido a extensivos (e intensivos) estudos bioestratigráficos posteriores, principalmente em ostracodes não-marinhos, Viana *et al.* (1971) estabeleceram os quatro andares iniciais formalizados para a seção neojurássica/eocretácica na bacia do Recôncavo, Espírito Santo e adjacências: *andares Rio da Serra, Aratu, Buracica e Jiquiá*, somando-os ao *Andar Alagoas*, de Schaller (1969).

Apesar de formalizados, os andares ainda não tinham uma correlação internacional, sendo esta proposta inicialmente por Arai *et al.* (1987) e apresentada na Figura 101, e estabelecida por Regali & Viana (1988), apresentada na Figura 102, onde foram formalizados sete andares (*andar Dom João, Rio da Serra, Aratu,*

Buracica, Jiquiá, Alagoas e Albiano) baseados em ostracodes não-marinhos compondo 11 zonas e 26 subzonas (Figura 103). A correlação foi realizada a partir de marcos palinoestratigráficos na seção continental do Brasil e da África, e correlacionada com seções marinhas da Europa e do Canadá, estabelecendo assim as idades internacionais, utilizadas formalmente até os dias de hoje (Figura 104). Porém, existe um sério problema: os dados que formalizam os andares e o posicionamento cronoestratigráfico internacional (Regali & Viana, 1988) estão somente em relatórios internos da PETROBRAS, não publicados em revistas científicas abertas à comunidade geocientífica. Este fato fez com que artigos, dissertações e teses de profissionais da PETROBRAS, e até mesmo de acadêmicos associados em projetos com a empresa, ou valendo-se de dados da mesma, utilizassem comumente os andares, porém sem antes afirmar com clara ressalva que se tratam efetivamente de *andares locais*, e citar as devidas fontes de estabelecimento e formalização. Este fato complicou seriamente a integração de dados com geocientistas brasileiros e de outras partes do mundo, dificultando a troca de informações e ignorando o incrível potencial pioneiro brasileiro na análise bioestratigráfica, sem apontar o grave equívoco acadêmico, quando referido a dissertações, teses e artigos científicos que utilizam os andares sem devidamente citar sua coluna formal e correlação com a escala internacional, o que vem a ser o objetivo deste capítulo.

Portanto, fica aqui evidenciada a necessidade, por um lado, das empresas publicarem seus dados científicos de cunho acadêmico, para uma maior integração profissional com geocientistas da área, e por outro lado, do empenho dos geocientistas do meio acadêmico em formalizar as escalas cronoestratigráficas brasileiras, dispondo assim para a comunidade, um trabalho fundamental para o avanço da geologia de petróleo brasileira.

ESCALA CRONOESTRATIGRÁFICA PADRÃO		ANDARES LOCAIS
98	ALBIANO	
100		
102		
104		
106		
108		
110		
112		
114	APTIANO	ALAGOAS
116		
118		JUIQUIÁ
120	BARREMIANO	BURACICA
122		
124		ARATU
126		
128		
130	HAUTERIVIANO	/
132		
134	VALANGINIANO	
136		RIO
138		DA
140	BERRIASIANO	SERRA
142		
144		
146	TITHONIANO (PORTLANDIANO)	
148		
150		
152	KIMMERIDGIANO	DOM
154		JOÃO
156	OXFORDIANO	
158		
160		
162		
164	DOGGER	? — ?

Figura 101: Proposta de correlação entre a coluna cronoestratigráfica internacional e a cronoestratigrafia local, segundo Arai et al. (1987). Extraído de Santos et al. (1991).

MA	GEOCR.		CRON.		CRONO LOCAL
145	113				
NEOJU.	119				
EOCRETÁCEO					
PORTL	BERRIAS. A HAUTER.	BARREMIANO EO	NEO	APTIANO EO	ALB EO/ MESO
PORTL	BERRIAS. A HAUTER.	BARREMIANO INF.	SUP.	APTIANO INF. SUP.	ALB INF/ MED
DOM JOÃO	RIO DA SERRA	ARATU	BURACICA	JIQUEIA	ALAGOAS

Figura 102: Proposta de correlação entre a coluna cronoestratigráfica internacional e a cronoestratigrafia local, segundo Regali & Viana (1988). Extraído de Santos et al. (1991).

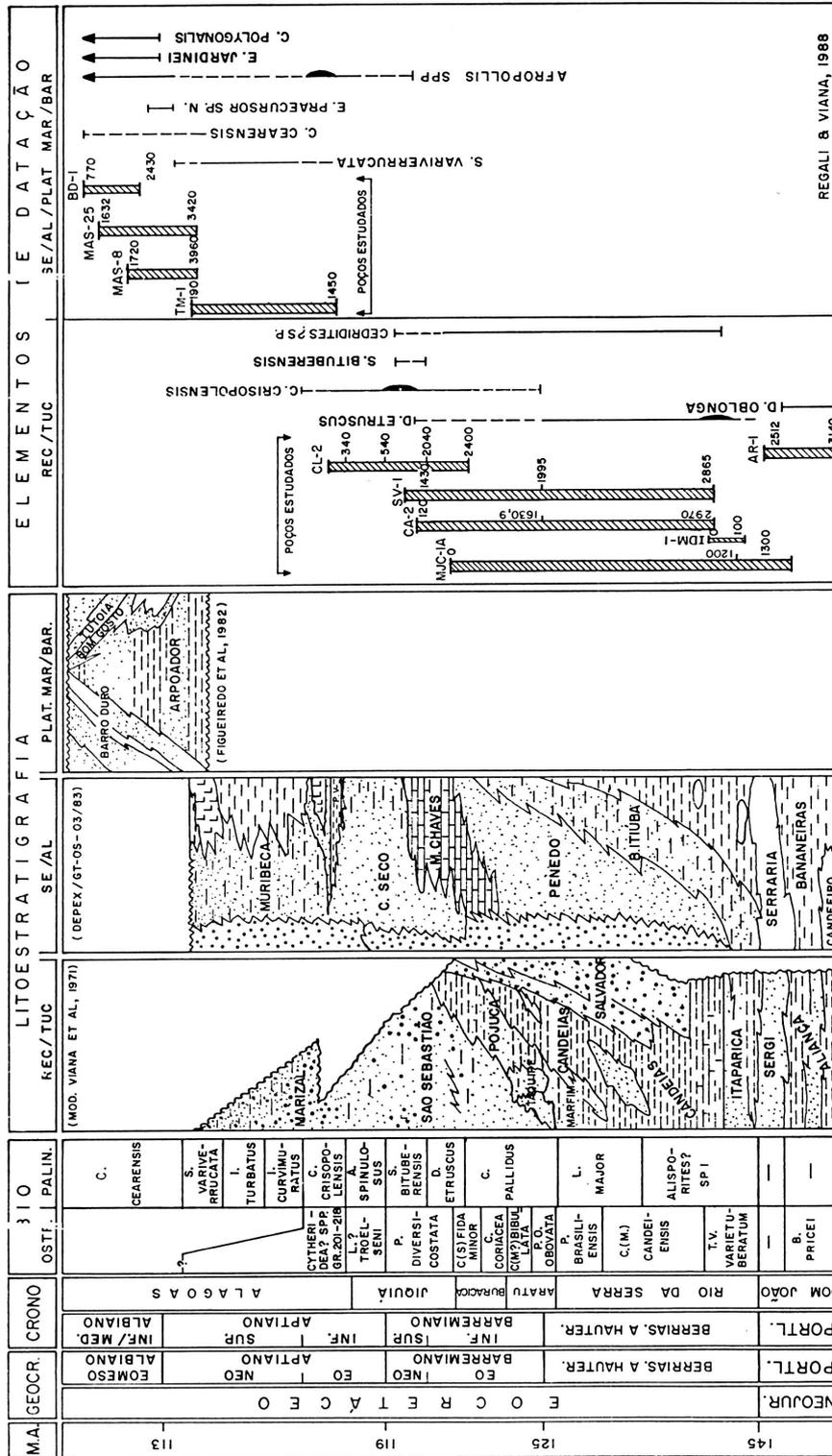


Figura 103: Síntese estratigráfica e elementos de datação propostos por Regali & Viana (1988).

- Durante a fase final do *rift* (e.g., o *Late Rift Climax* de Prosser, 1993; quando as taxas de subsidência caem para valores da ordem de 1 cm/1000 anos).

- Durante períodos de glacio-eustasia, que são pulsos mais rápidos de variação do nível do mar (da ordem de 1 metro por mil anos). Já outras fontes falam em taxas de variação eustática na ordem de 7 metros/1000 anos, baseado em observações no Registro Quaternário costeiro brasileiro (Villwock & Tomazelli, 1995).

Portanto, pode-se concluir que de uma forma geral a subsidência de fato ganha longe da eustasia no controle sobre a sedimentação de bacias *rift*, mas eventualmente as taxas podem se aproximar ou até mesmo a eustasia sobrepujar a subsidência.

Portanto, considerando que durante a fase final do *rift* a taxa de subsidência geral decresce muito, uma crescente taxa eustática durante essa fase poderia deixar sua assinatura no registro estratigráfico. Isso é o que acontece na sedimentação da seqüência SEQ-B4, uma vez que é a única que contém fácies evaporíticas (halita), indicativo da influência de água oceânica no sistema deposicional.

Para embasar essa constatação, e verificar o comportamento da eustasia durante a época deposicional da seqüência SEQ-B (seção *rift* – SEQ-B1 a SEQ-B4), consultou-se a “Carta de Haq”, um diagrama cronoestratigráfico e de curvas eustáticas publicado por bioestratígrafos e geofísicos da Exxon no final dos anos oitenta (vide Haq *et al.*, in: Wilgus *et al.*, 1988),

Mesmo ciente dos problemas da “Carta de Haq” e da problemática de datação e reconhecimento de eventos erosivos nas bacias, foi feito um ensaio de correlação entre o tempo de duração das discordâncias da seqüência SEQ-B e o referido diagrama eustático (Figura 105).

Constatou-se que a eustasia de primeira ordem (a *long term curve*) tinha tendência de queda durante o desenvolvimento das seqüências SEQ-B1, SEQ-B2 e SEQ-B3, descendo o nível do mar pelo menos 50 metros. Já o desenvolvimento da Seqüência SEQ-B4 é notavelmente vinculado a uma fase de subida eustática, com uma variação da ordem de 50 metros em 5 milhões de anos, o que representa uma taxa da ordem de 1 cm/1000 anos, muito similar a taxa de subsidência durante a fase terminal de uma bacia *rift*.

Assim, pode-se concluir que de todas as seqüências *rift* mapeadas a única que tem influência marinha é a SEQ-B4, devido a subida do nível do mar verificado em nível global, e o que possivelmente resultou em seu padrão interno agradacional a fracamente retrogradante (ver capítulo 6.4.2.3.4. Seqüência B4).

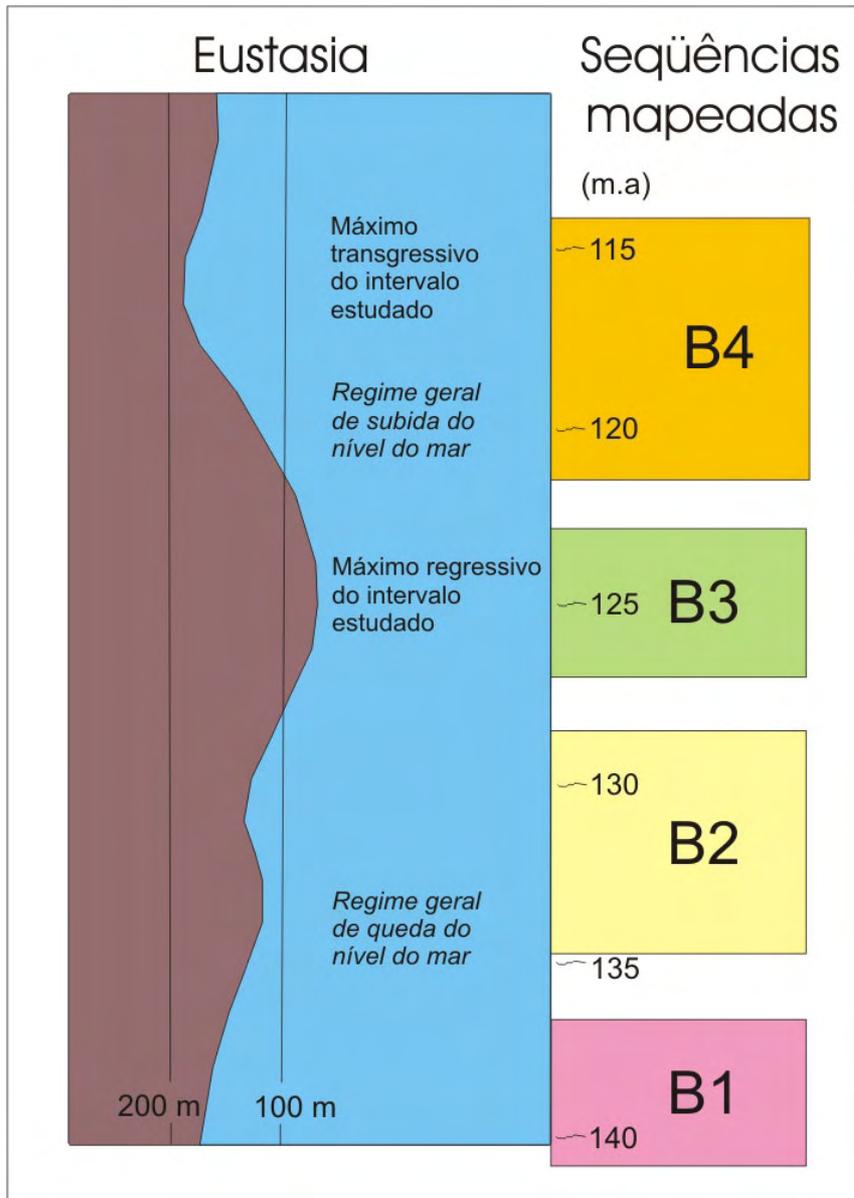


Figura 105: Variação eustática adaptada da *long term curve* da carta de Haq et al. (1988), juntamente com os períodos de deposição das seqüências formadoras da seção rift (SEQ-B1 a SEQ-B4) e seus hiatos temporais (discordâncias).

7. CONCLUSÕES

Por fim, ao se dar por encerrada a análise e interpretação dos dados, serão agora apresentadas as conclusões e apontamentos finais do presente estudo, relevando os aspectos metodológicos, trabalhos anteriores e análise dos dados, juntamente com os modelos adaptados e propostos, fornecendo assim, uma síntese integradora da qualidade, confiabilidade e utilidade da proposta inicial do desenvolvimento desta dissertação. Seguem-se, posteriormente, as questões que ainda ficaram em aberto, não podendo ser respondidas e propositalmente levantadas para estudos posteriores. Por fim, são apresentadas recomendações metodológicas e levantados quesitos básicos os quais o presente autor considera imprescindíveis para a análise estratigráfica no vasto e fundamental campo de estudo de bacias *rift*.

Em termos metodológicos, foi observado que poucos trabalhos utilizaram a estratigrafia de seqüências como base, pois a maioria enfoca, mesmo que sob aspectos interpretativos e genéticos, a litoestratigrafia da bacia em questão, abordando de maneira abrangente, genérica e pouco específica a evolução geológica da bacia baseada em dados estratigráficos. Porém, os trabalhos que enfocaram a análise estratigráfica baseada em uma conotação genética (Prosser, 1993, Bosence, 1998), não conseguiram utilizar a estratigrafia de seqüências clássica (*sensu* Posamentier *et al.*, 1988, Van Wagoner *et al.*, 1990), necessitando realizar alterações no modelo, criando uma nova nomenclatura de tratos de sistemas, padrões evolutivos e de preenchimento da bacia; porém, sem alterar as variáveis básicas da estratigrafia de seqüências: espaço de acomodação e aporte sedimentar, o que é previsível e plenamente correto, conforme afirma Posamentier (1993).

Devido a análise estratigráfica genética e dinâmica de bacias *rift* ainda encontrar-se precoce, o estabelecimento de um modelo global e consensual ainda não ocorreu. Atualmente, existem diversos modelos evolutivos, podendo-se citar dois modelos básicos que enfocam o posicionamento estratigráfico do final do *Rift*: Purser & Bosence (1998) afirmam que o final do *rift* encontra-se acima do último pulso de sedimentação relacionado á tectônica *rift*, geralmente associado com as primeiras incursões marinhas na bacia (presença de evaporitos) e antecedendo brevemente as

primeiras gerações de crosta oceânica; já Prosser (1993) afirma que a fase *rift* é dominada por intensa criação de espaço, resultando na deposição preferencial de folhelhos, enquanto que o grande pulso de sedimentação, retardado, vem somente quando a tectônica *rift* já cessou, para a autora, sendo já no pós-*rift*, colocando assim, o final do *rift* anterior ao último pulso de sedimentação. Em síntese, Purser & Bosence (1998) afirmam que o *rift* termina quando ocorre a última sedimentação relacionada à tectônica *rift*, enquanto que Prosser (1993) afirma que o *rift* termina quando cessa a tectônica *rift*, independente da sedimentação, que é atrasada. Portanto, pode-se observar que o estabelecimento de um modelo global ainda não foi possível, porém, os autores que desenvolvem análises estratigráficas de bacias *rift* sob a óptica genética e dinâmica, estão seguramente desenvolvendo seus estudos de maneira correta, embasados conceitualmente sobre uma ferramenta consagrada mundialmente como útil, prática e esclarecedora, conforme acredita este autor.

Para uma correta análise estratigráfica sob o aspecto genético, é importante afirmar a necessidade de hierarquizar o trabalho, conforme a clássica ordem de análise, detalhada por Walker (1992): fácies, associações de fácies, sistemas deposicionais e padrões de empilhamento. Assim, sabendo-se que bacias *rift* não possuem um controle eustático, e sim tectônico, a simples exclusão dos tratos de sistemas (*sensu* Posamentier *et al.*, 1988) e adaptação a partir dos dados de padrões de empilhamento torna o trabalho conceitualmente correto. Portanto, é importante salientar que a análise hierárquica partindo da fácies (e adaptação do conceito de fácies para a base de dados em questão) até os padrões de empilhamento foi fundamental para a análise estratigráfica, não sendo este passo observado, com certeza acarretaria em imprecisões, equívocos e incompletudes nas explicações e proposições de arcaibouços estratigráficos. Análise estratigráfica **hierarquizada** é a chave.

Por fim, o modelo de tratos tectônicos é extremamente útil como guia metodológico para uma compreensão da história evolutiva do *rift*, de uma maneira multidisciplinar (estratigrafia, sísmica, estrutural) e traduzida na forma de variáveis controladoras (aporte sedimentar, espaço de acomodação e tectônica), pois fornece informações genéticas acerca da evolução da fase *rift* da bacia, vinculada a pacotes sedimentares, possibilitando modelagens, simulações e compartimentações quantitativas vinculadas a uma interpretação integrada.

Referente aos tratos tectônicos e análise de tectônica e sedimentação, pode-se concluir que existe uma íntima relação entre a tectônica (como grande controladora da

sedimentação, com a eustasia subordinada) e os eventos de sedimentação traduzidos na forma de pulsos de aporte sedimentar, porém a resposta sedimentar a um pulso tectônico é claramente retardada, atrasada e posterior. Assim, para um dado pulso tectônico (como agente criador de espaço de acomodação), existe um preenchimento sedimentar de igual intensidade, porém com o mencionado atraso (que pode ser na ordem de milhões de anos). Assim, o pulso tectônico é marcado no registro geológico na forma de um evento de intensa criação de espaço de acomodação e baixo aporte, localizado na base da seqüência deposicional. Gradualmente, a entrada de sedimentos e o padrão granocrescente ascendente (em grande escala) indicam o aumento relativo do aporte sedimentar em relação ao espaço criado. Esta relação entre o pulso tectônico e o pulso sedimentar é ilustrado na Figura 106, juntamente com a seqüência idealizada de um evento *rift*.

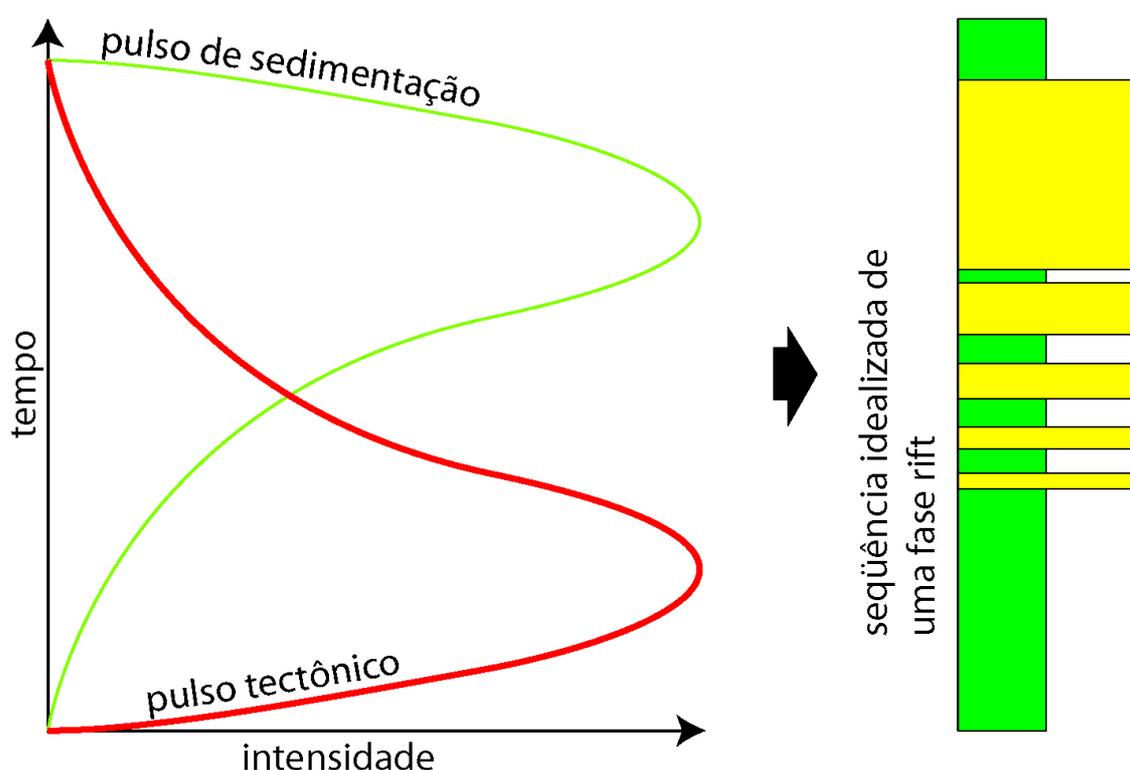


Figura 106: Relação entre o pulso tectônico (linha vermelha) e o pulso de sedimentação (linha verde), evidenciando o retardo entre os pontos de clímax entre eles, e a sucessão litológica idealizada resultante.

Esta discussão acima desenvolvida mostra a necessidade de utilizar modelos conceituais de uma maneira crítica, desenvolvendo modelos para os dados observados, e jamais encaixando os dados em modelos prontos; isto demonstra que

modelos como o de Prosser (1993) ou Bosence (1998) são apenas guias para análise, sendo necessária sua adaptação aos dados do estudo-alvo, ou, nas palavras hoje clássicas de Posamentier (1993), uma década atrás: “...*sequence stratigraphy it's a tool, not a template*”.

Após realizada a presente dissertação, alguns pontos não foram totalmente esclarecidos, por não existirem dados passíveis de comparação na bibliografia, por ainda não existir um modelo global bem estabelecido, ou por a base de dados não possibilitar a determinada resposta interpretativa. Assim, é importante para este autor levantar estas questões, permitindo à comunidade geocientífica interessada a possibilidade de aprofundar, modificar, corroborar ou refutar os presentes dados, bem como orientar o desenvolvimento de um modelo conceitual global. Assim, são apresentadas as questões em aberto consideradas relevantes:

Onde termina a fase *rift*? É inevitável pensar nesta questão, pois mesmo os mais modernos modelos apresentam divergências quanto ao posicionamento do final do *rift*, e esta questão possibilita uma acirrada discussão conceitual, fundamental para a compreensão da evolução geológica de bacias *rift*.

Onde começa o *rift*? Embora haja muito mais consenso no posicionamento do início do *rift* do que no final, ainda assim, em análises de detalhe, esta pergunta pode ser complexa, pois a tectônica *pré-rift* (SEQ-A, andar Dom João, Fms. Aliança, Sergi e Itaípe) é muito semelhante à tectônica do início do *rift* (Trato Tectônico de Início de *Rift* – SEQ-B1, andar Rio da Serra, Fm. Morro do Barro), na forma de falhamentos normais gerando *horsts* e *grabens*. Assim, sob o aspecto tectônico, é difícil determinar onde iniciou-se a fase *rift*.

O que é a zona de charneira? Os dados indicam que a zona de charneira começou a desenvolver-se na SEQ-B2, com ápice de geração na SEQ-B3 e cessou na SEQ-B4, sem atividade posterior. Mas, sabe-se pela literatura (e.g., Milani & Thomaz-Filho, 2000) que a zona de charneira estende-se por uma ampla zona marginal costeira. Assim, o que representa em termos de estilo estrutural, padrão geométrico de meio-graben e criação de espaço de acomodação, o desenvolvimento de uma zona de charneira? Um estudo detalhado, com uma malha sísmica de alta densidade é necessário para responder a citada questão com a maior acuracidade possível.

O que são as discordâncias de 3^a ordem da fase *rift*? Utilizando o conceito de sedimentação atrasada, fica difícil determinar discordâncias geradas por eventos de soerguimento tectônico, principalmente se isto envolve praticamente toda a bacia! Assim, talvez sejam estas discordâncias associadas ao fato de que um pulso tectônico gere muito mais área a ser erodida, do que o espaço simultaneamente criado, fazendo assim, com que quando chegue o sedimento na bacia, este aporte com grandes volumes, preenchendo na totalidade o espaço disponível e gerando *bypass* sedimentar, e não-deposição por falta de espaço. Assim, poderia-se explicar a ocorrência destas significantes discordâncias internas ao *rift*, sem ter que envolver inversões tectônicas. Porém, este é um caso aberto o qual obviamente necessita-se um estudo mais aprofundado, com mais dados.

Cabe aqui citar recomendações metodológicas a serem relevadas por profissionais que venham a desenvolver estudos e análises, tanto na área geográfica em questão (na Bacia de Camamu-Almada), ou genericamente em bacias *rift*, premissas estas consideradas fundamentais para uma análise estratigráfica genética conceitualmente correta:

A hierarquização da análise é fundamental determinar e caracterizar as fácies analisadas, as associações de fácies e estabelecer, de maneira clara, precisa e bem estruturada, os sistemas deposicionais estudados. Sem esta hierarquização, as análises e caracterizações ficam pouco fundadas, dispersas, sem uma evolução metodológica, e por fim, confusas e obscuras.

Fundamental utilização de uma boa carga bibliográfica, pois sem uma carga bibliográfica ampla, o estudo corre sérios riscos de tornar-se tendencioso. Assim, com uma boa base bibliográfica, para a mesma base de dados, dispõe-se de diversas interpretações, possibilitando assim desenvolver a recomendação seguinte.

Uma análise crítica da massa científica já produzida é necessária, pois não basta possuir uma base bibliográfica considerável, é necessário, criticamente, filtrar o que é considerado válido e o que não é, quais os modelos mais próximos da realidade, e quais são não. E não somente adotar um conceito a ser defendido, pois como no presente estudo, adaptações conceituais são necessárias, necessitando que o cientista tenha condições plenas de saber adaptar conceitos, sabendo extrair o que é útil e montar modelos que não sejam *frankensteins* conceituais, e sim que apresentem suas bases teóricas de forma harmônica e claramente integradas.

Por fim, o desenvolvimento da presente dissertação desenvolveu basicamente dois produtos fundamentais para a geologia do petróleo:

1. A revisão e elaboração de um modelo conceitual para evolução estratigráfica de bacias *rift*, contribuindo assim, afim de desenvolver um modelo conceitual global o qual seja passível de aplicação e discussão nas seções *riffts* da margem brasileira, o que conseqüentemente, melhora a compreensão geológica das bacias petrolíferas brasileiras;
2. Uma melhor compreensão da Bacia de Camamu-Almada sob a óptica estratigráfica, fornecendo assim, um modelo evolutivo das fases geotectônicas da bacia (Seqüências Depositionais Plz, A, B, C e D – pré-*rift*, *rift* e pós-*rift*), uma compartimentação da fase *rift* sob aspectos genéticos (delimitação das Seqüências Depositionais B1 a B4) e modelos evolutivos e paleogeográficos internos a estas seqüências (padrões de empilhamento, mapas paleogeográficos e estabelecimento de sistemas deposicionais), fornecendo assim, padrões de sedimentação jamais observados espacialmente na bacia (e.g., o marcante padrão progradante intermediário da SEQ-B1; a inundação regional da SEQ-B3, denominada inicialmente SIM-B e posteriormente caracterizada como a Superfície de Máximo Rifteamento e a possível ocorrência de um Limite de Seqüências interno á Formação Rio de Contas – delimitando as SEQ-B2 e SEQ-B3 – e de ocorrência restrita).

Portanto, toda a metodologia discutida, a importância de se avaliar, questionar e modificar os modelos conceituais, a necessidade de se desenvolver modelos baseados em variáveis determinísticas (relativas) e a aplicação destes conceitos em uma base de dados, possibilitou assim o pleno alcance dos objetivos alçados no capítulo 2, de fundamental importância como supra-citados, produtos de importante e indispensável uso na indústria de geologia de petróleo, e como avanços geocientíficos de cunho acadêmico.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, G. A. & MATO, L. F. 1990. Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos nas Bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia, Brasil. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal, SBG. Anais, v. 1, p. 157 – 170.

ARAI, M.; HASHIMOTO, A.T. & UESUGUI, N. 1987. Sobre o relatório Sedimentos do Neojurássico-Eocretáceo do Brasil e a escala cronoestratigráfica internacional de Regali, M.S.P. e Viana, C.F. Discussão científica e proposta de novo quadro correlativo, ainda preliminar. Rio de Janeiro. PETROBRÁS/CENPES/DIVEX/SEBIPE. Relatório Interno.

BARROSO, A. S. 1984. Sedimentologia, diagênese e potencialidades petrolíferas dos arenitos Morro do Barro – Ilha de Itaparica e adjacências. Salvador, Petrobrás. Relatório interno.

BOSENCE, D.W.J. 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. *In: PURSER, B.H. & BOSENCE, D.W.J. 1998. Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea - Gulf of Aden. Chapman & Hall, London. 630p.*

BROWN, L.F. & FISHER, W.L. 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. *In: PAYTON, C.E. 1977. Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. Memoir 26 – AAPG*, p. 213-248. Tulsa, Oklahoma, USA. 502p.

BRUHN, C. H. L. & MORAES, M. A. S. 1989. Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada, Bahia: um laboratório de campo para estudos de reservatórios canalizados. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 3(3): 235 – 267.

CAIXETA, J.M., BUENO, G.V., MAGNAVITA, L.P. & FEIJÓ, F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8 (1): 163-172. Rio de Janeiro, Brasil.

CARTWRIGHT, J. 1991. The kinematic evolution of the Coffee Soil Fault. *In: ROBERTS, A.M.; YIELDING, G. & FREEMAN, B. (Eds.). 1991. The geometry of normal faults. Geological Society Special Publication N. 56, p. 29-40.*

CARVALHO, K. W. B. 1965. Geologia da Bacia Sedimentar do Rio Almada. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 8(1): 5 – 55.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O. & FIGUEREDO, A. M. F. 1991. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. *In: RAJA-GABAGLIA, G. P. & MILANI, E. J. (Ed.). 1991. Origem e evolução de bacias sedimentares. Petrobrás, RJ. 415p.*

CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEREDO, A.M.F. & BENDER, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213, p. 97-138.

CORDANI, U. G.; BRITO-NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A. & CUNHA, F. M. B. 1984. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Série Ciência-Técnica-Petróleo*, n. 15.

DIAS, J. L. 1991. Análise estratigráfica e evolução da fase rift nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, 144p.

EMERY, D. & MYERS, K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford. 297p.

FEIJÓ, F.J. 1994. Cartas cronoestratigráficas das bacias brasileiras. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. N. 1, vol. 8 (janeiro/março). Rio de Janeiro, Brasil.

FERRADAES, J. O. & SOUZA, R. G. 1972. Estudo integrado geológico e geofísico das Bacias de Camamu e Almada. Petrobrás/DEXPRO, relatório interno, 24p.

FONSECA, J.I. 1964. Mapa geológico das bacias sedimentares do Recôncavo, Almada, Jatobá, Sergipe, Alagoas. Escala 1:500.000. Salvador, Petrobrás, Relatório Interno.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *In: 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. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42, 407 p.*

MACEDO, J. M. 1991. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *In: RAJA-GABAGLIA, G. P. & MILANI, E. J. (Ed.). 1991. Origem e evolução de bacias sedimentares. Petrobrás, RJ. 415p.*

McKENZIE, D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and planetary science letters, 40, 25-32.*

MELLO, M. R.; GONÇALVES, F. T. T.; NETTO, A. S. T.; AMORIM, J. L. & WITZKE, R. E. 1995. Application of the Petroleum System concept in the assessment of exploration risk: the Camamu Basin example, offshore Brazil. *In: 4º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro.*

MIALL, A.D. 1992. The geology of stratigraphic sequences. Ed. Springer, Berlim, Alemanha. 433p.

MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R. & THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *In: PAYTON, C.E. 1977. Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. Memoir 26 – AAPG, p. 53-62. Tulsa, Oklahoma, USA. 502p.*

MORAES REGO, L. F. 1930. Notas sobre a geologia do território do Acre e da Bacia do Javary. Manaus, C.Cavalcanti, 45 p.

NETTO, A. S. T. & RAGAGNIN, G. M. 1990. Compartimentação exploratória da Bacia de Camamu, Bahia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal, 1990. *Anais...*, Natal, Sociedade Brasileira de Geologia, 1: 171 – 182.

NETTO, A. S. T., 1977. Barita de Camamu: considerações sobre a gênese. *Boletim técnico da Petrobrás*, 20(2): 77 – 92.

NETTO, A.S.T.; FILHO, J.R.W. & FEIJÓ, F.J. 1994. Bacias de Jacuípe, Camamu e Almada. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8 (1): 173-184. Rio de Janeiro, Brasil.

NOTTVEDT, A.; GABRIELSEN, R.H. & STEEL, R.J. 1995. Tectonostratigraphy and sedimentary architecture of rift basins, with reference to the northern North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 12, n. 8, p. 881-901.

PAYTON, C.E. 1977. Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. *Memoir 26 – AAPG*. Tulsa, Oklahoma, USA. 502p.

PITMAN, W.C., HERRON, E.M. & HEIRTZLER, J.R. 1979. Magnetic anomalies in the Pacific and sea floor spreading. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 73, p. 2069-2085.

POSAMENTIER, H.W, 1993. An overview of sequence stratigraphic concepts: uses and abuses. *In: Sequence Stratigraphy and Facies Association* (ed. By Posamentier, H.W.; Summerhayes, C.P.; Haq, B.U. & Allen, G.P.) Special Publications, International Association of Sedimentologists, 18, 3-18. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

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.) 1988. Sea-level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 42, 407 p.

PROSSER, S. (1993) Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy* (Ed. Williams, G.D. & Dobb, A.) Geological Society Special Publication No. 71, pp 35-66.

PURSER, B.H. & BOSENCE, D.W.J. 1998. *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea - Gulf of Aden*. Chapman & Hall, London. 630p.

RAJA-GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. 1991. *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Petróleo Brasileiro S.A. Rio de Janeiro, Brasil.

REGALI, M.S.P. & VIANA, C.F. 1988. *Sedimentos do Neojurássico-Eocretáceo do Brasil: idade e correlação com a escala internacional*. PETROBRÁS/SEDES/CEN-SUD. Rio de Janeiro, Brasil. Relatório Interno.

ROSENDAHL, B.R.; REYNOLDS, D.J.; LORBER, P.M.; BURGESS, C.F.; MCGILL, J.; SCOTT, D.; LAMBIASE, J.J. & DERKSEN, S.J. 1986. Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, África. In: FROSTICK, L.E. (Ed.). 1986. *Sedimentation in the African Rifts*. *Geological Society Special Publication* N. 25, p. 29-43.

SANTOS, C.F.; CUPERTINO, J.A. & BRAGA, J.A.E. 1991. Síntese sobre a Geologia das Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: RAJA-GABAGLIA, G. P. & MILANI, E. J. (Ed.). 1991. *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Petrobrás, RJ. 415p.

SCHALLER, H. 1969. Revisão estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobrás*, vol. 12, n. 1 (21-86).

SCHUMM, S.A. 1993. River response to base level change: implication for sequence stratigraphy. *Journal of Geology* 101: 279-294.

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.) 1991. *Cycles and events in stratigraphy*. Springer Verlag, Berlin. p 617-659.

VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. 1990. Siliciclastic sequence 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*, No 7.

VIANA, C. F.; GAMA Jr, E. G.; SIMÕES, E. A.; MOURA, J. A.; FONSECA, J. R. & ALVES, R. J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. Rio de Janeiro, Boletim Técnico da Petrobrás, v. 14, n. 3/4, p. 157 – 192.

VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. Notas Técnicas. Vol 8, n. 1, p. 1-45. CECO-UFRGS, Porto Alegre.

WALKER, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In*: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. 1992. Facies models response to sea level change. Geological Association of Canada.

WERNICKE, B. & BURCHFIEL, B.C. 1982. Modes of extensional tectonics. *Journal of structural geology*, 4, 105-115.

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. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 42, 407 p.