

Universidade Federal do Rio Grande do Sul



**Análise estratigráfica da Fm. Sergi,
Campo de Fazenda Bálsamo,
Bacia do Recôncavo, Bahia**

Flávio Miranda de Oliveira

Elementos pré-textuais

Introdução

Controles estratigráficos fluviais e eólicos

Contexto geológico

Caracterização do intervalo

Análise estratigráfica da Fm. Sergi em FBM

Conclusões

Referências

Anexos



Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO SERGI,
CAMPO DE FAZENDA BÁLSAMO,
BACIA DO RECÔNCAVO, BAHIA**

Flávio Miranda de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Co-orientador: Dr. Mauro Roberto Becker

Comissão examinadora:

Prof. Dr. Luiz José Tomazelli

Prof. Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini

Dr. Carlos Henrique Lima Bruhn

**Dissertação de mestrado apresentada como requisito à obtenção do título de
Mestre em Geociências**

2005

*Aos meus pais, Nilson e Terezinha,
por tudo*

*À Luciana, Júlia e Laura,
pelos muitos momentos de ausência*

Agradecimentos

Gostaria de expressar toda minha gratidão àqueles que, de alguma forma, dividiram comigo esforços para realizar este trabalho.

Ao Claiton, pela disponibilidade, ensinamentos, sugestões e revisão técnica do texto.

Ao Mauro, pelas sugestões e revisão do conteúdo, e também pela tranquilidade transmitida.

À Jeanne e Rita, pela inestimável ajuda na edição das figuras.

À bibliotecária Regina e sua equipe, em especial Ana Lúcia, pelo competente apoio durante todo o trabalho, e que tão bem me acolheram na etapa derradeira.

À Gerência de Caracterização e Estudos Especiais de Reservatório da Unidade de Negócio da Bahia, na pessoa de Carlos Guilherme, pela oportunidade e confiança depositada para encarar este desafio nos moldes em que foi proposto, e à Petrobras, pelo suporte técnico e financeiro.

Ao Magalhães e ao Chaves, pela leitura crítica do texto e sugestões.

Ao Nilson e ao Christóvam, pela importante presença em momentos difíceis.

Às colegas do Laboratório de Geologia da UN-BA, Claudineuza, Miriam e Sônia, pela preparação e edição das fotos.

Aos professores e colegas da UFRGS que tive a oportunidade conhecer ou reencontrar, pelas informações, experiências e a agradável companhia nos breves períodos de convivência.

Ao Fernando Freire, pela atividade de campo, na busca por afloramentos da Formação Sergi na borda nordeste do Recôncavo.

Ao Dorval Dias Filho e ao Wagner Souza-Lima, pela gentil cessão de algumas figuras publicadas em seus trabalhos.

Finalmente, não poderia deixar de agradecer à Luciana, inseparável companheira de todas as horas, por seu incentivo, infinita paciência e manifestações de amor.

Resumo

A Formação Sergi é composta por uma espessa sucessão de depósitos fluviais, eólicos e lacustres relacionados à sedimentação jurássica pré-rifte da Depressão Afro-Brasileira. Com base em dados de subsuperfície (testemunhos e perfis), foram reconhecidas três unidades deposicionais na Formação Sergi no Campo de Fazenda Bálsamo, Bacia do Recôncavo.

A Seqüência Ia interdiga-se com os pelitos do Membro Capianga e o seu limite inferior não foi determinado. Depósitos flúvio-lacustres e lençóis de areia eólicos sinalizam a franca progradação de sistemas fluviais distais, com pontuadas retrogradações lacustres e eventuais acumulações eólicas relacionadas a condições ambientais áridas e semi-áridas. A arquitetura tabular dos depósitos reproduz suaves gradientes de amplas áreas recortadas por fluxos estabelecidos em canais pouco estáveis e pobremente definidos. O seu registro relaciona-se a subidas do nível de base estratigráfico, em momentos que as taxas de suprimento sedimentar excederam as taxas de criação de espaço de acomodação, ou, de outro modo, pela progressiva redução nas taxas de subida do nível de base.

A Seqüência Ib é constituída por associações de depósitos de fluxos fluviais efêmeros, lacustres e dunas, interdunas e lençóis de areia eólicos. O contato inferior é marcado por um consistente pacote eólico que denota um expressivo rebaixamento do nível de base estratigráfico, enquanto que o superior corresponde a uma superfície erosiva de caráter regional com a Seqüência II que lhe sobrepõe ou, quando da ausência desta, diretamente com os pelitos da Formação Itaparica, unidade litoestratigráfica imediata. Depósitos de dunas e interdunas eólicas na base do intervalo tiveram sua preservação assegurada pela subida do lençol freático, agente que também abasteceu corpos lacustres nas áreas topograficamente rebaixadas do campo de dunas. Seguida aos pontuais fluxos fluviais efêmeros desenvolvidos em canais rasos e pouco estáveis nas épocas mais úmidas, passavam-se longos períodos de rigor climático favoráveis aos processos eólicos. A dinâmica fluvial impôs à geometria deposicional da sucessão uma forma de corpos arenosos amalgamados, pacotes eólicos descontínuos e níveis pelíticos lenticulares. O modelo evolutivo estratigráfico para a Seqüência Ib é similar ao da Seqüência Ia, porém com variações na taxa de subida do nível de base estratigráfico ao longo do tempo.

A Seqüência II ocupa a porção superior da Formação Sergi. Sua ocorrência é restrita na área de estudo se confrontada com outras partes da bacia, mas, nem por isso é destituída de importância. Suas características litológicas indicam continuidade dos processos deposicionais em sistemas fluviais de canais entrelaçados e baixa sinuosidade, supostamente associados a condições perenes e mais úmidas, com poucas evidências de variações extremas na descarga. Em resposta às baixas taxas de criação de espaço de acomodação, o registro sedimentar de uma complexa rede de canais multilaterais e multiepisódicos se manifesta em corpos arenosos amalgamados, com baixo potencial de preservação dos depósitos extracanaís. A drástica mudança no estilo fluvial teria vínculo com severas mudanças climáticas, bem como a reorganização da drenagem em consequência de primitivas manifestações do tectonismo que atingiu seu auge no Eocretáceo, durante o rifteamento da bacia.

Abstract

The Sergi Formation is composed of a thick succession of fluvial, aeolian and lacustrine deposits related to the Jurassic pre-rift sedimentation in the Afro-Brazilian Depression. Based on subsurface data (cores and well logs), three depositional units were recognized which comprise the Sergi Formation in Fazenda Bálsamo oilfield, northeastern Recôncavo Basin, Brazil.

The lowermost unit, Sequence Ia, is transitional from the underlying mudstones of the Capianga Member and, therefore, its lower limit was not determined. Fluvial-lacustrine packages were deposited in a distal prograding fluvial system, sometimes punctuated by lacustrine retrogradation, and occasional sand sheet aeolian accumulations related to an arid and semi-arid environment. The tabulate architecture of the deposits reproduces the gentle gradients of wide areas dissected by fluvial flows established in instable and poorly defined channels. The geological record is related to the raise of the stratigraphic base level, when rates of sedimentary supply exceeded rates of accommodation space generation, or due to the progressive reduction in rates of base level rise.

The Sequence Ib is constituted by deposits of ephemeral fluvial flows, lacustrine and dunes, interdunes and aeolian sand sheet systems. Its lower contact is marked by the base of an aeolian package that suggests an expressive lowering of stratigraphic base level. The upper contact corresponds to a regional erosional surface with Sequence II or with shales of the Itaparica Formation. Probably, the basal aeolian dune and interdune deposits were preserved due to the rise of water table, which also formed lacustrine bodies in low areas of dune fields. Long periods of aridity allowed the aeolian activity that followed the punctual and ephemeral fluvial flows confined inside shallow and unstable channels during occasional humid cycles. The fluvial dynamics imposed the depositional geometry of the succession, as, for example, amalgamated sandy bodies, discontinuous aeolian packages and lenses of argillaceous levels. The stratigraphic model for Sequence Ib is similar to the one for Sequence Ia, however with changes in rates of stratigraphic base level rise.

The Sequence II occupies the upper portion of Sergi Formation. Its occurrence is restricted to the NW portion of the study area. Its lithological characteristics indicates the continuity of fluvial sedimentation in low sinuosity braided channels, probably associated with perennial and more humid weather with little evidence of extreme variations in discharge. Reflecting the diminishing rates of accommodation space, the sedimentary record is composed of a complex net of multilateral and multistorey channels showing amalgamated sandy bodies and low potential of preservation of extrachannel deposits. The drastic change in fluvial styles is related to severe climatic changes, as well as to the reorganization of the drainage in consequence of the beginning of manifestations of the tectonism that reached its peak in Eocretaceous, during the rifting of the basin.

Sumário

Agradecimentos	iii
Resumo	iv
<i>Abstract</i>	v
Sumário	vi
Lista de figuras	viii
Lista de tabelas	xi
1. Introdução	12
1.1. Apresentação	12
1.2. Objetivos	15
1.3. Metodologia	16
1.3.1. Base de dados	16
1.3.2. Procedimentos	17
Revisão bibliográfica	17
Aquisição de dados	17
Tratamento de dados	18
2. Estratigrafia de seqüências em sistemas fluviais e eólicos	26
2.1. Conceitos básicos	26
2.2. Estratigrafia de seqüências em sistemas fluviais	30
2.2.1. Controles alogênicos da estratigrafia fluvial	32
Eustasia	33
Tectônica	34
Clima	36
2.2.2. Elementos da arquitetura fluvial segundo a estratigrafia de seqüências	39
2.2.2.1 Superfícies limítrofes	40
Limite de seqüência	40
Superfície transgressiva	41
Superfície de inundação máxima	41
2.2.2.2 Tratos de sistemas deposicionais	42
Trato de sistemas de nível de base baixo	43
Trato de sistemas transgressivo	43
Trato de sistemas de nível de base alto	44
2.3. Estratigrafia de seqüências em sistemas eólicos	44
2.3.1. Características gerais dos depósitos eólicos	45
Deposição de sedimentos eólicos	45
Acumulação de depósitos eólicos	46
Preservação de estratos eólicos	49
2.3.2. Controles alogênicos da estratigrafia eólica	51
Tectônica	51
Clima	52

3. Contexto geológico	56
3.1. Arcabouço geológico regional	56
3.2. Evolução tectono-sedimentar	61
3.3. Área de estudo	65
4. Caracterização do intervalo estudado	68
4.1. Panorama geotectônico – a Depressão Afro–Brasileira	68
4.2. A Formação Sergi – evolução dos conhecimentos	73
4.2.1. Interpretação paleoambiental	74
4.2.2. Posição cronoestratigráfica	85
4.2.3. Indicativos paleogeográficos e paleoclimáticos	87
5. Análise estratigráfica da Formação Sergi no Campo de Fazenda Balsamo	91
5.1. Seqüências deposicionais – considerações preliminares	91
5.2. Seqüências deposicionais da Formação Sergi na área de estudo	93
5.2.1. Litofácies e associações de fácies	94
Associação de fácies flúvio-lacustres	94
Associação de fácies de lençóis de areia eólicos	104
Associação de fácies de dunas e interdunas eólicas	108
Associação de fácies lacustres	119
Associação de fácies de fluxos fluviais efêmeros	119
Associação de fácies de canais fluviais entrelaçados	131
5.2.2. Seqüências deposicionais	135
5.2.2.1. Seqüência I	139
Seqüência Ia	140
Arquitetura deposicional	141
Evolução estratigráfica	144
Seqüência Ib	147
Arquitetura deposicional	147
Evolução estratigráfica	155
5.2.2.2. Seqüência II	160
Arquitetura deposicional	160
Evolução estratigráfica	164
6. Conclusões	169
7. Referências	172
8. Anexos	
Anexo I (seqüões estratigráficas)	
Anexo II (análise seqüencial dos testemunhos)	

Lista de figuras

Capítulo 1

- Figura 1-10 Modelo esquemático de distribuição volumétrica dos elementos de uma rocha sedimentar. 22

Capítulo 2

- Figura 2-1 Relação entre os principais controles alogênicos sobre a sedimentação continental. 27
- Figura 2-2 Interação entre espaço de acomodação e suprimento sedimentar e os padrões de empilhamento sedimentar resultantes. 29
- Figura 2-3 Resposta de sistemas fluviais à queda do nível do mar em função de diferentes gradientes aluviais e da plataforma adjacente. 30
- Figura 2-4 Comportamento da dinâmica fluvial em função de mudanças no perfil de equilíbrio fluvial. 31
- Figura 2-5 Reposta fluvial às diferentes relações entre os gradientes do perfil de equilíbrio e da plataforma adjacente. 34
- Figura 2-6 Relações hipotéticas entre as taxas de precipitação anuais e a produtividade relativa de sedimentos ao longo do tempo geológico. 37
- Figura 2-7 Controle climático sobre as taxas de erosão, transporte e deposição fluvial. 37
- Figura 2-8 Modelo teórico de distribuição dos tratos de sistemas deposicionais em sucessões fluviais. 43
- Figura 2-9 Representação esquemática de acumulação eólica. 45
- Figura 2-10 Representação esquemática dos principais elementos que controlam a acumulação e preservação de sedimentos em sistemas eólicos secos. 46
- Figura 2-11 Representação esquemática dos principais elementos que controlam a acumulação e preservação de sedimentos em sistemas eólicos úmidos. 47
- Figura 2-12 Modelo esquemático de organização interna das superfícies limítrofes formadas pelo cavalgamento e migração de dunas eólicas. 49
- Figura 2-13 Representação esquemática dos distintos conceitos de acumulação, espaço de acumulação, espaço de preservação e espaço de acomodação em estratos eólicos e marinhos. 50
- Figura 2-14 Controle tectônico, climático e eustático no suprimento, disponibilidade sedimentar e capacidade de transporte do vento. 53
- Figura 2-15 Diagrama idealizado do regime sedimentar na região do Saara. 55

Capítulo 3

- Figura 3-1 Localização da Bacia do Recôncavo em relação à América do Sul, Brasil e bacias contíguas. 57
- Figura 3-2 Limites e arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo ao nível da seção pré-rifte. 58

Figura 3-3	Seção geológica esquemática da Bacia do Recôncavo na direção aproximada NW-SE.	59
Figura 3-4	Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo.	60
Figura 3-5	Arcabouço geotectônico do embasamento em torno do rifte intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá.	61
Figura 3-6	Localização dos principais campos de óleo e gás da Bacia do Recôncavo.	66

Capítulo 4

Figura 4-1	Mapa paleogeológico pré-Cretáceo da Depressão Afro-Brasileira.	69
Figura 4-2	Registro sedimentar durante o Andar Dom João nas bacias do nordeste brasileiro e oeste africano.	70
Figura 4-3	Mapa de isópacas da Formação Sergi.	71
Figura 4-4	Reconstituição paleogeográfica do Gondwana, com os <i>hot spots</i> que provocaram o soerguimento da crosta no Eocretáceo.	73
Figura 4-5	Reconstituição paleogeográfica do estágio pré-rifte.	79
Figura 4-6	Modelo deposicional da Formação Sergi.	82
Figura 4-7	Seção estratigráfica longitudinal N-S na área de ocorrência da Formação Sergi, da Bacia de Almada à Bacia do Jotobá.	88
Figura 4-8	Reconstituição paleogeográfica do panorama onde se depositou a Formação Sergi na área ocupada pelas bacias do Recôncavo, Tucano, Jatobá, Sergipe-Alagoas e suas contrapartes na costa oeste africana.	89

Capítulo 5

Figura 5-1	Fotos de detalhe das litofácies identificadas na Formação Sergi, Campo de Fazenda Bálsamo.	97
Figura 5-2	Foto de detalhe de gretas de ressecamento.	102
Figura 5-3	Foto de detalhe de <i>ripples</i> de adesão.	104
Figura 5-4	Foto de detalhe de <i>climbing ripples</i> transladantes em estratos eólicos.	106
Figura 5-5	Modelo esquemático de desenvolvimento das marcas onduladas eólicas.	107
Figura 5-6	Foto de detalhe de nucleações e concentrações carbonáticas em fraturas de estratos eólicos.	109
Figura 5-7	Foto de detalhe de estratos de <i>grainflow</i> .	109
Figura 5-8	Foto de detalhe de pelitos maciços associados com estratos eólicos.	110
Figura 5-9	Relação linear entre espessura dos estratos de <i>grainflow</i> e altura da face de escorregamento de dunas eólicas.	114
Figura 5-10	Sistemas eólicos mistos análogos ao da Formação Sergi.	118
Figura 5-11	Foto de detalhe dos <i>lags</i> conglomeráticos basais.	120
Figura 5-12	Modelos hipotéticos da descarga fluvial em regimes efêmeros.	130
Figura 5-13	Morfologia e elementos internos de canais fluviais entrelaçados.	132
Figura 5-14	Interpretação sísmica 3D de área marginal à borda leste da Bacia do Recôncavo.	138

Figura 5-15	Mapa de isópacas da Seqüência I da Formação Sergi, Campo de Fazenda Bálsamo.	140
Figura 5-16	Mapa de isópacas da Seqüência Ia da Formação Sergi.	142
Figura 5-17	Reconstrução paleogeográfica hipotética dos depósitos flúvio-lacustres da Seqüência Ia.	145
Figura 5-18	Perfis esquemáticos das variações do nível de base estratigráfico para sucessões fluviais em bacias interiores controladas pelo clima.	146
Figura 5-19	Mapa de isópacas da Seqüência Ib da Formação Sergi.	148
Figura 5-20	Mapa de isópacas dos depósitos de dunas eólicas que ocorrem na base da Seqüência Ib da Formação Sergi.	151
Figura 5-21	Mapa de isópacas dos depósitos lacustres que ocorrem na base da Seqüência Ib da Formação Sergi.	151
Figura 5-22	Localização dos afloramentos do Grupo Brotas na Bacia do Recôncavo com os pontos das medidas de paleocorrentes dos depósitos de dunas eólicas, fluxos fluviais efêmeros e canais fluviais entrelaçados, com seus respectivos valores individuais e médios.	154
Figura 5-23	Detalhe do limite entre as seqüências Ia e Ib.	157
Figura 5-24	Mapa de isópacas da Seqüência II da Formação Sergi, Campo de Fazenda Bálsamo.	161
Figura 5-25	Detalhe do limite entre as seqüências Ib e II.	168

Lista de tabelas

Capítulo 5

Tabela 5-1	Principais características descritivas e processos genéticos das litofácies da Formação Sergi no Campo de Fazenda Bálsamo.	95
Tabela 5-2	Classificação dos ciclos sedimentares.	136

1. Introdução

1.1. Apresentação

Os conceitos e princípios da estratigrafia de seqüências (Posamentier e Vail, 1988; Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990) foram originalmente estabelecidos para as sucessões sedimentares depositadas com interferência da eustasia. De forma mais ampla, a estratigrafia de seqüências é vista hoje como uma ferramenta que busca o entendimento de todos os fatores que controlam a deposição e os limites das seqüências (Posamentier *et al.*, 1988) em qualquer contexto sedimentológico (Shanley e McCabe, 1994; Faccini e Paim, 2001).

Impulsionado pelo êxito alcançado na aplicação desta metodologia em bacias marinhas, naturalmente surgiu um grande interesse em adaptar a base conceitual da estratigrafia de seqüências aos estratos não-marinhos. Os maiores desafios encontrados referem-se ao reconhecimento de superfícies com significado estratigráfico nos estratos depositados em regiões continentais interiores e que não estão submetidos à influência eustática. Outro grande obstáculo diz respeito às incertezas quanto à origem dos padrões deposicionais identificados, – se relacionados a fatores alocíclicos, ou se causados pela própria dinâmica do ambiente de sedimentação (Shanley e McCabe, 1994).

O refino de análises estratigráficas pode ser alcançado pelo reconhecimento e hierarquização de superfícies-chave, legítimas representantes de mudanças implantadas na sedimentação, e cuja relevância depende da natureza do sistema deposicional enfocado. Além das superfícies-chave genéricas com significado estratigráfico, a exemplo dos limites de seqüência, superfícies transgressivas e de inundação máxima, cada sistema deposicional tem as suas superfícies particulares. O enten-

dimento das relações entre os diferentes tipos de superfícies se reveste de extrema importância para a caracterização da geometria externa dos depósitos, refinamento estratigráfico e identificação de possíveis barreiras de permeabilidade nas rochas-reservatório. A aplicação da teoria da estratigrafia de seqüências poderá resultar em modelos de correlação capaz de prever a distribuição espacial e temporal das assembléias de fácies, bem como justificar o comportamento dinâmico dos fluidos contidos nas seqüências deposicionais.

Dentre as acumulações continentais, provavelmente os de natureza fluvial e eólica são os que despertam maiores interesses à prospecção de petróleo face ao seu grande potencial em armazenar fluidos no seu espaço poroso. Quando ocorrem associados, a complexidade dos depósitos fluviais e eólicos é atribuída aos processos característicos de cada sistema, à interação e ao retrabalhamento recíproco entre eles (North e Prosser, 1993).

As sucessões fluviais e eólicas encerram superfícies internas de diferentes hierarquias e geneticamente associadas a modificações nos processos deposicionais, atuando como barreiras ao fluxo e potenciais níveis de compartimentação das unidades de fluxo. Até recentemente, os reservatórios fluviais e eólicos eram considerados como homogêneos e de simples entendimento. No entanto, as grandes dificuldades enfrentadas na exploração de reservas de petróleo em depósitos eólicos e fluviais são fortes indicativos da sua complexidade geológica interna.

Os depósitos fluviais são caracterizados por múltiplas incisões de canais, e um dos maiores desafios da análise estratigráfica de seções fluviais é discriminar as superfícies erosivas regionais dos eventos fluviais autogênicos. O reconhecimento de superfícies-chave é uma tarefa particularmente difícil, visto que os depósitos de preenchimento de canais são normalmente arenosos e têm extensões laterais restritas, o que dificulta a sua utilização em mapeamentos. Entretanto, outros tipos de litofácies fluviais podem apresentar amplitude adequada para reconhecimentos regionais, tais como níveis de paleossolos e sedimentos finos da planície de inundação. Estes tipos de depósitos podem refletir reduções ou aumentos do espaço disponível para a acumulação de sedimentos, como resultado das oscilações do nível de base.

Nos estratos eólicos, a caracterização de superfícies alogênicas impulsionou o estabelecimento de modelos fundamentados na estratigrafia de seqüências

(Kocurek e Havholm, 1993). O reconhecimento dessas superfícies, entretanto, é problemático em seqüências onde a sedimentação eólica é episódica e em intercalações com depósitos não-eólicos, a exemplo das sucessões fluviais (Fryberger, 1993). Sistemas eólicos se singularizam pelo fato de que toda a carga acumulada não será necessariamente preservada no registro geológico. Os principais mecanismos que promovem a acumulação e preservação de estratos eólicos no registro estratigráfico são a subida do nível freático e a subsidência, por sua vez, governados pelo tectonismo, suprimento sedimentar, compactação e clima (Kocurek, 1996). A complexidade e qualidade dos reservatórios são atribuídas à anisotropia de seus principais atributos petrofísicos, em consequência dos padrões texturais, evolução diagenética e à descontinuidade lateral dos corpos (Ahlbrandt e Fryberger, 1981).

Inserido nesse contexto, o presente trabalho investiga os agentes controladores da sedimentação e da arquitetura estratigráfica da Formação Sergi que ocorre no Campo de Fazenda Bálsamo, Bacia do Recôncavo. Segundo uma visão regional, o registro da Formação Sergi está associado a sistemas fluviais e eólicos implantados na Depressão Afro-Brasileira no Neojurássico, durante a fase evolutiva das bacias marginais do leste brasileiro denominada de pré-rifte (Ponte, *et al.*, 1971; Estrella, 1972). A motivação para selecionar os sedimentos da Formação Sergi como tema de pesquisa reside em sua importância histórica e econômica às atividades exploratórias de petróleo na Bacia do Recôncavo, que os qualifica como o seu principal reservatório produtor. Mesmo que detenha tal desempenho no Recôncavo e ainda signifique um atraente alvo exploratório noutras bacias sedimentares do nordeste brasileiro onde já foi constatado, são escassos os estudos estratigráficos da Formação Sergi sob a ótica da estratigrafia de seqüências (*e.g.* Savini *et al.*, 1998, Dias Filho, 2002; Scherer *et al.*, 2004).

Tradicionalmente, a caracterização de reservatórios é inserida dentro de arcabouços litoestratigráficos. O emprego da estratigrafia de seqüências tem-se mostrado como uma útil ferramenta de apoio à caracterização e ao gerenciamento dos reservatórios de petróleo, visto que, os resultados da atividade exploratória dependem do pleno conhecimento dos parâmetros geométricos das unidades geológicas que ocorrem em subsuperfície. A redução das incertezas é fundamental para a composição de refinados modelos tridimensionais da distribuição espacial das propriedades petrofísicas, continuidade e conectividade dos reservatórios e do arranjo das bar-

reiras ao fluxo. Análises de reservatórios que observem a arquitetura estratigráfica estabelecida têm potencial para não somente proporcionar descrições mais fidedignas dos depósitos, como também fornecer visões preditivas a respeito da geometria dos corpos e das propriedades internas entre os pontos de controle, no caso os poços de petróleo. Segundo Cross (1999), os principais atributos referidos ao comportamento dinâmico dos reservatórios têm controle estratigráfico.

A escolha do Campo de Fazenda Bálsamo, área localizada no Compartimento Nordeste da Bacia do Recôncavo, recai no fato de ser um destacado pólo terrestre produtor de petróleo da Petrobras, Unidade de Negócio de Exploração e Produção da Bahia (UN-BA). Outro aspecto ponderado diz respeito ao acervo de dados disponível para o trabalho, cujo volume e natureza são extremamente favoráveis à pesquisa, a exemplo dos testemunhos recuperados e perfis geofísicos registrados.

1.2. Objetivos

A despeito dos reservatórios da Fm Sergi terem sido extensivamente estudados ao longo da atividade exploratória de petróleo no Recôncavo baiano, alguns poucos pontos acerca de sua evolução estratigráfica foram examinados à luz dos conceitos da estratigrafia moderna. Escassos trabalhos voltaram-se à formulação de uma arquitetura estratigráfica de alta resolução e do seu controle sobre as características geométricas externas e heterogeneidades internas dos reservatórios. Uma vez que a aplicação da estratigrafia de seqüências é ainda incipiente na atividade exploratória da UN-BA, este estudo contempla a possibilidade de disseminação da técnica e participação efetiva na caracterização de reservatórios. Espera-se, assim, que o trabalho contribua para o entendimento do modelo de sedimentação e da arquitetura deposicional, reduzindo as incertezas envolvidas, o que se refletirá na atividade de gerenciamento do Campo de Fazenda Bálsamo.

Este estudo é parte integrante do projeto multiinstitucional “Caracterização Estratigráfica-Petrológica Integrada dos Reservatórios da Formação Sergi” (IG/FINEP 2101067700/CTPETRO), coordenado e executado pelas instituições UFRGS (Universidade Federal do Rio Grande do Sul) e UNISINOS (Universidade

do Vale do Rio dos Sinos) e que teve entre seus objetivos estabelecer um arcabouço cronoestratigráfico detalhado para a Fm. Sergi em quatro áreas produtoras da Bacia do Recôncavo, os campos de Água Grande, Araçás, Buracica e Fazenda Bálsamo.

Além das metas comuns ao Projeto Sergi, esta dissertação tem os seguintes objetivos voltados para o Campo de Fazenda Bálsamo:

1- propor um modelo deposicional para os depósitos fluviais e eólicos da unidade;

2- identificar os processos deposicionais e os mecanismos controladores da acumulação e preservação dos estratos;

3- reconhecer superfícies limítrofes e delimitar as seqüências deposicionais existentes no intervalo estratigráfico de interesse;

4- associar a geometria deposicional e o arcabouço estratigráfico com a arquitetura externa dos reservatórios e das barreiras, em termos de conectividade e compartimentação.

1.3. Metodologia

1.3.1. Base de dados

Para a construção de um modelo estratigráfico de detalhe e o estabelecimento dos principais controles na arquitetura e qualidade dos reservatórios da Formação Sergi no Campo de Fazenda Bálsamo foram empregados dados de subsuperfície adquiridos pela Petrobras, assim discriminados:

- 472 metros de testemunhos contínuos recuperados em 6 poços;
- Perfis geofísicos de 100 poços;
- Cerca de 1000 análises petrofísicas de porosidade e permeabilidade medidas em laboratório.

De forma geral, os dados existentes têm boa qualidade e representatividade, visto que os testemunhos amostrados são contínuos e fisicamente bem preservados, e os perfis geofísicos foram registrados à luz de tecnologias relativamente atuais.

1.3.2. Procedimentos

O desenvolvimento da dissertação pode ser dividido em três etapas:

▪ *Revisão bibliográfica*

A consulta bibliográfica acompanhou todo o estudo, considerando pontos conceituais da teoria e de natureza específica aos depósitos fluviais e eólicos. A apresentação inicial dos aspectos regionais e locais foi embasada por uma compilação de farto material disponível sobre a Formação Sergi em ordem cronológica, elaborados ao longo de quase meio século de atividade exploratória da Petrobras no Estado da Bahia, em sintonia com as tendências tecnológicas mundiais e com o próprio conhecimento científico do período. Alguns desses documentos têm caráter histórico e o acesso é restrito aos técnicos da Petrobras, pois se tratam de relatórios internos. Dentre as fontes de pesquisa destacam-se os trabalhos de Scherer e colaboradores (2004) e de Dias Filho (2002) por abordarem, especificamente, aspectos estratigráficos e evolutivos da Formação Sergi na Bacia do Recôncavo.

▪ *Aquisição de dados*

A descrição macroscópica sistemática dos testemunhos de sondagem da Formação Sergi teve importância fundamental para a produção deste trabalho. Os testemunhos dos poços P03, P05, P07, P09, P11 e P21 foram descritos com recursos oferecidos pelo módulo Editor do programa Anasete (versão 4.305), de propriedade da Petrobras. O exame dos dados litológicos seguiu os procedimentos de análise sedimentológica usualmente adotados, a saber:

(a) interpretação dos processos físicos, químicos e biológicos que atuaram durante a sedimentação, através do reconhecimento das interações entre os sedimentos e os agentes transformadores do meio em que foram depositados. A individualização das litofácies atentou para determinados atributos sedimentares: granulometria, composição, organização interna, espessura, geometria, cor, avaliação visual do teor de cimentos através reação com ácido clorídrico diluído e argilosidade. As litofácies foram caracterizadas por suas feições sin-deposicionais (e pós-deposicionais, caso tenham ocorrido), de acordo com conceitos e metodologias consagrados na comunidade geológica (Reading, 1996; Walker e James, 1992), codifi-

cadadas conforme a classificação proposta por Miall (1996) para sistemas fluviais, aqui também adaptadas para litofácies associadas a processos eólicos e lacustres.

(b) definição das associações de fácies, considerando os aspectos genéticos e as relações de contato entre fácies;

(c) interpretação de sistemas deposicionais, ponderando os processos sedimentares envolvidos e as associações de fácies estabelecidas;

(d) reconhecimento dos padrões de empilhamento de fácies e das sucessões verticais no intervalo em estudo;

(e) estabelecimento de um arcabouço cronoestratigráfico preliminar, através da indicação de potenciais superfícies-chave;

(f) seleção das amostras a serem fotografadas.

▪ ***Tratamento de dados***

Esta etapa contemplou a integração e a interpretação dos dados adquiridos na etapa anterior. A análise seqüencial dos sedimentos seguiu a rotina de integração de todos os dados de um mesmo poço através das facilidades disponíveis no programa Anasete, o qual permite a justaposição de medidas de naturezas distintas, a exemplo de caracteres sedimentológicos, perfis geofísicos, análises petrofísicas, informações diagenéticas, etc. A inter-relação entre os vários atributos litológicos e petrofísicos cotejados a um mesmo nível de referência é denominada de correlação rocha-perfil (Sarzensky e Toledo, 1988).

As propriedades físicas adequadas à caracterização e ao mapeamento de reservatórios em subsuperfície provêm, basicamente, de perfis elétricos, acústicos e radioativos, e que, de forma regular, são registrados nos poços de petróleo, enquanto que, os poços testemunhados se resumem a uma pequena parcela das locações perfuradas. No caso da área de estudo, representam cerca de 6% do total de poços que objetivaram a Formação Sergi. A correlação rocha-perfil otimiza o uso dos dados de rocha, calibrando e autorizando a extensão dos atributos observados diretamente para os demais poços não testemunhados. A aplicação de procedimentos adequados à correlação entre dados de rocha e perfis geofísicos é fundamental para a geologia em escala de reservatório e para a aplicação de técnicas de estratigrafia de alta frequência.

As técnicas de correlação rocha-perfil pressupõem que os dados de rocha estejam corretamente ajustados às profundidades dos perfis. Para tal, são observados alguns procedimentos, dentre eles, (a) comparar os valores das porosidades obtidos nos perfis geofísicos com os àquelas medidas diretamente em plugues sacados dos testemunhos com o porosímetro de laboratório, (b) confrontar a radioatividade natural das rochas tomada no poço e no laboratório (*core gamma*), e (c) observar o comportamento da curva de raios gama frente ao intervalo testemunhado.

Um importante aspecto considerado na correlação rocha-perfil é a diferença no suporte de amostragem entre os dois métodos, o direto, com a análise dos testemunhos, e o indireto, através das medidas de subsuperfície. Dados petrofísicos de laboratório e petrográficos têm uma representatividade admitida como pontual, ao passo que os perfis representam volumes amostrados bem maiores. Assim, na correlação dos dados de rocha com os perfis é assumida uma compatibilidade de escalas, embora isso não expresse necessariamente a verdade. Outro ponto a ser atentado é o fato de que diferentes perfis respondem distintamente aos atributos das rochas em função da própria engenharia desenvolvida na ferramenta de perfilagem. Aparentemente contínuos, as leituras dos perfis na verdade equivalem a médias registradas em passos discretos e tem resolução vertical e raio de pesquisa relacionado ao princípio físico investigado e à ferramenta de medida. Além dos plotes analógicos, como os perfis integrados em formato Anasete, a correlação rocha-perfil tem potencial para atender a análises estatísticas simples ou multivariadas entre as variáveis envolvidas, outro importante instrumento de caracterização das rochas-reservatório.

O produto final da correlação-rocha perfil neste trabalho foi o estabelecimento de modelos ou padrões que respondessem aos tipos litológicos e seus principais atributos de geometria externa (espessura, continuidade horizontal e vertical) dos reservatórios a serem mapeados, associando-os ao ambiente deposicional. Cada litofácies identificada nos perfis pode ser considerada uma eletrofácies litológica (Sarzensky e Toledo, 1990).

Em qualquer estudo que envolva a correlação rocha-perfil é muito importante a aplicação dos modelos desenvolvidos e do comportamento das unidades identificadas nos poços testemunhados junto aos demais poços da área de trabalho. Apoiado nas informações dos testemunhos, o mapeamento da geometria externa dos

depósitos é orientado pela assinatura elétrica, radioativa e acústica de perfis, configurando a correlação perfil-perfil (Sarzensky e Toledo, *op. cit.*).

Análise seqüencial de testemunhos – Anasete

Os perfis verticais que integram dados sedimentológicos, sísmicos, petrofísicos de laboratório e registros de perfis elétrico-radiativos são conhecidos no âmbito da Petrobras como sistema Anasete. O principal objetivo deste programa é disponibilizar as imagens das informações tratadas com recursos de computação gráfica (Sombra *et al.*, 2002). A visualização conjunta dos distintos atributos medidos em laboratório ou em subsuperfície permite o posicionamento de todos a uma mesma profundidade de referência, visto que trabalhos em escala de reservatório demandam uma exata calibração entre os dados.

No anexo II estão apresentados os plotes analógicos Anasete dos poços com testemunhos na Formação Sergi em Fazenda Bálsamo, assim especificados:

- a 1ª trilha destina-se à divisão litoestratigráfica do intervalo, de acordo com a coluna estratigráfica da Bacia do Recôncavo formalizada por Caixeta *et al.* (1994) e contida no item 3.1 deste trabalho, figura 3-4.

- as 2ª e 3ª trilhas reportam a compartimentação aloestratigráfica formulada para a Formação Sergi, conforme abordado no item 5.2.2 deste trabalho;

- a 4ª trilha contém o registro da radiatividade natural das rochas em unidades API. A curva *GR* foi adquirida em subsuperfície e a de *Core Gamma* através de análises diretas nas amostras de testemunhos, em laboratório. As medidas reproduzem, basicamente, as concentrações de potássio, urânio e tório, que, em condições normais, estão associadas à argilosidade dos sedimentos (argilas tendem a se enriquecer em elementos radiativos);

- as 5ª e 6ª trilhas referem-se aos dois sistemas de controle de profundidade dos dados de subsuperfície. O primeiro, de natureza mecânica, é determinado durante a perfuração do poço; o segundo, mais preciso, é obtido por dispositivos eletrônicos de perfilagem e, portanto serve como referência;

- as 7ª e 8ª trilhas indicam a inscrição numérica seqüencial, de cima para baixo, dos testemunhos e respectivas caixas;

- a 9ª trilha reproduz, graficamente, a curva granulométrica das litofácies descritas em testemunhos, de acordo com as classes nominais propostas por

Wentworth (1922, *apud* Netto, 1980). Os padrões simbólicos das estruturas sedimentares são próprios do sistema Anasete, com algumas modificações nas cores de preenchimento (em amarelo, os depósitos arenosos eólicos; em laranja, os depósitos arenosos e conglomeráticos fluviais). As litofácies e associações de fácies identificadas estão nas trilhas 10^a e 11^a, respectivamente, em conformidade com o proposto no item 5.2.1 deste trabalho;

– a 12^a trilha traz uma avaliação quantitativa do teor em cimentos com base em critérios comparativos visuais.

As três últimas trilhas posicionadas à direita dos plotes, as pistas 13^a, 14^a e 15^a, referem-se, exclusivamente, aos atributos petrofísicos obtidos com métodos diretos e indiretos. Têm importância fundamental para a correlação e ajuste vertical dos dados.

– a 13^a trilha contém os perfis que avaliam a parcela ou o volume de componentes sólidos e fluidos das rochas. Conhecendo-se ou determinando-se esse efeito, o registro pode ser relacionado à porosidade.

O perfil NPHI responde pela quantidade de hidrogênio presente nos sedimentos. Seu registro frente às formações limpas (*i.e.* carentes em argilas) e cujos poros estejam preenchidos por água ou hidrocarbonetos representa um confiável indicador direto da porosidade (ϕ_N). Já o perfil RHOB fornece a densidade eletrônica da formação medida em g/cm^3 e, através de relações matemáticas simples, é possível obter o valor da porosidade (ϕ_D).

Além da combinação entre os perfis de nêutrons e de densidade fornecerem valores de porosidade mais precisos, esta também foi adotada para quantificar a argilosidade das rochas. No plotes Anasetes apresentados no Anexo II, as regiões entre as curvas NPHI e RHOB coloridas em verde sinalizam os níveis mais pelíticos da Formação Sergi.

– as 14^a e 15^a trilhas trazem uma avaliação volumétrica da formação segundo a lógica conhecida como arenito argiloso (*shaly sand*). Este modelo composicional assume que a rocha é constituída por duas frações fundamentais: (i) a matriz, que representa a parcela de sólidos e cujo significado diverge do adotado na geologia sedimentar, e (ii) os fluidos e argilas, que ocupam o espaço poroso. O diagrama da figura 1-1 ilustra este modelo.

A análise volumétrica dos reservatórios da Formação Sergi no Campo de Fazenda Bálamo com base em perfis foi desenvolvida por Cunha (1986) com recursos computacionais do programa *Logcalc*. O VSH foi calculado com o GR e com a associação ϕ_N e ϕ_D , assumindo-se o menor valor dentre eles.

As curvas processadas VSH e PHIE estão apresentadas em conjunto com os resultados das análises petrofísicas de laboratório de porosidade e permeabilidade. O cotejamento entre estas variáveis permite o correto

ajuste vertical dos dados, tomando-se como referência as profundidades da perfilação. Outra informação visualizada na última trilha, a curva BADHOL, reflete o calibre do poço e atua como um indicador da qualidade dos perfis, pois estes são fortemente afetados pelas condições mecânicas do poço verificadas durante a perfilação.

Seções estratigráficas

As seções estratigráficas apresentadas neste trabalho foram denominadas de *a-a'* (SW-NE), *b-b'* (NW-SE) e *c-c'* (N-S) e estão disponíveis no Anexo I. Estendem-se, linearmente, por 2451, 1304 e 705 metros, respectivamente e foram reproduzidas com escala vertical de 1:800 e horizontal de 1:3000 na *a-a'* e 1:2000 nas demais. As duas primeiras estão orientadas paralela e ortogonalmente à suposta direção preferencial dos fluxos fluviais efêmeros que dominaram o intervalo estratigráfico em estudo. Já a seção *c-c'* visa destacar a porção do campo onde a unidade composta por depósitos de canais fluviais entrelaçados melhor se desenvolve.

As três seções contêm os seis poços com testemunhos da Formação Sergi na área e foram acrescidas dos poços que atravessaram integralmente o intervalo em estudo e se alinham segundo as direções previamente estabelecidas. O *datum* de referência escolhido corresponde ao topo dos depósitos lacustres que recobrem as mais expressivas acumulações de dunas e interdunas eólicas da Formação Sergi, próximo à base da Seqüência Ib (vide item 5.2.1).

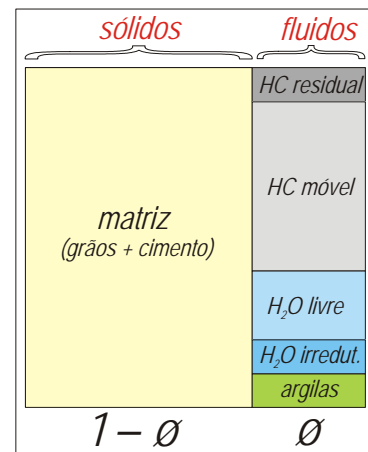


Figura 1-1—Modelo esquemático de distribuição volumétrica dos elementos de uma rocha sedimentar (modificado de Khouri, 1987).

As assinaturas e os padrões dos perfis RHOB, NPHI e GR desenvolvidos nas sucessões verticais revelam boa capacidade em identificar os depósitos pelíticos, sejam eles associados às sedimentações lacustre, fluvial, ou mais raramente, eólica. A escolha deste conjunto de informações se justifica pela conveniência aos objetivos do estudo e por ser comum à quase totalidade dos poços de Fazenda Bálamo.

A arquitetura deposicional e o arcabouço estratigráfico foram estabelecidos a partir do comportamento dos perfis frente aos distintos grupos genéticos de fácies. A compartimentação vertical dos reservatórios pelos níveis pelíticos mais expressivos por vezes desaparece, dificultado o rastreamento lateral das zonas produtoras.

A discriminação das principais associações de fácies arenosas obteve um resultado apenas razoável com as curvas RHOB, NPHI e GR. Dentre os reservatórios, os sedimentos de origem fluvial e eólica têm constituições mineralógicas similares, com sinais elétrico-radioativos idênticos. Além disso, a presença de argilas eodiagenéticas no espaço poroso dos arenitos da Formação Sergi (Moraes e De Ros, 1988) compromete, de modo significativo, a resposta desses perfis, a exemplo do GR, como ferramenta de reconhecimento dos padrões de empilhamento sedimentar.

Para tentar contornar o problema de reconhecimento das litofácies e associações de fácies nos poços que não dispunham de amostras de testemunhos foi incorporada ao estudo uma análise de eletrofácies. Os resultados foram gerados com técnicas de redes neurais disponíveis no programa *Neural Network Log Analysis Program (NNLAP)*, versão 6.3.4, de uso experimental na Petrobras. As redes neurais podem ser treinadas a reconhecer padrões, tornando-se capazes de estimar propriedades tais como a classificação litológica em intervalos não testemunhados.

A denominação “rede neural” é justificada por ter a arquitetura semelhante à estrutura e ao funcionamento das células e tecidos nervosos com múltiplas conexões nos organismos inteligentes (Spandri, 2000). O conceito de redes neurais está intimamente associado a procedimentos que somente um ser humano seria capaz de realizar. São técnicas computacionais não-lineares que permitem o ajuste matemático a dados experimentais e que têm a capacidade de reproduzir ou prever casos não amostrados. As redes neurais apontam para procedimentos diversos em relação aos métodos determinísticos tradicionais, pois não requerem um modelo matemático que descreva a dependência entre os atributos estimados e estimadores.

De acordo com Ferraz (2002), uma rede neural artificial é um sistema computacional, organizado a partir de um grande número de elementos de processamento simples e interconectados (neurônios artificiais), que processam a informação pelo seu estado dinâmico de resposta aos estímulos externos. Os estímulos se propagam na rede por intermédio de conexões ponderadas com os elementos de processamento, modificando, de forma dinâmica, o estado de ativação da rede.

Pelo fato dos perfis terem resolução vertical relativamente baixa (cerca de 60cm) e por possuírem uma capacidade reduzida em discriminar depósitos com gêneses distintas, foi necessário fazer alguns ajustes nos dados de entrada, as litofácies. Arranjadas conforme os atributos investigados pelos perfis, as litofácies formaram grupos de três eletrofácies: (i) arenitos eólicos (*ef1*), (ii) arenitos e conglomerados fluviais (*ef2*) e (iii) pelitos e heterolitos (*ef3*).

A qualidade dos dados de entrada reflete fortemente no desempenho das redes. A seleção dos dados também deve considerar a sua distribuição, representatividade e variabilidade. As relações ou padrões entre diversas variáveis disponíveis não são, normalmente, conhecidas *a priori*. Dessa forma, o exame da base de dados (*data mining*) é uma rotina importante no uso de redes neurais artificiais. Para a aplicação do método, foram selecionadas as curvas GR, PHIE, VSH e DRDN (diferença entre RHOB e NPHI) através de técnicas de análise multivariadas, que apontaram um coeficiente de correlação de 62% entre as variáveis e as três eletrofácies definidas previamente.

Adotou-se o modelo de rede neural tipo retropropagação (*backpropagation*), que opera da seguinte maneira: a partir do estabelecimento de uma regra de aprendizado apropriada, os dados são reproduzidos na saída e comparados com os valores reais utilizados durante o treinamento. Os desvios são então propagados de volta (*backpropagated*) e redistribuídos a cada elemento da rede, proporcionalmente à contribuição direta no erro total. A estrutura da rede seguiu os parâmetros *defaults* do programa recomendados para este tipo de problema.

A otimização em sistemas não-lineares não é direta e envolve múltiplas tentativas na escolha dos pontos de aprendizagem. A definição dos pontos de treinamento buscou contemplar todas as variações nos dados experimentais através de 80 amostras (cerca de 4% das amostras disponíveis) provenientes dos poços testemunhados P05, P07, P09 e P11. Os poços P03 e P19 foram excluídos dessa etapa,

por não possuir a suíte de perfis mínima necessária ou por amostrar de modo parcial a seção de interesse. A avaliação dos resultados considerou aspectos qualitativos e quantitativos entre os dados reais e os simulados, e o treinamento foi considerado concluído quando a confrontação entre litofácies e eletrofácies atingiu um índice de acerto de 71%. Uma vez findado o processo de treinamento, a rotina de propagação da rede nos demais poços foi muito simples e demandou um tempo muito pequeno.

Depois de estabelecido um arcabouço cronoestratigráfico básico, os intervalos arenosos delimitados pelos níveis pelíticos mais significativos e as diferentes eletrofácies foram rastreadas lateralmente. Os resultados obtidos com as redes neurais necessitaram de um rígido exame devido às limitações e erros do método, como bem indicaram os testes de consistência observados na entrada (as litofácies) e na saída dos dados (as eletrofácies).

Posteriormente, para correlacionar os corpos e estabelecer a geometria externa dos reservatórios e das suas principais barreiras foram seguidas as rotinas dos módulos *Correlation* e *Cross Section* do programa *StratWorks*, plataforma *OpenWorks*, versão 2003.0, da *Landmark Graphics Corporation*. Os mapas com contorno das isópacas de algumas unidades deposicionais (itens 5.2.2.1 e 5.2.2.2) foram traçados com o módulo *MapView* do mesmo fornecedor.

A apresentação final das seções, mapas e demais figuras inseridas neste trabalho foi realizada com o programa de edição gráfica *Corel Draw*, versão 12. Recursos do programa *SAS System*, versão 8.02, permitiram o tratamento estatístico básico dos dados apresentado no capítulo 5.

2. Estratigrafia de seqüências em sistemas fluviais e eólicos

Neste capítulo será apresentada uma síntese dos elementos teóricos que controlam a arquitetura estratigráfica da unidade de estudo. No Campo de Fazenda Bálsamo e noutras áreas da Bacia do Recôncavo, assim como nas demais bacias sedimentares onde ocorre, a Formação Sergi é composta, predominantemente, por sedimentos relacionados à dinâmica fluvial e, de forma subordinada, à atividade eólica (Netto *et al.*, 1982; Scherer *et al.* 2004).

2.1. Conceitos básicos

A estratigrafia de seqüências, cuja base teórica foi idealizada para sistemas costeiros e plataformais, tem por fim individualizar as seqüências deposicionais e definir os seus principais elementos internos, associando-os aos possíveis agentes alóctones que controlam a sedimentação. Em essência, a estratigrafia de seqüências trata da resposta sedimentar às variações nas taxas do espaço de acomodação, o qual é considerado o principal mecanismo controlador da preservação do registro geológico (Shanley e McCabe, 1994). Originalmente concebida para contextos litorâneos e marinho-rasos, a teoria da estratigrafia de seqüências assumiu que o principal elemento controlador do registro sedimentar, da arquitetura interna das unidades e dos seus limites estaria atrelado, em suma, às oscilações eustáticas. Já nas sucessões não-marinhas, os processos sedimentares são ditados pela tectônica (subsidência e soergimento), aporte sedimentar e clima, ao passo que a eustasia tem importância mínima ou ausente (figura 2-1). Um claro entendimento dos elementos que compõem o arcabouço estratigráfico das seqüências deposicionais reverterá em modelos preditivos de distribuição espacial de fácies, uma valiosa ferramenta adotada na

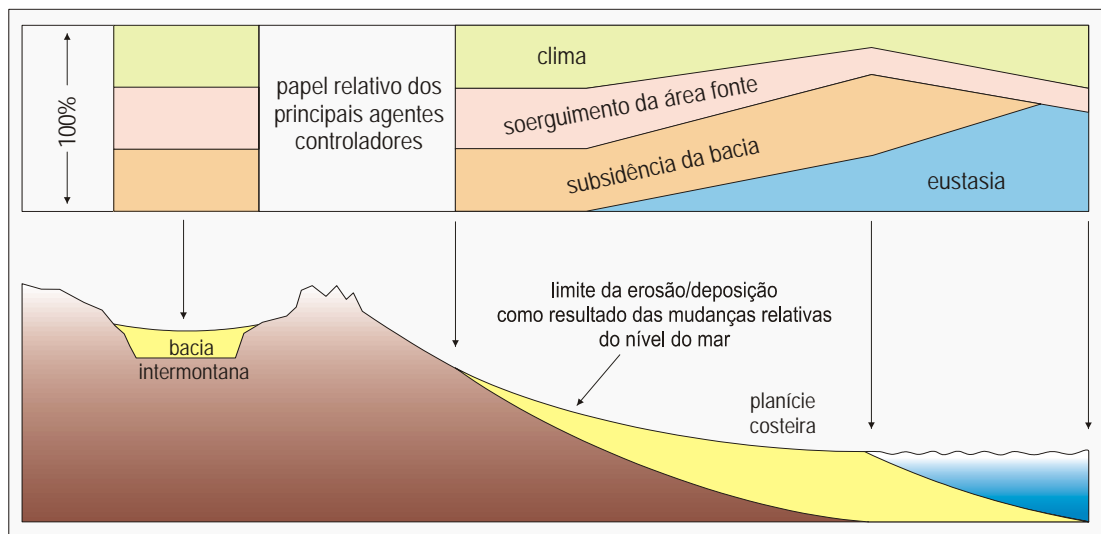


Figura 2-1—Relação entre os principais controles alo gênicos sobre a sedimentação continental. Em direção ao continente, aumenta a importância do clima e da tectônica, diminuindo a influência eustática (Shanley e McCabe, 1994, editado por Dias Filho, 2002).

prospecção de recursos naturais associados às rochas sedimentares, em especial, petróleo e carvão. A questão é de extrema complexidade e é pouco provável que um único modelo possa responder a todos os controles alo e autocíclicos que atuaram sobre a sedimentação, bem como, a magnitude temporal de cada evento e a interferência entre seus respectivos sinais em diferentes pontos de uma bacia.

Admite-se que o nível do mar corresponda aproximadamente ao nível de base estratigráfico (Schumm, 1993). Nos ambientes afastados da costa e cuja dinâmica sedimentar está completamente desconectada da interferência marinha, o nível de base estratigráfico e o espaço de acomodação são controlados, de forma preponderante, pela tectônica, aporte sedimentar e clima, visto que, a influência das variações relativas do nível do mar tem importância menor. Em algumas situações particulares, a exemplo de bacias lacustres, o nível de base estratigráfico pode corresponder à superfície de lagos, ou, no caso das bacias onde há a atuação de processos eólicos, a preservação dos sedimentos é ditada pelo lençol freático. Shanley e McCabe (1994) também observaram que o tempo geológico atua como um verdadeiro filtro dos sinais alo cíclicos impresso nos sedimentos, visto que os controles climáticos, tectônicos e eustáticos são observados em diferentes escalas temporais. Assim, os fenômenos climáticos respondem nas mais altas frequências (centenas a milhares de anos), ao passo que as oscilações eustáticas e os eventos tectônicos são melhores visualizados em intervalos de tempo maiores (centenas de milhares a dezenas de mi-

lhões de anos). Em síntese, pode-se admitir que tais controles são importantes, mas os seus significados relativos variam no espaço e no tempo.

A aplicação da estratigrafia de seqüências em bacias interiores se mantém como tema vivo de discussão e ainda está em pleno desenvolvimento, o que se justifica pela própria natureza de seus fundamentos originais. O grande desafio encontrado nos estudos de unidades eminentemente continentais consiste na capacidade em discriminar os padrões deposicionais que refletem mudanças autocíclicas dos que têm natureza alocíclica. Um exemplo disso é a identificação de limites de seqüência (*sensu* Posamentier *et al.*, 1988), superfícies de descontinuidade deposicional estabelecida durante uma queda do nível de base, ponto crítico e de extrema importância na aplicação do método.

Além dos processos autocíclicos inerentes ao sistema deposicional, a evolução da arquitetura estratigráfica de qualquer seqüência é ditada, em essência, pela taxa de criação ou destruição do espaço de acomodação, um controle dinamicamente modificado com o tempo e que se traduz como o volume disponível para potencial acumulação e preservação dos sedimentos (Jervy, 1988). Tal como definido, o espaço de acomodação é limitado por uma teórica superfície de equilíbrio, designada de nível de base estratigráfico, ou simplesmente, nível de base (Shanley e McCabe, 1994), acima da qual haverá erosão, e abaixo, ocorrerá acumulação. Catuneanu (2002) admite que as flutuações do nível de base são independentes da sedimentação, refletindo mudanças na resposta de caráter externo (eustasia, tectônica e clima), diagenéticas (compactação sedimentar) e ambientais (energia do fluxo).

A arquitetura e o padrão estratal são determinados pelas taxas de criação e destruição do espaço de acomodação (Shanley e McCabe, 1994). Existindo espaço de acomodação e aporte sedimentar, se depositarão seqüências retrogradacionais, agradacionais ou progradacionais (figura 2-2). Se A/S é positiva e maior do que 1, o aporte sedimentar é insuficiente para ocupar o todo espaço disponível, resultando sucessões retrogradacionais e provável inundação; quando A/S é igual a 1, ou seja, há equilíbrio entre acomodação e suprimento, o padrão de empilhamento sedimentar é agradacional; se A/S varia de 1 a zero, haverá acomodação parcial dos sedimentos, com decorrente progradação dos depósitos; finalmente, quando A/S é zero ou negativa, pode ocorrer *bypass* sedimentar e possível desenvolvimento de superfí-

cies erosionais regionais, ou limites de seqüência (Van Wagoner *et al.*, 1990; Martin-
sen *et al.*, 1999).

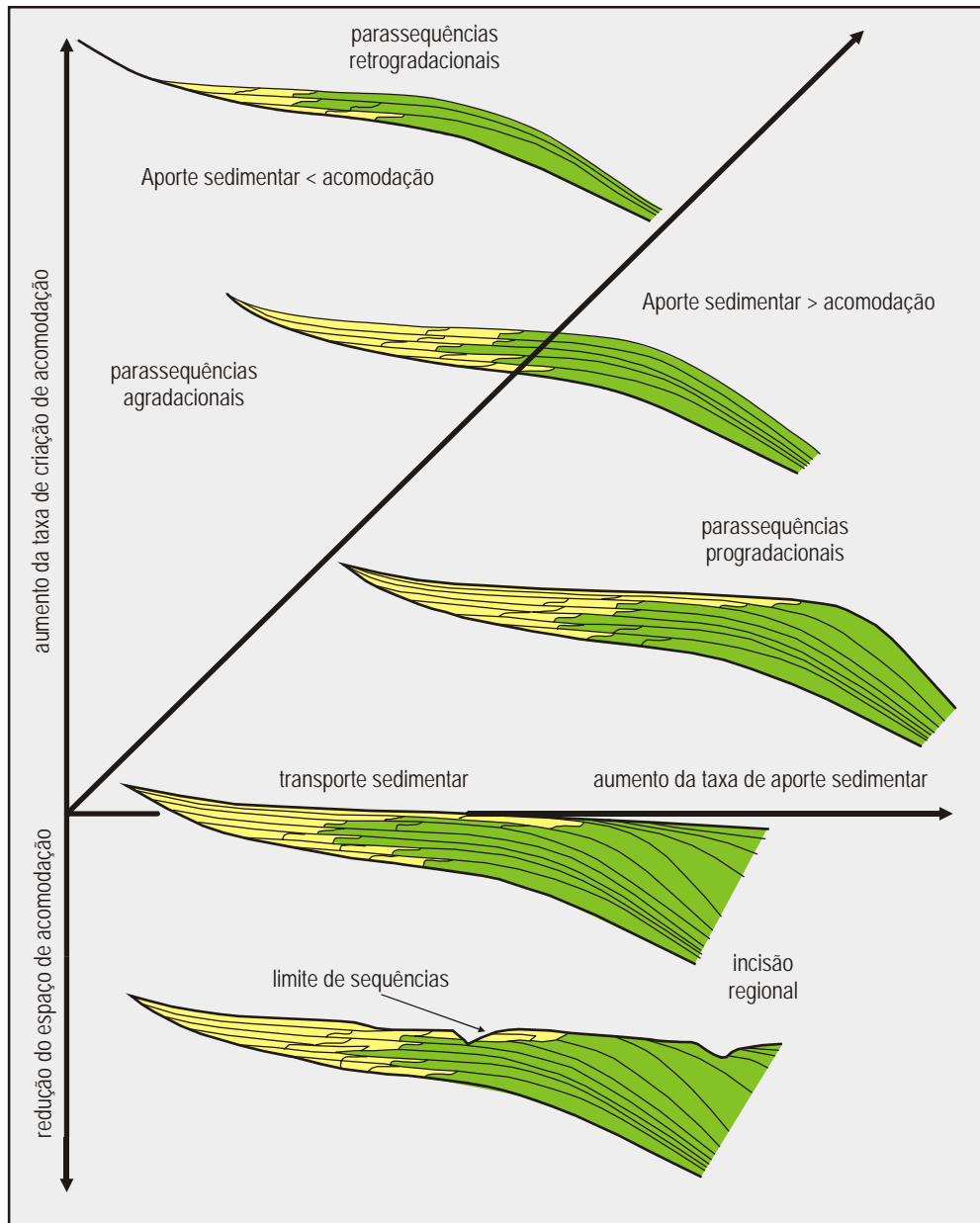


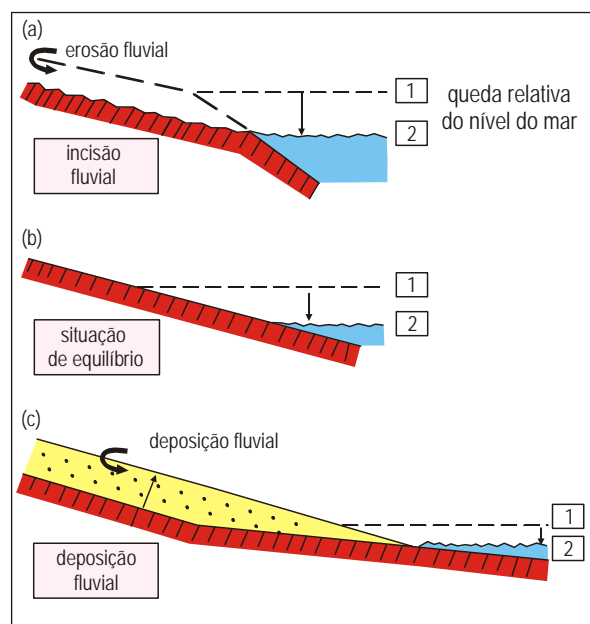
Figura 2-2—Interação entre espaço de acomodação e suprimento sedimentar, com os padrões de empilhamento sedimentar resultantes (Shanley e McCabe, 1994). A depender da relação entre as taxas de influxo sedimentar (S) e de geração de espaço de acomodação (A), o sistema progradará (se $S > A$), retrogradará (se $S < A$) ou agradará (se $A = S$).

2.2. Estratigrafia de seqüências em sistemas fluviais

Segundo Sloss (1962), o conceito de nível de base estratigráfico é aplicável em condições aluviais, mesmo que afastadas da linha de costa. Noutros termos, isto significa que o arranjo do nível de base independe das variações relativas do nível do mar (ou de um lago). Nos ambientes fluviais, o espaço de acomodação é controlado pelo perfil de equilíbrio de corrente, ou somente, perfil de equilíbrio, uma superfície conceitual equivalente ao nível de base estratigráfico (Shanley e McCabe, 1994; Olsen *et al.*, 1995; Miall, 1996; Emery e Myers, 1996). O perfil de equilíbrio corresponde a uma superfície idealizada que divisa o registro dos processos acumulativos dos erosivos (Mackin, 1948, *apud* Emery e Myers, 1996; Sloss, 1962; Faccini e Paim, 2001). A forma global do perfil de equilíbrio se aproxima de uma superfície côncava, assintótica em direção ao seu extremo distal, junto à foz, enquanto que os maiores gradientes estão a montante (Emery e Myers, 1996). O sistema estará em equilíbrio quando a rede de drenagem tiver competência e eficiência necessárias para transportar a carga sedimentar ao longo de seu curso, sem agradação ou degradação. Para ocorrer o *bypass* sedimentar é exigido um ajuste entre gradiente, velocidade, profundidade, largura e morfologia do leito dos canais fluviais. Do contrário, quando houver carência ou excesso de energia potencial, terá lugar, respectivamente, a deposição ou a erosão (figura 2-3).

Figura 2-3—Resposta de sistemas fluviais à queda do nível de base (nível do mar) em função de diferentes gradientes do perfil de equilíbrio e da plataforma adjacente (Posamentier *et al.*, 1992):

- (a) se o gradiente da plataforma é maior do que o do perfil de equilíbrio fluvial ocorre erosão e incisão de vales fluviais;
- (b) se o gradiente da plataforma é aproximadamente igual ao do perfil de equilíbrio fluvial, não há ajuste significativo, e o perfil de equilíbrio fluvial é prolongado sobre a plataforma;
- (c) se o gradiente da plataforma é menor do que o do perfil de equilíbrio fluvial ocorrerá deposição de sedimentos.



O posicionamento do perfil de equilíbrio fluvial é responsável pela natureza da dinâmica sedimentar (erosão/deposição) e pela arquitetura e estilo dos canais (Schumm, 1993; Shanley e McCabe, 1994; Dalrymple *et al.*, 1998; Blum e Törnqvist, 2000). Processos acumulativos ou erosivos se instalam quando, respectivamente, o perfil de equilíbrio está acima ou abaixo da superfície topográfica (figura 2-4). Os dois processos – agradação e degradação – podem coexistir em posições geográficas distintas de uma mesma bacia sedimentar. Na carência de espaço de acomodação disponibilizado, a taxa de agradação é mínima e provoca a amalgamação ou a migração lateral dos canais fluviais, com conseqüente retrabalhamento dos sedimentos da planície de inundação.

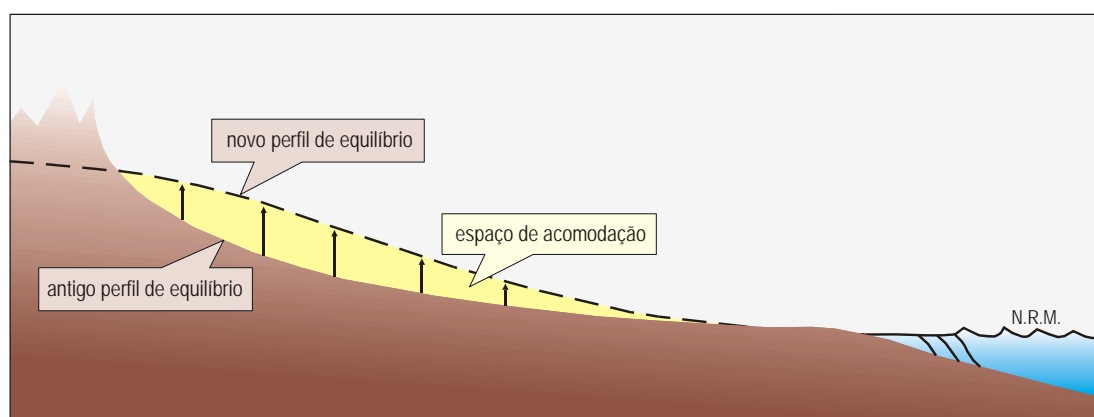


Figura 2-4—Comportamento da dinâmica fluvial em função de mudanças no perfil de equilíbrio fluvial. Durante as subidas do perfil de equilíbrio há acumulação fluvial, enquanto que nos rebaixamentos predominam os processos degradacionais (Dalrymple, 1998, modificado por Scherer, 2001).

O porte e a velocidade das oscilações do nível de base têm forte impacto na edificação de sistemas aluviais. A magnitude da variação do nível de base pode atuar no ajuste do gradiente topográfico, o que se refletirá no estilo ou na forma dos canais fluviais. A taxa de variação do nível de base também é capaz de intervir no padrão dos canais: um rápido rebaixamento implicará na incisão vertical de canais estreitos e profundos, enquanto que, nos rebaixamentos lentos os canais poderão se adaptar ao novo gradiente através da migração lateral. Além disso, a taxa de oscilação do nível de base estratigráfico é responsável pelo estilo da rede de drenagem: as lentas subidas do nível de base favorecem a implantação de sistemas meandranes, ao passo que as subidas rápidas beneficiam o desenvolvimento de sistemas fluviais anastomosados (Törnqvist, 1993 e Törnqvist *et al.*, 1993, *apud* Faccini e Paim, 2001).

Outro aspecto a ser considerado diz respeito à direção de deslocamento do nível de base, definindo a natureza do processo, se agradacional ou degradacional. Naturalmente, que a duração do movimento trará um impacto significativo e amplificado no resultado à montante do sistema.

Afora o controle exercido pelas oscilações do perfil de equilíbrio sobre a arquitetura fluvial, Schumm (1993) acredita que fatores relacionados às particularidades geológicas e geomorfológicas locais contribuem na dinâmica aluvial:

(i) As características geológicas se manifestam através do controle estrutural e das propriedades do substrato onde está instalado o sistema aluvial, no sentido de promover ou não modificações na sedimentação em resposta às oscilações do nível de base. O grau de coesão dos sedimentos que constituem o leito e os bancos marginais dos canais representa um importante elemento da sedimentação. Se o substrato é compactado e coeso (pelitos, por exemplo), as incisões se propagarão rapidamente a montante; no caso contrário, como observado em terrenos arenosos, o efeito das movimentações do nível de base se dissipará através do desenvolvimento de canais rasos, amplos e pouco estáveis.

(ii) O controle geomorfológico é expresso pela configuração do terreno onde está alojado o sistema fluvial. Áreas escarpadas ou com suave gradiente ou peneplanizadas respondem distintamente às oscilações do nível de base, controlando o estilo dos canais. O grau de confinamento dos canais fluviais também é um fator determinante para os processos sedimentares das regiões internas e externas aos canais fluviais (Shanley e McCabe, 1994).

2.2.1. Controles alogênicos da estratigrafia fluvial

A eustasia, tectônica e clima são os principais agentes externos que controlam a sedimentação de sistemas fluviais (Shanley e McCabe, 1994). Em ambientes aluviais, os eventos alogênicos concorrem com a ação simultânea dos processos autogênicos, que podem encobrir ou mascarar o resultado do sinal externo. As reações de sistemas fluviais às mudanças tectônicas e climáticas em bacias interiores são complexas e podem ocultar as características sedimentares e os padrões estratigráficos.

daqueles observados em ambientes costeiros e plataformais (Shanley e McCabe, 1994; Dalrymple *et al.*, 1998; Ethridge *et al.*, 1998).

A resposta de sistemas fluviais às mudanças climáticas e tectônicas envolve um certo retardo, e que é proporcional à distância do ponto onde foi originado o evento (Shanley e McCabe, 1994). Num contexto de alta frequência, os processos eminentemente continentais e causadores de erosões não são instantâneos ou regionalmente síncronos às causas que os originaram, visto que o tempo demandado na migração e ajuste do perfil de equilíbrio é da ordem de milhares de anos, um período significativamente maior que os ciclos glácio-eustáticos (Miall, 1996). O ajuste do perfil de equilíbrio às modificações climáticas e/ou tectônicas será incompleto quando as taxas de mudanças dos agentes alogênicos excederem a capacidade de adaptação do novo perfil de equilíbrio.

Eustasia

Além dos sinais climáticos e tectônicos, a eustasia tem grande importância no posicionamento do perfil de equilíbrio de regiões marginais ao litoral (figura 2-1). Em *sistemas fluviais próximos à costa*, o registro sedimentar e o desenvolvimento da arquitetura estratigráfica são governados fortemente pelas variações do nível relativo do mar (Shanley e McCabe, 1994).

Segundo Posamentier *et al.* (1992), um outro ponto a ser observado diz respeito à fisiografia da bacia. O modelo de Posamentier *et al.* (1992) admite que mudanças na inclinação da superfície de equilíbrio provocarão um reajuste do perfil fluvial, prevendo incisões quando o gradiente da plataforma superar o da planície aluvial; na situação inversa ou se as declividades forem iguais, poderá ocorrer deposição de sedimentos. (figura 2-3).

Por outro lado, Schumm (1993) e Ethridge *et al.* (2001, *apud* Catunéanu, 2002) apresentaram um modelo alternativo às concepções de Posamentier *et al.* (1992) com base em princípios geomorfológicos, em que admitem que o equilíbrio dinâmico da rede fluvial pode ser assimilado durante rebaixamentos do nível de base, simplesmente por mudanças no padrão de drenagem (sinuosidade, largura dos canais e rugosidade do leito), sem que haja agradação ou degradação significativa do sistema (figura 2-5).

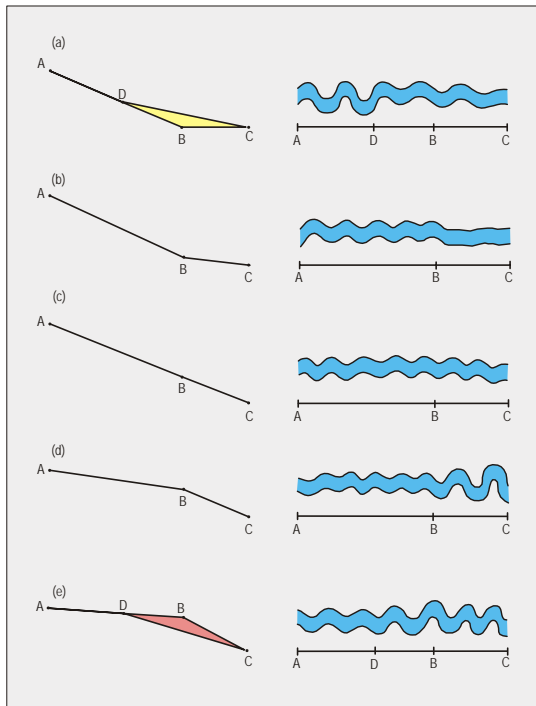


Figura 2-5—Reposta fluvial às diferentes relações entre os gradientes do perfil de equilíbrio fluvial e da plataforma adjacente (Schumm, 1993). O segmento AB representa a inclinação do perfil de equilíbrio fluvial (PEF) e BC, a inclinação da plataforma continental (PC).

- (a) quando $PEF \gg PC$, não há ajuste no sistema fluvial e ocorre deposição;
- (b) quando $PEF > PC$, pode haver uma compensação através de uma redução na sinuosidade dos canais fluviais, sem deposição;
- (c) quando $PEF = PC$, o perfil de equilíbrio fluvial se prolonga sobre a plataforma e não há agradação ou degradação;
- (d) quando $PEF < PC$, há um ajuste no sistema fluvial através de um aumento na sinuosidade dos canais, sem deposição;
- (e) quando $PEF \ll PC$, não há ajuste no sistema fluvial, ocorrendo incisão, e os canais provavelmente se tornarão mais largos e entrelaçados.

Nos *sistemas fluviais afastados da costa*, o registro sedimentar e o desenvolvimento da arquitetura estratigráfica são controlados pelo clima, pela tectônica e pelos processos autocíclicos locais. O sinal eustático diminui à medida que se distancia do mar (figura 2-1). Estudos realizados por Shanley e McCabe (1994) revelaram que a presença de processos marinhos em sistemas fluviais atinge distâncias com dezenas a centenas de quilômetros da foz dos rios. Exemplificaram com os rios Colorado e Mississipi, ao sul dos EUA, cujos alcances atuais da interferência marinha são, respectivamente, 90 e 220km. Amostras de sedimentos holocênicos coletados no vale do rio Mississipi indicaram que esta influência pode atingir até 370km (Saucier, 1981, *apud* Schumm, 1993). Fisk (1944, *apud* Blum e Törnqvist, 2000) relatou a presença de processos costeiros a mais de 1000km da desembocadura do rio Mississipi.

Tectônica

O tectonismo pode desempenhar importante função no estabelecimento da arquitetura estratigráfica fluvial. Sistemas fluviais são sensíveis a fatores externos provocados por subsidência, soerguimento ou basculamento. Mudanças na direção do fluxo e na morfologia fluvial, principalmente no que se refere à orientação do

perfil longitudinal, sinuosidade e migração lateral dos canais, são freqüentes em áreas tectonicamente ativas. Alterações no gradiente da bacia e no perfil fluvial também podem ser compensadas por ajustes na sinuosidade dos canais.

Controlando o gradiente topográfico e o espaço de acomodação e, por conseqüência, o estilo dos canais e as taxas de sedimentação (Miall, 1996), o tectonismo contribui, decisivamente, nas mudanças no perfil de equilíbrio fluvial. Há inúmeros registros na literatura do efeito tectônico sobre a sedimentação fluvial em áreas interiores, a exemplo do que ocorre na bacia adjacente ao Himalaia, no sudeste asiático. O pacote sedimentar exposto revela que a direção do fluxo fluvial e o estilo dos canais dos principais cursos fluviais da Índia e Paquistão, os rios Indus, Ganges e Brahmaputra, foram modificados continuamente ao longo de toda a evolução orogênica da área (Miall, 1996).

Movimentos tectônicos podem estabelecer significativas modificações no espaço de acomodação e no suprimento sedimentar (Martinsen *et al.*, 1999). A resposta geomorfológica e sedimentar a uma movimentação tectônica é um ponto inequívoco num cenário de sedimentação terrígena detrítal, visto que qualquer rejuvenescimento do relevo patrocinará a ação dos processos degradacionais e, conseqüentemente, um maior suprimento e capacidade de transporte dos sedimentos para as bacias deposicionais. Miall (1996) afirma que falhas e dobras nas bordas e interior das bacias são determinantes para o comportamento de sistemas fluviais.

Em bacias extensionais, além das taxas de subsidência e acumulação, a arquitetura estratigráfica depende do balanço entre as taxas de soerguimento e erosão junto às margens escarpadas. Os blocos falhados, soerguidos e basculados, que constituem altos estruturais no interior das bacias, também representam potenciais áreas-fonte, onde se implantarão leques aluviais (Miall, 1996).

Em bacias compressionais, o preenchimento sedimentar converge para o eixo da calha adjacente à borda cavalgante. O posicionamento do eixo deposicional e a arquitetura aluvial dependem da evolução deformacional da estrutura. Em geral, se estabelece um baixo deposicional paralelo às margens da bacia.

Em bacias cratônicas interiores, a evolução é normalmente complexa e marcada por períodos de reativação, aceleração e desaceleração da subsidência ou soerguimento (Chang *et al.*, 1990). As relações entre tectonismo, arcabouço estratigráfico e distribuição de fácies não são evidentes (Miall, 1996).

Clima

Os efeitos climáticos são geralmente indiretos e se manifestam através do controle do espaço de acomodação (Catuneanu, 2002). As grandes alterações climáticas regionais mantêm correspondência com a migração das placas litosféricas e com os fenômenos orbitais terrestres. Eventos catastróficos sobre a superfície da Terra, a exemplo de choques de meteoritos, também podem provocar drásticas transformações climáticas.

Os principais elementos climáticos são a temperatura e o regime de chuvas. A força, direção e constância dos ventos têm um significado restrito às acumulações eólicas, com importância secundária nos outros processos observados na sedimentação continental.

A produção, dispersão e deposição da carga sedimentar resultam, fundamentalmente, da quantidade e do regime pluviométrico (*e.g.* sazonal, monçonal, efêmero), enquanto que a temperatura responde pelo estado físico da água na superfície ou próximo a ela, e pelo controle das reações químicas atuantes na eodiagênese. Além da destruição física e das modificações composicionais dos minerais, a água sob condições específicas de temperatura foi determinante para o surgimento da vida vegetal e dos fenômenos bioquímicos observados no solo, visto que a atividade biológica das plantas toma parte nas várias etapas do ciclo sedimentar, tanto em processos degradacionais, como nos acumulativos. Ao longo do tempo geológico, a evolução dos vegetais desempenhou importante papel controlador da hidrologia fluvial e do estilo dos canais fluviais e de suas áreas externas. Dessa forma, áreas vegetadas tendem a inibir o entrelaçamento de canais, pois favorecem a estabilização das margens dos rios. Schumm (1968) especulou que a produtividade sedimentar total do planeta apresenta forte correlação com a evolução da vida vegetal terrestre, e estabelece quatro grupamentos distintos, com marcos no Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico (figura 2-6). Alguns autores acreditam que os rios meandantes e anastomosados passaram a compor a fisiografia da Terra somente após o surgimento dos vegetais terrestres, no Devoniano, e, principalmente, das gramíneas, no Mioceno (Schumm, 1968; Potter, comunicação verbal a Della Fávera, 2001).

Os sedimentos disponibilizados e carregados pela descarga fluvial para o interior de uma bacia são regulados pela água presente no sistema, que, por sua vez, patrocina a ação dos processos erosivos junto à fonte sedimentar (figura 2-7).

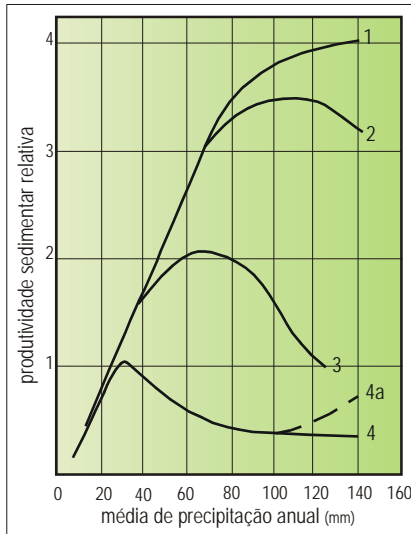
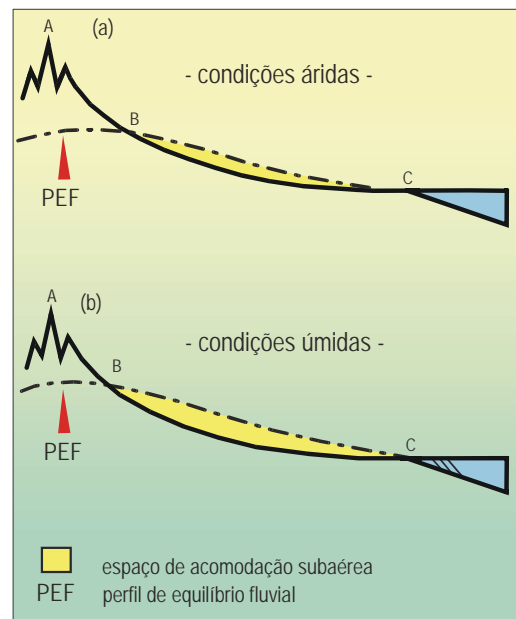


Figura 2-6–Relações hipotéticas entre as taxas de precipitação anuais e a produtividade relativa de sedimentos ao longo do tempo geológico (Schumm, 1968).
 Curva 1: anterior ao aparecimento dos vegetais terrestres, em regiões afastadas da costa (Devoniano);
 Curva 2: aparecimento da vegetação primitiva na superfície da Terra (Permiano e Triássico);
 Curva 3: aparecimento das plantas com flores e coníferas (Jurássico e Cretáceo);
 Curva 4: aparecimento das gramíneas (Mioceno);
 Curva 4a: incremento nas taxas de produtividade sedimentar, em regiões de clima tropical e monsonal.

Diferentes tipos de intemperismo e erosão são ditados pelo nível da saturação de água nas áreas-fonte, pela temperatura e pelos processos bioquímicos. O intemperismo mecânico é favorecido em climas áridos e frios, enquanto que o intemperismo químico é mais importante em ambientes úmidos, especialmente os tropicais, onde a atividade orgânica é mais intensa (Miall, 1996). O suprimento sedimentar também é controlado pela amplitude da variabilidade do clima: a alternância regular de condições climáticas extremas favorece a atuação dos agentes atmosféricos e biológicos, de modo a provocar a destruição física e modificar a composição química dos minerais.

Figura 2-7–Controle climático sobre as taxas de erosão, transporte e deposição fluvial (Dalrymple *et al.*, 1998).
 Mudanças climáticas, de mais áridas para condições mais úmidas, favorecem atuação dos processos degradacionais na fonte (A). Em direção à bacia, o desenvolvimento da rede de drenagem determina o acúmulo de sedimentos. Com a subida do perfil de equilíbrio fluvial para posições mais a montante (B), aumenta o espaço de acomodação subaérea, implicando em maior potencial à deposição. Se o fluxo sedimentar atingir áreas costeiras (C), poderá ocorrer a progradação fluvial sobre a plataforma continental. Neste caso, porém, há forte interferência da posição relativa do nível do mar.



O registro geológico em contextos aluviais representa uma combinação complexa de eventos autocíclicos e alocíclicos, onde a carga sedimentar pode ter experimentado condições climáticas diversas, desde a sua origem (área-fonte), durante o transporte, e até o derradeiro momento em que é depositada na bacia de acumulação. Reproduzindo a variabilidade e a energia do fluxo fluvial, a assinatura climática também ficará impressa na arquitetura dos depósitos fluviais, o qual está representado por uma assembléia de litofácies, descontinuidades internas e superfícies limítrofes entre os estratos (Kocurek, 1991). Genericamente, sistemas fluviais de clima mais úmido tendem a ter fluxos perenes, enquanto que, em regiões áridas revelam um comportamento efêmero devido à redução na descarga, como resposta às altas taxas de infiltração e evaporação. A topografia e a natureza do substrato também podem ser vistas como agentes locais capazes de modificar o previsível resultado do sinal climático original.

As interpretações climáticas contêm um certo grau de incertezas e ambigüidades, visto que, indiferentemente à natureza climática, ocorrem variações no fluxo e na carga transportada, e, por conseguinte, nos sedimentos e na arquitetura dos depósitos. Miall (1996) acredita que o registro sedimentar relacionado à carga de fundo dos canais (*bedload*) herda um forte sinal climático primário relativo à fonte, ao passo que, nos finos de planície de inundação são incorporadas informações climáticas baciais.

As primeiras idéias acerca do vínculo entre fenômenos orbitais terrestres (e conseqüentes mudanças climáticas) com o registro geológico datam do início do século XIX (De La Beche, 1834 e Phillips, 1836, *apud* Hachiro, 2001). Milankovich (1941), astrônomo e matemático sérvio, foi pioneiro em desenvolver relações quantitativas entre o comportamento da órbita terrestre e a incidência das radiações solares conhecidas como efeitos de Milankovitch. As oscilações orbitais da Terra se processam periodicamente em intervalos regulares de tempo, na ordem de dezenas a centenas de milhares de anos, repercutindo na distribuição de calor na superfície. O deslocamento da Terra ao redor do Sol é composto por três tipos de movimentos: (i) *obliquidade*, definida como a inclinação do eixo rotacional da Terra entre 21,5° a 24,5°, e cujo período leva cerca de 41 mil anos, (ii) *excentricidade*, dada pela forma da trajetória na translação da Terra ao redor do Sol, e que é marcada por órbitas circulares a elípticas, com duração, respectivamente, de 100 mil e 410 mil anos, e (iii)

precessão, movimento semelhante ao de um peão inclinado e cujo ciclo completo dura 21 mil anos. A base teórica da ciclicidade assegura que cada um desses fenômenos poderia provocar significativas transformações no clima da Terra. Pelo fato de que os três têm periodicidades distintas, o efeito resultante poderia ser atenuado quando estiverem fora de fase.

O reconhecimento de padrões repetitivos na sedimentação, supostamente provocados por fenômenos astronômicos de ciclicidade temporal, é conhecido como cicloestratigrafia. Por se tratar de uma ferramenta de pesquisa estratigráfica relativamente nova e que ainda se encontra numa área de fronteira da pesquisa científica, a aplicação do método é alvo de alguns questionamentos. Para Della Fávera *et al.* (1994, *apud* Hachiro, 2001), a simples recorrência de estratos não é argumento categórico para associá-los a uma determinada ciclicidade climática, uma vez que, tal alternância poderia ser resultado de processos autogênicos ou episódicos. Apenas uma sedimentação rítmica e produzida em intervalos regulares de tempo poderia ser considerada periódica ou cíclica.

O emprego do método tem revelado sucesso em sucessões cenozóicas eustaticamente controladas, a exemplo de carbonatos marinhos plataformais. Em bacias não-marinhas, acredita-se que o efeito das forças orbitais é tênue e de difícil comprovação, especialmente em áreas tectonicamente ativas.

2.2.2. Elementos da arquitetura fluvial segundo a estratigrafia de seqüências

Para representar as mudanças significativas na dinâmica sedimentar das seqüências, o modelo da estratigrafia de seqüências prevê a existência de compartimentos internos às unidades deposicionais, que são designados de tratos de sistemas deposicionais.

Nas regiões sob influência dos processos marinhos, próximas à foz dos rios, esses elementos se relacionam diretamente com as oscilações relativas do nível do mar, enquanto que, em bacias interiores, os processos sedimentares têm exclusiva natureza continental e são controlados pelo clima e/ou tectônica (Shanley e McCabe, 1994).

2.2.2.1 Superfícies limítrofes

As superfícies limítrofes que demarcam os tratos de sistemas deposicionais são denominadas de limites de seqüência, superfícies transgressivas e superfícies de inundação máxima.

Limite de seqüência

A identificação de superfícies de discordância é uma tarefa particularmente difícil em estratos aluviais afastados da influência marinha. O reconhecimento de limites de seqüências em estratos com homogeneidade faciológica ou quando a assembléia fossilífera tem baixa ou nenhuma resolução temporal são pontos críticos da aplicação do método em sucessões continentais. Acrescente-se a isso, ainda, a possível interferência de processos autóctones.

O forte poder erosivo de alguns fluxos fluviais pode mascarar ou apagar o registro de descontinuidades deposicionais que se relacionem a eventos alogênicos. Além do conteúdo fossilífero, Faccini e Paim (2001) relacionam os seguintes critérios como potenciais indicadores de limites de seqüências em sucessões aluviais: (i) truncamentos erosionais expressivos, (ii) bruscas variações granulométricas, composicionais ou diagenéticas, (iii) mudanças nos padrões de empilhamento e na arquitetura deposicional e (iv) presença de níveis pedogênicos.

O modelo da estratigrafia moderna admite que os limites de seqüências ocorrem em rebaixamentos do nível de base estratigráfico. Nas sucessões aluviais próximos à linha de costa, os limites de seqüências se manifestam como incisões fluviais durante uma queda do nível do mar, de acordo com as relações fisiográficas entre a planície aluvial e a plataforma adjacente (figura 2-3). Em estratos aluviais de bacias interiores, sem qualquer interferência marinha, a identificação dos limites de seqüência pode se tornar uma árdua tarefa. A geometria estratal pode sinalizar eventuais superfícies de discordâncias em razão de uma possível mudança na taxa do espaço de acomodação. Súbitas modificações litológicas e granulométricas estariam, hipoteticamente, associadas a mudanças no gradiente topográfico, na fonte de proveniência dos sedimentos ou em alterações climáticas, e, dessa forma, refletiriam no influxo sedimentar e no regime de descarga fluvial.

Uma das maiores dificuldades encontradas em análises estratigráficas de depósitos genuinamente não-marinhos é a distinção entre as superfícies erosivas

dos limites de seqüência e as escavações autogênicas dos canais fluviais. Mudanças diagenéticas, na distribuição espacial das litofácies e no padrão estratal são relevantes indícios da presença de discordâncias em depósitos aluviais. Medidas de paleocorrentes divergentes também mostram-se como bons indicadores de mudanças significativas na sedimentação, servindo, portanto, para individualizar seqüências associadas a áreas-fontes distintas e temporalmente desvinculadas.

Nas áreas de interflúvio, o desenvolvimento de horizontes de caliches, silcretes, enriquecimentos lateríticos e variadas formas de paleossolos podem caracterizar limites de seqüência, pois a estabilização de perfis de paleossolos requer condições autogênicas e alogênicas específicas. Suas espessuras e maturidades carregam informações a respeito do tempo de exposição subaérea e das taxas de sedimentação.

Superfície transgressiva

Nas sucessões aluviais próximas à costa e sob influência eustática, a superfície transgressiva é materializada nos depósitos residuais (*lags*) resultantes dos processos erosivos da primeira transgressão marinha significativa.

Em ambientes aluviais distantes da costa e desvinculados de qualquer interferência marinha, a superfície transgressiva pode demarcar bruscas mudanças nos estilos de sedimentação, expressando aumentos nas taxas de geração de espaço de acomodação.

Superfície de inundação máxima

De acordo com o modelo teórico da estratigrafia de seqüências, as superfícies de inundação máxima marcam o ponto de extrema incursão marinha continente adentro, assinalando o instante em que a taxa de geração de espaço de acomodação é máxima. Nos sistemas aluviais próximos à linha de costa, este momento é controlado pela fisiografia da bacia e pela interação dos processos puramente fluviais com os estuarinos e marinhos.

Em contextos afastados de qualquer influência do mar, o reconhecimento de superfícies equivalentes à máxima inundação é problemático. Está relacionado à subida do nível de base estratigráfico e pode se manifestar através da arquitetura estratal, tipologia fluvial, litofácies depositadas e relações entre os elementos arquiteturais intra e extra-canais. Alguns autores sugerem algumas evidências para o

reconhecimento de superfícies de inundação, como o aumento nas proporções de finos da planície de inundação, desenvolvimento de paleossolos nas áreas de interflúvios sob condições redutoras, presença de depósitos lacustres e de camadas de carvão, e mudanças nos padrões de empilhamento sedimentar, em consequência de supostos incrementos na taxa de geração de espaço de acomodação (Shanley e McCabe, 1994; Miall, 1996; Faccini e Paim, 2001).

2.2.2.2 Tratos de sistemas deposicionais

Tratos de sistemas são associações de sistemas deposicionais contemporâneos (Brown e Fisher, 1977). Com base no comportamento da curva eustática de regiões costeiras e plataformais e nos padrões de empilhamento sedimentar, o grupo que compunha a denominada “Escola da Exxon” (Posamentier e Vail, 1988; Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988) propôs compartimentações internas às seqüências deposicionais. Em decorrência do comportamento conceitualmente previsível, foram denominados de trato de sistemas de nível de base baixo (*lowstand system tract–LST*), trato de sistemas transgressivo (*transgressive system tract–TST*) e trato de sistemas de nível de base alto (*highstand system tract–HST*).

A aplicação dos conceitos da estratigrafia de seqüências ainda é tema de muitas discussões e incertezas, tal que, alguns autores afirmam serem poucos os exemplos que seguiram fielmente a configuração original do modelo teórico proposto, pois a variabilidade dos fatores controladores da sedimentação é muito grande (Della Fávera, 2001). Para outros (Currie, 1997; Blum e Törnqvist, 2000), os fundamentos foram concebidos, exclusivamente, para trechos específicos da curva de variação eustática e seriam inadequados em sucessões continentais interiores, cuja dinâmica sedimentar é determinada, em essência, por fatores climáticos e tectônicos.

Quando sujeitos à influência eustática direta, o reconhecimento de tratos de sistemas em depósitos fluviais pode ganhar consistência e, para tal, é necessária a caracterização dos elementos que os definem (superfícies limítrofes e arquitetura dos canais fluviais, razão entre os depósitos intra e extracanaís) e domínio das relações regionais entre os estratos (*e.g.* Shanley e McCabe, 1991, 1994; Wright e Marriott, 1993, Plint *et al.*, 2001).

Trato de sistemas de nível de base baixo

Desenvolve-se entre o limite basal de uma seqüência e a primeira superfície transgressiva significativa (figura 2-8). É marcado pela erosão na área-fonte, incisão de vales e desenvolvimento de terraços. O registro sedimentar fluvial no trato de nível de base baixo estaria associado à fase final do rebaixamento, nos estágios iniciais de elevação do nível estratigráfico. O contexto estratigráfico de reduzidas taxas de espaço de acumulação imprime uma dinâmica fluvial marcada pela constante migração lateral e baixa sinuosidade dos canais. Como resultado, a arquitetura deposicional se manifesta através de corpos dispostos em lençol, amalgamados, multipisódicos e multilaterais, com intenso retrabalhamento e restrita preservação dos sedimentos finos nas áreas de *over-banks* e da planície de inundação fluvial (Miall, 1996). Sistemas fluviais de canais entrelaçados e meandantes são característicos do trato de sistemas de nível de base baixo (Van Wagoner *et al.*, 1990; Wright e Marriott, 1993; Miall, 1993; Richards, 1996; Plint *et al.*, 2001).

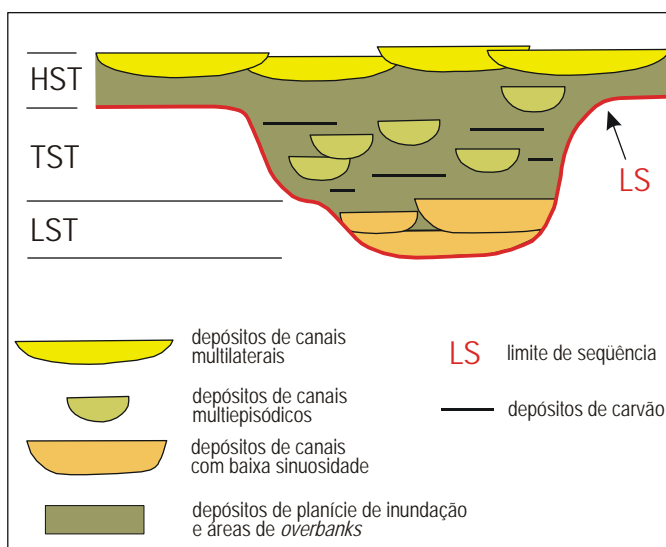


Figura 2-8—Modelo teórico de distribuição dos tratos de sistemas deposicionais (LST, TST e HST) em sucessões fluviais (Ethridge, 1998).

Trato de sistemas transgressivo

Ocupa o intervalo entre a primeira superfície transgressiva significativa e a superfície de máxima inundação (figura 2-8). Caracteriza-se por um aumento progressivo da taxa de acomodação, em resposta à rápida subida do nível de base estratigráfico. A baixa taxa de migração lateral dos canais determina um arranjo vertical dos depósitos em padrão agradacional. Como conseqüência da estabilidade dos bancos marginais dos canais, os corpos arenosos se desenvolvem por acreção vertical e denotam baixa conectividade lateral, com geometria em fita e freqüentemente associados a depósitos estuarinos (Catuneanu, 2002). Sistemas fluviais de canais

anastomosados e meandranes são típicos do trato de sistema transgressivo (Wright e Marriott, 1993; Richards, 1996; Plint *et al.*, 2001).

Trato de sistemas de nível de base alto

Estende-se da superfície de máxima inundação ao limite da seqüência (figura 2-8), representando um período de decréscimo nas taxas de criação de espaço de acumulação. Altas freqüências na migração lateral dos canais fluviais definem uma arquitetura deposicional de corpos arenosos descontínuos, às vezes amalgamados, com baixo potencial de preservação dos sedimentos finos da planície de inundação devido às reduzidas taxas de acomodação. Sistemas fluviais de canais meandranes são comuns no trato de sistemas de nível de base alto (Wright e Marriott, 1993; Richards, 1996).

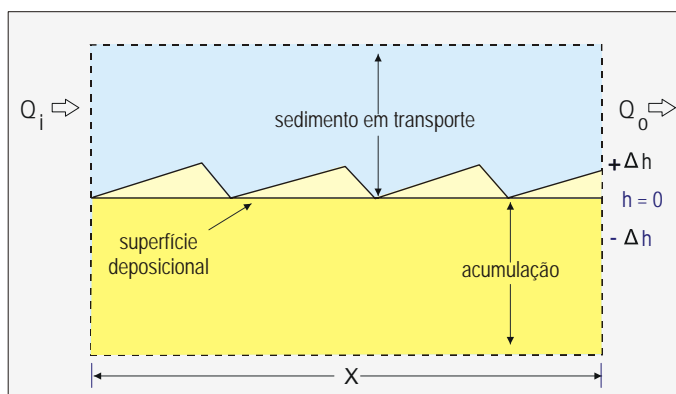
2.3. Estratigrafia de seqüências em sistemas eólicos

Os princípios fundamentais que regem a sedimentação eólica à luz da estratigrafia de seqüências têm como referência básica o trabalho apresentado por Kocurek e Havholm (1993). Os sistemas eólicos atuais são bons laboratórios para a compreensão dos processos sedimentares envolvidos, mas os principais fatores alógenos controladores da arquitetura estratal, quando submetidos a mudanças específicas, ainda não dispõem de um modelo coerente e satisfatório para o pleno entendimento estratigráfico. Justifica-se esta carência pelo fato de que as pesquisas se restringiram a depósitos acumulados no Pleistoceno e Holoceno, períodos de rápidas e dramáticas transformações climáticas e eustáticas na Terra, não sendo, portanto, representativos da maior parcela do tempo geológico. As dificuldades em examinar depósitos eólicos são ainda acrescidas da própria natureza dos processos envolvidos e à seletiva ambiência onde se desenvolvem.

2.3.1. Características gerais dos depósitos eólicos

Um depósito eólico pode ser representado como o resultado positivo do balanço do fluxo sedimentar através de uma determinada área durante certo intervalo de tempo (figura 2-9). Em termos geológicos, o desenvolvimento ou o desaparecimento de sistemas eólicos envolve períodos relativamente curtos, da ordem de milhares de anos. A incorporação de estratos eólicos ao registro estratigráfico está relacionada a três etapas sucessivas e geologicamente distintas, com seus próprios controles e respostas, e que são definidos em termos de deposição, acumulação e preservação.

Figura 2-9—Representação esquemática de acumulação eólica. A acumulação ocorre quando o balanço é positivo, isto é, o volume total ou massa sedimentar (Q_i) que ingressa em uma área e se desloca ao longo de uma superfície com extensão X durante certo tempo é maior do que o volume de sedimentos que sai (Q_o) desta mesma área (Kocurek e Havholm, 1993).



Deposição de sedimentos eólicos

A construção de depósitos eólicos remonta apenas ao resultado imediato ao transporte. O processo de construção é função (*i*) do suprimento sedimentar, ou o volume potencial de sedimentos para alimentar o sistema eólico em um determinado espaço de tempo. As fontes de provisão podem ser externas ao sítio eólico, provindo principalmente de complexos aluviais/fluviais e sistemas costeiros, ou internos, como os sistemas lacustrinos, (*ii*) da disponibilidade sedimentar ou volume de sedimento exposto e seco capaz de ser transportado pelo vento, e (*iii*) da capacidade de transporte ou energia eólica (Kocurek, 1998, 1999; Kocurek e Lancaster, 1999). A presença de vegetação, umidade, cimentos eodiagnéticos precipitados ou horizontes residuais (*lags*) limita a disponibilidade de sedimentos a serem transportados.

Acumulação de depósitos eólicos

Acumulação eólica é definida como o volume de sedimentos alojados no substrato, abaixo da superfície deposicional (Kocurek e Havholm, 1993; Kocurek, 1999). Quando não ocorre acumulação eólica, se desenvolverá uma superfície estável ao transporte (superfície de *bypass*) ou de erosão. Independente à natureza do sistema eólico (seco, úmido ou estabilizado, descritos a seguir), a acumulação é consequência da migração e cavalgamento das formas de leito, desde que satisfeita a condição de balanço sedimentar positivo, ou seja, o volume de sedimentos que entra na bacia supera o volume que sai (Mountney e Howell, 2000).

Os processos geológicos que operam em sistemas eólicos são controlados por mudanças na competência do agente de transporte e na concentração dos sedimentos deslocados, determinando assim, as características das acumulações e das superfícies limítrofes. Os sistemas eólicos se desenvolvem num amplo espectro de elementos híbridos, e onde os termos extremos foram classificados por Kocurek e Havholm (1993) como sistemas eólicos secos, úmidos e estabilizados.

A ausência de interação entre os processos eólicos e o lençol freático ou sua franja capilar caracteriza os *sistemas eólicos secos*. A sedimentação é regida pelos parâmetros aerodinâmicos locais e todo o sedimento disponibilizado no substrato é potencialmente transportável pelo vento (Kocurek e Havholm, 1993; Kocurek, 1996). A acumulação dá-se pela desaceleração e expansão do fluxo, ou pela mudança do padrão de circulação atmosférica, ou ainda pela interferência topográfica. O espaço de acumulação e a preservação dos depósitos de sistemas eólicos secos são controlados pela subsidência da bacia (figura 2-10).

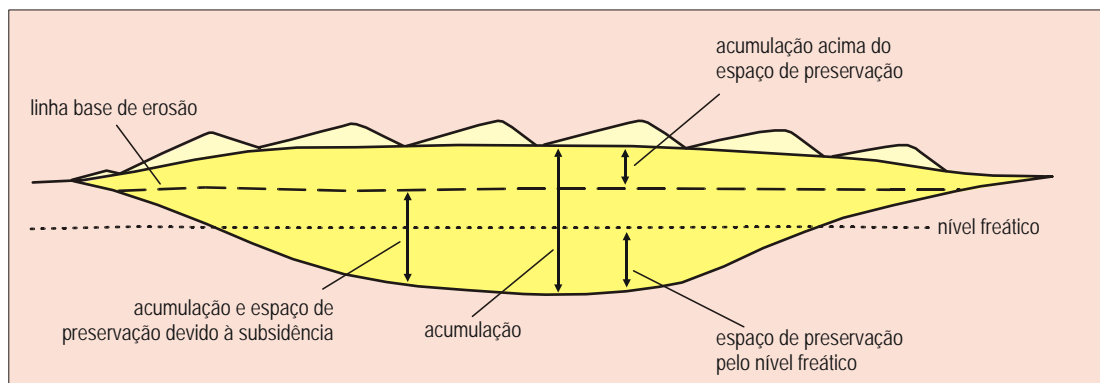


Figura 2-10—Representação esquemática dos principais elementos que controlam acumulação e preservação dos sedimentos em sistemas eólicos secos. A acumulação equivale ao volume de sedimentos alojado abaixo da superfície deposicional. A preservação ocorre apenas por subsidência e/ou pela subida do lençol freático (Kocurek e Havholm, 1993).

Sistemas eólicos úmidos são aqueles em que o lençol freático ou sua franja capilar intersecta a superfície deposicional (figura 2-11). Nos sistemas eólicos úmidos, os processos sedimentares eólicos (deposição, *bypass* ou erosão) são controlados não apenas pelos padrões aerodinâmicos locais, mas também pelo conteúdo de água no substrato próximo à superfície (Kocurek e Havholm, 1993; Kocurek, 1996). O nível freático tem um comportamento hidrodinâmico que tende a acompanhar o modelado topográfico, não configurando uma idealizada superfície horizontal. Tal arranjo espacial é promovido por forças capilares distintas em depósitos de dunas e interdunas (Ahlbrandt e Fryberger, 1981b) e por suas características permo-porosas (Chandler *et al.*, 1989).

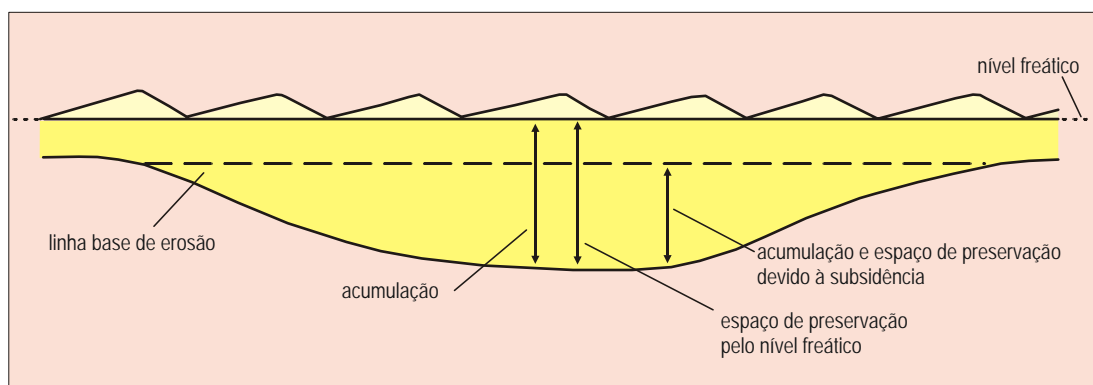


Figura 2-11—Representação esquemática dos principais elementos que controlam acumulação e preservação de sedimentos em sistemas eólicos úmidos. Como o lençol freático encontra-se junto à superfície deposicional, a acumulação e preservação são aproximadamente coincidentes. (Kocurek e Havholm, 1993).

Contrariamente ao observado em sistemas secos, onde o seu desenvolvimento é raro, a ocorrência de depósitos de interdunas úmidas é comum e são ditadas pela subida do lençol freático. Fatores alocíclicos, a exemplo de mudanças climáticas, variações do nível do mar ou subsidência da bacia controlam as taxas de subida do lençol freático. O espaço de acumulação e a preservação dos depósitos são regulados pela subsidência e pelo nível freático (figura 2-11). Os sedimentos inseridos na zona de influência do lençol freático mostram-se mais coesos e resistentes à deflação eólica, principalmente pela força da tensão superficial da água que envolve os grãos. A evaporação de águas enriquecidas em sais resultará na precipitação precoce de cimentos e evaporitos, formando uma crosta protetora que pode estender-se da superfície até a zona freática saturada (Fryberger *et al.*, 1988).

Sistemas eólicos estabilizados são aqueles submetidos a processos contínuos ou episódicos de estabilização motivada por inúmeros fatores, como cobertura vegetal, precipitação de cimentos e deflação eólica (Kocurek e Havholm, 1993). A acumulação está relacionada a um decréscimo na taxa de transporte ou a uma restrição temporária da concentração de sedimentos.

O reconhecimento e hierarquização geométrica das superfícies limítrofes entre estratos cruzados de unidades eólicas revelam interesse fundamental nas análises sedimentológicas e estratigráficas (Kocurek, 1988). O modelo idealizado para depósitos eólicos admite três superfícies internas aos estratos cruzados, hierarquicamente relacionados à migração cavalgante e deposição das formas de leito e das áreas de interdunas (figura 2-12). São denominadas de superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordens (Brookfield, 1977). As superfícies de 3ª ordem marcam a migração reorientada da face frontal da duna (*lee side*), e estão associadas a flutuações locais na velocidade e direção dos ventos. As superfícies de 2ª ordem assinalam a migração de dunas na face frontal do *draa*¹. As superfícies de 1ª ordem representam a movimentação do *draa* dentro de um *erg*², e são materializadas pelo piso da área de interdunas.

Além destas três superfícies, pode ser identificada uma quarta categoria denominada de supersuperfície (Kocurek, 1988). Este horizonte marca o término de uma acumulação eólica em uma determinada área e tem sua gênese controlada por fatores alocíclicos juntamente com aqueles inerentes à dinâmica interna do *erg*. As supersuperfícies correspondem a períodos de estabilidade sedimentar, representando (i) hiatos deposicionais (*i.e.* superfícies de *bypass*) ou períodos de deflação eólica, se motivados por mudanças climáticas, eventos tectônicos, eustasia ou migração de *ergs* (Kocurek, 1988; 1996; Talbot, 1985; Loope, 1985), ou (ii) sem implicar numa parada significativa da sedimentação eólica, quando promovidas por inundações ou outros fenômenos catastróficos (Langford e Chan, 1988). Mesmo que em sua grande maioria correspondam a níveis de discordância, as supersuperfícies podem exibir outros significados estratigráficos, proporcionando bom potencial para correlação em estudos regionais. Sob determinadas condições, uma supersuperfície delimita depósitos eólicos e não-eólicos, sem caracterizar ausência de registro geológico (Kocurek,

¹ Formas de leito constituídas pela superposição de dunas de diferentes grandezas.

² Extensas regiões (>12000km²) desérticas atuais cobertas por dunas eólicas (Wilson, 1973, *apud* Blackey, 1988).

1993), como observado nas relações concordantes entre os arenitos eólicos da Formação Botucatu e os derrames basálticos da Formação Serra Geral, Eocretáceo da Bacia do Paraná (Scherer, 1998, 2002).

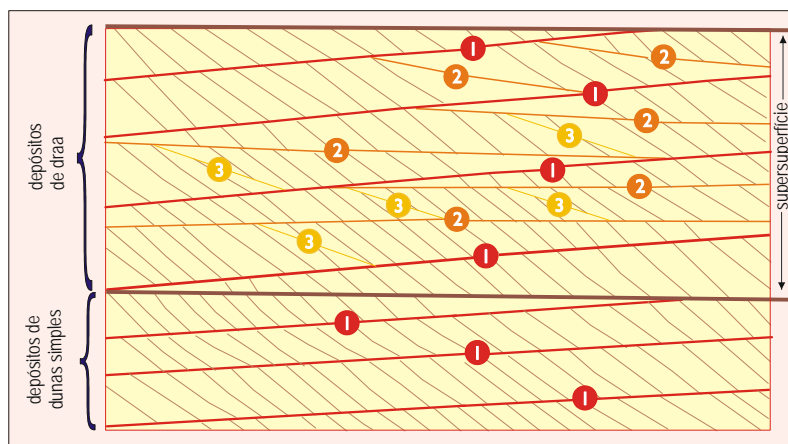


Figura 2-12—Modelo de organização interna de dunas eólicas simples e compostas, segundo Kocurek (1988).

As superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordens são indicadas pelos números 1, 2 e 3, respectivamente. Supersuperfícies podem truncar distintos episódios de acumulação eólica.

Em sistemas eólicos secos, normalmente as supersuperfícies equivalem a depleções do suprimento sedimentar, em resposta às modificações do regime dos ventos ou à carência de espaço de acomodação.

Em sistemas úmidos, as supersuperfícies se desenvolvem quando o lençol freático (*i*) tem comportamento estacionário ou (*ii*) está em queda em relação às acumulações, e neste dois casos, representa um hiato deposicional, ou, ainda (*iii*) apresenta uma taxa de subida maior do que a sedimentação eólica, afogando as acumulações, sem implicar em grandes paradas deposicionais.

Em sistemas estabilizados, as supersuperfícies são geradas quando a ação dos agentes estabilizadores tem efeito amplificado.

Preservação de estratos eólicos

Preservação é o estado físico final que um corpo rochoso adquire ao ser incorporado ao registro estratigráfico, sob o nível de base regional e protegido da erosão. Em ambientes marinhos, o de espaço de acomodação coincide com o espaço de acumulação, visto que o nível do mar assinala o nível de base. Em ambientes eólicos, tais elementos não são necessariamente concordantes e o potencial de preservação das acumulações é baixo (figura 2-13). A espessura de um pacote eólico é função da deposição e da deflação imposta até o nível freático ou a um pavimento residual, ou através do desenvolvimento de um manto protetor de vegetação, ou ainda pela

progradação de um outro sistema sobre o *erg* (Kocurek, 1988). A preservação de estratos eólicos se restringe às bacias sedimentares subsidentes, ou às regiões costeiras submetidas a incursões marinhas, ou às áreas interiores onde o nível freático é controlado pelo tectonismo ou pelo clima. As subidas do lençol freático podem ter cunho absoluto, quando refletem oscilações eustáticas ou mudanças climáticas, ou ter um significado relativo, se associadas à subsidência e soterramento (Kocurek, 1999).

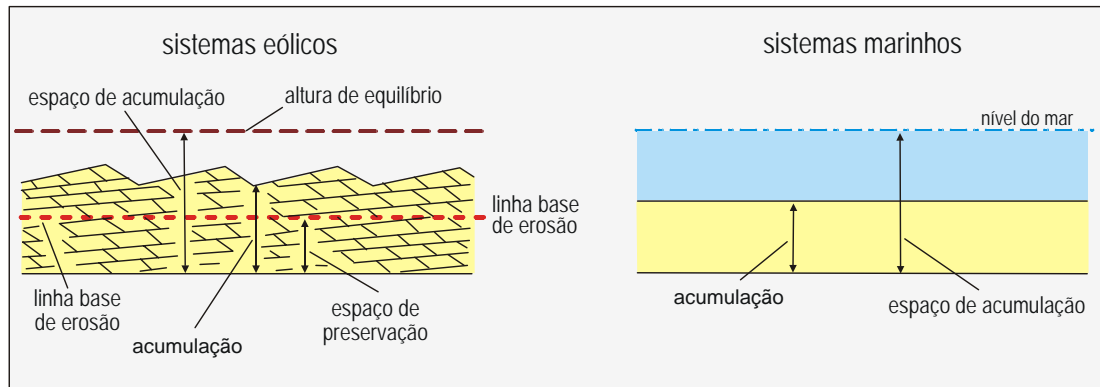


Figura 2-13—Representação esquemática dos distintos conceitos de acumulação, espaço de acumulação, espaço de preservação e espaço de acomodação em estratos eólicos e marinhos (Kocurek e Haholm, 1993).

Os principais fatores que promovem a preservação de estratos eólicos são (i) a subsidência, associada, principalmente, ao tectonismo, sobrecarga ou compactação mecânica dos sedimentos, (ii) a inclusão do volume acumulado na zona saturada, em resposta a uma subida (relativa ou absoluta) do nível freático provocada por subsidência ou alterações climáticas, ou, nas regiões sob a influência marinha, à eustasia, e, (iii) o desenvolvimento de superfícies estabilizadas que representem obstáculos efetivos à ação dos processos erosivos.

De forma geral, as regras que determinam a construção, acumulação e preservação de um corpo rochoso eólico são determinadas pela simultaneidade favorável de variáveis independentes. O exemplo atual observado em muitos *ergs* do Saara ilustra bem esta situação, e mesmo que o balanço do fluxo sedimentar em algumas áreas seja positivo, existe baixo potencial de preservação de suas acumulações no registro estratigráfico, pois estão alojadas em áreas cratônicas estáveis (Kocurek, 1996).

2.3.2. Controles alogênicos da estratigrafia eólica

Os elementos básicos da arquitetura estratigráfica de sistemas eólicos são as configurações verticais e laterais das acumulações e suas supersuperfícies (Kocurek, 1999). As supersuperfícies são horizontes com expressão geológica regional, guardando informações básicas acerca da gênese dos depósitos, na forma de promover o estabelecimento de um arcabouço estratigráfico de unidades eólicas. Estas normalmente associadas a mudanças deposicionais dos *ergs*, contendo, portanto, informações sobre a história sedimentar e climática de uma bacia. As supersuperfícies denotam períodos de inatividade da acumulação eólica, delimitando assim, eventos eólicos distintos ou marcando o final da sedimentação eólica. As características e a geometria das supersuperfícies também fornecem indicações a respeito dos mecanismos envolvidos na formação de depósitos eólicos intra e extra *ergs* (Havholm e Kocurek, 1994).

Sistemas eólicos marginais a áreas marinhas podem recuar ou se retrair durante movimentos transgressivos. De forma oposta, nos rebaixamentos do nível mar, os *ergs* são suscetíveis a crescimentos causados por um incremento da provisão e disponibilidade sedimentar resultante da degradação da plataforma continental exposta.

Como nos demais ambientes afastados da influência marinha, os principais fatores alogênicos que atuam direta ou indiretamente em sistemas eólicos são o clima e a tectônica (Kocurek, 1988). A história evolutiva de um sistema eólico idealizado é marcada por fases climáticas distintas, com a tectônica atuando de forma indireta. O estágio inicial de construção do *erg* está inserido em contextos de clima árido e ventos fortes, durante os ciclos glaciais (*icehouse*). As etapas seguintes, de acumulação e preservação, relacionam-se a períodos interglaciais (*greenhouse*), em condições atmosféricas mais úmidas (figura 2-14).

Tectônica

O tectonismo mostra-se presente em sistemas eólicos através do controle direto e indireto do suprimento sedimentar, em resposta às transformações topográficas e hidrológicas, como também no desenvolvimento das bacias sedimentares (figura 2-14). Os padrões de circulação atmosférica dependem da posição geográfica

fica dos continentes, que, por sua vez, são determinadas pelo arranjo global das placas litosféricas.

A atividade tectônica é capaz de modificar o relevo e provocar a denudação de áreas positivas expostas, com conseqüente incremento na provisão sedimentar. Por outro lado, a elevação do gradiente topográfico de uma região soerguida pode ser acompanhada por mudanças no regime de circulação dos ventos e por aumentos na capacidade de escoamento das águas superficiais e do seu poder erosivo.

A tectônica também define o padrão de drenagem regional, refletindo na capacidade de captação de sedimentos pela rede hidráulica. Períodos prolongados de quiescência tectônica repercutem na depleção da fonte de abastecimento sedimentar. Eventos tectônicos extra-bacinais têm o poder de também interferir, de modo significativo, no desenvolvimento dos depósitos, da plenitude a completa destruição de *ergs*.

Mesmo que a relação entre paleo-estruturas e a presença de unidades eólicas seja imprecisa, é provável que algumas ocorrências tenham sofrido um certo controle tectônico, como o exemplo apontado por Blakey (1988) e Kocurek (1991), na região sudoeste dos EUA. Os estratos eólicos do Platô do Colorado, talvez a mais expressiva ocorrência eólica já reconhecida no registro stratigráfico – uma coluna sedimentar com cerca de 3500m de espessura e distribuição geográfica numa área com mais de 1 milhão de km² – revelam forte identidade com as principais feições estruturais modernas, provavelmente, herdadas de antigas zonas de instabilidade crustal à época da deposição e preservação, do Neocarbonífero ao final do Jurássico, um período com cerca de 160 milhões de anos. O alinhamento, a sucessão vertical e a geometria externa das unidades eólicas mostram notável concordância com o arcabouço estrutural atual, o que sugere que os *ergs* experimentaram um significativo controle tectônico.

Clima

Os principais agentes climáticos que interferem diretamente nos processos de deflação, transporte, acumulação e preservação de sistemas eólicos são chuva, temperatura e vento. Provavelmente, uma supersuperfície estabelecida por mudanças climáticas desenvolver-se-á em grandes áreas, na escala de bacia ou até

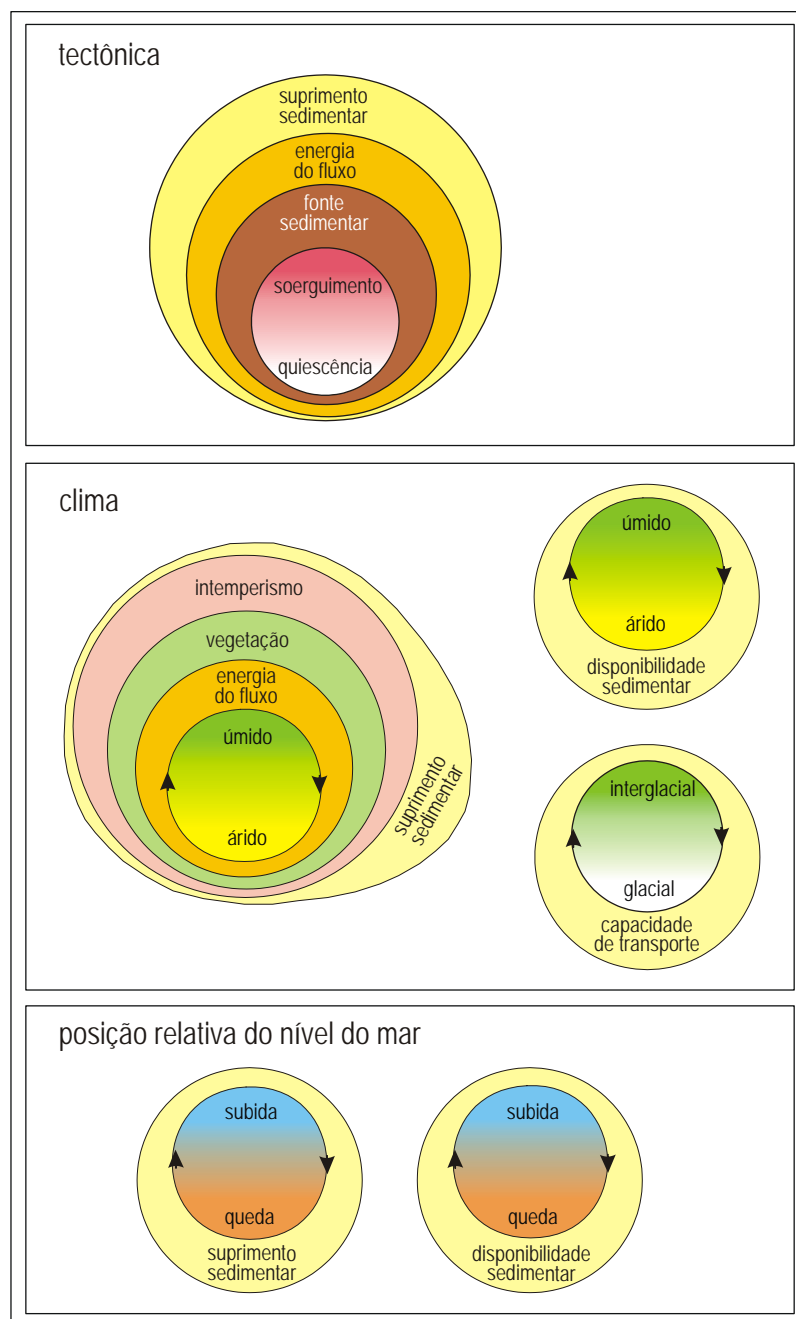


Figura 2-14—Controle tectônico, climático e eustático no suprimento, disponibilidade sedimentar e capacidade de transporte do vento (Kocurek, 1999).

Além de promover a instalação de áreas-fonte, soerguimentos modificam o gradiente do relevo, e, portanto, a capacidade de transporte e o poder erosivo das correntes fluviais. O modelo tectônico define o padrão regional da drenagem e os potenciais pontos de suprimento sedimentar eólico.

O clima também responde pela atividade fluvial e, principalmente, pela extensão da cobertura vegetal e pelas taxas de intemperismo e erosão. Langbein e Schumm (1958, *apud* Kocurek, 1999) acreditam que as maiores taxas de erosão ocorrem na transição entre períodos sub-úmidos e semi-áridos. Reduzindo a vegetação, melhora o escoamento superficial, com incremento da magnitude das cheias. As taxas de precipitação cresceriam nas fases transicionais.

As oscilações eustáticas podem afetar o suprimento sedimentar. Nas transgressões e momentos de paradas do nível relativo do mar, o volume de sedimentos diminui pela subida do nível de base, enquanto que nas regressões os processos erosivos são intensificados.

mais. As transformações climáticas podem se relacionar a eventos globais de longa duração, como a deriva continental, ou a fenômenos externos relacionados à órbita terrestre, conforme já exposto no tópico da estratigrafia de sistemas fluviais (item 2.2.1), ou ainda, a eventos de alta frequência temporal, a exemplo de mudanças induzidas pelo movimento de células de alta pressão.

Como discutido anteriormente, a temperatura e os níveis de saturação de água na área de proveniência são os elementos que regulam as taxas de intemperismo e erosão, mecanismos básicos de desagregação e fragmentação das rochas. O escoamento das águas superficiais de sistemas aluviais e fluviais também contribui de forma efetiva para o abastecimento sedimentar de sistemas eólicos (figura 2-14). A distribuição e o volume pluviométrico respondem pela cobertura vegetal, agente responsável pela fixação de solos, interferindo na disponibilidade do material a ser mobilizado para o interior de *ergs*, na estabilização de sistemas eólicos e na imposição de limites à deflação eólica (Marzolf, 1988). Nos períodos áridos, se processam a dessecação de cursos e corpos d'água e o rebaixamento no nível freático, cujos efeitos podem promover os processos erosivos e a disponibilidade sedimentar. Segundo Langbein e Schumm (1958, *apud* Kocurek, 1999), as mais significativas taxas erosivas ocorrem durante a transição de climas sub-úmidos para semi-áridos (figura 2-14).

A capacidade de transporte do vento está relacionada aos padrões eólicos locais, gradientes de pressão atmosférica, topografia e efeitos orbitais terrestres. Os sítios de acumulação eólica correspondem a regiões onde o fluxo saturado em sedimentos experimenta desaceleração e expansão vertical, ou áreas em que há convergência de ventos, ou ainda quando a circulação atmosférica é submetida a barreiras topográficas. A energia eólica tem potencial para transportar sedimentos por grandes distâncias, da ordem de centenas a milhares de quilômetros. Sarnthein (1978) e Kocurek (1988; 1998) admitem que as mais significativas ocorrências de *ergs* se inserem em contextos de máximos glaciais, períodos em que há significativas quedas nas taxas de evaporação/precipitação e são implantadas condições extremas de aridez e de regimes de ventos fortes. De forma oposta, nas épocas de fusão das calotas polares e estabelecimento de condições mais úmidas na superfície, prosperaram os processos destrutivos de sistemas eólicos (figura 2-14).

O exemplo das bacias sedimentares do norte da África estabelecidas no Terciário, e que atualmente compõem o deserto do Saara, tem uma história geoló-

gica bastante complexa devido à superposição de inúmeros eventos climáticos e tectônicos. A figura 2-15 ilustra bem a dinâmica sedimentar eólica que região do Saara que passou sucessivas mudanças climáticas ao longo do tempo geológico.

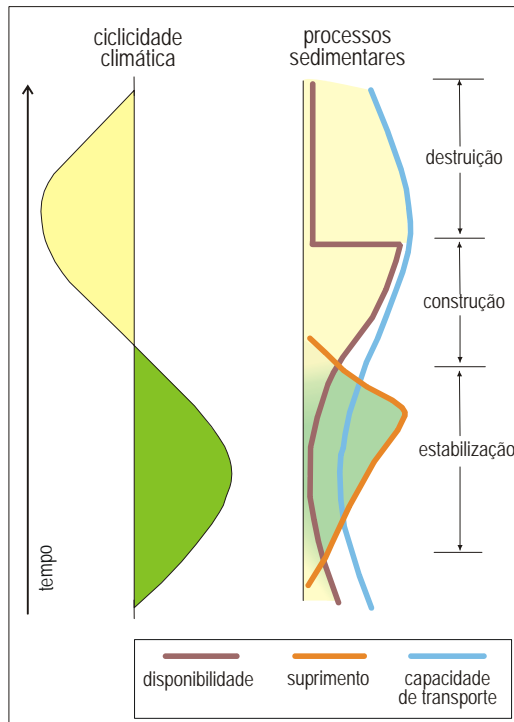


Figura 2-15–Diagrama idealizado do regime sedimentar na região do Saara (Kocurek, 1999).

A sedimentação do Saara é constituída por ciclos de altas taxas de suprimento sedimentar durante períodos úmidos, seguidos por ciclos de construção dos *ergs* nos períodos de aridez, quando o suprimento é limitado, mas a disponibilidade sedimentar e a capacidade de transporte são altas. Os sedimentos que alimentam o Saara, provavelmente estão associados a sistemas aluviais, fluviais e lacustres estabelecidos no Neogeno (23,8-1,81Ma). A inatividade destes sistemas foi provocada por modificações climáticas, implantando-se um quadro favorável à expansão de sistemas eólicos no final do Plioceno. Com a manutenção das condições de aridez e exaustão do suprimento sedimentar, alguns *ergs* do Saara exportam areia para fora do sistema, tendo o oceano Atlântico como depocentro (Wilson, 1973 e Mainguet e Chemin, 1983, *apud* Kocurek, 1999).

As acumulações eólicas registradas nos últimos 120 mil de anos possuem gênese relacionada aos ciclos climáticos de diferentes ordens, do Pleistoceno ao Holoceno, e cuja evolução do espaço de acumulação foi ditada pelas flutuações do nível freático. A preservação foi reduzida nos tempos de extrema aridez, em consequência da queda do nível freático, e a fixação das acumulações foi incrementada nos períodos mais úmidos, quando a cobertura vegetal se desenvolveu (Kocurek, 1998).

3. Contexto geológico

O conhecimento geológico atual da Bacia do Recôncavo foi acumulado em mais de meio século de prospecção de petróleo na área. As atividades exploratórias iniciaram-se em 1937 sob os auspícios do antigo Conselho Nacional de Petróleo, e posteriormente intensificadas com a atuação da Petrobras, no que resultou um considerável volume de dados: – a perfuração de cerca de 5800 poços e o registro de mais de 57000km de linhas sísmicas de reflexão. Além do elevado potencial petrolífero desta bacia que incentivou os estudos da área, a evolução dos conceitos e do conhecimento científico registrado nas últimas décadas trouxe uma significativa contribuição para o entendimento da geologia regional e local.

3.1. Arcabouço geológico regional

A Bacia do Recôncavo localiza-se no centro-leste do Estado da Bahia, ocupando uma área aproximada de 11500km² (figura 3-1). As suas feições geométricas e o arcabouço estrutural foram, provavelmente, marcadas pelos elementos tectônicos do substrato onde se implantou o rifte (Milani, 1985). Tem a conformação de um meio-*graben* alongado segundo a direção NE-SW, com a borda falhada definida a leste através do Sistema de Falhas de Salvador, cujos rejeitos podem superar 6000m. A margem flexural da bacia é demarcada a oeste com o escudo cristalino através do Sistema de Falhas de Maragogipe. A norte e noroeste, o Recôncavo é separado da Bacia de Tucano pelo Alto de Aporá, e ao sul, com a Bacia de Camamu, pela Falha da Barra (figura 3-2).



Figura 3-1—Localização da Bacia do Recôncavo em relação à América do Sul, Brasil e bacias contíguas (editado por Dias Filho, 2002).

A arquitetura assimétrica condiciona o mergulho regional das camadas para SE, em direção aos maiores depocentros (figura 3-3). O principal sistema de falhamentos da Bacia do Recôncavo é dado por falhas extensionais, normais, com altos mergulhos, longitudinais à direção principal do rifte e responsáveis pelo estabelecimento de uma série de blocos falhados sub-paralelos. (Milani, 1985). Outro importante elemento estrutural refere-se às falhas de transferência, transversais ao eixo

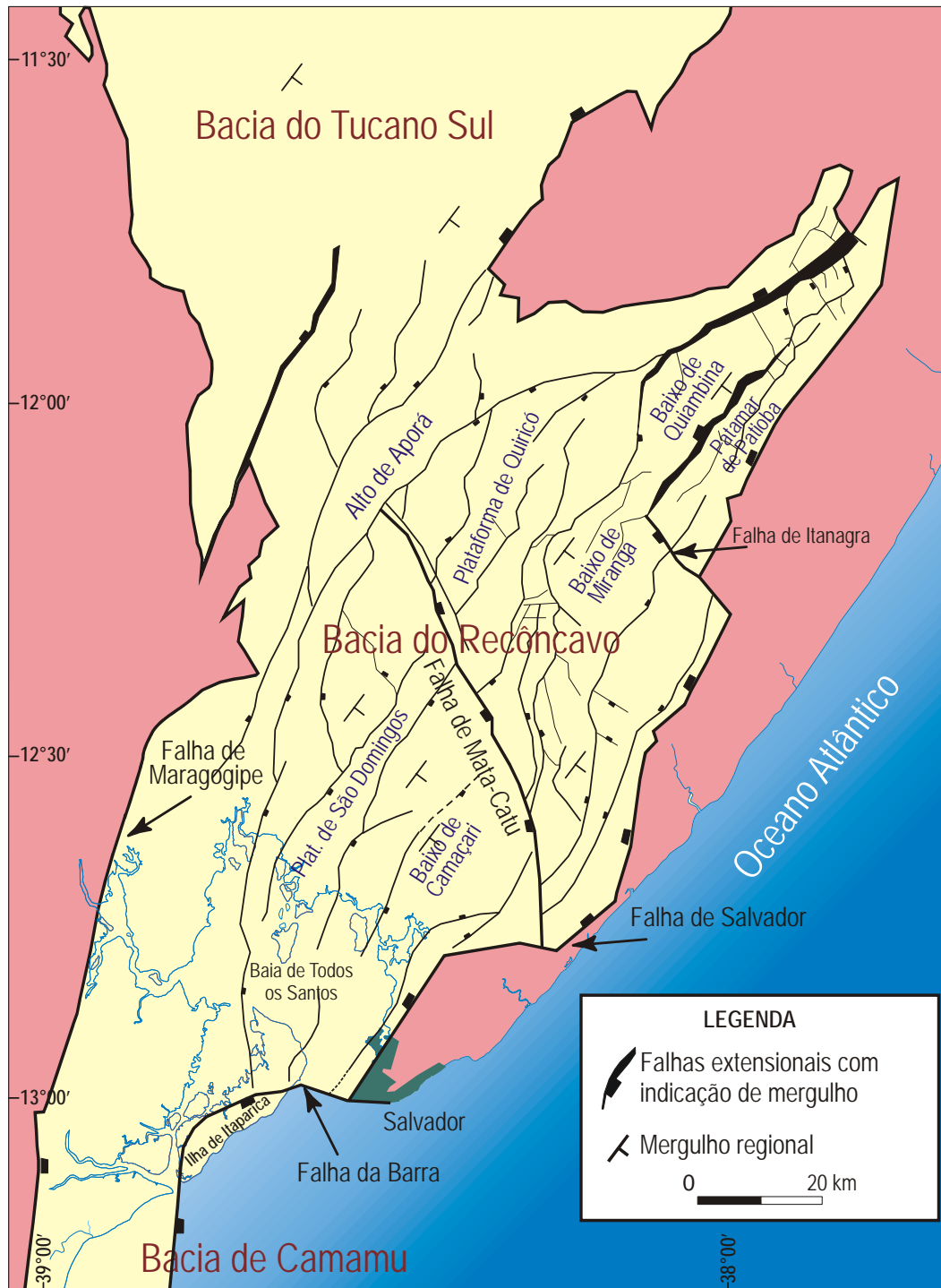


Figura 3-2—Limites e arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo ao nível da seção pré-rifte (Santos, 1998, editado por Milhomem *et al.*, 2003).

maior do rifte. Representam zonas de acomodação a uma tectônica extensional diferenciada ao longo da bacia, a exemplo das falhas de Mata-Catu e de Itanagra-Araçás, que segmentaram o Recôncavo em três sub-bacias, os denominados compartimentos Sul, Central e Nordeste.

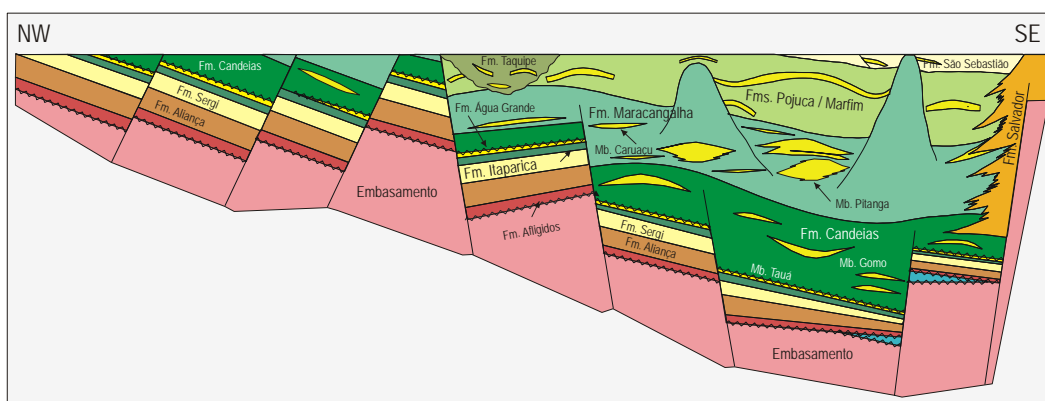


Figura 3-3—Seção geológica esquemática da Bacia do Recôncavo na direção aproximada NW-SE, ressaltando a morfologia de meio-graben e o depocentro a leste (editado por Milhomem *et al.*, 2003).

A coluna estratigráfica da Bacia do Recôncavo foi formalizada por Viana *et al.* (1971) e sofreu modificações de Netto e Oliveira (1985), Aguiar e Mato (1990) e Caixeta *et al.* (1994) (figura 3-4). O zoneamento bioestratigráfico está embasado na ocorrência de ostracodes não-marinhos, que individualizam 9 zonas e 26 subzonas. A partir dos critérios bioestratigráficos locais, foram definidos seis unidades cronoestratigráficas, os andares Dom João, Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá e Alagoas. A correlação dos andares locais com a escala cronoestratigráfica internacional é controversa, visto que há grandes dificuldades em associar sucessões continentais com os andares da escala cronoestratigráfica padrão, que, em sua maioria, provêm de estratos marinhos (Regali e Viana, 1989; Arai *et al.*, 1989).

A litoestratigrafia do Recôncavo é caracterizada por sedimentos paleozóicos, pelas unidades juro-cretácicas (pré-rifte e rifte) e pelas coberturas terciárias e quaternárias. O Supergrupo Bahia encerra todos os sedimentos depositados durante os estágios pré-rifte e rifte, sendo composto pelos grupos Brotas, Santo Amaro, Ilhas e Massacará. O embasamento do pacote sedimentar é composto por rochas de alto grau de metamorfismo e metassedimentos do Cráton do São Francisco, uma ampla área crustal estabilizada ao término do Ciclo Transamazônico, no Eoproterozóico (Almeida e Hasui, 1984, *apud* Lana e Milani, 1986) (figura 3-5).

A área de estudo em que está inserido o rifte intracontinental do Recôncavo-Tucano-Jatobá constitui um ramo abortado do rifteamento sul-atlântico ocorrido entre o Berriasiano e o Eoaptiano (144-118Ma). Este evento foi originado pelo estiramento crustal que resultou na fragmentação do paleocontinente do Gond-

wana, do qual fazem parte os demais riftes intracontinentais da margem continental brasileira estabelecidos nessa época (Milani, 1985).

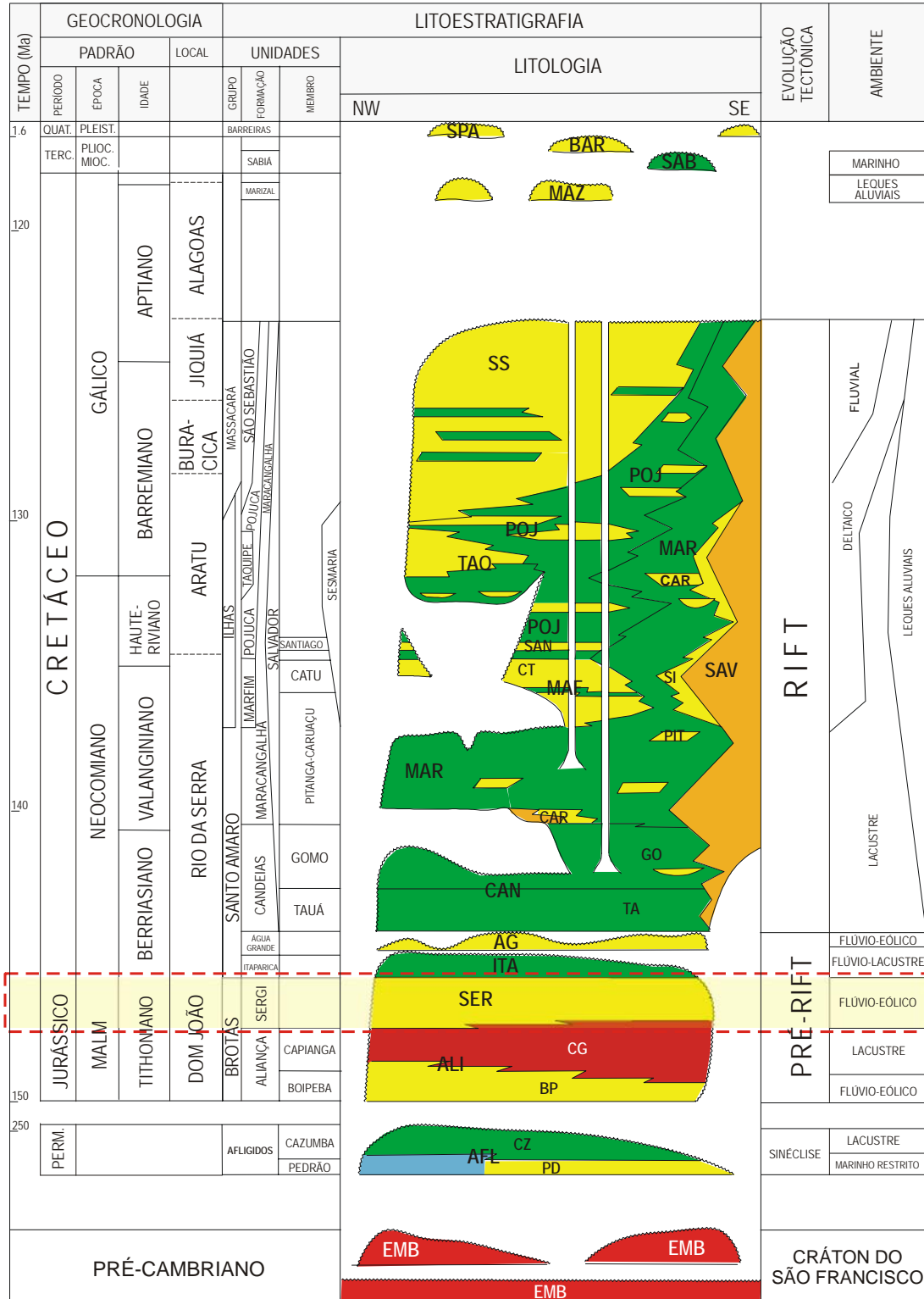


Figura 3-4—Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo (Caixeta *et al.*, 1994). Em destaque, o intervalo de estudo.

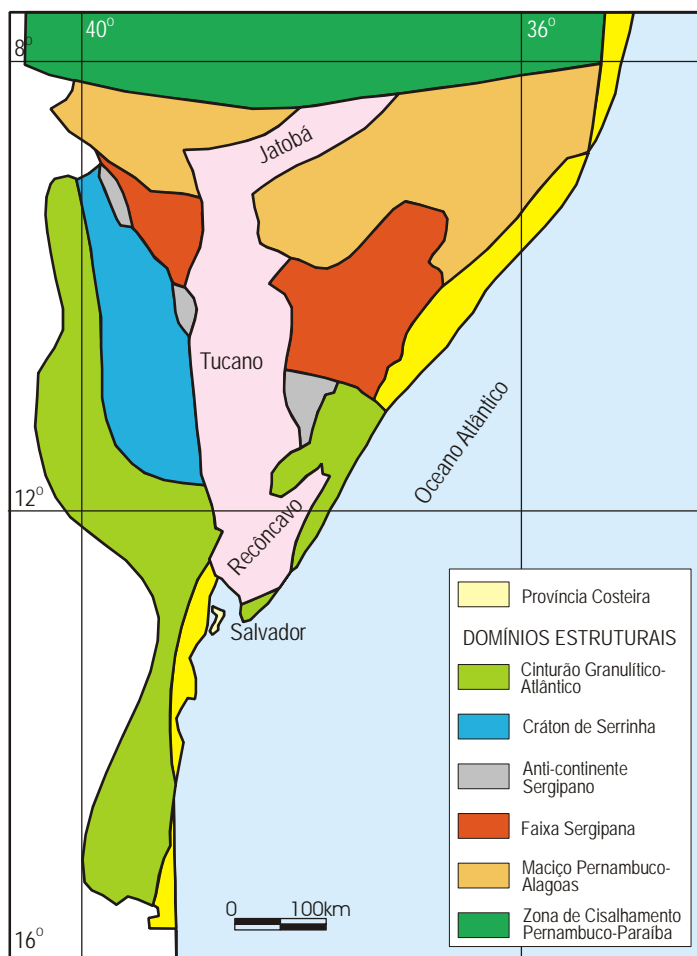


Figura 3-5—Arcabouço geotectônico do embasamento marginal ao rifte intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá. (Magnavita, 1992, editado por Costa *et al.*, 2003).

3.2. Evolução tectono-sedimentar

A Bacia do Recôncavo e as demais bacias marginais atlânticas, bem como suas contrapartes no oeste do continente africano mantêm estreitas relações genéticas associadas ao evento de distensão das placas litosféricas ocorrido no Eocretáceo, que culminou com rompimento e origem do oceano Atlântico Sul. A evolução termomecânica da depressão, onde mais tarde se instalou o rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, pode ser compartimentado em quatro estágios tectono-sedimentares distintos, denominados de sinéclise, pré-rifte, rifte e pós-rifte (Ponte e Asmus, 1976; Ojeda, 1982, Magnavita e Davison, 1994, *apud* Campinho, 2002). O desenvolvimento da fase marinha registrada nas bacias marginais brasileiras não encontra correspondência na Bacia do Recôncavo, pois teve a sua história tectono-sedimentar interrompida ao tempo do Andar Alagoas.

O *estágio de sinéclise* tem origem e evolução complexas, e está regularmente associado ao preenchimento de áreas intracratônicas durante o Paleozóico, a exemplo das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná. O registro sedimentar dessa fase nas bacias marginais brasileiras representa uma extensão relictiva de antigos depósitos durante o Permiano e Triássico, sob condições regressivas e clima árido, em lagos e mares epicontinentais restritos.

Na Bacia do Recôncavo, o estágio de sinéclise está caracterizado nos sedimentos permo-triássicos da Formação Afligidos. O Membro Pedrão corresponde à sua porção basal e é constituído por sedimentos clásticos, evaporitos e laminitos algálicos acumulados em ambientes parálicos, sob a ação de ondas e marés. O intervalo superior, o Membro Cazumba, foi depositado em um contexto lacustre e é representado, predominantemente, por pelitos avermelhados (Aguiar e Mato, 1990; Milhomem *et al.*, 2003).

O *estágio pré-rifte* está relacionado ao processo de estiramento crustal que antecedeu o seu rompimento. Um grande hiato estimado em 100 milhões de anos separa esta seqüência dos depósitos da fase de sinéclise (Souza-Lima *et al.*, 2003). A sedimentação desta fase é expressa por uma alternância de ciclos lacustre-flúvio-eólicos, representados, essencialmente, por pacotes oxidados e avermelhados. No nordeste brasileiro, o registro desta fase ocorreu do Tithoniano ao Valaginiano (150-131Ma) numa ampla e rasa calha subsidente, a Depressão Afro-Brasileira, área que se estendia além das fronteiras atuais das bacias de Almada, Camamu, Recôncavo, Tucano, Jatobá e Sergipe-Alagoas, e incorporava as porções correlatas da costa oeste da África (Ponte *et al.*, 1971; Estrella, 1972). No sul do Brasil, é possível que os arenitos flúvio-eólicos inseridos na Formação Guará correspondam ao estágio pré-rifte nas bacias do Paraná e de Pelotas (Scherer, comunicação pessoal, 2005).

A preservação da sedimentação pré-rifte foi assegurada pelo abatimento de blocos falhados durante o rifteamento. Nas bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, os sedimentos associados ao estágio pré-rifte estão contidos nas formações Aliança, Sergi, Itaparica (Caixeta *et al.*, 1994). Ao centro-norte da Depressão Afro-Brasileira, no Recôncavo e sub-bacia do Tucano Sul, os depósitos pré-rifte são balizados pela Formação Água Grande. Ao sul, nas bacias de Almada e Camamu, o pacote pré-rifte é composto pelos sedimentos das formações Sergi e Itaípe. Os *red beds* da Formação Aliança ocorrem apenas em Camamu.

O registro faciológico foi controlado pelas variações nas taxas de subsidência da bacia e pelo clima. Os depósitos aluviais das formações Aliança e Sergi, provenientes de W/SW, se acomodaram nas primeiras etapas de flexura da crosta, sob condições de aridez, enquanto que, os sedimentos das formações Itaparica, Água Grande e Itaípe estão inseridos num contexto de aumento na taxa de subsidência e clima mais úmido. Segundo a cronoestratigrafia local, essas unidades correspondem ao Andar Dom João e a porção basal do Andar Rio da Serra (figura 3-4).

A implantação do *estágio rifte* se deu após o rompimento da placa litosférica em resposta aos esforços distensivos. O período compreendido entre o Berriasiano e o Valanginiano (144-131Ma) marca o início do evento ao longo da costa leste brasileira, enquanto que na margem equatorial, a propagação da ruptura ocorreu do Barremiano ao final do Albiano (125-113Ma) (Souza-Lima e Hamsi Jr., 2003b). A sedimentação desta fase foi fortemente condicionada à presença de altos e baixos estruturais, com destaque para os processos gravitacionais subaquosos e subaéreos, e a sedimentação flúvio-deltaica desenvolvida axialmente aos riftes (Milhomem *et al.*, 2003).

Na Bacia do Recôncavo, o estágio rifte foi implantado no Berriasiano (144-138Ma), a partir do processo de falhamentos junto à borda leste, no sistema de falhas de Salvador. A elevada taxa de subsidência, o pronunciado tectonismo e o clima mais úmido permitiram a instalação de um lago profundo e estreito. Até o Valanginiano (138-131Ma), predominou uma sedimentação pelítica intercalada a pacotes arenosos gerados por fluxos gravitacionais subaquosos, conforme testemunham os depósitos das formações Candeias e Maracangalha no Andar Rio da Serra, de acordo com a cronoestratigrafia local.

Com a redução da atividade tectônica e da taxa de subsidência ao final do Valanginiano, os depocentros foram progressivamente assoreados e a bacia adquiriu uma configuração em rampa, favorecendo progradações deltaicas de N/NW. Os sedimentos deltaicos estão contidos nas formações Pojuca e Marfim, as unidades que formam o Grupo Ilhas, e equivalem ao Andar Aratu e à porção superior do Andar Rio da Serra. Como resultado das cíclicas variações batimétricas do lago, se desenvolveu uma sucessão de arenitos e pelitos e de delgados níveis carbonáticos, com expressão regional cronoestratigráfica no intervalo compreendido pela Formação Pojuca. Após o preenchimento da fossa baiana no Barremiano (125-119Ma) foram

instalados sistemas fluviais axiais ao rifte, formalmente contidos na Formação São Sebastião, andares Buracica e Jiquiá.

Durante toda a fase rifte, junto à borda falhada a leste, leques aluviais sintectônicos depositaram uma espessa cunha conglomerática compreendida na Formação Salvador.

A evolução do estágio rifte nas bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá contou com a interferência determinante das anisotropias estruturais dos terrenos nos quais se instalou, e seu desenvolvimento abortado no Eoaptiano. A trajetória da ruptura, que se propagava de sul para norte, foi infletida para leste a partir do Lineamento de Pernambuco, zona de cisalhamento orientada preferencialmente em sentido transversal àqueles existentes a sul. Assim, estas regiões atuaram como ponto de resistência à ruptura crustal, deslocando-a para outra posição. No Hauteriviano (131-125Ma), o processo de separação das placas litosféricas alcançou a região da Bacia de Sergipe-Alagoas, progredindo até a ruptura plena (Milani, 1985; Souza-Lima e Hamsi Jr., 2003b).

O estágio pós-rifte é marcado pelo encerramento dos movimentos tectônicos e estabelecimento da subsidência térmica no interior do rifte durante o Eoaptiano (119-117Ma), Andar Alagoas. A área foi, então, submetida a sucessivos basculamentos e sofreu um arrasamento erosional que imprimiu uma morfologia tabular ao relevo. Com a subsidência térmica ocorrida no Andar Alagoas, progradaram sistemas de leques aluviais em amplas áreas no nordeste brasileiro, que correspondem à Formação Marizal.

Após um período de cerca de 65 milhões de anos de não-deposição, se sucedeu uma transgressão marinha, e que no sul do Recôncavo está testemunhada nos pelitos e calcáreos miocênicos que compõem a Formação Sabiá (Ghignone, 1979). O basculamento regional para leste durante o Plioceno motivou a instalação de sistemas aluviais, registrados nos sedimentos do Grupo Barreiras.

Depósitos aluviais, praias e eólicos quaternários encerram o registro sedimentar da bacia.

3.3. Área de estudo

A área enfocada neste trabalho, o Campo de Fazenda Bálamo, é um importante pólo produtor de petróleo localizado no Compartimento Nordeste da Bacia do Recôncavo (figura 3-6). Seu poço descobridor foi locado em 1983 sobre um alto estrutural mapeado ao nível da Formação Sergi pelo método sísmico de reflexão.

O Compartimento Nordeste ocupa uma área aproximada de 1500km² e está posicionado entre o Alto de Salvador, a leste e sudeste, o Alto de Aporá, a norte e noroeste, e a falha de Itanagra-Araçás, a sudoeste.

Acompanhando o arcabouço geral da bacia, a seção pré-rifte no Compartimento Nordeste está estruturada pelos dois principais sistemas de falhamentos, de direções NE-SW e NW-SE (figura 3-2). O sistema NE-SW, mais expressivo, é representado pelas falhas normais antitéticas de Pedras e Patioba, mergulhantes para NW, sentido contrário ao basculamento do embasamento para SE. Estas falhas individualizam três feições estruturais neste compartimento, o Patamar de Capianga, o Baixo de Qiambina e o Patamar de Patioba. O sistema de falhas NW-SE é exemplificado pelas falhas de Alvorada, Baixa Grande e Palmeiras. Esse sistema, embora menos proeminente, delineou os *horsts* e *grabens* no compartimento.

O incremento das atividades exploratórias por parte da Petrobras no Compartimento Nordeste da Bacia do Recôncavo no início dos anos 80 resultou na descoberta de várias áreas produtoras de petróleo, e além de Fazenda Bálamo, se destacam os campos de Riacho da Barra, Rio do Bu, Rio Itariri, Fazenda Alvorada, Cidade de Entre Rios e Riacho Ouricuri. As acumulações de hidrocarbonetos se distribuem, principalmente, ao longo das seções sedimentares pré-rifte e rifte, e estão associadas, em sua maioria, a feições anticlinais localizadas no Patamar de Patioba. A estruturação da área foi fundamental para o traqueamento de petróleo nos reservatórios. Braga (1987) associou a formação de altos estruturais no Patamar de Patioba aos esforços compressivos regionais de idade pós-Buracica. As áreas plataformais do rifte, de subsidência mais lenta, comportaram-se como sítios relativamente estáveis aos esforços tectônicos que causaram falhamentos distensionais de direção NE-SW (Ghignone, 1979; Santos, 1998).

O Campo de Fazenda Bálamo encontra-se no município de Esplanada, a cerca de 140km ao norte de Salvador e ocupa uma área com, aproximadamente,

7,5km². No presente, existem 211 poços perfurados no campo, dos quais, 100 atingiram a Formação Sergi entre as profundidades de 1070 a 1630 metros, com espessuras média, mínima e máxima de 93, 11 e 150 metros, respectivamente. Em poucos casos, a Formação Sergi está omitida na área.

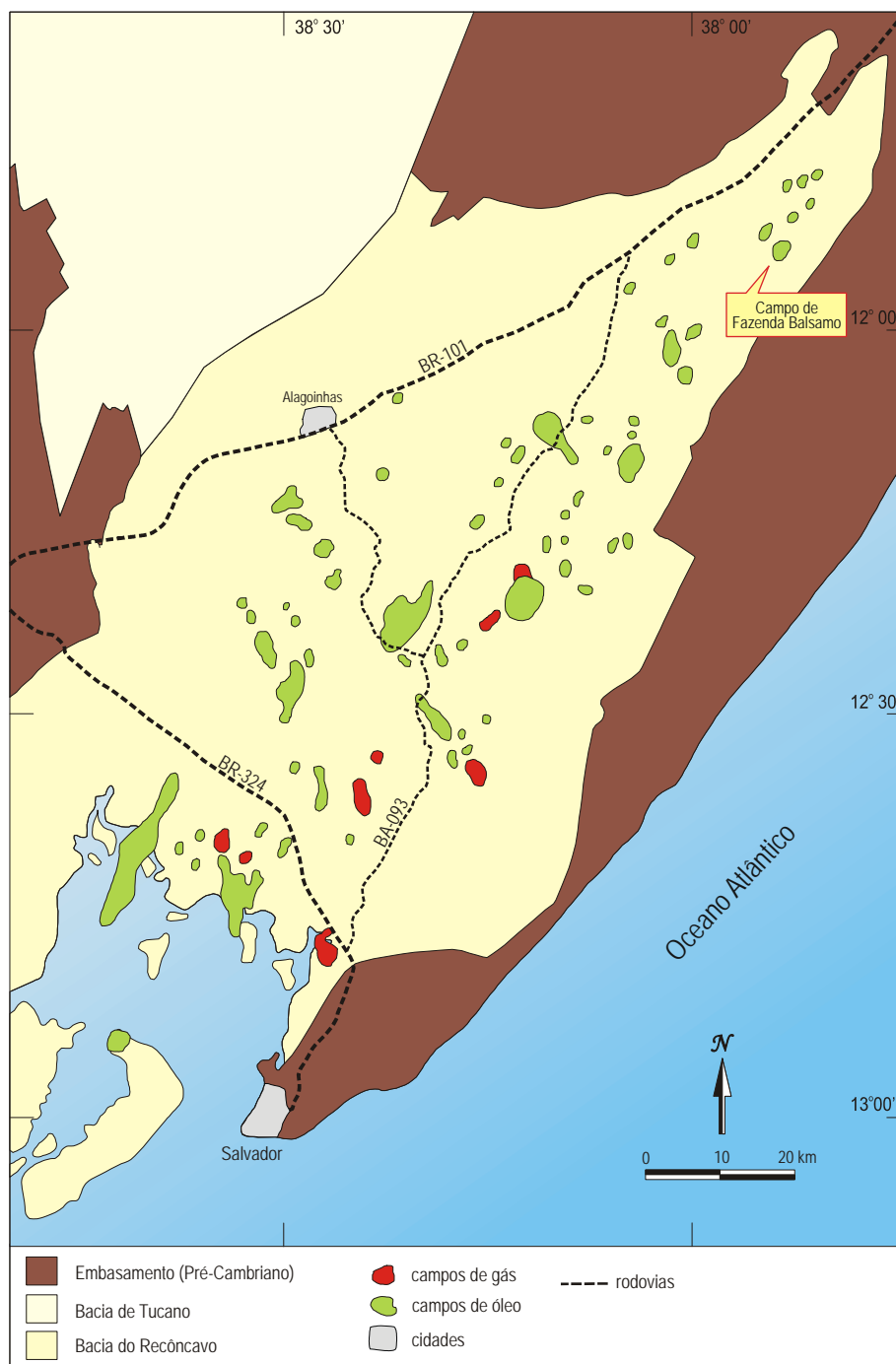


Figura 3-6—Localização dos principais campos de óleo e gás da Bacia do Recôncavo. Em destaque, a nordeste, o Campo de Fazenda Bálsmo (editado por Dias Filho, 2002).

Em termos estruturais, o Campo de Fazenda Bálsamo está situado no Patamar de Patioba, e ao nível da Formação Sergi, o campo guarda uma forma dômica alongada segundo a direção NE-SW. Compreende um conjunto de blocos falhados e arranjados entre as feições limitantes que demarcam o campo, as falhas de Patioba e de Fazenda Bálsamo (figura 3-2).

A coluna sedimentar que ocorre em Fazenda Bálsamo é composta, da base para o topo, pelos depósitos das formações Aliança, Sergi, Itaparica, Água Grande, Candeias, Salvador e do Grupo Barreiras. Rochas do embasamento cristalino e metassedimentos do Grupo Estância servem de substrato à seção pré-rifte. Segundo Pinho (1987), as sedimentações deltaica do Grupo Ilhas e fluvial do Grupo Massacará foram, provavelmente, inibidas pela progradação dos leques aluviais da Formação Salvador na margem leste do rifte. Para Daniel *et al.* (1989) e Pereira (1995), tal ausência local é creditada a um basculamento generalizado das camadas para SE, seguido de uma ampla denudação durante o Andar Alagoas. Com base em correlações estratigráficas e dados geoquímicos (reflectância da vitrinita), foi estimado que este episódio erosivo removeu cerca de 1600 metros de sedimentos das formações Marizal, São Sebastião, Pojuca, Marfim e a porção superior da Formação Candeias (Daniel, *op. cit.*).

Os principais reservatórios do Campo de Fazenda Bálsamo estão encerrados nos arenitos das formações Candeias, Água Grande, Itaparica e Sergi, e acumulações de menor importância encontram-se nas rochas fraturadas do Grupo Estância. De acordo com relatório de reservas da Petrobras de junho de 2005, o óleo contido nos reservatórios da Formação Sergi representava cerca de 35% do volume original do óleo de Fazenda Bálsamo.

A exploração comercial do óleo contido nos arenitos da Formação Sergi está restrita à parte centro-oeste do Campo de Fazenda Bálsamo. No flanco leste do campo, os esforços exploratórios foram direcionados para os arenitos da Formação Candeias, pois os reservatórios da Formação Sergi encontram-se numa posição estrutural desfavorável e revelam-se completamente saturados de água.

4. Caracterização do intervalo estudado

Neste capítulo serão apresentados alguns aspectos genéricos e particulares da Formação Sergi formulados por vários autores, principalmente no que se refere às idéias centrais do modelo tectônico evolutivo regional. Em seguida, será apresentada uma breve resenha e os avanços conceituais acerca de sua história deposição, quadro geotectônico, posicionamento cronoestratigráfico e interpretações paleogeográficas e paleoclimáticas acumulados em mais de meio século de atividade exploratória na bacia.

4.1. Panorama geotectônico – a Depressão Afro–Brasileira

As sucessões pré-rifte nas bacias de Almada, Camamu, Recôncavo, Tucano e Jatobá compreendem um espesso e contínuo pacote sedimentar depositado numa ampla bacia platiforme interior, cujas dimensões ultrapassavam a sua ocorrência geográfica atual, ao tempo em que os continentes africano e sul-americano ainda permaneciam unidos, no Neojurássico. Denominada de Depressão Afro-Brasileira por Ponte *et al.* (1971), esta calha rasa e alongada, com direção aproximada N-S, estendia-se desde o estado das Alagoas até o sul da Bahia, e na costa oeste da África, entre as repúblicas dos Camarões e de Cabinda, ocupando uma área de cerca de 500.000km² (figura 4-1).

O registro sedimentar durante o Andar Dom João está representado nas bacias do Jatobá, Tucano, Recôncavo, Camamu e Almada, principalmente, pelas formações Aliança e Sergi, na Bacia de Sergipe-Alagoas, pelas formações Bananeiras e Serraria, na Bacia do Araripe, pelas formações Brejo Santo e Missão Velha, e na Bacia do Rio do Peixe, pelas formações Souza e Antenor Navarro (figura 4-2). No

lado africano, os depósitos homólogos aos brasileiros são denominados de formações M'Vone e N'Dombo, na Bacia do Gabão, e de Formação Lucula, na Bacia do Congo-Cabinda.

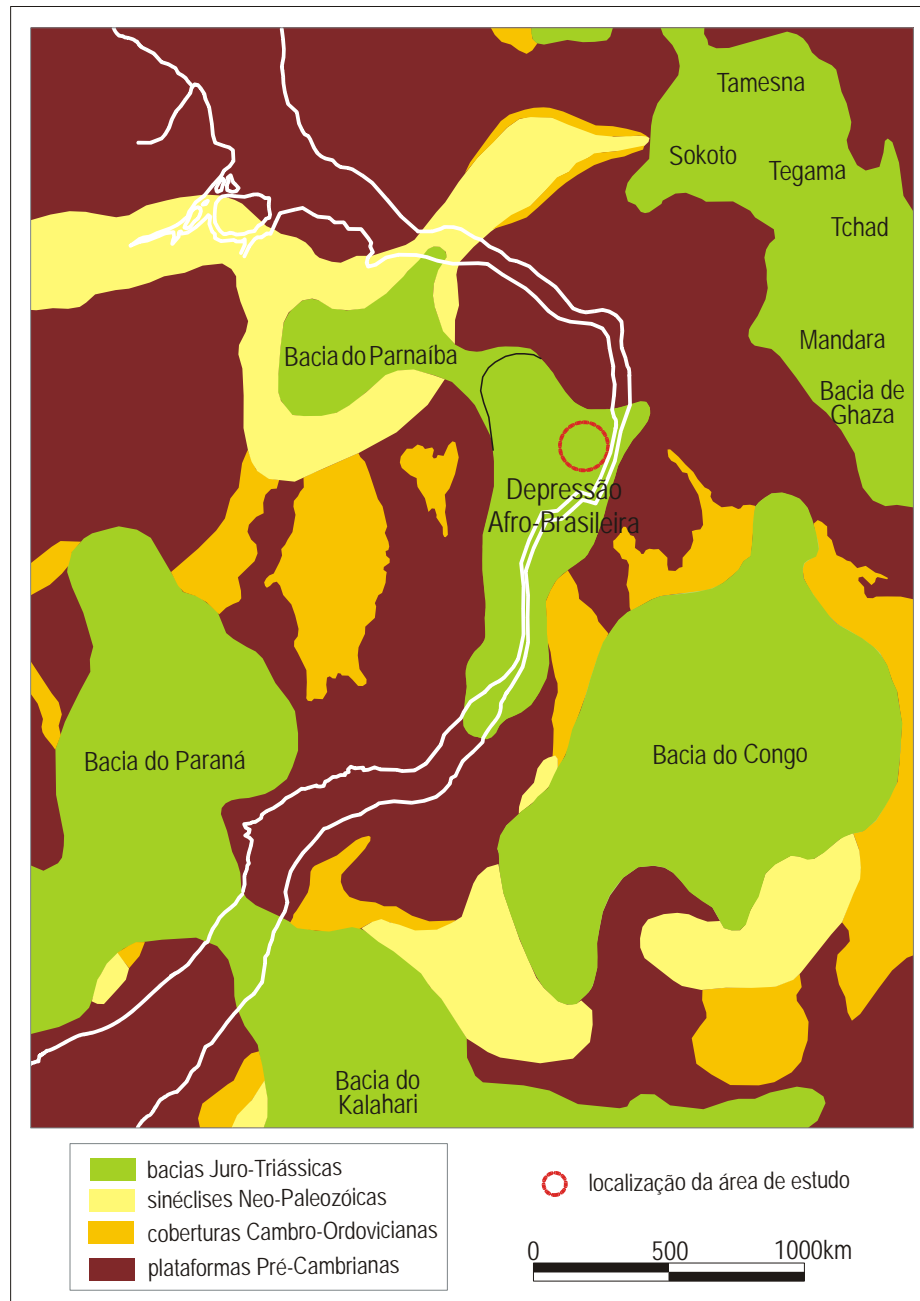


Figura 4-1—Mapa paleogeológico pré-Cretáceo da Depressão Afro-Brasileira (Ponte *et al.*, 1972; Garcia *et al.*, 1991).

Já Ghignone (1979), correlaciona o registro pré-rifte no nordeste brasileiro com as unidades Bilantem e M'Vily, Bacia do Gabão. Garcia (1991, 1998) faz referência a outros depósitos supostamente equivalentes aos sedimentos mesozóicos

que foram acumulados em pequenas depressões residuais nordestinas, a exemplo das bacias de Mirandiba, Lavras da Mangabeira, Rio Bastiões, Rafael Fernandes, Pau dos Ferros e Rio Nazaré.

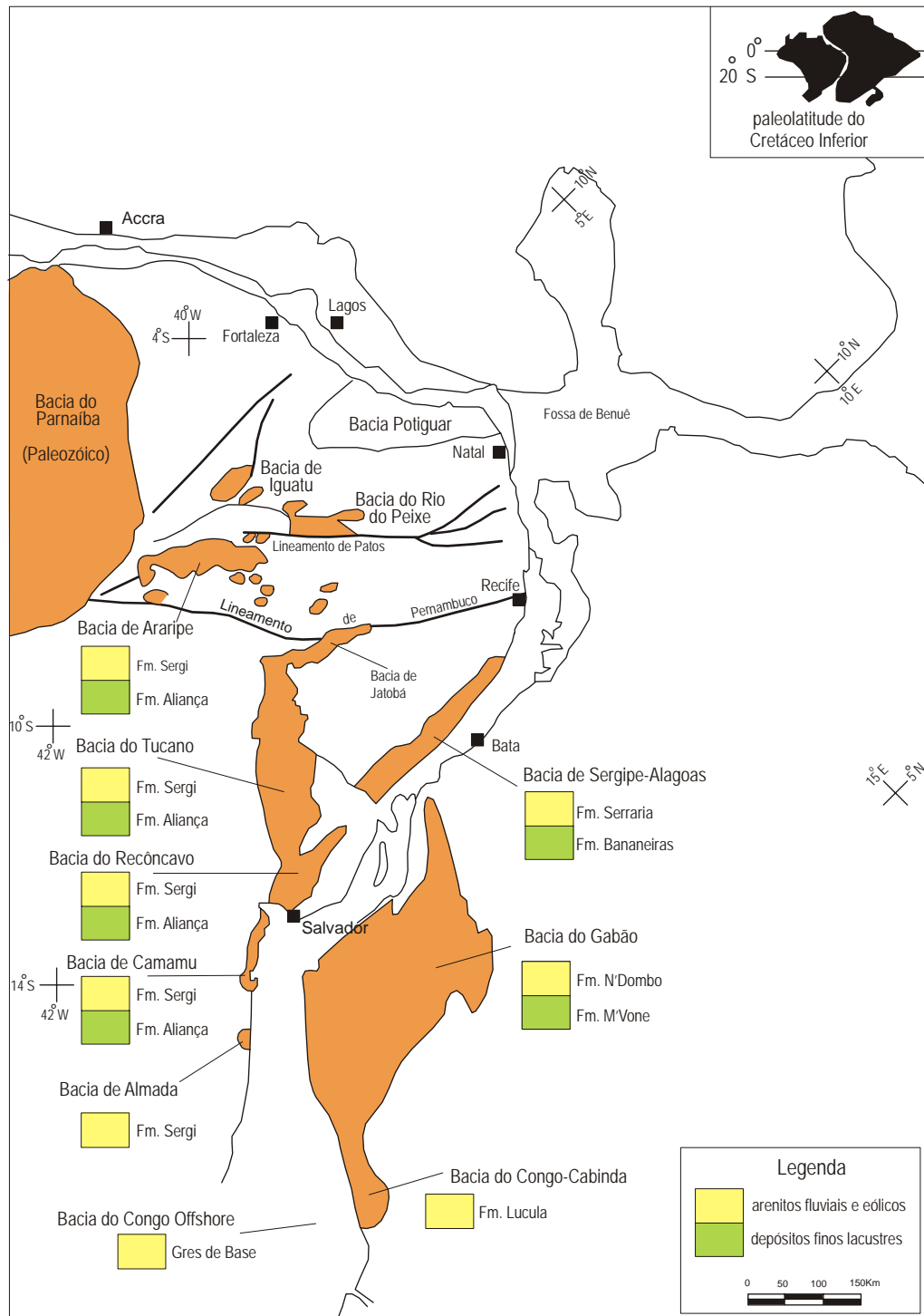


Figura 4-2–Registro sedimentar durante o Andar Dom João nas bacias do nordeste brasileiro e oeste africano (Garcia *et al.*, 1998, modificado de Ponte e Asmuz, 1976, 1978, e Sztamari *et al.*, 1987).

A deposição do Grupo Brotas reflete condições cratônicas relativamente estáveis. No entanto, suas isópacas denunciam a manifestação de incipiente movimentação vertical da crosta e que, mais tarde, demarcaria os contornos gerais do rifte desenvolvido no Cretáceo. Ghignone (1979) suspeita que a feição delimitadora do rifte a leste na Bacia do Recôncavo, o Alto de Salvador, já se encontrava levemente delineado durante o Andar Dom João, sem se configurar, no entanto, numa barreira efetiva à deposição das unidades pré-rifte (figura 4-3).

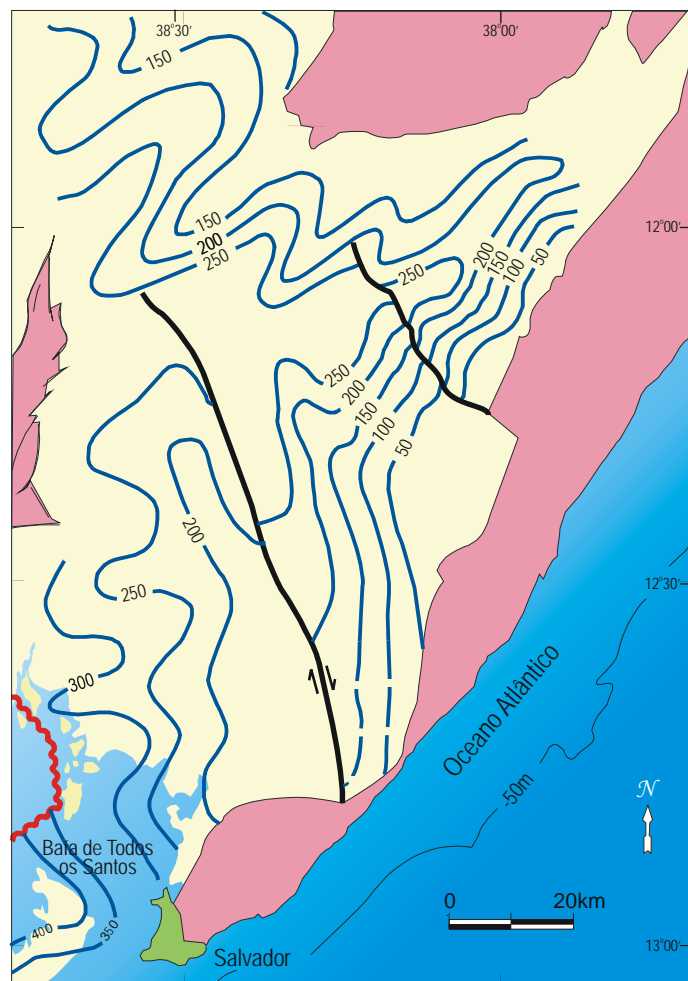


Figura 4-3–Mapa de isópacas da Formação Sergi. Intervalo de contorno: 50m (Figueiredo *et al.*, 1994).

Dois origens distintas têm sido atribuídas às bacias sedimentares estabelecidas anteriormente aos riftes eocretácicos. Uma interpretação advoga que essas bacias seriam a expressão do adelgaçamento crustal provocado por esforços tensionais da litosfera; a segunda hipótese defende a idéia de que as bacias jurássicas representam sinclinais periféricas à domação da crosta.

Segundo Estrella (1972; 1973), a Depressão Afro-Brasileira foi implantada no interior do supercontinente do Gondwana em resposta a um extenso soerguimento crustal assimétrico ali desenvolvido. Tal hipótese explicaria a ausência parcial, por erosão, de unidades pré-cambrianas, os grupo Bambuí e Estância na parte central alçada. Associadas à suposta ascensão da crosta a partir do Triássico-Jurássico, formaram-se depressões periféricas, que ocuparam parte das antigas sinéclises paleozóicas e, no flanco norte do soerguimento, se alojou a Depressão Afro-Brasileira. Este estágio de reativação da plataforma brasileira, caracterizado como um período de intensa deformação vertical, foi correlacionada com a de Wealden, Alemanha, por Almeida (1967, *apud* Munne *et al.*, 1972).

Ponte *et al.* (1978) admitiram que o evento que culminou com a ruptura do Gondwana talvez já se manifestasse no Neopermiano, quando se deu início um longo período de arqueamento e soerguimento da crosta. Neste vasto geoanticlinal se destacavam duas feições dômicas mais pronunciadas: – uma ao sul, entre Santa Catarina e o Rio de Janeiro, e outra ao norte, entre Pernambuco e a Paraíba. No período compreendido entre o Neopermiano e o Neojurássico se processou a erosão da cobertura sedimentar depositada sobre o anticlinal que vagarosamente ascendia. Os sedimentos resultantes dessa denudação foram, então, carregados por agentes continentais para as depressões periféricas do Parnaíba e Paraná, no Brasil, e do Gabão, na África. Ao final do Jurássico, a subsidência da área interdômica posicionada na crista do geanticlinal conduziu à formação da Depressão Afro-Brasileira, onde foram captados os sedimentos aluviais provindos das porções elevadas adjacentes. Netto *et al.* (1982) supôs que o estabelecimento da Depressão Afro-Brasileira já era uma manifestação do campo de tensões atuantes na litosfera e que, mais tarde, culminariam na tafrogênese cretácica.

Morgan (1983) também defende a hipótese de que o mecanismo propulsor à domação da crosta e ao enfraquecimento da junção entre as placas sul-americana e africana teria relação direta com a existência de *hotspots* no Gondwana central (Souza-Lima e Hamsi Jr., 2003a,b). Associado ao soerguimento crustal, se desenvolveriam depressões periféricas onde foram implantadas as sedimentações pré-rifte (figura 4-4).

A outra vertente de idéias admite que a evolução tectônica da área se ajusta ao modelo de rifteamento passivo. Milani (1985) acredita em deformação por

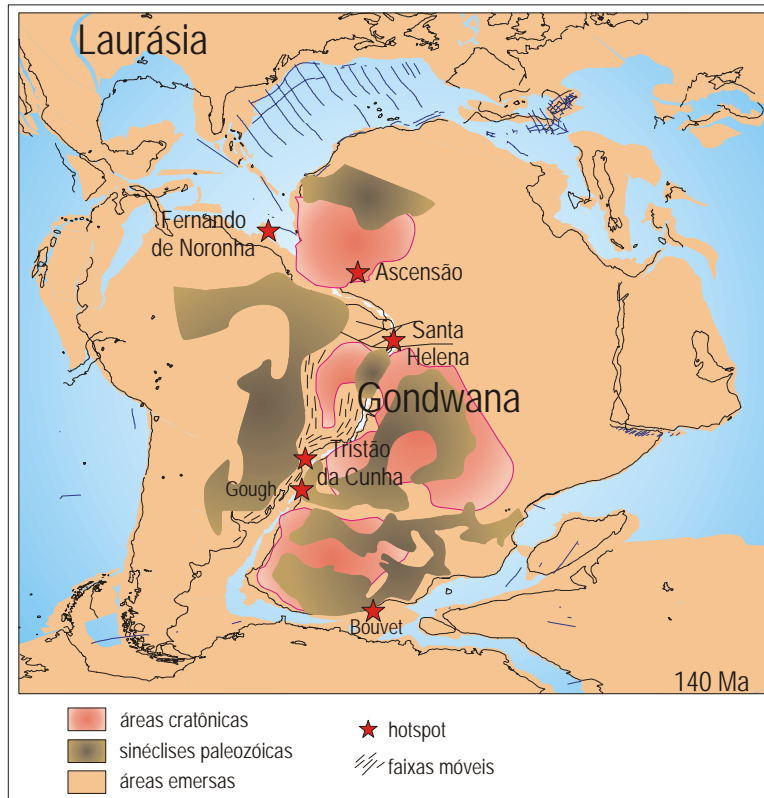


Figura 4-4– Reconstituição paleogeográfica do Gondwana, com os *hot spots* que provocaram o soerguimento da crosta, no Eocretáceo (Morgan, 1983; editado por Souza-Lima e Hamsi Júnior, 2003b).

estiramento crustal e que este evento tectônico já estava em curso durante a sedimentação do Grupo Brotas. No Neojurássico, na bacia recém formada em resposta ao evento tracional dominavam os processos de subsidência por flexuramento, uma vez que a crosta ainda não havia superado o seu limite de resistência elástica. Os perfis da crosta construídos com dados gravimétricos revelaram, em relação às vizinhanças, um adelgaçamento nas áreas onde estão implantadas as bacias do Tucano Sul e Recôncavo, como consequência dos esforços distensivos que atuaram no Mesozóico. O autor acha pouco provável que a deformação tenha sido provocada por um soerguimento crustal pré-rifte por efeito de convecção astenosférica, visto que não há evidências gravimétricas para sustentar tal hipótese.

4.2. A Formação Sergi – evolução dos conhecimentos

Desde meados do século passado, quando foi iniciada a pesquisa de petróleo no Brasil, os arenitos da Formação Sergi revelaram-se como um atraente alvo exploratório. Sua ampla expressão regional e as significativas espessuras regularmente observadas conferem-lhe a particularidade de conter os principais reservató-

rios da Bacia do Recôncavo, e que, segundo dados da Petrobras de junho de 2005, respondem por cerca de 38% do volume original de óleo *in place* da Bacia do Recôncavo. Tal importância econômica estimulou a realização de inúmeros projetos multidisciplinares, que tanto versaram aspectos geológicos regionais como observaram-na detalhadamente em estudos que focaram a geometria interna de seus reservatórios.

4.2.1. Interpretação paleoambiental

Segundo Bruhn e De Ros (1987), a primeira referência científica dos arenitos da Formação Sergi foi documentada no trabalho “*Geology and Physical Geography of Brazil*”, de 1870, em que Charles Frederick Hartt, a convite do Imperador D. Pedro II, relata suas pioneiras expedições ao longo da costa e interior do Brasil, particularmente quando navegava próximo à foz do rio Paraguaçu.

Com a descoberta de petróleo na Bahia em 1939 sob o patrocínio do antigo Conselho Nacional de Petróleo, que fora criado um ano antes, foi despertado um natural interesse em prospectar os reservatórios contidos na Formação Sergi, em razão das consideráveis espessuras reveladas e nas dimensões da sua área de ocorrência. Segundo vários autores (Petrobras, 1958; Fonseca *et al.*, 1961; Moreira da Silva, 1966), a denominação Sergi para designar o intervalo de arenitos grossos da porção superior da então considerada Formação Brotas está creditada a Taylor (1946, *apud* Viana *et al.*, 1971).

Barnes e Luz (1949), de forma pioneira, subdividiram o “Membro Sergi” da “Formação Brotas” em três intervalos (Superior, Médio e Inferior) fundamentados, principalmente, nos atributos cor e granulometria observados nos afloramentos a oeste da cidade de Santo Amaro da Purificação, no vale do rio Sergi, onde se encontra a seção-tipo da unidade. Através do exame de outros aspectos texturais, estruturas sedimentares em testemunhos e da assinatura de perfis elétricos nos poços de alguns campos do Compartimento Sul do Recôncavo (*e.g.* campos de Dom João e Itaparica), os autores refinaram o modelo tripartite em sete intervalos permeáveis, identificados do topo para a base, como zonas “C” até “I”. A uniformidade litológica de seus sedimentos e a ampla distribuição horizontal por toda a Bacia do Recôncavo,

induziu Barnes e Luz (*op. cit.*) a acreditar que a deposição do “Membro Sergi” se deu sob condições imutáveis.

Ao assumir o comando da política petrolífera no país em outubro de 1953, quando foi criada pelo governo brasileiro, a Petrobras deu um forte impulso ao estudo das várias bacias sedimentares brasileiras. Na Bahia, a empresa instituiu em 1956 o projeto denominado de “Estudos da Bacia”, um repositório de toda ordem informações e conhecimentos geológicos sobre o preenchimento sedimentar da Bacia do Recôncavo, continuamente atualizados até 1961 (Petrobras, 1958). No exame da coluna geológica em vigência à época, o “Membro Sergi” foi elevado à categoria de formação dentro do Grupo Brotas, por se tratar de uma unidade mapeável por toda a Bacia do Recôncavo. Já nessa época, foi observada uma tendência regional de espessamento da unidade para sul e sudoeste. A parte inferior da Formação Sergi foi associada a uma sedimentação deltaica e parálica, enquanto que os arcóseos e subarcóseos de granulação grossa a conglomerática da seção superior retratariam relevos com maiores gradientes, como consequência de presumível tectonismo junto à fonte. A ocorrência de cristais de feldspatos pouco alterados seria indicativa de transporte a curtas distâncias e rápida deposição.

Mesmo que o uso dos termos “Formação Sergi” tenha se consagrado no projeto “Estudos da Bacia” (Petrobras, 1958), a formalização da unidade tal como dita o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica, ocorreu, de fato, somente na revisão estratigráfica das bacias do Recôncavo e Tucano, por Viana e colaboradores, em 1971.

Em 1961, Fonseca *et al.* apresentaram o resultado da investigação em uma grande área sedimentar na parte centro-norte da Bacia do Recôncavo, entre os campos produtores de Água Grande e Buracica, que ainda não havia sido mapeada com o detalhamento estratigráfico e estrutural requerido à prospecção de jazidas de petróleo. A esta época, na Formação Sergi já se encontravam as mais importantes acumulação de óleo e gás da bacia. Para os autores, a homogeneidade litológica, a relevante expressão areal e as grandes espessuras registradas sugerem uma ambientação marinha e, na sua parte basal, com a interferência de processos deltaicos.

A partir dos testemunhos do Campo de Buracica, Miura (1962) compartilhou das idéias de Fonseca *et al.* (1961) quanto à suposta gênese marinha-deltaica dos sedimentos da Formação Sergi. Mas, julgava que a brusca mudança lito-

lógica e textural entre o Sergi Médio e o Superior seria a expressão de um hiato deposicional.

O primeiro levantamento sistemático regional das paleocorrentes deposicionais da Formação Sergi foi elaborado por Moreira da Silva (1966) com base nas medidas das propriedades vetoriais das estruturas sedimentares primárias, principalmente nos afloramentos da borda oeste da Bacia do Recôncavo. O autor concluiu que os sedimentos finos, correspondentes à porção mediana e basal de Barnes e Luz (1949), foram depositados por correntes que se dirigiam para N e NW, e os clásticos mais grossos da parcela superior da formação foram transportados em direção ao S e SW. O padrão textural do intervalo e a mudança no sentido das paleocorrentes implicariam numa mudança da área de proveniência e seriam a expressão de um período de erosão ativa provocada por um soerguimento da área norte, flexionando a bacia para sul. O conjunto de dados sedimentares encontrados na Formação Sergi levou Moreira da Silva (*op. cit*) a deduzir que sua deposição se sucedeu em um ambiente de planície aluvial a lacustrina, sob clima quente e semi-árido.

Na investigação cronoestratigráfica dos sedimentos da Chapada do Araripe e de seus correlacionáveis ao sul, nas bacias de Sergipe-Alagoas, Jatobá, Tucano e Recôncavo, Braun (1966) vinculou os depósitos clásticos grossos da Formação Sergi a uma rede de drenagem fluvial. As características litológicas aliadas à presença de grande quantidade de troncos de coníferas de porte considerável e geralmente mutilados, indicariam regimes torrenciais provocados por correntes de grande competência e responsáveis pela ampla ocorrência areal da formação.

De acordo com a narrativa de Bruhn e De Ros (1987), durante a década de 1960 e início dos anos 70, o zoneamento operacional dos reservatórios da Formação Sergi em escala de detalhe foi, em essência, firmado com base nas feições grafo-elétricas de perfis de poços. Os estudos sedimentológicos então realizados, acompanhavam às técnicas em voga, que à época eram pautadas em análises de distribuição granulométrica, morfoscopia dos grãos e constituintes do arcabouço e matriz.

Exemplos desta aplicação estão reportados nos estudos de Fonseca e Jobim realizados na década de 1960, e que tinham como principal objetivo o delineamento da história sedimentar da Formação Sergi na Bacia do Recôncavo. Os resultados confrontaram dados de diferentes áreas da bacia, inicialmente em Dom

João (Fonseca e Jobim, 1967), e depois nos campos de Água Grande, Buracica, Fazenda Azevedo, Sesmaria e Fazenda Imbé (Fonseca e Jobim, 1969). Tal encaminhamento corroborou para a identificação regional de três intervalos principais, denominados de membros Inferior, Médio e Superior, depositados sob condições fluviais. A partir das variações granulométricas laterais, os autores inferiram que o sentido das paleocorrentes dos depósitos da Formação Sergi foi de norte para sul, e que a área de proveniência se encontrava a N e NW da bacia, em divergência com o apresentado por Moreira da Silva (1966) para os intervalos mediano e basal da unidade. Em Dom João, a existência de uma associação mineralógica qualitativamente invariável na fração arenosa, ao longo de todo intervalo da Formação Sergi, foi creditada à existência de uma única área de proveniência. Segundo a interpretação de Fonseca e Jobim (1969), durante a deposição dos membros Inferior e parte do Médio, a bacia mostrava maiores valores batimétricos. Posteriormente, ao tempo da sedimentação do membro Superior, a bacia foi se tornando mais rasa, verificando-se um aumento da energia dos processos envolvidos.

As observações de Fonseca e Jobim (1969) sobre o comportamento anômalo do pacote pré-rifte no Compartimento Nordeste do Recôncavo, porção estrutural da bacia onde se localiza o alvo deste trabalho, merecem registro especial. Embasado em dados paleontológicos e sedimentológicos das áreas de Sesmaria, Fazenda Imbé e Fazenda Azevedo, os autores sugeriram a existência de uma discordância local. A exemplo das áreas citadas e como será mostrado adiante, a Formação Sergi no Campo de Fazenda Bálsamo também revela uma redução significativa na sua espessura quando confrontada com outros compartimentos do Recôncavo.

Na década de 1970, de uma maneira geral, os projetos de caracterização de reservatórios voltaram a atenção para os dados sedimentológicos, considerando, principalmente, os atributos texturais das rochas. Boa Nova e Jobim (1971), fundamentados nas curvas de distribuição de frequências granulométricas de amostras coletadas em testemunhos de poços nos campos de Água Grande e Dom João, dividiram a Formação Sergi em quatro unidades litoestratigráficas, designadas em ordem deposicional como I, II, III e IV. Correlacionando os mapas isópacos regionais destas unidades no Recôncavo e Tucano Sul com a atitude das estruturas sedimentares mencionadas em trabalhos anteriores, juntamente com a análise de perfis elétricos e o exame de lâminas delgadas, os autores estabeleceram um modelo para a

deposição da Formação Sergi que compreendia duas séries sucessivas de eventos. A primeira série constituía-se numa seqüência regressiva lacustre-fluvial, que incluía o Membro Capianga da Formação Aliança e as unidades I e II da Formação Sergi. A segunda série era formada por uma seqüência transgressiva fluvial-lacustre das unidades III e IV do Sergi e pelos pelitos da Formação Itaparica.

A unidade I seria o resultado de uma rápida progradação deltaica sobre os *red-beds* da Formação Aliança, a partir de SW. A unidade II representaria os depósitos de cursos fluviais meandantes com a mesma orientação da unidade I. A deposição da unidade III acusaria um tectonismo desencadeado na área-fonte, e seria o registro de sistemas fluviais entrelaçados, implantados pelo aumento da competência do agente transportador, que se dirigia, principalmente, na direção N/NE-S/SW. A unidade IV documenta o fim dos eventos tectônicos na área-fonte, com o retorno de um padrão fluvial meandrante, à semelhança da unidade II, desaparecendo por completo os leitos conglomeráticos.

A geometria das unidades I e II indica uma fonte de SW, enquanto que a das unidades III e IV, uma fonte situada a N/NW ou a S/SE. Boa Nova e Jobim (1971) acreditam que as controvérsias a respeito das paleocorrentes da Formação Sergi se deva ao fato dos estudos até então elaborados (Moreira da Silva, 1966; Fonseca e Jobim, 1967, 1969) se limitarem à Bacia do Recôncavo, cuja extensão não representaria 10% da área de sedimentação da Formação Sergi.

Voltado à capacitação dos geólogos da Petrobras, no início da década 1970 foram criados vários grupos de trabalho, denominados de CPEG, cujo objetivo maior, além de treinar o corpo técnico, era de apurar a compreensão temporal e espacial das unidades estratigráficas nas bacias sedimentares onde a empresa atuava. O projeto “Análise Estratigráfica do Andar Dom João – Bacia do Recôncavo e do Tucano Sul” (Munne *et al.*, 1972) interpretou o Grupo Brotas como o registro de sistemas de leques aluviais com sedimentos lacustrinos frontais síncronos. Os clásticos grossos da Formação Sergi representariam a última fase de progradação dos leques aluviais provindo de SW/W para NE/E, e que evoluíram para um sistema fluvial entrelaçado, e nas porções mais distais, para um sistema lacustre (figura 4-5).

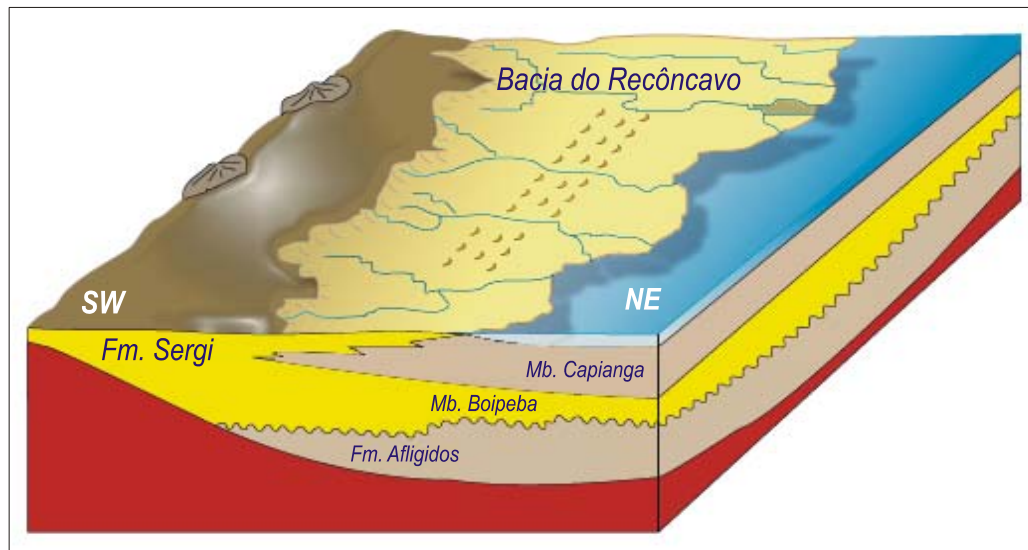


Figura 4-5–Reconstituição paleogeográfica do estágio pré-rifte (Medeiros e Ponte, 1981).

No estudo da zona “G”, parte inferior da Formação Sergi no Campo de Dom João Mar Sul, Abreu (1979) diagnosticou pela primeira vez a presença de depósitos eólicos, a partir da análise dos atributos texturais e do reconhecimento de estruturas sedimentares indicativas em testemunhos e nos afloramentos do vale do rio Sergi e da ilha de Itaparica. Segundo o autor, a sedimentação da Formação Sergi se deu em um ambiente de rios entrelaçados, onde as areias das barras eram constantemente retrabalhadas pelo vento nas épocas de estiagem. As dunas eólicas, por sua vez, eram erodidas pela ação do fluxo fluvial durante as cheias subsequentes.

O trabalho intitulado “Projeto Andar Dom João”, de autoria de Netto *et al.* (1982), trouxe grande contribuição ao conhecimento da seção sedimentar equivalente ao Andar Dom João que ocorre nas bacias do Jatobá, Tucano, Recôncavo, Camamu e Almada. Embasado na avaliação sistemática de composição, textura e estruturas sedimentares de um grande volume de dados de testemunhos, seções aflorantes e análises petrográficas e petrofísicas, o estudo resultou na individualização de treze associações faciológicas e de cinco fases diagenéticas. As unidades apresentam identidade operacional, portanto mapeáveis regionalmente, e estariam encerradas em três grandes sucessões continentais contínuas: (1) o sistema de lagos Aflijdos, que, posteriormente, à luz de novos conhecimentos, foi associado a condições parálicas e lacustres vigentes no Permo-Triássico (Aguiar e Mato, 1990), (2) o sistema flúvio-eólico Boipeba, que procedeu um grande afogamento representado pela implantação

do sistema lacustre Capianga, e (3) o sistema flúvio-eólico Sergi, caracterizado como uma espessa seção *coarsenig-upward* progradante.

Na Formação Sergi que ocorre na Bacia do Recôncavo, Netto *et al.* (1982) reconheceram três associações de fácies, denominadas, da base para o topo, de Distal, Mediano, Proximal, correlacionáveis àquelas identificadas pioneiramente por Barnes e Luz (1949). Adicionalmente, Netto e seus colaboradores particularizaram uma quarta unidade no topo do Sergi, designada de Arenitos Maturados.

O Sergi Distal foi interpretado como o registro de um sistema fluvial meandrante implantado nas áreas menos subsidentes, cuja alimentação provinha, essencialmente, do Alto de Aporá. A planície aluvial implantada refletiria uma acomodação à carga sedimentar dos lamitos Capianga. O espessamento do Sergi Distal para leste foi atribuído à subsidência diferencial da “Bacia Brotas”.

O Sergi Mediano estaria identificado com um aumento generalizado da subsidência e do gradiente da bacia, principalmente junto à sua parte oeste. Tais condições propiciaram o estabelecimento de um sistema fluvial entrelaçado, com canais efêmeros orientados de W para E, e resultaram em extensos depósitos tabulares, com tendência ao adelgaçamento lateral. Nos períodos de maior aridez, se desenvolveriam localmente campos de dunas eólicas sobre a planície aluvial. Níveis de paleossolos carbonáticos representariam uma duradoura parada no aporte sedimentar.

Os sedimentos grossos e mal selecionados do Sergi Proximal estariam relacionados à porção mais à montante de um sistema de canais fluviais não-confinados que progradavam de W para E, sob condições áridas e semi-áridas. Constituiriam depósitos heterogêneos, descontínuos e amalgamados, com marcante presença de argilas infiltradas mecanicamente nos poros de arenitos e conglomerados, como resultado da percolação de águas lamosas de enxurradas, nos estágios precoces da diagênese.

Os Arenitos Maturados foram interpretados como produto do retrabalhamento eólico sobre os leques aluviais da Formação Sergi, em situação de clima árido, durante breve parada na subsidência da bacia. Sua distribuição foi controlada pelas condições paleoclimáticas e paleogeográficas, cujas medidas de paleocorrentes indicam transporte para NW e SW. As fácies arenosas constituem excelentes reservatórios e posicionam-se, invariavelmente, no topo da Formação Sergi.

Nas duas décadas seguintes, registrou-se um grande impulso na caracterização geológica dos reservatórios da Bacia do Recôncavo. Os projetos desenvolvidos incorporaram à sua rotina análises sedimentológicas aprimoradas, privilegiando estudos do arcabouço poroso, como também contribuíram para a disseminação de novos conceitos acerca dos processos sedimentares no controle da geometria interna e externa dos reservatórios. A partir da década de 1980, grupos multidisciplinares da Petrobras compostos por especialistas de diferentes segmentos voltaram-se para o detalhamento do modelo geológico, com especial deferência à distribuição e à natureza dos depósitos, com o propósito de definir a geometria interna e externa dos reservatórios, fornecer subsídios para a quantificação dos volumes dos fluidos presentes, pesquisar a performance das unidades produtoras e apontar os métodos de recuperação mais eficazes. Seguindo esta linha metodológica, a Formação Sergi foi investigada em várias áreas produtoras na Bacia do Recôncavo. Citam-se os trabalhos de Nascimento *et al.* (1982), Zabalaga *et al.* (1983) e Passos *et al.* (1983), que, em linha gerais, adotaram, com ligeiras modificações o modelo quadripartito para a Formação Sergi, em concordância às proposições de Netto *et al.*, (1982).

Na caracterização da Formação Sergi do Campo de Araçás, bloco Alto, Nascimento *et al.* (1982) associaram as heterogeneidades dos corpos arenosos à própria dinâmica deposicional de sistemas fluviais entrelaçados, e que resultariam tanto da variação do nível de energia das correntes, como da migração e multiplicidade dos canais. As barras arenosas longitudinais e transversais internas aos canais seriam construídas nos períodos de maior competência, enquanto que a sedimentação pelítica estaria restrita às áreas de *overbanks*, quando cairia a capacidade de transporte, com as barras sendo cobertas por finos, que, se preservados, atuariam como selos entre os corpos arenosos.

Passos *et al.* (1983) adotaram no estudo de caracterização dos reservatórios da Formação Sergi no Campo de Buracica, uma compartimentação correspondente àquela apresentada por Netto *et al.* (1982) no “Projeto Andar Dom João”, segundo um padrão progradacional contínuo. A assembléia faciológica observada no Sergi Inferior se aproximaria a de um sistema fluvial com baixa energia, de canais rasos e efêmeros, ativos nos períodos mais pluviosos e retrabalhados pelo vento durante as estiagens. O Sergi Médio foi caracterizado como um sistema fluvial entrela-

çado, com depósitos de barras, de transbordamento e níveis pedogênicos. O Sergi Superior seria o registro de sistemas fluviais entrelaçados de alta energia, em resposta a uma possível reativação tectônica da área-fonte (figura 4-6).

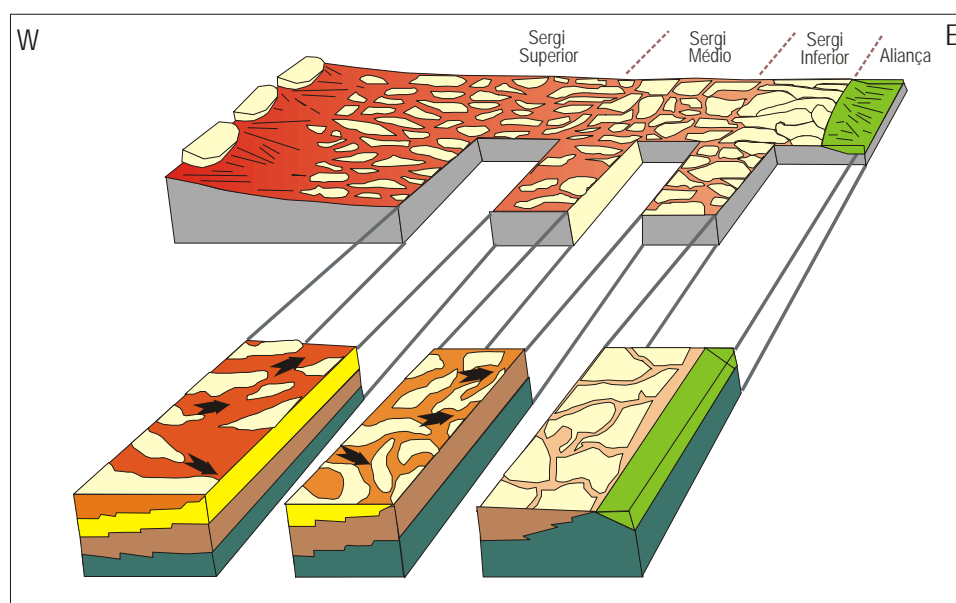


Figura 4-6–Modelo deposicional da Formação Sergi (Passos *et al.*, 1983).

De meados da década de 1980 ao início dos anos 1990, o convênio firmado entre a Petrobras e a Universidade Federal de Ouro Preto teve um papel destacado na formação de profissionais nas áreas de sedimentologia e petrografia sedimentar. Em decorrência deste programa, foram elaborados inúmeros trabalhos acadêmicos que versaram sobre reservatórios brasileiros. A Formação Sergi foi tema de dissertações de mestrado, com ênfase na sua história diagenética em áreas produtoras específicas da Bacia do Recôncavo (*e.g.* De Ros, 1985; Pinho, 1987; Rodrigues, 1990). O modelo deposicional adotado por estes autores foi uma síntese daqueles propostos por Nascimento *et al.* (1982), Netto *et al.* (1982) e Passos *et al.* (1983).

De Ros (1985) interpretou a ocorrência da Formação Sergi no Campo de Sesmária, Bacia do Recôncavo, como o registro de sistemas aluviais anastomosados episódicos, comumente sazonais, em regime de enxurradas e sob condições áridas a semi-áridas. Segundo o autor, os depósitos areno-conglomeráticos se relacionariam a complexos de canais entrelaçados com baixa sinuosidade, rápida migração lateral e entrecortados por barras longitudinais. Os finos acumulados mostrariam continuidade lateral restrita, com preservação limitada à própria dinâmica fluvial e

gênese atribuída ao preenchimento de canais abandonados e às avulsões do fluxo fluvial nas áreas de *overbanks*. O desenvolvimento de níveis de paleossolos arenosos e pelíticos indicariam prolongada exposição subaérea dos depósitos em épocas de não-deposição. Períodos de aridez e exposição mais duradoura patrocinarão condições favoráveis à acumulação eólica, com fonte sedimentar imputada ao retrabalhamento de barras fluviais pela ação do vento.

Em 1987, Bruhn e De Ros, revendo as concepções sobre a história deposicional da Formação Sergi firmadas durante quarenta anos de atividade exploratória no Recôncavo, descreveram-na como uma espessa seqüência arenosa inversamente gradada, com arranjo tabular e suavemente acunhada para leste, a qual se distribuía por uma extensa área contínua que ultrapassava os atuais limites das bacias do Jatobá, Tucano, Recôncavo, Camamu e Almada. Associaram-na a uma ampla progradação de um complexo sistema fluvial entrelaçado provindo de S e SW, cuja dinâmica sedimentar, em conseqüência da rápida migração lateral de canais amalgamados, promoveu, à exceção da sua parte basal, o registro de uma unidade sedimentar com grande homogeneidade deposicional. A presença de delgados níveis eólicos na parte mediana e no topo da formação sugere períodos de maior aridez. As heterogeneidades presentes são responsáveis pela compartimentação vertical e lateral dos reservatórios e resultariam da atuação de eventos diagenéticos estabelecidos imediatamente após a deposição, ainda a pequenas profundidades.

A partir do final década de 1990, em consonância com as novas idéias e modelos de preenchimento de depressões sedimentares, a Formação Sergi começou a ser tratada segundo os conceitos da estratigrafia de seqüências, tanto em análises semi-regionais (Dias Filho, 2002; Scherer *et al.*, 2004), como em trabalhos com foco nos reservatórios, em escala de campo de petróleo (Savini e Oliveira, 1997; Savini *et al.*, 1998; Bongiolo, 2004).

As primeiras abordagens da Formação Sergi sob a ótica da estratigrafia moderna estão contidas no estudo dos reservatórios de sua porção mediana e superior que ocorre no bloco Principal do Campo de Buracica (Savini e Oliveira, 1997; Savini *et al.*, 1998). O intervalo de pesquisa foi interpretado como uma seqüência deposicional, em conformidade com a definição de Vail e Mitchum (1977), internamente compartimentada em vários cinturões fluviais (os denominados *braided belts*, conforme Miall, 1996), com base erosiva e topo marcado por pelitos deposita-

dos na fase final de preenchimento e abandono de canais fluviais. O padrão desenvolvido pelas sucessivas paraseqüências configuraria dois tratos de sistemas: o inferior, com expressão retrogradante e identificado como transgressivo, e o seguinte, de característica progradante, associado a um nível de base alto. Os autores conferiram a esta arquitetura estratigráfica um caráter preditivo entre os pontos de controle (os poços) no que se refere à geometria externa e às propriedades petrofísicas dos depósitos. Durante o trato transgressivo, a posição elevada do nível de base (*i.e.* lençol freático) inibiria a percolação descendente de águas lamosas em cheias episódicas, constituindo assim, numa barreira física e eficiente mecanismo de preservação das permo-porosidades primárias. No trato de nível alto, com o lençol freático rebaixado, em resposta ao comportamento descendente do nível de base estratigráfico, foi permitida a infiltração vertical dos finos carregados pelas enxurradas.

Em sua dissertação de mestrado, Dias Filho (2002) estabeleceu quatro seqüências deposicionais delimitadas por superfícies fluviais erosivas ou de deflação eólica para a Formação Sergi que ocorre na porção centro-oeste da Bacia do Recôncavo, a partir da observação de atributos sedimentológicos e do arranjo vertical e lateral das litofácies em afloramentos e amostras de testemunhos. As unidades mais antigas, Seqüências 1 e 2, assinalariam, ciclicamente, aumentos da aridez climática em direção ao topo (*drying upward*). A Seqüência 1 seria dominada por sistemas fluviais efêmeros desenvolvidos em uma ampla planície arenosa, com eventual retrabalhamento eólico e desenvolvimento de *sabkhas* continentais. Sobreposto à Seqüência 1, o registro da Seqüência 2 representaria uma sucessão de depósitos lacustres, fluviais, eólicos e de *sabkhas*. Os clásticos grossos da Seqüência 3 estariam associados à progradação de sistemas fluviais entrelaçados perenes motivados por uma subida do nível de base. Ao tempo da deposição da Seqüência 4 haveria uma gradual elevação do nível de base estratigráfico, com o predomínio de depósitos residuais de dunas e lençóis de areia característicos de um sistema eólico seco. Dias Filho (2002) presumiu que a tectônica e o clima seriam os principais agentes controladores do espaço de acomodação, por sua vez, o responsável pela dinâmica deposicional.

A partir da análise estratigráfica-petrológica integrada dos sedimentos da Formação Sergi aflorantes na Bacia do Recôncavo e dos testemunhos amostrados nos campos de Água Grande, Araçás, Buracica e Fazenda Bálamo, Scherer *et al.* (2004) reconheceram três unidades deposicionais demarcadas por limites de seqüên-

cia, e que encontram correspondência com o arcabouço estratigráfico proposto por Dias Filho (2002).

A Seqüência I (equivalente às unidades 1 e 2 de Dias Filho, *op. cit.*) é composta, da base para o topo, por pelitos lacustres, depósitos de dunas e lençóis de areia eólicos e canais fluviais efêmeros, definindo um padrão prográdacional associado à progressiva diminuição da taxa de criação de espaço de acomodação e/ou aumento no influxo sedimentar. As paleocorrentes fluviais são para NE, enquanto as dunas eólicas migravam para SW, o que sugere uma não contemporaneidade dos dois sistemas.

Os depósitos da Seqüência II (correspondente à Seqüência 3 de Dias Filho, 2002), seriam representados por sedimentos arenosos grossos acumulados por sistemas fluviais de canais entrelaçados perenes, porém com variações significativas na descarga. A mudança no sentido das paleocorrentes dos sistemas fluviais das seqüências I e II, de NE para NW, indica uma reestruturação no sistema de drenagem, associada, possivelmente, a um abrandamento da aridez climática e de um incipiente tectonismo da tafrogênese que se manifestaria no Eocretáceo.

Outra discordância regional separaria o registro da Seqüência II com os de depósitos fluviais efêmeros e eólicos da Seqüência III (equivalente à Seqüência 4 de Dias Filho, 2002). A retomada da sedimentação eólica indicaria o retorno de condições climáticas relativamente mais áridas na bacia.

4.2.2. Posição cronoestratigráfica

No Brasil, o Jurássico Superior, denominado Andar Dom João, é reconhecido nas bacias do nordeste brasileiro em uma faixa que se estende da Bahia até Alagoas e em várias sub-bacias do complexo Araripe/Rio do Peixe. Ocorre também nas bacias do Gabão e do Congo-Cabinda com as mesmas características litológicas e faunísticas (Regali e Viana, 1989). Nas bacias do Jatobá, Tucano, Recôncavo, Camamu e Almada, o Andar Dom João tem amplitude estratigráfica coincidente com os limites do Grupo Brotas e seus sedimentos estão assentados, discordantemente, sobre o embasamento cristalino ou sobre metassedimentos paleozóicos.

A Formação Sergi é a unidade litoestratigráfica superior do Andar Dom João e na revisão estratigráfica das bacias do Recôncavo e Tucano, Viana *et al.* (1971) declararam grandes dificuldades em determinar a sua idade, em decorrência da falta de elementos paleontológicos que permitissem uma datação segura. No entanto, conferiram-lhe, indiretamente, idade neojurássica, através da Biozona *Bisulcocypris pricei*, identificada na Formação Aliança.

O posicionamento da seção continental neojurássica-eocretácica na escala cronoestratigráfica internacional é tema controverso, face à ausência de fósseis marinhos. O conteúdo fossilífero contido nos depósitos pré-rifte restringem-se aos níveis mais argilosos e são representados por uma microfauna endêmica de ostracodes e, secundariamente, por conchostráceos e restos de peixes (Regali e Viana, 1989). A única espécie de ostracóide cosmopolita presente é a *Darwinula oblonga* (Roemer, 1839, *apud* Regali e Viana, 1989). Esta espécie tem um comportamento bioestratigráfico definido em algumas bacias da África, Ásia e Europa, permitindo estabelecer que os sedimentos da seção pré-rifte brasileira teriam idade neojurássica correspondente ao Andar Portlandiano, de significativa expressão global.

No entanto, conforme revelaram Arai *et al.* (1989), vários autores ratificaram a ocorrência deste *taxon*, que na China ocorre desde o Jurássico ao Cretáceo, com alcance até o Valanginiano, talvez até o Barreminiano. Arai *et al.* (1989) consideraram os critérios até então adotados para situar temporalmente o Andar Dom João pouco consistentes, pois foram estabelecidos a partir de parâmetros litológicos e em escassos registros paleontológicos. Presumiram que o topo do Andar Dom João, possivelmente, não coincida com o limite entre o Jurássico e o Cretáceo. Amparados pela ocorrência do pólen *D. etruscos*, um tradicional palinomorfo do Neocomiano (Eocretáceo) na parte superior do Andar Dom João, Arai e colaboradores (1989) admitiram a possibilidade desta unidade ser, pelo menos em parte, eocretácea. O limite inferior do Andar Dom João também é objeto de discussão, visto que, na Bacia do Gabão, a série de M'Vone, correlacionável à Formação Aliança, foi apontada pela palinologia como sendo do Jurássico Médio (Wenger, 1973, Jardiné, *et. al.*, 1974, Reyre, 1984, *apud* Arai *et al.*, 1989).

Recentemente, Regali *et al.* (2002) reconheceram uma assembléia de esporomorfos, composta quase que exclusivamente de pólenes de gimnospermas, em

folhelhos da porção inferior da Formação Sergi. A palinoflora identificada é inédita na Bacia do Recôncavo, presumindo-se que esteja inserida no Neojurássico.

4.2.3. Indicativos paleogeográficos e paleoclimáticos

A sedimentação registrada nas bacias intracratônicas mesozóicas brasileiras manteve uma estreita relação com o cenário tectônico evolutivo da margem atlântica no período que antecedeu a ruptura do Gondwana. A distribuição dos depósitos pré-rifte reflete a paleogeografia da Depressão Afro-Brasileira e das condições paleoclimáticas que dominavam no Neojurássico.

Como já exposto, a deposição da Formação Sergi ocorreu em uma área com cerca de 500.000km² (Garcia *et al.*, 1998), cujos domínios extrapolavam os atuais limites de sua ocorrência, estendendo-se do sul da Bahia à Alagoas, talvez até o Ceará, prolongando-se também na atual costa ocidental da África.

As isópacas da Formação Sergi e do Membro Capianga, bem como a seção estratigráfica traçada longitudinalmente às bacias de Almada, Camamu, Recôncavo, Tucano e Jatobá por Netto *et al.* (1982) sugerem que os maiores gradientes topográficos estariam na porção meridional, de Camamu ao sul do Recôncavo, enquanto que para o norte, em direção à Bacia do Jatobá, possivelmente prevaleceriam condições ambientais de baixa energia (figura 4-7).

O panorama paleogeográfico e paleoclimático traçado por Da Rosa e Garcia (2000) para as formações Sergi e Serraria e outras unidades pré-rifte correlatas inseridas na Depressão Afro-Brasileira corresponde ao registro de sistemas fluviais entrelaçados implantados sob regime de drenagem endorréica assimétrica, numa bacia relativamente isolada e submetida a condições semi-áridas peridesérticas. No flanco brasileiro da Depressão Afro-Brasileira, o sistema lacustre Capianga-Bananeiras foi gradativamente sendo assoreado pela progradação fluvial Sergi-Serraria provinda, principalmente, de N/NW e W/SW. Nos períodos de escassez de chuvas se desenvolveriam localizados campos de dunas e áreas de lençóis de areia, como resultado do retrabalhamento dos depósitos fluviais pela ação de ventos oriundos de E/SE (figura 4-8).

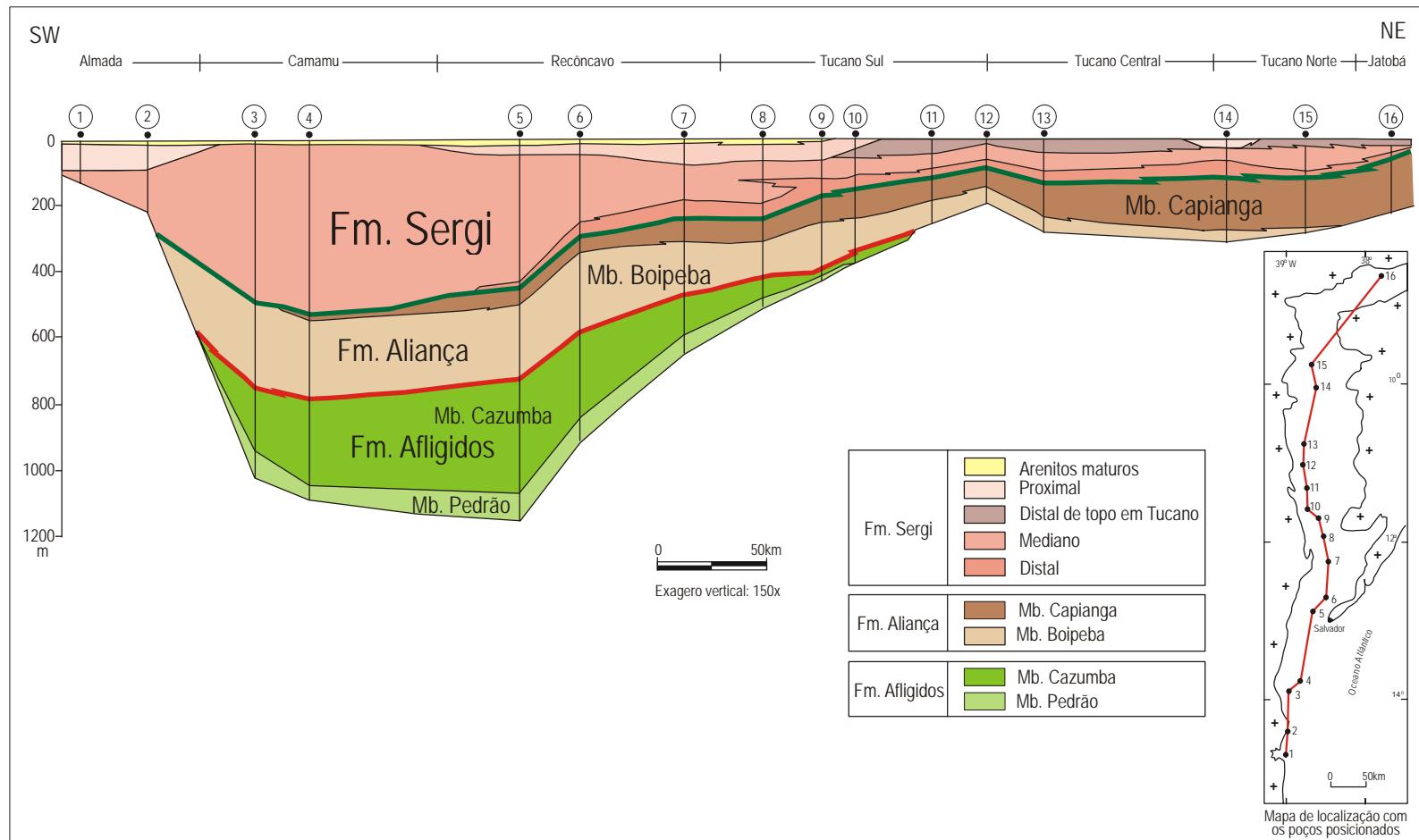


Figura 4-7—Seção estratigráfica longitudinal S-N na área de ocorrência da Formação Sergi, da Bacia de Almada à Bacia do Jatobá, mostrando as relações espaciais com as formações Aliança e Afligidos, sugerindo que os maiores depocentros estariam a sul (modificado de Netto *et al.*, 1982).

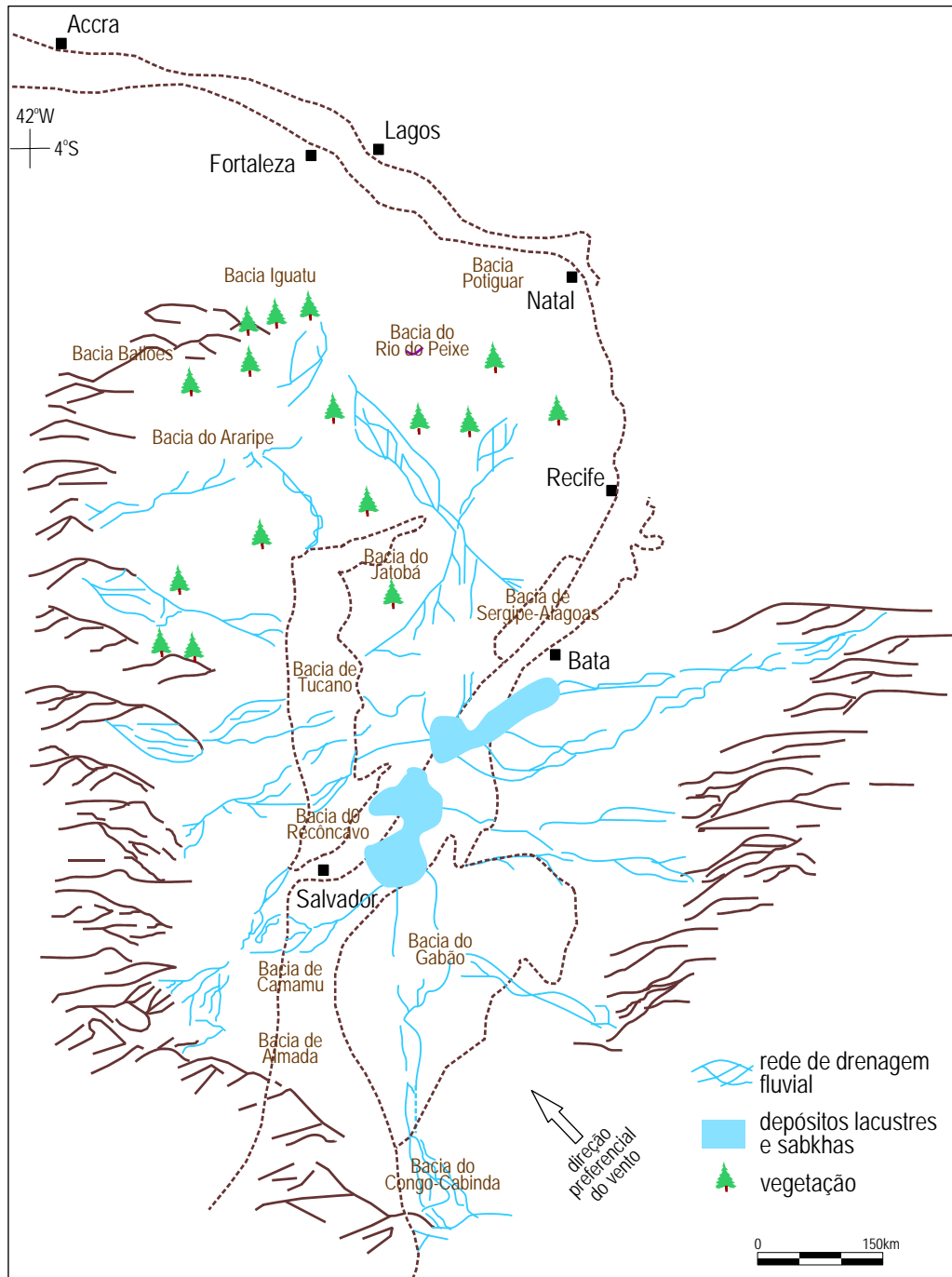


Figura 4-8—Reconstituição paleogeográfica do panorama onde se depositou a Formação Sergi na área ocupada pelas bacias do Recôncavo, Tucano, Jatobá, Sergipe-Alagoas e suas contrapartes da costa oeste africana (Garcia, 1991).

Com base nas ocorrências da Formação Sergi aflorantes nas bacias do Jatobá e Tucano, Braun (1966) acreditou que, à época de sua deposição e pelo menos nas terras marginais elevadas, o clima fosse mais ameno. Amparado pela presença alóctone de troncos de coníferas silicificadas, provavelmente provindos das regiões

altas adjacentes, o autor especulou o desenvolvimento de uma exuberante floresta de gimnospermas.

Ghignone (1979) atentou para a coloração avermelhada dos terrígenos da Formação Aliança e da base da Formação Sergi, admitindo que esta característica tem, possivelmente, correspondência a um território bem drenado junto à fonte sedimentar, com abundante produção de solos lateríticos nos arredores da bacia. A homogeneidade faciológica dos pelitos vermelhos denotaria oxidação intensa, em condições climáticas tropicais (temperatura média de 20°C e precipitação anual superior aos 1000mm) e com uma sazonalidade bem definida. Ao tempo da deposição do intervalo mediano e superior da Formação Sergi, o material laterítico já tinha se esgotado completamente, devido ao soerguimento das áreas-fonte, em resposta ao equilíbrio isostático.

As considerações paleoambientais de Netto *et al.* (1982) acerca do Andar Dom João convergiram para as mesmas inferências locais de Braun (1966). No entanto, observando as características litológicas regionais da unidade, Netto *et al.* (1982) sugeriram haver uma diferença climática na área onde se depositavam os sedimentos jurássicos pré-rifte. Enquanto que nas bacias do Tucano e Jatobá o clima era mais brando, ao sul, nas bacias de Almada, Camamu e Recôncavo dominavam condições climáticas áridas a semi-áridas, atestadas pelo registro dos depósitos eólicos, níveis de caliche e silcretes e das argilas infiltradas nos arenitos da Formação Sergi.

Dias Filho (2002) acredita que o clima teve determinante papel na definição do arcabouço estratigráfica da Formação Sergi. O exame paleoclimático local foi sustentado em modelos globais que apontam paleolatitudes da ordem 15° S, com clima árido ou subtropical seco. Os principais agentes climáticos que controlaram a sedimentação relacionam-se (i) ao padrão de circulação atmosférica, cujo vetor médio das paleocorrentes eólicas de E para W foi constante ao longo da sedimentação, supostamente com ventos atuantes nos invernos do hemisfério sul e relacionados a pontos de baixa pressão do Gondwana centro-ocidental, e (ii) ao regime de precipitação pluviométrica, em concordância aos níveis pedogênicos incipientes associados a períodos de relativa aridez. A presença de argilas infiltradas sugere épocas de maior escoamento superficial, característica de um regime de chuvas monsonais.

6. Conclusões

Com base nos conceitos e análise dos dados apresentados, as seguintes conclusões podem ser destacadas:

1) Afora algumas particularidades locais, a arquitetura deposicional e a evolução estratigráfica da Formação Sergi no Campo de Fazenda Bálsamo refletem os padrões de preenchimento relativamente uniformes. A arquitetura estratal foi controlada pela história climática e tectônica da bacia durante este período, tanto na natureza, intensidade e duração destes processos, que ditaram diretamente a sedimentação, como também na relação entre as taxas de geração de espaço de acomodação e de suprimento sedimentar.

2) Considerando uma suposta integridade conferida noutros domínios estruturais da Bacia do Recôncavo, a Formação Sergi no Campo de Fazenda Bálsamo foi drasticamente mutilada. É possível que mais de 200m de coluna sedimentar tenham sido erodidos, em consequência de severo arrasamento pós-deposicional. Em relação à prévia compartimentação estratigráfica regional estabelecida por outros autores, na área de estudo foram preservadas as seqüências I e II. A Seqüência III está ausente.

3) A estimativa temporal para a porção superior do Andar Dom João alcança 1,7 milhões de anos. Admitindo que a Formação Sergi na Bacia do Recôncavo foi registrada nesse intervalo, cada uma de suas três seqüências deposicionais equivaleria a eventos de 3ª ordem, com uma extensão de cerca de 600 mil anos.

4) Os processos deposicionais da Seqüência I foram ditados, essencialmente, por fatores climáticos, e sua evolução estratigráfica facultou compartimentá-la em duas unidades de 4ª ordem, seqüências Ia e Ib.

▪ A Seqüência Ia representa uma fase de franca progradação de sistemas fluviais terminais, com algumas recorrências lacustres e desenvolvimento de

discretas acumulações eólicas nos períodos mais áridos. A organização interna e arquitetura dos estratos sugerem, taxas de subsidência constantes e ambientes de topografia suave. O baixo grau de amalgamação entre os sedimentos arenosos e pelíticos é uma característica evidente da unidade.

A progradação fluvial da Formação Sergi representa uma subida do nível de base estratigráfico e estaria relacionada a momentos em que as taxas de suprimento sedimentar excederam as taxas de criação de espaço de acomodação. Aumentos da umidade, possivelmente, repercutiriam em maior escoamento superficial. O mesmo efeito também seria obtido caso houvesse uma diminuição progressiva da taxa de subida do nível de base.

- O registro da Seqüência Ib da Formação Sergi teve o forte controle climático, cuja dinâmica é retratada por incursões fluviais efêmeras em pontuais períodos de maior umidade, e extensos intervalos de maior aridez marcados pela atividade eólica de dunas, interdunas e lençóis de areia. Os processos fluviais interferiram diretamente na geometria dos depósitos, preservados como corpos arenosos fluviais amalgamados, pacotes eólicos descontínuos e níveis pelíticos lenticulares. O contato inferior junto ao registro de dunas eólicas marca um significativo rebaixamento do nível de base estratigráfico, enquanto que o superior é assinalado por uma desconformidade de caráter regional com a Seqüência II ou, quando da ausência desta, diretamente com os sedimentos da Formação Itaparica. O modelo estratigráfico evolutivo da Seqüência Ib aponta para diferentes estágios de variação nas taxas de subida do nível de base estratigráfico ao longo do tempo, considerando os depósitos de dunas e interdunas eólicas na base da unidade, seguidos de acumulações lacustres e o registro de fluxos fluviais efêmeros.

5) A outra unidade de 3ª ordem, Seqüência II, teve a sedimentação controlada por fatores climáticos e tectônicos. Em resposta à regularidade dos processos deposicionais e evolução estratigráfica, a Seqüência II foi mantida indivisa.

- A Seqüência II sinaliza a implantação de um sistema fluvial de canais entrelaçados com baixa sinuosidade. O arranjo vertical das litofácies indica continuidade dos processos deposicionais, sob condições perenes mais úmidas e sem grandes flutuações na descarga. O padrão das paleocorrentes reportado por outros autores sinaliza uma reorganização da rede de drenagem da bacia em consequência de um tectonismo incipiente, precursor ao rifteamento. As baixas taxas de acomoda-

ção foram responsáveis pelo registro sedimentar de uma complexa rede de canais multilaterais e multiepisódicos, incorporados ao registro como corpos arenosos amalgamados, com baixo potencial de preservação dos finos exteriores aos canais.

7. Referências

- ABREU, C.J. 1979. *Estudo Sedimentológico e Ambiental ao Nível da Zona "G", Formação Sergi, Campo de Dom João Mar-Sul, Bahia*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/DEXPRO/DIVEX/SEGEL-LACEX, 25 p. (relatório interno).
- 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, 1990. *Anais...*Natal, SBG, v. 1, p. 157-170.
- AHLBRANDT, T.S.; FRYBERGER, S.G. 1981a. Introduction to Eolian Deposits. In: SCHOLLE, P.A.; SPEARING, D. (eds.). *Sandstone depositional environments*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 31, p. 259-283.
- AHLBRANDT, T.S.; FRYBERGER, S.G.. 1981b. Sedimentary features and significance of interdune deposits. In: ETHERIDGE, F.G.; FLORES, R.M. (eds.). *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, n. 31, p. 293-314.
- ALLEN, J.R.L.; LEEDER, M. R. 1980. Criteria for the instability of upper-stage plane beds. *Sedimentology*, v. 27, p. 209–217.
- ALLEY, N.F. 1998. Cainozoic stratigraphy, palaeoenvironments and geological evolution of the Lake Eyre Basin. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, v. 144, p. 239-263.
- ARAI, M.; HASHIMOTO, A.T.; UESSUGUI, N. 1989. Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. Rio de Janeiro, *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 3, n. 1/2, p. 87-103.
- ASMUS, H.E.; PORTO, R. 1972. Classificação das bacias brasileiras segundo a tectônica de placas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, 1972. *Anais...* Belém, SBG, v.2, p. 67-90.
- BARNES, B.E.; LUZ, A.A. 1949. *Comentary on stratigraphy of the Sergi sandstone*. Salvador, Conselho Nacional do Petróleo, 4 p. (relatório interno).

- BECKER, M.R. 1996. *Sedimentologic architecture, permeability structure, and fractal characteristics of braided fluvial deposits, Cretaceous Açu Formation, Potiguar Basin, NE, Brazil*. Ph.D. thesis, University of Texas at Austin, Texas, EUA, 398 p.; 2 v.
- BENVENUTI, M. 2003. Facies analysis and tectonic significance of lacustrine fan-deltaic successions in the Pliocene-Pleistocene Mugello Basin, Central Italy. *Sedimentary Geology*, v. 157, p. 197-234.
- BEURLIN, G.; CUNHA, A.A.S.; PEDRÃO, E.; MILHOMEM, P.S. 2001. *Geocronologia das unidades crono- e bioestratigráficas do Cretáceo brasileiro*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/PDEXP/BPE, 25 p. (relatório interno).
- BHATTACHARYYA, S; MORAD, S. 1993. Proterozoic braided ephemeral fluvial deposits: an example from the Dhandraul Sandstone Formation of the Kaimur Group, Son Valley, central India. *Sedimentary Geology*, v. 84, p. 101-114.
- BLAKEY, R.C. 1988. Basin tectonics and erg response. *Sedimentary Geology*, v. 56, p. 127-151.
- BLUM, M.D.; TÖRNQVIST, T.E. 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, n. 47, p. 2-48.
- BOA NOVA, J.C.; JOBIM, L.D.C. 1971. *Avaliação de parâmetros de análise granulométrica no estudo da Formação Sergi, Bacia do Recôncavo*. Salvador, PETROBRAS/RPBA/DIREX, 25 p. (relatório interno).
- BONGIOLO, D.E. 2004. *Estratigrafia de alta-resolução nos reservatórios flúvio-eólicos da Formação Sergi (Jurássico Superior), Campo de Araçás, Bacia do Recôncavo, Bahia*. Porto Alegre. 91 p. Dissertação de mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BORDY, E.M.; CATUNEANU, O. 2001. Sedimentology of the upper Karoo fluvial strata in the Tuli Basin, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, n. 33, p. 605-629.
- BRAGA, J.A.E. 1987. Estratigrafia, estrutura e acumulação de petróleo na Bacia do Recôncavo. In: Seminário sobre riftes intracontinentais. Rio de Janeiro, 1987. *Trabalhos apresentados...* Rio de Janeiro, PETROBRAS/DEPEX, p. 204-218.
- BRAUN, O.P.G. 1966. *Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da região nordeste do Brasil*. Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral, 78 p.
- BRIDGE, J.S. 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, n. 40, p. 801-810.

- BRIDGE, J.S.; TYE, R.S. 2000. Interpreting the dimensions of ancient fluvial channel bars, channels, and channel belts from wireline-logs and cores. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 84, n. 8, p. 1205-1228.
- BRIERLEY, G.J. 1996. Channel morphology and element assemblages: a constructivist approach to facies modelling. In: CARLING, P.A.; DAWSON, M.R. (eds.). *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*. John Wiley and Sons, West Sussex, p. 263-298.
- BRISTOW, C.S. 1987. Brahmaputra river: channel migration and deposition. In: ETHRIDGE, F.G.; FLORES, R.M.; HARVEY, M.D. (eds.) *Recent developments in fluvial sedimentology*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, n. 39, p. 63-74.
- BROMLEY, M.H. 1991. Variations in fluvial style as revealed by architectural elements, Kayenta Formation, Mesa Creek, Colorado USA: evidence for both ephemeral and perennial fluvial processes. In: MIAL, A.D.; TYLER, N. (eds.). *The three-dimensional facies architecture fo terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists–Concepts in Sedimentology and Paleontology, v. 3, p. 94-102.
- BROOKFIELD, M.E. 1977. The origen of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, v. 24, p. 303-332.
- BROOKFIELD, M.E. 1992. Eolian systems. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (eds.). *Facies models*. Ontario, Canada, Geological Association of Canada, p.143-156.
- BROWN JUNIOR, L.F.; FISHER, W.L. 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from brazilian rift and pull-apart basins. In: PAYTON, C. (ed.) *Seismic stratigraphy–applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists Bulletin Memoir, v. 26, p. 213-248.
- BRUHN, C.H.L.; DE ROS, L.F. 1987. Formação Sergi: evolução de conceitos e tendências na geologia de reservatórios. Rio de Janeiro, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 1, n.1, p. 25-40.
- CAIXETA, J.M.; BUENO, G.V.; MAGNAVITA, L.P.; FEIJÓ, F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. Rio de Janeiro, *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8, n. 1, p. 163-172.
- CAMPINHO, V.S. 2002. *Aplicação da estratigrafia de seqüências de alta-resolução nos reservatórios Catu I a VI, Formação Marfim, Campo de Miranga, Bacia do Recôncavo, nordeste do Brasil*. Porto Alegre. 225 p. Dissertação de mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- CATUNEANU, O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, n. 35, p. 1-43.
- CHAKRABORTY, T. 1991. Sedimentology of a Proterozoic erg: the Venkaptur Sandstone, Pranhita-Godaviri Valley, south India. *Sedimentology*, v. 38, p. 301-322.
- CHAKRABORTY, T.; CHAKRABORTY, C. 2001. Eolian-aqueous interactions in the development of a Proterozoic sand sheet: Shikaoda Formation, Hosangabad, India. *Journal of Sedimentary Geology*, v. 71, n. 1, p. 107-117.
- CHANDLER, M.A.; KOCUREK, G.; GOGGIN, D.J.; LAKE, L.W. 1989. Effects of stratigraphic heterogeneity of permeability in eolian sandstone sequence, Page sandstone, Northern Arizona. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 73, n. 5, p. 658-668.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; BENDER, A.A.; MELLO, U.T. 1990. Origem e evolução termomecânica de bacias sedimentares. In: RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (coords.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, p. 49-71.
- CLEMMENSEN, L.B.; OLSEN, H.; BLAKEY, R.C. 1989. Erg-margin deposits in the Lower Jurassic Moenave Formation and Wingate Sandstone, southern Utah. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 759-773.
- CLEMMENSEN, L.B.; ØXNEVAD, I.E.I.; DE BOER, P.L. 1994. Climatic controls on ancient desert sedimentation: some late Palaeozoic and Mesozoic examples from NW Europe and the Western Interior of the USA. In: DE BOER, P.L.; SMITH, D.G. (eds.). *Orbital forcing and cyclic sequences*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, n. 19, p. 439-457.
- CLEMMENSEN, L.B.; TIRSGAARD, H. 1990. Sand-drift surfaces: a neglected type of bounding surfaces. *Geology*, v. 18, p. 1142-1145.
- COLEMAN, J.M. 1969. Brahmaputra river: channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology*, v. 3, p. 129-239.
- COLLINSON, J.D. 1996. Aluvial sediments. In: READING, H.G. (ed.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford, England, Blackwell Science, p. 37-82.
- COSTA, I.P.; MILHOMEM, P.S.; CARVALHO, M.S.S. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Jatobá. Aracaju. *Fundação Paleontológica Phoenix*, n. 53, p. 1-6.
- COWAN, G. 1993. Identification and significance of aeolian deposits within the dominantly fluvial Sherwood Sandstone Group of the East Irish Sea Basin UK. In: NORTH, C.P.; PROSSER D.J. (eds.). *Characterization of fluvial and aeolian reservoirs*. Geological Society Special Publications, n. 73. p. 231-245.

- CRABAUGH, M.C.; KOCUREK, G. 1993. Entrada Sandstone: an example of a wet aeolian unit. In: PYE, K. (ed.). *The dynamics and environmental context of aeolian sedimentary systems*. The Geological Society, Geological Society Special Publications n.72.; p.103-126.
- CROKE, J.C.; MAGEE, J.M.; PRICE, D.M. 1996. Major episodes of Quaternary activity in the lower Neales River, northwest of Lake Eyre, central Australia. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, v. 124, p. 1-15.
- CROKE, J.C.; MAGEE, J.M.; PRICE, D.M. 1998. Stratigraphy and sedimentology of the lower Neales River, West Lake Eyre, Central Australia: from Palaeocene to Holocene. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, v. 144, p. 331-350.
- CROSS, T.A. 2000. *Stratigraphic controls on reservoir attributes in continental strata*. Colorado School of Mines, 26 p. Disponível em: www.mines.edu/academic/geology/gsrp/pubs/publications.htm, em 2004.
- CUNHA, N.R. 1986. *Projeto Fazenda Bálsamo: interpretação quantitativa de perfis*. Salvador, PETROBRAS/DEXBA/DIRGEO/SERPET, 64 p. (relatório interno).
- CURRIE, B.S. 1997. Sequence stratigraphy of nonmarine Jurassic-Cretaceous rocks, Central Cordilleran foreland-basin system. *The Geological Society of America Bulletin*, n. 109, p. 1206-1222.
- DALRYMPLE, M.; PROSSER, J.; WILLIAMS, B. 1998. A dynamic system approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the Staffjord Formation (United Kingdom, Northern North Sea). In: SHANLEY, K.W.; MCCABE, P.J. (eds.). *Relative role of eustasy, climate, and tectonism in continental rocks*. Tulsa, OK, Society for Sedimentary Geology, SEPM Special Publication, n.59, p.65-81.
- DA ROSA, A.A.S.; GARCIA, A.J.V. 2000. *Palaeobiogeographic aspects of northeast Brazilian basins during Berriasian before the break up of Gondwana*. *Cretaceous Research*, n. 21, p. 221-239.
- DANIEL, L.M.F.; SOUSA, E.M.; MATO, L.F. 1989. Geoquímica e modelos de migração de hidrocarbonetos no Campo de Rio do Bu – integração com o Compartimento Nordeste da Bacia do Recôncavo. Rio de Janeiro, *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 3, n. 3, p. 201-214.
- DANIEL, L.M.F.; FISHER, N.S.; MATO, L.F.; SANCHES, C.P.; CUNHA, N.R. 1997. *Formação Água Grande: gênese, faciologia, reservatório e relações estratigráficas com as formações Itaparica e Candeias/Membro Tauá, Bacia do Recôncavo*. Salvador, PETROBRAS/E&P-BA, 166 p.; 2 v. (relatório interno).
- DE ROS, L.F. 1985. *Petrologia e características de reservatório da Formação Sergi (Jurássico) no Campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil*. Ouro Preto. 195 p. Dissertação de Mestrado em Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto.

- DELLA FÁVERA, J.C. 1984. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras: uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 1, p. 489-501.
- DELLA FÁVERA, J.C. 2001. *Fundamentos da estratigrafia moderna*. Rio de Janeiro. Editora da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 264 p.
- DELUCA, J.L.; ERIKSSON, K.A. 1989. Controls on synchronous ephemeral- and perennial-river sedimentation in the middle sandstone member of the Triassic Chile Formation, northeastern New Mexico, USA. *Sedimentary Geology*, v. 61, p. 155-175.
- DIAS FILHO, D.C. 2002. *Arquitetura estratigráfica da Formação Sergi na porção centro-oeste da Bacia do Recôncavo*. Porto Alegre. 102 p. Dissertação de mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- EMERY, D.; MYERS, K.J. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science. London, United Kingdom, 297 p.
- ESTRELLA, G.O. 1972. O estágio rift nas bacias marginais do leste brasileiro. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, 1972. *Anais...* Belém, SBG, v. 3, p. 29-34.
- ESTRELLA, G.O. 1973. *Evolução do rift sul-atlântico*. Curso de atualização em geologia de petróleo—CAGEP I. Salvador, PETROBRAS/DIVEX/SEDEX, 21 p. (notas de aula).
- ETHRIDGE, F.G.; WOOD, L.J.; SCHUMM, S.A. 1998. Cyclic variables controlling fluvial sequence development: problems and perspectives. In: SHANLEY, K.W.; MCCABE, P.J. (ed.). *Relative role of eustasy, climate, and tectonism in continental rocks*. Tulsa, OK, Society for Sedimentary Geology, SEPM Special Publication, n. 59, p. 17-29.
- FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.G. 2001. Estratigrafia de seqüências em depósitos continentais. In: RIBEIRO, H.J.P.S. (ed.). *Estratigrafia de seqüências—fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, Editora Unisinos, p. 341-389.
- FERRAZ, I. 2002. *Redes neurais*. Niterói, Universidade Federal Fluminense, 22 p. (notas de aula).
- FIGUEIREDO, A.M.F. (ed.); BRAGA, J.A.E.; ZABALAGA, H.M.C.; OLIVEIRA, J.J.; AGUIAR, G.A.; SILVA, O.B.; MATO, L.F.; DANIEL, L.M.F.; MAGNAVITA, L.P.; BRUHN, C.H.L. 1994. Recôncavo Basin, Brazil: a prolific intracontinental rift basin. In: LANDON, S.M. (ed.). *Interior rift basins*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 59, p. 157-203.

- FONSECA, J.R.; JOBIM, L.D.C. 1967. *Estudo sedimentológico do Arenito Sergi no Campo de Dom João*. Salvador, PETROBRAS/SETEX/RPBA, 30 p. (relatório interno).
- FONSECA, J.R.; JOBIM, L.D.C. 1969. *Estudo sedimentológico do Arenito Sergi na Bacia do Recôncavo*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/SETEX/RPBA, 31 p. (relatório interno).
- FONSECA, J.R.; LARGHER, G.N.; SILVA, N.M. 1961. *Geologia da área centro-norte do Recôncavo*. Salvador, PETROBRAS/SETEX/RPBA, 57 p. (relatório interno).
- FREDERIKSEN, K.S.; CLEMMENSEN, L.B.; LAWAEZ, H.S. 1998. Sequential architecture and cyclicity in Permian desert deposits, Brodick Beds, Arran, Scotland. *Journal of the Geological Society*, v. 155, n. 4, p. 677-683.
- FRIEDMAN, G.M.; SANDERS, J.E. 2000. Comments about relationships between new ideas and geologic terms in stratigraphy and sequence stratigraphy with suggested modifications. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 84, n. 9, p. 1274-1280.
- FRYBERGER, S.G. 1990a. Role of water in aeolian deposition. In: FRIBERGER, S.G.; KRISTINIK, L.F.; SCHENK, C.J. (eds.). *Modern an ancient aeolian deposits*. Petroleum Exploration and Production, Rocky Mountain Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 5.1-5.11.
- FRYBERGER, S.G. 1990b. Bounding surfaces in aeolian sediments. In: FRYBERGER, S.G.; KRISTINIK, L.F.; SCHENK, C.J. (eds.). *Modern an ancient aeolian deposits*. Petroleum Exploration and Production, Rocky Mountain Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 7.1-7.15.
- FRIBERGER, S.G. 1993. A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. In: NORTH, C.P.; PROSSER, D.J. (eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. London, Geological Society Special Publication, n. 73, p. 167-197.
- FRYBERGER, S.G.; AHLBRANDT, T.S.; ANDREWS, S. 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian sand sheet deposits, Great Sand Dunes National Monument and Vicinity, Colorado, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 49, n. 3, p. 733-746.
- FRYBERGER, S.G.; AL-SARI, A.M.; CLISHAM, T.J. 1983. Eolian dune, interdune, sand sheet and siliciclastic sabkha sediments of an offshore prograding sand sea, Dhahran area, Saudi Arabia. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 67, n. 2, p. 280-312.
- FRYBERGER, S.G.; SCHENK, C.J. 1981. Wind sedimentation tunnel experiments on the origins of aeolian strata. *Sedimentology*, n. 28, p. 805-821.
- FRYBERGER, S.G.; SCHENK, C.J. 1988. Pin stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology*, n. 55, p. 1-15.

- FRYBERGER, S.G.; SCHENK, C.J.; KRYSZTINIK, L.F. 1988. Stokes surface and the effects of near-surface groundwater-table on aeolian deposition. *Sedimentology*, n. 35, p. 21-41.
- GARCIA, A.J.V. 1991. Palaeogeografia do nordeste brasileiro no Jurássico Superior-Cretáceo Inferior. *Geociências*, n. 10, p. 37-56.
- GARCIA, A.J.V.; MORAD, S.; DE ROS, L.F.; AL-AASM, I.S. 1998. Palaeogeographic, palaeoclimatic and burial history controls on the diagenetic evolution of reservoir sandstones: evidence from the Lower Cretaceous Serraria sandstones in Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. In: MORAD, S (ed.). *Carbonate Cementation in Sandstones*. Oxford, International Association of Sedimentologists Special Publications, n. 26, p. 107-140.
- GEORGE, G.T.; BERRY, J.K. 1993. A new lithostratigraphy and depositional model for the Upper Rotliegend of the UK Sector of the Southern North Sea. In: NORTH, C.P.; PROSSER, D.J. (ed.). *Characterization of fluvial and aeolian reservoirs*. Geological Society Special Publications, n. 73, p. 291-319.
- GHIGNONE, J.I. 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In: INDA, H.A.V. (ed.). *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia: textos básicos n. 2*. Salvador, Secretaria de Minas e Energia da Bahia, p. 24-227.
- GIERLOWSKI-KORDESCH, E.H. 1998. Carbonate deposition in a ephemeral siliciclastic alluvial system: Jurassic Shuttle Meadow Formation, Newark Supergroup, Hartford Basin, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 140, p. 161-184.
- HACHIRO, J. 2001. Cicloestratigrafia. In: RIBEIRO, H.J.P.S. (ed.). *Estratigrafia de seqüências – fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, Editora Unisinos, p. 27-41.
- HAVHOLM, K.G.; BLAKEY, R.C.; CAPPS, M.; JONES, L.S.; KING, D.D.; KOCUREK, G. 1993. Aeolian genetic stratigraphy: an example from the Middle Jurassic Page Sandstone, Colorado Plateau. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, v. 16, p. 87-107.
- HAVHOLM, K.G.; KOCUREK, G. 1994. Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. *Sedimentology*, n. 41, p. 87-107.
- HERRIES, R.D. 1993. Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo transition, northeastern Arizona, USA. In: NORTH, C.P.; PROSSER, D.J (eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. London, Geological Society Special Publication, n. 73, p. 199-218.

- HINDS, D.J.; ALIYEVA, M.B.; DAVIES, C.E.; KROONENBERG, M.D.; SIMMONS, M.D.; VINCENT, S.J. 2004. Sedimentation in a discharge dominated fluvial-lacustrine system: the Neogene Productive Series of the South Caspian Basin, Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 613-638.
- HOWELL, J.; MOUNTNEY, N. 1997. Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semi-arid systems: an example from the Rotliegend Group of the UK southern North Sea. In: ZIEGLER, K.; TURNER, P.; DAINES, S.R. (eds.). *Petroleum geology of the southern North Sea: future potential*. Geological Society Special Publication, n. 123, p. 63-86.
- HUNTER, R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, v. 24, p. 361-387.
- JERVEY, M.T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KERDALL, C.G.ST.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. (eds.) *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, n. 42, p. 47-70.
- JO, H.R.; CHOUGH, S.K. 2001. Architectural analysis of fluvial sequences in the northwestern part of Kyonsang Basin (Early Cretaceous), SE Korea. *Sedimentary Geology*, v. 144, p. 307-334.
- JONES, L.S.; BLAKEY, R.C. 1997. Eolian-fluvial interaction in the Page Sandstone (Middle Jurassic) in south-central Utah, USA – a case study of erg-margin processes. *Sedimentary Geology*, v. 109, p. 181-198.
- JONES, L.S.; SCHUMM, A. 1999. Causes of avulsion: an overview. In: *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, v. 28, p. 171-178.
- KHOURI, G.S. 1987. *Interpretação quantitativa de perfis*. Salvador, PETROBRAS/DEXBA/DIRGEO/SERTRAP, 56 p. (notas de aula).
- KOCUREK, G. 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, v. 28, p. 753-780.
- KOCUREK, G. 1988. First-order surfaces and super bounding surfaces in eolian sequences – bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, v.56, p.193-206.
- KOCUREK, G. 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annual Rev. Earth Planet Sci.*, v. 19, p. 43-75.
- KOCUREK, G. 1996. Desert aeolian systems. In: READING, H.G. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. 3^a ed. Malden, MA, Blackwell Science, p.125-153.

- KOCUREK, G. 1998. Aeolian system response to external forcing factors – a sequence stratigraphic view of the Saharan region. In: ALSHARDAN, A.; GLENNIE, K.; WHITTLE, G.L.; KENDALL, C. (eds.). *Quaternary deserts and climatic change*, Balkema, Rotherdam, p. 327-337.
- KOCUREK, G. 1999. The aeolian rock record (Yes, Virginia, it exists, but it really is rather special to create one). In: GOUDIE, A.; LIVINGSTONE, I. (eds.). *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*, John Wiley and Sons, New York, p. 239-259.
- KOCUREK, G.; DOTT JUNIOR, R.H. 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, n. 2, p. 579-595.
- KOCUREK, G.; FIELDER, G. 1982. Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51. p. 1229-1241.
- KOCUREK, G.; HAVHOLM, K.G. 1993. Eolian sequence stratigraphy – conceptual framework. In: WEIMER, P.; POSAMENTIER, H. (eds.). *Siliciclastic sequence stratigraphy – Recent developments and applications*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 58, p. 393-409.
- KOCUREK, G.; LANCASTER, N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, n. 41, p. 87-107.
- KOCUREK, G.; NIELSON, J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheet. *Sedimentology*, vol. 33, p. 795-816.
- KRAPF, C.B.E.; STOLLHOFEN, H.; STANISTREET, I.G. 2003. Contrasting styles of ephemeral river systems and their interaction with dunes of the Skeleton Coast erg (Namib). *Quaternary International*, n. 104, p. 41-52.
- LAMAS DA SILVA, V.J. 1974. *Verificação de modelo deposicional através de estudo dos reservatórios Sergi em campos de petróleo*. Salvador, PETROBRAS/DIVEX/SEGED, 15 p. (relatório interno).
- LANA, M.C.; MILANI, E.J. 1986. A microplaca do nordeste brasileiro – um elemento dinâmico no rifteamento cretácico inferior. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, 1984. *Anais... Goiânia, SBG*, v. 3, p. 1131-1144.
- LANGFORD, R.P. 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part 1, modern systems. *Sedimentology*, v. 36, p. 1023-1035.
- LANGFORD, R.P.; CHAN, M.A. 1988. Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), southeastern Utah. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1541-1549.
- LANGFORD, R.P.; CHAN, M.A. 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part 2, ancient systems. *Sedimentology*, v. 36, p. 1037-1051.

- LEEDER, M.R.; HARRIS, T.; KIRKBY, M.J. 1998. Sediment supply and climate change: implications for basin stratigraphy. *Basin Research*, n. 10, p. 7-18.
- LEGARRETA, L.; ULIANA, C.A.; MECONI, G.R. 1993. Approaches to nonmarine sequence stratigraphy – theoretical models and examples from Argentina basins. In: ESCHARD, R. DOLIQUEZ, B. (eds.). *Subsurface reservoir characterization from outcrop observation*. Paris, Editions Technip, p. 125-143.
- LOOPE, D.B. 1985. Episodic deposition and preservation of eolian sands: a late Paleozoic example from southeastern Utah. *Geology*, v. 12, p. 73-76.
- LOOPE, D.B.; SIMPSON, E.L., 1990. Significance of thin sets of eolian cross-strata. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, n. 5, p. 849-859.
- MACRAE, L.B. 1965. Breves notas sobre a evolução da paleobacia Aliança (Recôncavo Norte e Tucano Sul) durante o Aliança Inferior, Médio e Superior. Rio de Janeiro, *Boletim Técnico da Petrobras*, v.8, n. 3, p. 283-306.
- MADER, D. 1983. Aeolian sands terminating an evolution of fluvial environment in Middle Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel, Federal Republic Germany. In: BROOKFIELD, M.E.; AHLBRANDT, T.S. (eds.). *Eolian sediments and processes. Developments in sedimentology*. v. 38, p. 583-612.
- MAGEE, J.W.; BOWLER, J.M.; MILLER, G.H.; WILLIAMS, D.L.G. 1995. Stratigraphy, sedimentology, chronology and palaeohydrology of Quaternary lacustrine deposits at Madigan Gulf, Lake Eyre, South Australia. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, v. 113, p. 3-42.
- MARTINSEN, O.J.; RYSETH, A.; HELLANS-DANSEN, W.; FLESCHE, H.; TORKILDSEN, G.; IDIL, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, v. 46, p. 235-259.
- MARZOLF, J.E. 1983. Changing wind and hydrologic regimes during deposition of the Navajo and Aztec Sandstones, Jurassic (?), southwestern United States. In: BROOKFIELD, M.E.; AHLBRANDT, T.S. (eds.). *Eolian sediments and process – Developments in sedimentology*, v. 38, p. 635-660.
- MARZOLF, J.E. 1988. Controls on late Paleozoic and early Mesozoic eolian deposition of the western United States. *Sedimentary Geology*, v. 56, p. 177-191.
- MEADOWS, N.S; BEACH, A. 1993. Structural and climatic controls on facies distribution in a mixed fluvial and aeolian reservoir: the Triassic Sherwood Sandstone in the Irish Sea. In: NORTH, C.P.; PROSSER, D.J (eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. London, Geological Society Special Publication, n. 73, p. 247-264.
- MEDEIROS, R.A.; PONTE, F.C. 1981. *Roteiro geológico da bacia do Recôncavo (Bahia)*. Salvador, PETROBRAS/SEN-BA, 63 p.

- MIALL, A.D. 1993. The architecture of fluvial-deltaic sequences in the Upper Mesaverde Group (Upper Cretaceous), Book Cliffs, Utah. In: BEST, J.L. E BRISTOW, C.S. (eds.). *Braided rivers*. Geological Society Special Publication, v. 75, p. 305-332.
- MIALL, A.D. 1995. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, v. 42, p. 379-389.
- MIALL, A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Berlin, Springer-Verlag, 582 p.
- MIALL, A.D.; ARUSH, M. 2001. Cryptic sequence boundaries in braided fluvial successions. *Sedimentology*, v. 48, n. 5, p. 971-985.
- MIDDLETON, L.T.; BLAKEY, R.C. 1983. Processes and controls on the intertonguing of the Kayenta and Navajo formations, northern Arizona: eolian-fluvial interactions. In: BROOKFIELD, M.E.; AHLBRANDT, T.S. (eds.). Elsevier, Amsterdam. *Eolian sediments and processes-Developments in sedimentology*, v. 38, p. 805-833.
- MILANI, E.J. 1985. *Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil*. Ouro Preto: Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 131 p.
- MILHOMEM, P.S.; DE MAMAN, E.J.; OLIVEIRA, F.M.; CARVALHO, M.S.S.; SOUZA-LIMA, W. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Recôncavo. Aracaju. *Fundação Paleontológica Phoenix*, n. 51, p. 1-6.
- MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; THOMPSON, S.III. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: PAYTON, C. (ed.) *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists Bulletin Memoir, v. 26, p. 53-62.
- MIURA, K. 1962. *Estudos preliminares da zonação do arenito Sergi no Campo de Buracica*. Salvador, PETROBRAS/SETEX/RPBA, 7 p. (relatório interno).
- MORAES, M.A.S.; DE ROS, L.F. 1988. Caracterização e influência das argilas de infiltração mecânica em reservatórios fluviais da Bacia do Recôncavo, nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 2, n. 1, p. 13-26.
- MOREIRA DA SILVA, N. 1966. Paleocorrentes deposicionais na Formação Sergi. Rio de Janeiro, *Boletim Técnico da Petrobras*, v.9, n. 2, p. 181-209.
- MORGAN, W.J. 1983. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, v. 94, p. 123-139.

- MOUNTNEY, N.P.; HOWELL, J. 2000. Aeolian architecture, bedform climbing and preservation space in the Cretaceous Etjo Formation, NW Namibia. *Sedimentology*, v. 47, p. 825-849.
- MOUNTNEY, N.P.; HOWELL, J.; FLINT, S.; JERRAM, D. 1998. Aeolian and alluvial deposition within the Mesozoic Etjo Sandstone Formation, northwest Namibia. *Journal of African Earth Sciences*, v. 27, n. 2, p. 175-192.
- MOUNTNEY, N.P.; HOWELL, J.; FLINT, S.; JERRAM, D. 1999. Climate, sediment supply and tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. *Journal of the Geological Society*, v. 156, p. 771-777.
- MOUNTNEY, N.P.; JAGGER, A. 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology*, v. 51, p. 713-743.
- MOUNTNEY, N.P.; THOMPSON, D.B. 2002. Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from the Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology*, v. 49, p. 805-833.
- MUNNE, A.I. ET AL. 1972. *Análise estratigráfica do Andar Dom João – Bacia do Reôncavo e do Tucano Sul*. Salvador, PETROBRAS/SEPES/DITEP/SETUP-BA, 74 p. (relatório interno).
- NASCIMENTO, O.S. ET AL. 1982. *Projeto Sergi, Campo de Araçás, Bloco Alto*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/DEPEX/DEPRO-PETROBRAS/CENPES, 202 p. (relatório interno).
- NETTO, A.S.T. 1980. *Manual de sedimentologia*. Salvador. PETROBRAS/SEPES/DIVEN/SENBA, 194 p.
- NETTO, A.S.T.; BARROSO, A.S.; BRUHN, C.H.L.; CAIXETA, J.M.; MORAES, M.A.S. 1982. *Projeto Andar Dom João*. Salvador, PETROBRAS/DEPEX/DEXBA, 193 p. (relatório interno).
- NETTO, A.S.T.; OLIVEIRA, J.J. 1985. O preenchimento do *rift-valley* na Bacia do Recôncavo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 15, n. 2, p.97-102.
- NEWELL, A.J. 2001. Bounding surfaces in a mixed aeolian-fluvial system (Rotliegend, Wessex Basin, SW UK). *Marine and Petroleum Geology*, v. 18, p. 339-347.
- NORTH, C.P. 2003. *Dryland rivers research*. University of Aberdeen. Disponível em: www.drylandrivers.com, em 2005.

- NORTH, C.P.; PROSSER, D.J. 1993. Characterization of fluvial and aeolian reservoirs: problems and approaches. In: NORTH, C.P.; PROSSER, D.J. (eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. London, Geological Society Special Publication, n. 73, p. 1-6.
- NORTH, C.P.; TAYLOR, K.S. 1996. Ephemeral-fluvial deposits: integrated outcrop and simulation studies reveal complexity. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 80, n. 6, p. 811-830.
- OJEDA, H.A.O. 1982. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 66, n. 6, p. 732-749.
- OLSEN, H. 1987. Ancient ephemeral stream deposits: a local terminal fan model from the Bunter Sandstone Formation (L. Triassic) in the Tønder-3, -4 and -5 wells, Denmark. In: FROSTICK, L.; REID, I. (eds.). *Desert Sediments: ancient and modern*. Geological Society Special Publication, v. 35, p. 69-86.
- OLSEN, H. 1989. Sandstone-body structures and ephemeral stream processes in the Dinosaur Canyon Member, Moenave formation (lower Jurassic), Utah, USA. *Sedimentary Geology*, v. 61, p. 207-221.
- OLSEN, T, STEEL, R.; HØGSETH, K.; SKAR, T.; RØE, S.L. 1995. Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price. Utah, *Journal of Sedimentary Research*, B65, p. 265-280.
- PAIM, P.C.G. 1994. *Depositional systems and paleogeographical evolution of the Camaquã and Santa Bárbara basins, Brazil*. Ph.D. thesis, University of Oxford, England, 227 p.; 2 v.
- PAIM, P.S.G; SCHERER, C.M.S. 2003. Arquitetura estratigráfica de sucessões flúvio-eólicas: o exemplo do Alogrupo Guaritas na região da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. In: PAIM, P.S.G; FACCINI, U.F.; NETTO, R.G. (eds.) *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares – estudo de casos*, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 239 p.
- PASSOS, L.J. ET AL. 1983. *Projeto Buracica*. Salvador, PETROBRAS/DEPEX/DEXBA, 240 p. (relatório interno).
- PEREIRA, R. 1995. Análise das feições anticlinais do Compartimento Nordeste da Bacia do Recôncavo, Brasil. Rio de Janeiro, *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 9, n. 2/4, p. 277-285.
- PETROBRAS. 1958. *Basin study: Recôncavo Baiano (Part I)*. Salvador, PETROBRAS/SETEX/RPBA. 185 p (relatório interno).
- PICARD, M. D; HIGH JR, L.R. 1973. *Sedimentary structures of ephemeral streams*. Developments in Sedimentology, Elsevier, 223 p.

- PINHO, G.C. 1987. *Evolução diagenética dos arenitos da Formação Sergi no Campo de Fazenda Bálsamo, nordeste da Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil*. Ouro Preto. 177 p. Dissertação de Mestrado em Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto.
- PLINT, A.G.; MCCARTY, P.J.; FACCINI, U.F. 2001. Nonmarine sequence stratigraphy: updip expression of sequence boundaries and systems tracts in a high-resolution framework, Cenomanian Dunvegan Formation, Alberta foreland basin, Canada. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 85, n. 11, p. 1967-2001.
- PONTE, F.C.; ASMUS, H.E. 1976. The Brazilian marginal basins: current state of knowledge. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, n. 48, p. 215-240.
- PONTE, F.C.; DAUZACKER, M.V.; PORTO, R. 1978. Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentares brasileiras. In: Congresso Brasileiro de Petróleo, I, Rio de Janeiro, 1978. *Anais...*Rio de Janeiro, v. 2, p. 121-147.
- PONTE, F.C. ET AL. 1971. *Evolução paleogeográfica do Brasil Oriental e África Ocidental*. Salvador, PETROBRAS/SEPES/DIDEP/SETUP-BA, 63 p. (relatório interno).
- PORTER, M.L. 1986. Sedimentary record of erg migration. *Geology*, v. 14, p. 497-500.
- POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G.P.; JAMES, D.P.; TESSON, M. 1992. Forced regression in a sequence stratigraphy framework: concepts, examples, and exploration significance. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 76, n. 11, p. 1687-1709.
- POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G.P. 1993. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sedimentary Geology*, v. 86, p. 91-109.
- 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.; KERDALL, C.G.ST.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. (eds.) *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, n. 42, p. 109-124.
- POSAMENTIER, H.W.; VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and systems tract models. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KERDALL, C.G.ST.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. (eds.) *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, n. 42, p. 125-154.
- PURVIS, K. 1991. Stoss-side mud-drapes:deposits of interdune pond margins. *Sedimentology*, v.38, p. 153-156.
- READING, H.G. 1996. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, 688 p.

- REGALI, M.S.P.; VIANA, C.F. 1989. *Sedimentos do neojurássico-eocretáceo do Brasil: idade e correlação com a escala internacional*. Rio de Janeiro, Ed. Gávea, 96 p.
- REGALI, M.S.P.; BORGHI, L.; TORRES-RIBEIRO, M. 2002. Uma palinoflora inédita do Jurássico Superior do Recôncavo (Formação Sergi). Águas de São Pedro, *Boletim do 6º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, p. 113-117.
- RICHARDS, M.T. 1996. Fluvial systems. In: EMERY, D.; MYERS, K.J. (eds.). *Sequence stratigraphy*. London, Blackwell Science, p. 111-133.
- RODRIGUES, C.R.O. 1990. *Argilominerais na evolução diagenética dos arenitos da Formação Sergi, Jurássico, Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil*. Ouro Preto. 211 p. Dissertação de Mestrado em Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto.
- RUBIN, D.M., 1987. *Cross-bedding, bedform, and paleocurrents*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists – concepts in sedimentology and paleontology, v. 1, 187p.
- RUBIN, D.M.; HUNTER, R.E. 1982. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, v.29, p. 121-138.
- RUST, B.R. 1981. Sedimentation in an arid zone anastomosing fluvial system: Cooper's Creek, Central Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 745-755.
- SANTOS, C.F.; 1998. *Seqüências estratigráficas, variações do nível do lago e ciclicidade no Andar Buracica (Formação São Sebastião) das bacias do Recôncavo e Tucano, Bahia, Brasil*. Porto Alegre. 313 p.; 2 v. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SANTOS, C.F.; CUPERTINO, J.A.; BRAGA, J.A.E. 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (coords.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, p. 235-266.
- SARNTHEIN, M. 1978. Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. *Nature*, v. 272, p. 43-46.
- SARZENSKY, D.J.; TOLEDO, J.B. 1988. Correlação rocha-perfil em reservatórios heterogêneos. In: Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório, Salvador, 1988. *Trabalhos apresentados...* Salvador, PETROBRÁS/DEPEX/SEIDER, p. 375-389.
- SARZENSKY, D.J.; TOLEDO, J.B. 1990. *Correlação rocha-perfil: conceitos e aplicação em reservatórios heterogêneos*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/DEPEX/SEIDER, 394 p. (relatório interno).

- SAVINI, R.R.; OLIVEIRA, F.M. 1997. *Análise faciológica e estratigráfica da porção superior da Formação Sergi (neojurássico) no Bloco Principal do Campo de Buracica, Bacia do Recôncavo*. Salvador, PETROBRAS/E&P-BA/GEXP/GELAB, 73 p. (relatório interno).
- SAVINI, R.R.; OLIVEIRA, F.M.; MAGALHÃES, A.J.C. 1998. Sequence stratigraphy on a braided fluvial system, a predictive model on reservoir quality for the Sergi Formation (Upper Jurassic), Buracica oilfield, Recôncavo Basin, Brazil. In: AAPG International Conference and Exhibition, Rio de Janeiro, Brazil, 1998. *Abstracts AAPG*, p. 540-541.
- SCHERER, C.M.S. 1998. *Análise estratigráfica e litoestratigráfica da Formação Botucatu (Eocretáceo da Bacia do Paraná) no Rio Grande do Sul*. Porto Alegre. 224 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SCHERER, C.M.S. 2001. *Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos*. Porto Alegre, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 106 p. (notas de aula).
- SCHERER, C.M.S. 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, v. 49, p. 97-116.
- SCHERER, C.M.S.; DE ROS, L.F.; GARCIA, A.J.V.; LAVINA, E.L.C.; OLIVEIRA, F.M.; MIZUSAKI, A.M.P.; FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.G.; PIERINI, C.; BONGIOLO, D.E.; MENEZES, M.R.F.; AGUIAR, E.S. 2004. *Caracterização estratigráfica-petrológica integrada dos reservatórios da Formação Sergi*. Porto Alegre,. Projeto CTPETRO (PETROBRAS-FINEP), 167 p. 2 v. (relatório interno).
- SCHERER, C.M.S.; LAVINA, E.L.C. 2005. Sedimentary cycles and facies architecture of eolian-fluvial strata of the Late Jurassic–Early Cretaceous Guará Formation, Southern Brazil. *Sedimentology*, 23 p. (no prelo).
- SCHUMM, S.A. 1968. Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, v. 79, p. 1573-1588.
- SCHUMM, S.A. 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, v. 101, p. 279-294.
- SERRA NEGRA, C.A. e SERRA NEGRA, E.M. 2003. *Manual de trabalhos monográficos de graduação, especialização, mestrado e doutorado*. Editora Atlas, São Paulo, 224 p.
- SEILACHER, A. 1982. General remarks about event deposits. In: EINSELE, G.; SEILACHER, A. (eds.) *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag, p. 161-174.

- SHANLEY, K.W.; MCCABE, P.J. 1991. Predicting facies architecture through sequence stratigraphy – an example from the Kaiparowits Plateau, Utah. *Geology*, v.19, n. 7, p.742-745.
- SHANLEY, K.W.; MCCABE, P.J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 78, n. 4, p. 544-568.
- SILVA, R.R. 1998. *Identificação das litofácies da Formação Sergi no Campo de Fazenda Balsamo*. Salvador, PETROBRAS/E&P-BA/GEXP/GELAB, 16 p. (relatório interno).
- SILVA, L.G.; SCHINELLI, M.C. 2005. *Campo de Riacho da Barra: interpretação sísmica e oportunidades para o aumento da produção de óleo*. Salvador, PETROBRAS/UN-BA/ST/CER, (relatório interno, no prelo).
- SNEH, A. 1983. Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 53, p. 1271-1281.
- SLOSS, L.L. 1962. Stratigraphic models in explorations. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 46, n. 7, p. 1050-1057.
- SOMBRA, C.L.; CLÍNIO, A.L.; CELES FILHO, W.; VILAR, A.S.; BORGES, R.F.; HESTER, A.M.; DERRAIK, A.L.B.; COSTA, A.O.; VIANNA, A.C.; IERUSALIMSCHY, R. 2002. *Sistema Anasete 4.x – editor de descrição de testemunhos e módulo de perfil integrado: manual do usuário*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/DIGER/SEGRES & PUC-RIO/TECGRAF, 48 p. (relatório interno).
- SOUZA, R.A. 1969. *Malombê: possível caso de discordância angular no Recôncavo*. Salvador, PETROBRAS/SETRIN/RPBA, 6 p. (relatório interno).
- SOUZA, R.A. 1973a. *Relatório geológico do Campo de Fazenda Imbé*. Salvador, PETROBRAS/DEXPRO/RPBA/DIREX/SECEGE, 86 p. (relatório interno).
- SOUZA, R.A. 1973b. *Relatório geológico do Campo de Fazenda Azevedo*. Salvador, PETROBRAS/DEXPRO/RPBA/DIREX/SERGED, 50 p. (relatório interno).
- SOUZA, R.A.; DELLA FÁVERA, J.C. 1969. *Estudo de discordância na borda leste da bacia do Recôncavo*. Salvador, PETROBRAS/SETRIN/ RPBA, 27p. (relatório interno).
- SOUZA, E.M.; SANCHES, C.P.; MATO, L.F. 1989. *Marcos elétricos-radioativos da Formação Candeias no Compartimento Nordeste da Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil*. Salvador, PETROBRAS/DEXBA/DIRGED-DINTER, 53 p. (relatório interno).
- SOUZA-LIMA, W.; HANSI JÚNIOR, G.P. 2003a. Bacias sedimentares brasileiras: origem, evolução e classificação. Aracaju. *Fundação Paleontológica Phoenix*, n. 49, p. 1-4.

- SOUZA-LIMA, W.; HANSI JÚNIOR, G.P. 2003b. Bacias sedimentares brasileiras: bacias da margem continental. Aracaju. *Fundação Paleontológica Phoenix*, n. 50, p. 1-4.
- SOUZA-LIMA, W.; MANSO, C.L.C.; ANDARADE, E.J.; GRILLO, J.L. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Camamu. Aracaju. *Fundação Paleontológica Phoenix*, n. 54, p. 1-6.
- SPANDRI, R. 2000. *Introdução a redes neurais*. Paulínia. PETROBRAS/REPLAN, 17 p. (relatório interno).
- STEAR, W.M. 1985. Comparison of bedform distribution and dynamics of modern and ancient sandy ephemeral flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. *Sedimentary Geology*, v.45, p.209-230.
- SWEET, M.L. 1999. Interaction between aeolian, fluvial and playa environments in the Permian Upper Rotliegend Group, UK southern North Sea. *Sedimentology*, v. 46, p. 171-187.
- TALBOT, M.R. 1985. Major bounding surfaces in aeolian sandstones – a climatic model. *Sedimentology*, v.32, p. 257-265.
- TALBOT, M.R.; ALLEN, P.A. 1996. Lakes. In: READING, H.G. (ed.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford, England, Blackwell Science, p. 83-124.
- TAYLOR, K.S. 1994. *Ephemeral-fluvial sediments as potential hydrocarbon reservoirs*. Ph.D. thesis, University of Aberdeen, Scotland, 403 p., 2 v.
- TELLER, J.T.; LANCASTER, N. 1986. Lacustrine sediments at Narabed, in the Central Namib desert, Namib. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, v. 56, p. 177-195.
- TODD, S.P. 1996. Process deduction from fluvial sedimentary structures. In: CARLING, P.A.; DAWSON, M.R. (eds.). *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*. John Wiley and Sons, West Sussex, p. 299-350.
- TOOTH, S. 2000. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. *Earth Science Review*, v. 51, p. 67-107.
- TREWIN, N.H. 1993. Mixed aeolian sandsheet and fluvial deposits in the Tumblagooda Sandstone, Western Australia. In: NORTH, C.P.; PROSSER D.J. (eds.). *Characterization of fluvial and aeolian reservoirs*. Geological Society Special Publication, n. 73. p. 219-230.
- TURNER, P; PILLING, D.; WALKER, D.; EXTON, J.; BINNIE, J.; SABOU, N. 2001. Sequence stratigraphy and sedimentology of the late Triassic TAG-I (Blocks 401/402, Berkine Basin, Algeria). *Marine and Petroleum Geology*, v. 18, p. 959-981.

- UFRGS. *Guia de apresentação de referências bibliográficas*. Porto Alegre, UFRGS, 2002. 13 p. Disponível em: www.ufrgs.br/ufrgs, em 2002.
- UFRGS. *Recomendações para apresentação de trabalhos acadêmicos*. Porto Alegre, UFRGS, 2002. 9 p. Disponível em: www.ufrgs.br/ufrgs, em 2002.
- ULIČNÝ, D. 2004. A drying-upward aeolian system of the Bohdašín Formation (Early Triassic), Sudetes of NE Czech Republic: record of seasonality and long-term palaeoclimatic change. *Sedimentary Geology*, v. 167, p. 17-39.
- VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N.; PEREZ-CRUZ, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonic, eustasy, and sedimentology. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.) *Cycles and events in stratigraphy*. Heidelberg: Springer-Verlag, p. 617-659.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 1: overview. In: PAYTON, C.W. (ed.), *Seismic stratigraphy – application to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 26, p. 63-81.
- 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, n.7, 55 p.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUITIT, T.S.; HARDENBOL, J. 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. (eds.) *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, v. 42, p. 39-45.
- VEIGA, G.D; SPALLETTI, L.A.; FLINT, S. 2002. Aeolian/fluvial interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, v.49, p. 1001-1019.
- VIANA, C.F.; GAMA JÚNIOR, E.G.; SIMÕES, I.A.; MOURA, J.A.; FONSECA, J.R.; ALVES, R.J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. Rio de Janeiro, *Boletim Técnico da Petrobras*, v. 14, n. 3/4, p. 157-192.
- WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (eds.). 1992. *Facies models: responses to sea-level change*. St John's, Newfoundland: Geological Association of Canadá, 409 p.
- WEIMER, P.; POSAMENTIER, H.W. 1993. Recent developments and applications in siliciclastic sequence stratigraphy. In: WEIMER, P.; POSAMENTIER H.W. (eds.). *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent development and applications*. Tulsa, USA, American Association of Petroleum Geologists, p. 3-12.

- WRIGHT P.; MARRIOTT, S.B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, v. 86, p. 203-210.
- WRIGHT V.P.; TUCKER, M.E. 1991. Calcretes: an introduction. In: WRIGHT V.P.; TUCKER, M.E. (eds.). *Calcretes*. International Association of Sedimentologists, Reprint Series, v. 2, p. 1-22.
- YANG, C.S.; NIO, S.D. 1993. Application of high-resolution sequence stratigraphy to the Upper Rottliegend in the Netherlands Offshore. In: WEIMER, P.; POSAMENTIER H. (ed.). *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent development and applications*. Tulsa, USA, American Association of Petroleum Geologists Memoir, v.58, p. 285-316.
- ZABALAGA, H.M.C. ET AL. 1983. *Projeto Sesmaria*. Salvador, PETROBRAS/DEPEX/DEXBA, 20 p. (relatório interno).