

Jorge C. Della Fávera

# FUNDAMENTOS DE ESTRATIGRAFIA MODERNA



PETROBRAS



**FUNDAMENTOS DE  
ESTRATIGRAFIA  
MODERNA**



UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

*Reitor*

Nilcéa Freire

*Vice-reitor*

Celso Pereira de Sá



EDITORA DA UNIVERSIDADE DO  
ESTADO DO RIO DE JANEIRO

**Conselho Editorial**

Afonso Carlos Marques dos Santos

Elon Lages Lima

Ivo Barbieri (*Presidente*)

José Augusto Messias

Leandro Konder

Luiz Bernardo Leite Araújo

# FUNDAMENTOS DE ESTRATIGRAFIA MODERNA

JORGE C. DELLA FÁVERA

Professor Titular de Estratigrafia da Faculdade de Geologia  
Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ)

Professor de Estratigrafia do Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)



Rio de Janeiro  
2001

Copyright © 2001, Jorge C. Della Fávera

Todos os direitos desta edição reservados à Editora da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. É proibida a duplicação ou reprodução deste volume, ou de parte do mesmo, sob quaisquer meios, sem autorização expressa da editora.



EdUERJ

Editora da UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Rua São Francisco Xavier, 524 - Maracanã

CEP 20550-013 - Rio de Janeiro - RJ

Tel./Fax.: (21) 587-7788 / 587-7789

E-mail: eduerj@uerj.br

<i>Coordenador de Publicações</i>	Renato Casimiro
<i>Coordenadora de Produção</i>	Rosania Rolins
<i>Revisão</i>	Wendel Setúbal
<i>Projeto Gráfico/Diagramação</i>	Gilvan F. Silva
<i>Capa</i>	Heloisa Fortes
<i>Apoio Administrativo</i>	Maria Fátima de Mattos

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ/REDE SIRIUS/PROTAT

---

D357 Della Fávera, Jorge C. (Jorge Carlos)  
Fundamentos de estratigrafia / Jorge C. Della Fávera - Rio de  
Janeiro : EdUERJ, 2001  
264p.

ISBN 85-7511-001-2

1. Geologia estratigráfica. 1. Título

---

CDU 551.7

Para Eliane  
(*in memoriam*)  
e Maria da Glória



## APRESENTAÇÃO

A PETROBRAS sempre investiu no desenvolvimento de recursos humanos, em sintonia com as comunidades técnica e científica nacional e internacional.

Esta obra se propõe a divulgar e consolidar conhecimentos sobre os Fundamentos da Estratigrafia Moderna, tema de enorme importância na análise de bacias sedimentares e na prospecção de hidrocarbonetos.

O professor Jorge Carlos Della Fávera, ao longo de décadas de atuação profissional na PETROBRAS e em universidades brasileiras, acumulou conhecimentos conceituais, práticas e experiências variadas que o credenciam a discorrer com autoridade sobre este assunto.

A PETROBRAS sente-se honrada e gratificada em co-patrocinar a publicação deste trabalho, por meio do Programa de Editoração de Livros Didáticos da Universidade Petrobras. Com este volume, estabelece-se também um marco na literatura especializada de Geociências, tão carente de livros em português.



**PETRÓLEO BRASILEIRO S.A.**  
**PETROBRAS**

**Recursos Humanos**  
**Exportação & Produção Corporativo**





## AGRADECIMENTOS

Minha especialização em geologia sedimentar provém principalmente dos cursos que realizei com o prof. Georges deVries Klein, da University of Illinois, USA, e do prof. Emiliano Mutti, da Università degli Studi di Parma, Itália. Com o último aprendi o destemor em apresentar novas idéias, banindo o conservadorismo que sempre tende a controlar nosso pensamento. Agradeço a ambos os conhecimentos que hoje estou repassando ao leitor.

Ao geólogo Peter Vail, da Rice University, Houston, Texas, USA, agradeço pela cessão de material de trabalho e pela atenção que sempre dedicou às minhas consultas. Ao geólogo Henry Posamentier, da ARCO, Plano, Texas, USA, pela gentil cessão de uma versão ainda inédita de seu livro, escrito em parceria com G. Allen, sobre estratigrafia de seqüências.

Aos meus antigos orientandos dos cursos de mestrado e doutorado da UFRGS, mestres Cláudio V. Tagliari e José Milton C. Mendes, e doutores Carlos Emmanoel de Souza Cruz e Rogério Luis Fontana, assim como à minha mestranda da UERJ, Karla Roberta Albuquerque, deixo meus profundos agradecimentos pela inclusão neste livro de partes de suas dissertações e teses.

Os geólogos Dr. César Cainelli e MS Roberto d'Ávila, da Petrobras/E&P, e Dr. Guilherme Raja Gabaglia e MS Flávio Juarez Feijó, da Universidade Petrobras, completaram a revisão, fazendo importantes sugestões que foram acatadas na medida do possível. O geólogo Mário Caputo, da UFPA, informou-me de uma incorreção na passagem referente aos sedimentos glaciais. Ao geólogo Marco André Malmann de Medeiros sou grato pelo auxílio na elaboração de algumas ilustrações deste livro. À bióloga Bartira C. M. C. Carvalho agradeço a ajuda inestimável no ensino do programa de editoração Pagemaker. À engenheira Romana Begossi agradeço pelo empenho e paciência em corrigir os erros de gramática, ortografia e de digitação, bem como em criticar a clareza de exposição de conceitos na primeira versão deste livro.

Aos geólogos Lincoln Rumenos Guardado, ex-gerente da Petrobras/E&P, atualmente na Petrobras/Internacional, e MS Armando Paulo Barros, da

Universidade Petrobras, agradeço pelo empenho na obtenção do patrocínio. Ao colega geólogo Hernani Aquini Fernandes Chaves, representante brasileiro das Redes Latinoamericanas de Ciências, agradeço pelo estímulo.

Enfim, agradeço a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a presente edição.

## SUMÁRIO

Prefácio .....	17
----------------	----

### INTRODUÇÃO

Estratigrafia “antiga” versus estratigrafia “moderna” .....	21
Um breve histórico da estratigrafia de seqüências .....	23

### I. FUNDAMENTOS FILOSÓFICOS DA ESTRATIGRAFIA MODERNA

1.1. Visão histórica .....	29
1.1.1. Uniformitarismo .....	29
1.1.2. Catastrofismo .....	30
1.2. Sedimentação episódica .....	30
1.2.1. Evidências sedimentológicas da deposição episódica no registro sedimentar .....	32
Fenômenos ligados a correntes turbulentas .....	32
a) Turbiditos .....	32
b) Tempestitos .....	34
c) Tsunamitos. ....	35
d) Inunditos .....	37
e) Sismitos .....	39
<i>Megacamadas-Olistolitos</i> .....	40
<i>Homogenitos</i> .....	42
f) Depósitos ligados a explosões vulcânicas .....	43
g) Depósitos ligados a inundações catastróficas .....	43
1.3. A classificação estratigráfica .....	44
1.4. Caos e catástrofes .....	46
1.5. O conceito de armazém de energia ( <i>buffer</i> ) em geologia .....	47
1.6. A influência do conceito de sedimentação episódica na estratigrafia .....	49
1.7. O paradigma holístico aplicado à estratigrafia .....	50
1.8. Subjetividade na estratigrafia .....	55
1.9. Revoluções científicas e estratigrafia .....	56
1.9.1. Fases de uma revolução científica, segundo Kuhn .....	57
1.9.2. A revolução dos turbiditos .....	58

## II. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

2.1	Sismoestratigrafia .....	63
2.1.1.	Uma breve visão do método sísmico de reflexão .....	63
2.1.2.	Interpretação sismoestratigráfica .....	64
2.1.3.	Reflexões sísmicas e linhas de tempo geológico .....	68
2.1.4.	Análise de seqüências sísmicas .....	69
2.1.5.	Análise de fácies sísmicas .....	69
2.2.	Estratigrafia de seqüências .....	70
2.2.1.	Controles. ....	71
2.2.2.	Eustasia .....	71
2.2.3.	Subsidência .....	73
2.2.4.	Variação relativa do nível do mar .....	74
	Causas da variação eustática. ....	75
2.2.5.	Acomodação .....	76
2.2.6.	Discordância. ....	78
2.2.7.	Seqüência .....	79
	Limite de seqüência tipo 1 .....	80
	Limite de seqüência tipo 2 .....	80
	Comentários sobre limites de seqüências .....	81
	Ordem de grandeza das seqüências .....	82
	Parasseqüência e conjunto de parasseqüências .....	83
	Complexos de ciclos básicos de Karogodin .....	86
	A hipótese dos PAC's – ciclos agradacionais pontuados .....	87
	Tratos de sistemas .....	88
	Trato de sistemas de nível de mar baixo inicial ( <i>early lowstand</i> ) .....	89
	Trato de sistemas de nível de mar baixo tardio ( <i>late lowstand</i> ) .....	90
	Trato de sistemas transgressivo .....	91
	Superfície de inundação máxima .....	93
	O uso da superfície de inundação máxima como limite de seqüências estratigráficas genéticas – O enfoque de Galloway .....	95
	Seções condensadas .....	98
	Trato de sistemas de mar alto ( <i>highstand</i> ) .....	99
	Trato de sistemas de margem de plataforma. ....	100
2.2.8.	Curvas globais .....	101

Cronoestratigrafia mesozóica e cenozóica e os ciclos de variação do nível do mar .....	101
2.2.9. Análise de ciclicidade sedimentar .....	101
Relação entre taxa de acumulação e tempo .....	106
2.2.10. Correlação litoestratigráfica versus correlação cronoestratigráfica. ....	109
2.2.11. Controles eustáticos na deposição de sedimentos terrígenos – o significado do ponto de inflexão .....	110
2.2.12. Interpretação de litofácies e significado exploratório para petróleo .....	112
Trato de sistemas de nível de mar baixo .....	113
Tratos de sistema transgressivo, de nível alto e de margem de plataforma .....	115
2.2.13. Estratigrafia de seqüências e hierarquia de unidades que definem estratos .....	115
Lâmina, conjuntos de lâminas, camada, conjunto de camadas .....	116
2.2.14. Diagrama cronoestratigráfico .....	116

### III. FÁCIES SEDIMENTARES

Uma palavra inicial .....	121
3.1. Fácies sedimentares .....	122
3.1.1. Considerações .....	122
3.1.2. Associação de fácies .....	123
3.1.3. Modelos de fácies .....	126
3.1.4. Sedimentação episódica .....	126
3.1.5. Elementos definidores de fácies sedimentares .....	127
Elementos litológicos .....	127
Estruturas sedimentares .....	127
Estruturas aerodinâmicas e hidrodinâmicas geradas por correntes .....	128
Estruturas geradas pelo vento .....	130
Estruturas geradas pela corrente de maré .....	132
Estruturas geradas por fluxos gravitacionais .....	134
a) Estruturas produzidas por fluxos de detritos .....	135
b) Fácies turbidíticas de Mutti (1992) .....	135
c) Lobos sigmoidais e <i>climbing ripples</i> .....	138
d) Estratificação cruzada <i>hummocky</i> .....	139

Estratificação cruzada <i>hummocky</i> no carvão .....	141
e) Estruturas produzidas por fluxo granular .....	142
f) Estruturas produzidas por fluidização .....	143
Estruturas deformacionais .....	143
Estruturas diagenéticas .....	143
Estruturas biogênicas .....	143
Espessura das camadas .....	144
Geometria das camadas .....	145
Fósseis. ....	146
Paleocorrentes. ....	146

#### IV. SISTEMAS DEPOSICIONAIS TERRÍGENOS

Uma palavra inicial. ....	149
4.1. Depósitos de leques aluviais .....	149
Características da porção apical .....	150
Características da porção distal .....	150
Exemplos brasileiros .....	150
4.2. Depósitos fluviais .....	150
4.2.1. Depósitos de rios entrelaçados .....	152
4.2.2. Depósitos de rios meandantes .....	153
Exemplos brasileiros .....	154
4.3. Depósitos de sistema desértico .....	155
4.3.1. Lagos de desertos e <i>sabkhas</i> associadas .....	155
4.3.2. Uedes .....	156
4.3.3. Campo de dunas eólicas .....	157
Exemplos brasileiros .....	157
4.4. Depósitos glaciais .....	158
Exemplos brasileiros .....	161
4.5. Depósitos deltaicos .....	161
4.5.1. Depósitos deltaicos dominados por ação fluvial .....	162
Barra de embocadura .....	162
Baía interdistributários .....	163
4.5.2. Depósitos deltaicos caracterizados por estratificação cruzada sigmoidal .....	164
4.5.3. Deltas com frente deltaica do tipo <i>flysch</i> ( <i>flysch-like delta front</i> ) .....	164
4.5.4. Deltas dominados por inundações catastróficas .....	165
Origem de correntes de turbidez marinho rasas e HCS relacionada .....	169

	A importância de barras sigmoidais geradas pela inundação .....	170
	Exemplos brasileiros .....	171
4.6.	Depósitos de ambientes dominados pela ação de maré .....	174
4.6.1.	Depósitos de planície de maré .....	175
4.6.2.	Depósitos de canais de maré .....	177
4.6.3.	Delta dominado pela ação de maré .....	177
	Estuário .....	177
	Barras de maré .....	177
4.6.4.	Plataforma dominada pela maré .....	179
	Exemplos brasileiros .....	179
4.7.	Depósitos de ambientes dominados pela ação das ondas .....	182
4.7.1.	Depósitos de praias .....	182
4.7.2.	Depósitos de deltas dominados por ondas .....	184
4.7.3.	Depósitos de plataforma dominada por tempestades (tempestitos) .....	184
	Exemplos brasileiros .....	186
4.8.	Depósitos de águas profundas .....	187
4.8.1.	Turbiditos .....	187
	Modelo de Mutti & Ricci Lucchi .....	188
4.8.2.	Arenitos retrabalhados por correntes de fundo .....	189
	Exemplos brasileiros .....	190

## V. EXEMPLOS DE SEQUÊNCIAS EM BACIAS BRASILEIRAS

	Uma palavra inicial .....	195
5.1.	Estratigrafia de seqüências para bacias rifte .....	196
5.1.2.	Tectonosseqüências e seqüências com controle “eustático” .....	198
5.1.3.	Bacia Potiguar .....	199
	Considerações gerais .....	199
	Seqüência 1 .....	201
	Seqüência 2 .....	201
	Seqüência 3 .....	202
	Seqüência 4 .....	203
	Modelo deposicional .....	203
	Sistema de Riftes do Leste da África .....	204
	Sistema Pendência .....	205



5.2.	Estratigrafia de seqüências para seções epicontinentais do Cretáceo	208
5.2.1.	Plataformas em rampa .....	208
	O modelo da estratigrafia de seqüências para plataformas em rampa .....	211
5.2.2.	Bacia Sergipe–Alagoas .....	214
5.3.	Estratigrafia de seqüências para seções pericontinentais .....	217
5.3.1.	Bacia de Pelotas .....	218
	Cunha passiva do estágio inicial .....	218
	Cunha passiva do estágio final .....	223
	Conclusões sobre o sincronismo das seqüências da Bacia de Pelotas com a curva global de Haq <i>et al.</i> ....	229
5. 4.	Estratigrafia de seqüências em bacias intracratônicas .....	229
5.4.1.	Características gerais. ....	229
5.4.2.	A determinação do trato de sistemas do nível baixo .....	232
5.4.3.	A seqüência genética de Galloway (1989) como uma ferramenta a ser utilizada em bacias intracratônicas. ....	232
5.4.4.	Simetria estratigráfico-sedimentológica das seqüências eocretáceas e neopaleozóicas do Brasil .....	233
5.4.5.	Bacia do Parnaíba .....	235
	Seqüência Devoniana (2ª ordem) .....	236
	Seqüências de 3ª ordem .....	238
	Sistemas deposicionais .....	238
	Referências Bibliográficas .....	239
	Índice Remissivo .....	251

## PREFÁCIO

Há exatamente 20 anos, paralelamente às minhas atividades profissionais, iniciei minha carreira de professor, primeiramente nos cursos internos da Petrobras, principalmente nos cursos de campo, e depois nas diversas universidades brasileiras (UFRGS, UFRJ, UFBA, UFOP, UFPE, USP, UNICAMP, UFRN e UERJ). Foi aí que comecei a ensinar os fundamentos da estratigrafia moderna. É necessário lembrar que a estratigrafia moderna, como se conhece hoje, começou a desenvolver-se precisamente naquela época: a estratigrafia de seqüências nasceu em 1977 e a visão catastrofista da sedimentação iria se consolidar em 1983. Havia uma enorme confusão nos conceitos e, conseqüentemente, tudo ainda estava envolto numa grande polêmica.

Em 1990, com a criação do Curso de Pós-Graduação em Estratigrafia, no Instituto de Geociências da UFRGS, em convênio com a Petrobras, começou-se a aplicar a estratigrafia de seqüências para as bacias brasileiras por uma série de dissertações de mestrado e teses de doutorado de alta qualidade, numa atividade que perdura até hoje. Como professor de estratigrafia e fundador do curso, elaborei em 1990 a primeira versão de notas de aula sobre o que chamei de Fundamentos da Estratigrafia Moderna. Preparei posteriormente mais duas versões, à medida que novos conceitos iam sendo criados, muitos deles em função do desenvolvimento do conhecimento gerado no próprio curso.

Com a falta de uma literatura especializada, em português, apresento este livro que, na realidade, é uma versão melhorada e atualizada das notas de aula anteriormente referidas. Certamente não é a versão definitiva, em vista das inúmeras indefinições ainda apresentadas, da grande velocidade de aquisição de novos dados geológicos e da sofisticação das interpretações, estas últimas impressas principalmente pela indústria do petróleo.

Considerando que a estratigrafia de seqüências e a geologia de fácies são as principais características da estratigrafia moderna, o livro se dedica principalmente a estas duas: na primeira, são definidos os conceitos principais, baseados principalmente na Escola da Exxon; na segunda, o tratamento é mais ou menos esquemático, com exemplos brasileiros de cada caso, deixando a profundidade necessária para os textos especializados. Finalmente, são dados os exemplos da aplicação da estratigrafia de seqüências em bacias sedimentares brasileiras. Como o leitor poderá logo notar, o tratamento dado a esses dois

assuntos está bastante impregnado de catastrofismo, doutrina filosófica que desposo e que é melhor exemplificada na exposição relativa à sedimentação episódica.

Qual é o público-alvo deste livro? Alunos de graduação ou de pós-graduação? Na minha experiência docente costumo ensinar a mesma coisa para ambos os níveis. Creio que o aluno de graduação, uma vez cumpridos os pré-requisitos em sedimentologia, petrologia e paleontologia, tem capacidade de absorver os conceitos expressos neste livro. Lembro-me de uma experiência vivida anos atrás, quando visitava a Università degli Studi di Parma, na Itália. Encontrei dois alunos do prof. Emiliano Mutti, os quais, pelo conhecimento exposto e pelo jargão empregado, julguei estarem fazendo o doutoramento. Surpreendi-me quando soube que estavam apenas no 4º semestre do curso de graduação! Portanto, creio que tudo irá depender do empenho do professor em ensinar e da vontade do aluno em aprender.

Assim, tenho a satisfação de entregar ao leitor de língua portuguesa a presente edição deste livro.

*O autor*

# INTRODUÇÃO



# **ESTRATIGRAFIA “ANTIGA” VERSUS ESTRATIGRAFIA “MODERNA”**

Comecei a divulgar os conceitos existentes neste livro a partir de 1979, quando iniciei minha carreira docente ainda dentro da Petrobras. Naquela época, como infelizmente ainda hoje, a geologia era dominada pelo gradualismo, que faz parte do principal conceito da geologia: o uniformitarismo. Por outro lado, a cultura e os poucos recursos existentes na maior parte das entidades de pesquisa do país faziam com que o mapeamento geológico fosse calcado na litoestratigrafia, com muita ênfase nos detalhes litológicos, esquecendo-se do âmbito universal da geologia. Isto é compreensível, pois, em termos humanos, um afloramento de 100m de comprimento por 5 ou 10m de altura impressiona bastante o observador, parecendo ser a fonte de todos os dados. Entretanto, essas dimensões são insignificantes ao se levar em conta a extensão de uma bacia ou ao se olhar, pelo menos, um perfil geofísico de poço.

Ao pensamento calcado neste tipo de raciocínio deu-se o nome de estratigrafia “antiga”, sintetizada na pura, ou nem sempre, aplicação do Código de Nomenclatura Estratigráfica. Opõe-se à estratigrafia “moderna”, basicamente uma estratigrafia por eventos, holística e fundamentada numa técnica que seria englobada hoje na estratigrafia de seqüências.

Felizmente, vê-se o corpo de geólogos do país ceder ante a argumentação da estratigrafia “moderna” e aceitá-la como base de seus trabalhos. Quero deixar claro que não sou contra estudos de detalhe. Eles são muito importantes e extremamente necessários à estratigrafia, como a qualquer outra disciplina geológica. No entanto, o detalhe tem de ser focado ao longo de um eixo conceitual “universal”, onde todas as demais escalas se seguem, como propõe o método do “zoom”, que será comentado adiante.

A estratigrafia de seqüências pode ser aplicada tanto a bacias da margem continental – com uma expressão morfológica de plataforma, talude e bacia –, como a situações onde faltam esses elementos. A estratigrafia de seqüências foi realmente idealizada para o primeiro caso. Por outro lado, as bacias em rampa, ou melhor, sem a configuração clássica de plataforma e talude, constituem expressiva maioria nas ocorrências de rochas sedimentares no Brasil. Não se limitam ao âmbito intracratônico; ocorrem, também, em faixas mó-

veis pré-cambrianas, que exibem baixo grau de metamorfismo. Também fazem parte de bacias da margem continental, onde caracterizam algumas fases de evolução, como a fase rifte e a transicional. Embora estas sejam de ocorrência abundante, são poucos os trabalhos a elas dedicados, principalmente na literatura internacional.

Meu interesse por este tipo de tratamento estratigráfico remonta praticamente ao início de minha carreira profissional, na Bacia do Recôncavo. Naquela bacia, pode-se distinguir perfeitamente a utilização dos dois métodos de trabalho e sua importância prática, no caso, prospecção de petróleo. Desde cedo, acostumei-me a trabalhar com unidades limitadas por superfícies de caráter cronoestratigráfico, verificando sua melhor propriedade na caracterização de trapas para petróleo ou para contar a história deposicional da bacia. Foi, no entanto, com uma análise da Bacia Sergipe-Alagoas, em 1976, que adotei definitivamente a metodologia que mais tarde viria a ser proposta por Vail e colaboradores, em 1977.

Apesar da imensa difusão da teoria da estratigrafia de seqüências, gostaria de esclarecer que a maneira como os conceitos estão expressos neste livro, bem como sua associação filosófica, é o resultado da visão pessoal que tenho do assunto, adquirida ao longo de minha experiência.

## UM BREVE HISTÓRICO DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

A estratigrafia de seqüências é um tratamento estratigráfico que deriva basicamente da sismoestratigrafia.

A sismoestratigrafia iniciou-se na década de 1960, após o surgimento da sísmica digital multicanal. Em geral, as seções sísmicas geradas pela técnica analógica eram de má qualidade, principalmente as obtidas em terra. Com o desenvolvimento da era digital, que contou com equipamentos eletrônicos de grande portabilidade e capacidade na fase de aquisição dos dados, além de computadores de grande porte para o processamento das informações obtidas, as seções sísmicas tornaram-se, dentro de algumas limitações, verdadeiras seções geológicas. Desta maneira, o advento da técnica da sísmica digital está para a estratigrafia moderna assim como a invenção do microscópio está para a biologia e a do telescópio, para a astronomia.

Aparentemente, a primeira tentativa de se usar seções sísmicas para a detecção de relações estratigráficas foi feita por Egon Meister, geólogo da Petrobras, interpretando a Bacia Sergipe-Alagoas, na década de 1960. Ao final da década, surgiram os primeiros trabalhos nas bacias brasileiras, orientados por William Fisher e L. F. Brown, da Universidade do Texas, em Austin. Fisher e Brown continuaram a orientar geólogos e geofísicos brasileiros da Petrobras até o final da década de 1970, passando assim por todas as bacias da margem continental, incluindo as intracratônicas. Deve-se a estes geólogos uma série de conceitos novos, como o de *tratos de sistema*, que será detalhado adiante, e que hoje é um dos pilares da estratigrafia de seqüências.

Entretanto, um grupo que se destacou enormemente neste campo foi o da Exxon, sediado em seu centro de pesquisas de Houston, Texas. Deste grupo, destaca-se logo o geólogo Peter R. Vail, o qual, junto com o geofísico Robert Mitchum III, deu início à revolução científica que hoje conhecemos como Estratigrafia de Seqüências. Os geólogos da Exxon dispunham de seções sísmicas de praticamente todo o mundo, principalmente do Mar do Norte, Golfo do México, Indonésia e África Ocidental. Inicialmente, uma série de coincidências na variação do *onlap* costeiro chamou sua atenção, o que deu origem à proposta da variação do nível do mar como causa principal. Vail tinha sido aluno de Sloss, da Northwestern University, em Illinois, cientista que pela primeira vez dividiu o Fanerozóico em seqüências devidas ao controle tectônico.



Por que a proposta de Vail e colaboradores, em 1977, no *best seller* da AAPG *Memoir 26*, após uma apresentação em congresso em 1975, despertou tanto interesse dos geólogos de companhias de petróleo? Simplesmente porque entrava com o elemento de predição estratigráfica, fundamental numa indústria que dispense vários milhões de dólares na perfuração de apenas um poço no mar. Pela nova teoria, os *onlaps* costeiros apresentavam uma alteração brusca de tempos em tempos, correspondentes a variações eustáticas, consideradas globais e assim correlacionáveis. Nessas épocas de rebaixamento eustático, formar-se-iam os leques submarinos, em outros termos, reservatórios para hidrocarbonetos de alta qualidade, que seriam correlatos a discordâncias erosivas nas porções rasas das bacias. Esta hipótese apoiava-se no Atualismo, já que as evidências apontavam a maioria dos leques submarinos modernos como formados nos mínimos glacieustáticos do Pleistoceno. Por outro lado, nas fases de ampla expansão eustática positiva, correspondendo à *superfície de inundação máxima*, haveria a formação das rochas geradoras, nos períodos de ressurgência marinha. Desta maneira, a chamada Curva de Vail popularizou-se a ponto de ser empregada largamente pelos estratígrafos de todo o mundo. Por outro lado, gerou os chamados *raciocínios circulares* (Miall, 1991), pelos quais as bacias de todo o mundo se correlacionariam perfeitamente em termos da variação relativa do nível do mar.

Louis Frank Brown e William Fisher apresentaram um trabalho no mesmo volume do *Memoir 26* (Brown & Fisher, 1977). Nele, contradiziam a opinião do grupo da Exxon numa série de conceitos fundamentais. Por exemplo, consideravam os leques submarinos como formados nas épocas de crescimento eustático, contra a opinião do grupo citado de que eram dos períodos de rebaixamento. Vários especialistas mundiais participaram da polêmica, destacando-se Emiliano Mutti, que enquadrou a evolução de seus leques submarinos aproximadamente dentro do modelo da Exxon. Hoje, em função dos estudos do Pleistoceno, consideram-se os leques submarinos como tendo sido formados em épocas de rebaixamento relativo do nível do mar.

Uma grande celeuma acontecia com relação à correlação global das seqüências. A partir da proposta de 1977, crescia em âmbito mundial a restrição de cientistas àquela hipótese. Como oponentes, destacam-se os geólogos do Lamont Oceanographic Observatory, da Columbia University, que propunham mecanismos assíncronos de variação do nível do mar. Como não poderia deixar de ser, a oposição a certos pontos polêmicos comprometia toda a teoria. Em alguns locais, como na Petrobras, passou-se a rejeitar sistematicamente tudo o que proviesse do Grupo da Exxon. Apenas em 1985, com a

redemocratização do país, passou-se a usar a estratigrafia de seqüências como mais um método na pesquisa de petróleo da margem continental brasileira.

Os trabalhos de Vail e seu grupo continuaram no início da década de 1980, havendo uma contínua melhora dos conceitos emitidos, em função do progresso verificado em toda a geologia. Em 1987, Bilal Haq, bioestratígrafo da Exxon, junto com Peter Vail e J. Hardenbol produziram um novo *gráfico\** *global* (Haq *et al.*, 1987); a primeira versão, de 1977, sofrera críticas por não detalhar o período Cretáceo, já que os dados fundamentais daquele gráfico eram de propriedade da Exxon e, assim, não liberados para o público. Os referidos geólogos foram então às seções-tipo dos andares internacionais, numa série de localidades ao redor do mundo, e, a partir de detalhado levantamento de dados de várias naturezas, obtiveram uma nova diagramação estratigráfica. O gráfico de 1987 difere pouco do de 1977 quanto às quebras principais. Entretanto, está mais detalhado, mudando a escala de tempo e a amplitude de variação do *onlap* costeiro, ambas diferentes do gráfico anterior.

Em 1988, uma nova “arrumação” (vide Cap. 1.9) é realizada. No *Special Publication* nº 42 da SEPM (Wilgus *et al.*, 1998), é proposta a nova teoria, denominada de Estratigrafia de Seqüências, versão bastante melhorada e sofisticada da proposta de 1977. Neste tempo, emergem os nomes de Henry Posamentier e John Van Wagoner, ficando Vail em segundo plano, devido à aposentadoria. A teoria ganha um novo impulso a partir dos trabalhos de M. Jervey de simulação estratigráfica em computadores.

William Galloway, aluno de William Fisher na década de 1970, propõe uma *seqüência estratigráfica genética*, unidade fundamentada nos antigos conceitos de Frazier (1974), para o delta do Mississippi, utilizando estratigrafia de seqüências. Esta unidade seria limitada não mais pelas discordâncias mas sim pelas superfícies de inundação máxima, o que mudaria apenas a posição dos limites.

Ultimamente, Vail e os pioneiros têm aparentemente saído do primeiro plano, dando lugar a um novo protagonista, Henry Posamentier, ex-geólogo da Exxon, que mais tem se destacado no campo da estratigrafia de seqüências. Seus últimos trabalhos, principalmente com G. Allen, em livro recentemente publicado, tentam afastar a estratigrafia de seqüências de seus aspectos polêmicos. Em vez de *modelos*, propõem apenas um *método de trabalho*. Entretanto, ainda não se chegou ao final da questão, uma vez que inúmeros aspectos permanecem com uma aura de mistério, sendo encarados por uma parte da comunidade geológica como os dogmas em uma religião, isto é, indiscutíveis.

---

\* Por um vício de tradução, a palavra *chart* ficou consagrada no Brasil como *carta*. Na realidade, deve ser traduzida como gráfico ou diagrama.

No Brasil, devido à criação do Curso de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, em Porto Alegre, em convênio com a Petrobras, e algumas teses de doutorado realizadas no exterior, houve uma retomada da estratigrafia de seqüências no estudo das bacias da margem continental e intracratônicas brasileiras. Assim, praticamente todas as bacias brasileiras foram reestudadas em termos de estratigrafia de seqüências, levantando-se informações que alteram mesmo certos princípios arraigados desta teoria.

Em 1990, no âmbito da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), fundou-se o Laboratório de Análise de Bacias e Correlação Geológica. Nele, numa equipe montada pelo prof. Hernani Chaves, da qual faço parte, também foi utilizada a estratigrafia de seqüências, lidando principalmente com a seção permiana das bacias intracratônicas. A equipe desenvolveu o método de análise de ciclicidade sedimentar, discutido neste livro, empregado com sucesso numa série de ocorrências em diferentes bacias, mas com ênfase no carvão.

Finalizando, hoje a estratigrafia de seqüências está amplamente disseminada, como se pode ver nos inúmeros trabalhos publicados na literatura geológica nacional e internacional. Este livro oferece uma pequena contribuição à comunidade geológica brasileira e sul-americana, de graduação e pós-graduação, a qual possui, na maior parte das vezes, pouco acesso a essa literatura.

**Capítulo I**

**FUNDAMENTOS FILOSÓFICOS  
DA ESTRATIGRAFIA MODERNA**



## 1.1. VISÃO HISTÓRICA

### 1.1.1. Uniformitarismo

O substrato filosófico da geologia reside principalmente em seus *princípios*, dos quais o uniformitarismo é o principal. Formulado por James Hutton, ao final do século XVIII, e defendido por Charles Lyell, no início do século XIX, o uniformitarismo pode ser dividido em duas pressuposições básicas: as *metodológicas* e as *substantivas* (Gould, 1984).

As pressuposições metodológicas, que tratam de guias ou procedimentos do método científico, são a *uniformidade da lei* e a *uniformidade do processo*, esta última conhecida como *atualismo*.

A *uniformidade da lei* diz que as leis naturais são invariáveis no espaço e no tempo. Se mudassem, qualquer hipótese sobre causa e efeito não teria suporte a partir das várias observações (inferência indutiva). Esta pressuposição é, na realidade, a base da ciência, sendo o fundamento principal do método científico. Apesar de negada por alguns, que afirmam, por exemplo, que a constante gravitacional  $g$  varia ao longo do tempo, é admitida como certa pela maioria.

A *uniformidade do processo* (atualismo), não exclusiva da geologia, sempre que possível explica o passado como produto de causas que ainda operam na face da Terra. Pelo uso do atualismo, garantir-se-ia o emprego do Princípio da Simplicidade (Navalha de Occam), que diz que as hipóteses mais simples seriam as mais plausíveis.

As *pressuposições substantivas* compreendem a *uniformidade de variação* (gradualismo) e a *uniformidade de condições* (estado dinâmico estável).

A *uniformidade de variação* implica que as mudanças da face da Terra se dão de forma lenta e gradual. Lyell acreditava que esta lentidão seria tão extensa que, para um observador humano, tudo pareceria estático; entretanto, a imensidão do tempo geológico produziria os enormes resultados em acumulação.

Com relação à *uniformidade de condições*, Lyell admitia que a Terra era um lugar de constante mudança, apesar da permanência de seus aspectos. Admitia, também, em termos de evolução, que a extinção de grandes grupos não implicava qualquer direcionamento da história da vida.

Hoje, existe uma tendência de se revogarem as pressuposições substantivas. A organização estratigráfica (cronoestratigráfica) e a sedimentação episódica levam a essa tendência, observando-se aí a relação entre catastrofismo e esses conceitos na história da Terra.

### 1.1.2. Catastrofismo

Georges Cuvier, que viveu no fim do século XVIII e início do século XIX, é o responsável pelo conceito geológico do catastrofismo. Cuvier, fundamentado pelos dados paleontológicos, usava também, em associação com Brogniart, as alterações cíclicas das formações marinhas e lacustres da Bacia de Paris, expressas por quebras abruptas no registro sedimentar, para justificar sua teoria de mudanças súbitas provocando a extinção das faunas terrestres. Não propunha grandes teorias sobre a história da Terra mas simplesmente registrava o que via, em trabalhos notavelmente detalhados. Como dizia, a vida na Terra era freqüentemente interrompida por eventos terríveis. Organismos inumeráveis tinham sido vítimas de tais catástrofes.

Cuvier, segundo Ager (1993), era um homem bastante incompreendido. Ele mesmo o considerava um personagem ridículo, por seu catastrofismo “diluviano”. Por outro lado, Gregory (1988, in Ager, 1993) o considera um “campeão da ciência”. Ager (*op. cit.*) afirmou que ele foi o primeiro a entender o registro geológico como realmente é.

Apesar de uma aparente refrega entre Lyell e os defensores do catastrofismo, não havia na época grande diferença de opinião entre esses grupos, pelo menos nos significados metodológicos do uniformitarismo. O conflito obviamente residia nos significados substantivos. Os catastrofistas negavam a uniformidade nas variações, desde que apelavam para os paroxismos, muitas vezes em escala mundial, para explicar fenômenos ligados à estrutura e à topografia da Terra.

Entretanto, o termo catastrofismo é adotado pela corrente do *criacionismo científico*, movimento de natureza religiosa que, baseando-se nos preceitos bíblicos, nega a evolução e a história da Terra tal como é vista pela maioria dos geólogos. Por isto, este termo é rejeitado por uma série de autores, que, no entanto, aceitam a concepção não gradualista dos fenômenos da face da Terra.

Dentro dessa concepção, inaugurada por Cuvier, tem-se hoje o *catastrofismo atualista* (Hsü, 1983), a *sedimentação episódica* (Dott, 1983) e o *pontualismo* (Gould & Eldredge, 1977). Estes conceitos estão bastante relacionados, sendo os dois primeiros relativos ao registro sedimentar, e o terceiro, à evolução dos seres vivos.

## 1.2. SEDIMENTAÇÃO EPISÓDICA

A década de 1970 presenciou uma verdadeira revolução científica ao se inaugurarem os ataques ao gradualismo lyelliano. Ager, com sua famo-

sa frase “... a história da Terra se assemelha à vida dos soldados: longos períodos de tédio e breves instantes de terror”, fornece o tom do que se seguiu posteriormente. Em 1982, Einsele & Seilacher (1982) estabelecem os papéis da sedimentação cíclica e por eventos.

Entretanto, em 1983, acontece realmente o *manifesto* desta revolução científica: os então presidentes de duas sociedades científicas notáveis, de um lado Kenneth Hsü da IAS (International Association of Sedimentologists), européia, e de outro Robert Dott Jr. da SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), sua congênere americana, em seus *presidential addresses*, exprimem um ponto de vista que deverá se tornar norma entre os geólogos de rochas sedimentares: o registro sedimentar seria formado por *episódios* de sedimentação, alternados por períodos de não-deposição, marcadamente refletidos nos planos de estratificação. Alguns desses episódios, que envolvem a manifestação de um elevado grau de energia num curto espaço de tempo, são eventos raros, pelo menos em termos humanos. Entretanto, em muitas situações, seus depósitos predominam sobre os dos processos “normais” do dia-a-dia – graduais e contínuos, formados em condições de “bom tempo”.

A frequência dos eventos raros é inversamente proporcional à intensidade dos fenômenos envolvidos. Hsü propôs a fórmula:

$$f = k \frac{1}{v^3},$$

onde  $f$  é a frequência dos eventos,  $v$  é o volume do depósito e  $k$  é uma constante, indicando que a frequência dos eventos é inversamente proporcional ao porte dos depósitos.

Isto implica que a sedimentação se fará por episódios consecutivos, a partir de um processo inicial, até sua acumulação no registro. Por exemplo, o material desagregado física ou quimicamente, existente numa montanha, que é uma área de erosão, descera para o primeiro sítio de deposição pela ação de fortes chuvas. A acumulação inicial num depósito de leque aluvial continuará, por pulsos sucessivos, através de rios entrelaçados e meandantes (fixação em barras de rios entrelaçados ou barras em pontal), também por episódios ligados a inundações, até um delta. Parte deste material fluirá, por exemplo, até a quebra da plataforma, caso este delta prograda até aquele sítio. Qualquer instabilidade provocará o escorregamento desta massa, já depositada, pelo talude até um sítio de deposição, presumivelmente final, no leque submarino ou na planície abissal. Assim, cada evento de sedimentação episódica vale-se de um outro anterior que acumulou determinado depósito.



Para turbiditos, foi criado o termo *parking area*, área de acumulação, situada em algum lugar próximo à quebra de plataforma. Na realidade, qualquer depósito formado por processos de sedimentação episódica precisará de um volume de grãos inicial, o qual será redepositado num curto período de tempo.

A frequência dos fenômenos da fórmula de Hsü pode ser compreendida pela necessidade de haver sedimentos acumulados antes da eclosão de qualquer fenômeno de sedimentação episódica. De acordo com Gorsline (1978), um turbidito de 10cm de espessura, que cobre uma área de 1.000 km<sup>2</sup>, contém 10<sup>11</sup> m<sup>3</sup> ou cerca de 0,1 km<sup>3</sup> de sedimentos. Segundo ele, este volume corresponderia a um século de descarga do rio Amazonas, o que é realmente notável e implicaria, pelo menos, 100 anos de descarga fluvial antes de se acumular um volume necessário para se transformar num turbidito. Observe-se, entretanto, que as dimensões por ele figuradas são bastante comuns em bacias turbidíticas como a do sul dos Pireneus.

### **1.2.1. Evidências sedimentológicas da deposição episódica no registro sedimentar**

As principais evidências sedimentológicas são as seguintes:

#### **Fenômenos ligados a correntes turbulentas**

Seilacher (1982) considera os *turbiditos*, *inunditos* e *tempestitos* como os eventos talvez mais ilustrativos da sedimentação episódica (fig. 1.1). Dentro da classe tempestitos, dever-se-ia incluir os chamados *tsunamitos*, que são os depósitos de tsunamis, provocados por maremotos, alguns de origem ligada a impactos com corpos extraterrestres.

#### **a) Turbiditos**

Turbiditos são depósitos de sedimentação episódica por excelência, fato já admitido há muito tempo. Um pulso de corrente de turbidez, transportando expressivo volume de sedimentos, leva apenas minutos ou horas para percorrer longos trechos da bacia e depositar sua carga. Por outro lado, estes pulsos se sucedem a intervalos de centenas de anos.

A corrente de turbidez é um fluxo gravitacional subaquoso. Até a década de 1980, acreditava-se que a maioria dos então chamados turbiditos dela proviria. Na realidade, conforme demonstrou Mutti (1992), os clásticos

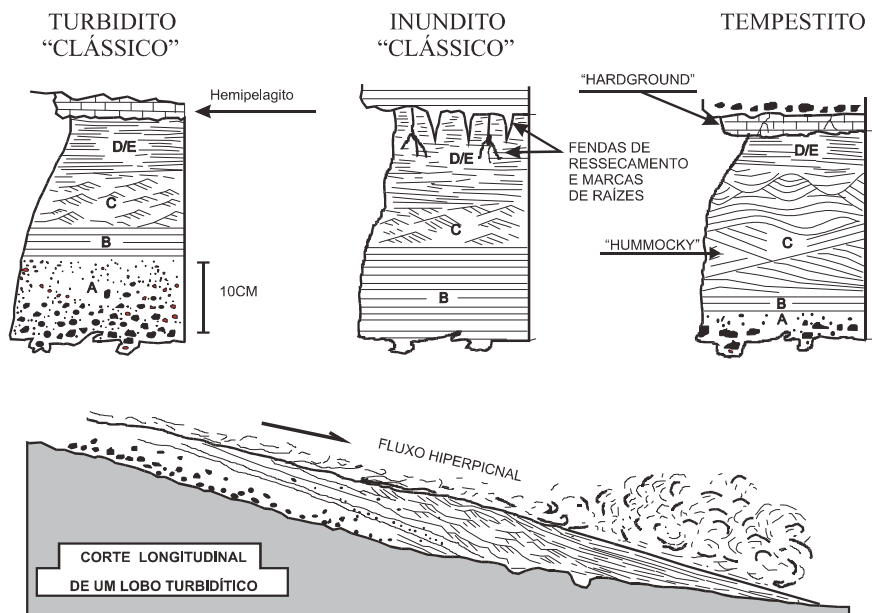


Figura 1.1 – Eventos de sedimentação episódica ligados a fluxos turbulentos. Modificado de Seilacher, 1982. As letras *a, b, c, d* e *e* indicam as subdivisões da camada empregadas por Bouma (1962). Modificado de Seilacher, 1982.

grossos de águas profundas provêm de uma plethora de fluxos, desde o fluxo de detritos (*debris flow*), passando pelos fluxos turbidíticos de alta densidade, até as correntes de turbidez diluídas (fig. 3.11).

Os turbiditos mais característicos são os chamados “clássicos”, isto é, que apresentam a seqüência de Bouma (Bouma, 1962) e constituem espessos depósitos em bacias de margem ativa. A seqüência de Bouma é formada, da base para o topo, do intervalo gradacional (*a*), do intervalo com laminação paralela (*b*), do intervalo com microlaminação cruzada (*c*) e de intervalos pelíticos superiores (*d* e *e*). Correspondendo aos períodos entre pulsos sucessivos de corrente de turbidez, deposita-se o chamado *intervalo hemipelágico*, que consta de níveis delgados de argila e/ou carbonatos, formados por restos de organismos plancônicos.

O caráter episódico dos turbiditos fica suficientemente estabelecido na tabela 1, a partir do quadro transcrito de Dott (1983).

No Brasil, turbiditos ocorreram durante a fase rifte, em condições lacustres profundas, e na seção marinha, notavelmente a partir do Neocretáceo. Sua importância consiste na formação de importantes reserva-

tórios para hidrocarbonetos, contendo quase 90% da reserva de petróleo conhecida.

### **b) Tempestitos**

O reconhecimento de tempestitos como importantes constituintes de depósitos de bacias de sedimentação marinha e lacustre se deu a partir do trabalho de Harms *et al.* (1975), o qual atribuiu à estratificação cruzada *hummocky* o processo ligado a ondas de tempestade.

<b>DADOS:</b>	Uma sucessão vertical com 100 pares, cada um composto de turbiditos, em média com 10 cm de espessura, e pelagitos normais, com 5 cm de espessura em média (total de 1500 cm)
<b>CONSIDERE-SE QUE:</b>	1. Taxa de deposição média da lama hemipelágica = 5 cm/1000 anos 2. Correntes de turbidez são eventos geologicamente instantâneos.
<b>SEGUE-SE QUE:</b>	1. Tempo total para formar 100 pares: $500 \text{ cm de lama} / 5 \text{ cm}/1000 \text{ anos} = 100 \text{ 000 anos}$ 2. Frequência média das correntes de turbidez: $100 \text{ 000 anos}/100 \text{ turbiditos} = 1 \text{ 000 anos entre eventos.}$
<b>CONCLUSÕES:</b>	1. Dois terços da sucessão foram depositados por eventos instantâneos que ocorreram em média uma só vez por milênio. 2. Em dez milhões de anos: 10 000 eventos poderiam depositar 1500 m de estratos.

Tabela 1 – Raciocínio de Dott (1983) para mostrar o caráter episódico dos turbiditos.

No Brasil, tempestitos foram descritos e interpretados pela primeira vez por mim (1980; 1982), na Bacia do Parnaíba, onde formam a maioria dos depósitos de certas seções, principalmente na Formação Pimenteira (Devoniano). Posteriormente, percebeu-se que constituíam também a sedimentação dominante nos intervalos argilosos, de origem marinha ou lacustre, tanto das bacias riftes mesozóicas, como as intracratônicas paleozóicas e pré-cambrianas (Della Fávera, 1992-1998).

Em termos de fácies e de geometria deposicional, esses depósitos assemelham-se a turbiditos (fig. 1.1). Apresentam, em geral, uma geometria lobada e organização vertical parecida com a da seqüência de Bouma. A diferença está no intervalo correspondente ao *c* de Bouma, que nos tempestitos se caracteriza por estratificação gerada numa combinação de fluxo unidirecional e oscilatório (*hummocky* e outros tipos de ondulações). O equi-

valente hemipelágico dos tempestitos consiste nos chamados *hardgrounds*, intercalações centimétricas de material cimentado, com abundantes icnofósseis, representando o endurecimento do substrato por ação de organismos durante o regime de *bom-tempo* que separa pulsos contíguos de tempestade. Da mesma maneira que os turbiditos, admite-se que a deposição de cada episódio individual se dê em questão de horas, enquanto um longo período de não deposição separaria eventos consecutivos.

Recentemente, Mutti *et al.* (1996) propuseram que a estratificação cruzada *hummocky* pode ser formada por inundações catastróficas na plataforma defronte a deltas dominados por inundação. Estes autores consideram a estratificação cruzada *hummocky* como uma estrutura de fluxo gravitacional produzida por misturas de água e sedimento, gerada por inundação catastrófica, isto é, correntes de turbidez verdadeiras, favorecidas pela *igniçãõ*. A ignição é um processo através do qual uma corrente de suspensão sofre uma aceleração rápida e aumento de volume a partir de uma concentração crítica de sedimento. A contínua diluição do fluxo devido à mistura com o fluido ambiente fica assim compensada pelo *bulking*, isto é, a incorporação de sedimento novo pelo fluxo através da erosão, a qual resulta num aumento de concentração de sedimento (construção por erosão). A estratificação *hummocky* e os turbiditos são muito semelhantes em vários aspectos (Della Fávera, 1990) e a gênese proposta por Mutti *et al.* não seria totalmente estranha. Contudo, Mutti *et al.* não discutem o fato de a estratificação cruzada *hummocky* ser uma estrutura que se encontra tanto em carbonatos como em siliciclásticos. Não seria elegante então supor que uma estrutura tão peculiar fosse produzida por dois diferentes processos; todavia, seria o caso de se escolher um pela aplicação da *navalha de Occam*. Mutti (informação verbal) admite mesmo que a interpretação genética clássica por tempestades não seria alterada pela sua nova proposta, no caso de carbonatos marinhos rasos. Como será visto no Capítulo IV, a interpretação de Mutti *et al.* é a mais apropriada para a ocorrência de estratificação cruzada *hummocky* nos carvões da Bacia do Paraná (Begossi & Della Fávera, 2000).

### c) *Tsunamitos*

Ressalte-se a importância de *tsunamis* como agentes geológicos de deposição, não só pelo monitoramento de sua ocorrência em áreas costeiras próximas a epicentros de terremoto e erupções vulcânicas, como pelo reconhecimento de depósitos a eles atribuídos. *Tsunamis* são ondas de grande altura que resultam da transferência da energia cinética de um trem de on-

das, afetando assim a altura da onda, quando esta atinge águas relativamente rasas.

Na maioria das vezes, são devidos a abalos sísmicos submarinos ou a erupções vulcânicas. A perturbação do solo marinho, geralmente uma falha, é transmitida à lâmina d'água, gerando uma onda mais ou menos correspondente ao rejeito da falha. Esta viaja por centenas de quilômetros no oceano e pode mesmo passar despercebida. Ao atingir águas rasas, a onda cresce em altura, podendo atingir cerca de 30m. Sua ação é altamente destrutiva. Este *setup* costeiro momentâneo favorece a formação de depósitos relativamente espessos, os quais, devido ao período muito mais longo das ondas de *tsunamis*, quando comparado ao das de tempestade, não contêm a estratificação cruzada *hummocky*. Forma-se no entanto um aleitamento gradacional.

Depósitos de *tsunamis* têm sido reconhecidos no registro sedimentar de várias bacias (Marsaglia, 1987; Moore & Moore, 1988). Entretanto, os mais impressionantes estão relacionados à suposta colisão da terra com um corpo extraterrestre no contato Cretáceo/Terciário, descritos por Bourgeois *et al.* (1988) e Albertão (1992). Este último descreve o contato Cretáceo-Terciário na Bacia Pernambuco-Paraíba, cuja representação gráfica se encontra na fig. 1.2.



Figura 1.2 – Perfil esquemático mostrando a faciologia e sucessão vertical do tsunamiite descrito por Albertão (1992) na Bacia Pernambuco-Paraíba. Baseado em descrições de afloramentos da Pedreira Votorantim e da Praia do Funil, área do Grande Recife, Pernambuco.

Esta camada apresenta uma gradação normal, principalmente na Praia do Funil, ao norte de Recife. São comuns intraclastos de fosfatos e carbonatos. Dois elementos foram importantes para a interpretação: a mistura de fósseis, desde nerítico raso até profundo, proveniente de erosão generalizada, e a presença de microesférulas, interpretadas como resultado da precipitação de *ejecta* proveniente do impacto. No topo da camada, num intervalo com *ripple marks*, ocorre uma anomalia de irídio de 0,6 ppb, valor semelhante à descrita por Bourgeois *et al.* (op. cit.) e um pico de COT (carbono orgânico total), atribuído à precipitação de fuligem, proveniente de um incêndio global gerado pelo calor do impacto.

#### **d) Inunditos**

Seilacher (1982) denomina inunditos os depósitos resultantes de inundações extremamente violentas em ambientes fluviais e marinhos (acrescenta-se os de leque aluvial e *fan-delta*). Os inunditos, segundo esse autor, são passíveis de confusão com os turbiditos clássicos de bacias profundas, o que gerou, ao final da década de 60, controvérsias famosas sobre a natureza de depósitos de *flysch*, a partir do trabalho de Mangin (1962).

A rigor, todo depósito fluvial de certa expressão (barras de meandro, barras longitudinais e transversais) seria um inundito, uma vez que a sedimentação neste domínio só se dá efetivamente durante as cheias. Por isso, consideram-se os inunditos, na acepção de Seilacher, como *inunditos clássicos*, parafraseando uma classificação semelhante para turbiditos.

No Brasil, existe uma série de ocorrências características de inunditos clássicos. Na Bacia do Parnaíba, usou-se o termo *frente deltaica tipo flysch* para interpretar o ambiente deposicional de “turbiditos rasos” da Formação Pastos Bons (Cretáceo, Della Fávera, 1980).

Conforme as observações, os inunditos clássicos constam de camadas plano-paralelas de arenitos e folhelhos, às vezes imbricadas, de granodecrescência ascendente, espessura variável (milímetros a metros), apresentando a seqüência de Bouma. Na grande maioria das vezes, esta ocorre incompleta, iniciando-se pelo intervalo *b* ou *c* (o intervalo *a*, gradacional, é muito raro). Marcas de sola são abundantes. Da mesma forma que acontece em bacias de água profunda, estruturas de tração puras são raras ou ausentes.

O que realmente diferencia inunditos clássicos de turbiditos clássicos é a presença de feições de água muito rasa ou de exposição subaérea, como fendas de ressecamento, pingos de chuva, marcas de raízes ou

icnofósseis específicos, ou então associação muito íntima com depósitos rasos (fig. 1.1).

O exemplo mais famoso, no Terciário da Bacia de Tremp-Pamplona, Espanha (Mangin, 1962), contém camadas, com impressões de pés de aves palmípedes em suas bases, outrora interpretadas como de água profunda.

Na margem continental, na Bacia de Campos, segundo as descrições de Castro *et al.* (1981), a Formação Lagoa Feia (Aptiano) apresenta um intervalo com inunditos, de cor vermelha, associados a depósitos de leque aluvial da borda da bacia. Segundo Heward (1978), este tipo de ocorrência é típico de leques aluviais de clima árido, onde inundações-relâmpago condicionam processos de inundações em lençol (*sheet flood*). Estas transportam as frações mais finas em fluxo turbulento e as depositam sob a forma de lobos, semelhantes aos de turbiditos, nas depressões adjacentes. Durante a inundações, estas depressões formam lagos efêmeros. O rebaixamento posterior das águas expõe ao ar o topo do inundito recém-formado. Como consequência, como no caso da Formação Lagoa Feia, os inunditos clássicos apresentam fendas de ressecamento afetando os pelitos do intervalo *d/e* da seqüência de Bouma.

Outro exemplo notável de inunditos clássicos ligados a leques aluviais ocorre no Eo-Paleozóico, no rifte de Camaquã, no Rio Grande do Sul. A Formação Arroio dos Nobres é composta de conglomerados e arenitos grossos de leques aluviais (Membro Vargas) que passam vertical e lateralmente a arenitos finos e pelitos da depressão adjacente aos leques (Membro Mangueirão – Ribeiro *et al.*, 1980). O Membro Mangueirão apresenta espessura aparente de milhares de metros e é formado principalmente por inunditos clássicos, cuja característica principal consiste também na presença de fendas de ressecamento no topo das camadas. O arranjo vertical destas camadas assemelha-se ao dos lobos turbidíticos dos Apeninos e Pireneus.

Na Formação Arroio dos Nobres, ocorrem relações faciológicas interessantes que podem deslindar problemas estratigráficos de outras bacias. Entre os conglomerados dos leques aluviais e os inunditos clássicos, ocorrem arenitos e leitos dispostos em lobos sigmoidais, geneticamente ligados aos dois primeiros. Os lobos sigmoidais, ou simplesmente *sigmóides*, são feições sedimentares extremamente comuns nas bacias brasileiras. Na Bacia do Recôncavo, formam a maior parte dos depósitos arenosos das formações Marfim e Pojuca. O mesmo acontece nas bacias paleozóicas, onde sigmóides de grande porte são encontradas na Formação Furnas (Bacia do Paraná) e Formação Cabeças (Bacia do Parnaíba).

Os lobos sigmoidais caracterizam-se por corpos arenosos ou arenos-argilosos com laminação sigmoidal (clinoformas), que podem passar lateralmente a *climbing ripples* e argilas (fig. 3.13). Seu porte é variável, podendo atingir até 10m de espessura. As sigmóides resultam da desaceleração muito rápida de jatos altamente turbulentos à saída de cursos d'água (deltas, canais de maré e estuários), havendo um transpasse (*bypass*) entre essa saída e o lobo sigmoidal.

A disposição em clinoformas implica uma deposição em profundidade no mínimo correspondente à altura das clinoformas, necessária tanto para sua formação como sua preservação. Entretanto, esta lâmina d'água pode ser efêmera, pois muitas sigmóides, como as da Formação Pojuca, no Recôncavo, foram posteriormente expostas subaereamente, como indicam fendas de ressecamento e marcas de raízes.

Os inunditos clássicos corresponderiam a jatos com maior eficiência de distribuição num esquema de deposição semelhante ao dos turbiditos. Esta condição resultaria de maior quantidade de argila incorporada à corrente, que, sob fluxo hiperpicnal, deslocar-se-ia a grandes distâncias. Por outro lado, as sigmóides, mais arenosas, teriam uma maior eficiência de distribuição, depositando em locais relativamente próximos às bocas dos cursos d'água, em condições de fluxo homopical.

#### e) *Sismitos*

Sismitos são depósitos que resultam diretamente de abalos sísmicos (sismitos s.s.) ou se originam quando um dado processo é precedido ou se dá simultaneamente a um evento sísmico de magnitude adequada (sismitos s.l. – Seilacher, 1984).

Os abalos litosféricos atuam sobre sedimentos inconsolidados, provendo sua fluidização, o que causa estruturas deformacionais características deste processo, como *ball & pillows*, convoluções, *dish*, parabrechas intraclásticas e mesmo a homogeneização total dos sedimentos.

Por outro lado, o efeito desses abalos é mais acentuado em taludes, mesmo os de baixa declividade, onde um terremoto de certa magnitude pode provocar escorregamentos e disparar fluxos de detritos e correntes de turbidez.

Uma outra forma, sob a qual ondas sísmicas podem ser transferidas aos sedimentos, seria através dos *tsunamis*, fluidizando a camada superficial e provocando o fluxo, sob *creep*, de uma pasta homogênea que, quando se deposita, leva o nome de *homogenito* (Cita *et al.*, 1984).



Entretanto, fluidizações e movimentos de massa não são processos exclusivamente gerados pelos abalos sísmicos. Qual seria a evidência circunstancial da ação deste processo? O porte e a extensão da deformação seriam determinantes, bem como a inclusão num contexto deposicional tectonicamente ativo. Segundo Seilacher, os exemplos mais bem documentados de sismitos provêm de lagos e bacias marinhas profundas, devido a seu potencial de preservação mais alto. Assim, a Bacia do Recôncavo e de Sergipe-Alagoas, que em suas fases rifte eram tectonicamente ativas, apresentam fluidizações relacionadas a abalos sísmicos. Estas fluidizações em geral afetam lobos sigmoidais deltaicos das formações Pojuca (Recôncavo) e Barra de Itiúba (Sergipe-Alagoas, fig. 1.3). O processo sedimentar causador do lobo sigmoidal poderia ser o único responsável pela fluidização do núcleo da sigmóide, mas como estas sigmóides fluidizadas gradam para homogenitos, pode-se considerá-las sismitos.



Figura 1.3 – Fluidização generalizada em sedimentos deltaicos lacustres da Formação Barra de Itiúba. Observe a chaminé de fluidização no centro da foto. Localidade de Roqueira, cidade de Penedo, Alagoas.

### *Megacamadas - Olistolitos*

Chama a atenção, em algumas bacias turbidíticas, a presença de megacamadas, depósitos gerados num evento único, que se diferenciam dos demais por sua espessura e extensão anômalas. Mutti *et al.* (1984) interpretam-nas como sismitos, designando-as sismoturbiditos, já que a incidência de terremotos de alta magnitude seria uma condição necessária para sua formação.

Os mais famosos sismitos deste tipo ocorrem no Mioceno dos Apeninos Setentrionais, Itália (Marnoso-Arenacea), e no Eoceno da Bacia Trepmp-Pamplona, Espanha (Grupo Hecho), envolvendo o deslocamento de grandes blocos da borda para a parte profunda da bacia. Parte destes blocos pode formar megacamadas, e os que descem sem sofrer alteração são conhecidos como olistolitos (*wildflysch*), apresentando espessuras superiores a 100m e volumes individuais de uma ou duas ordens de grandeza maiores que a dos turbiditos “normais” mais espessos. Aparentemente, ocorrem intercalados ao acaso com outras sucessões e compreendem depósitos do tipo lençol muito distintos e facilmente reconhecidos. Sismitos deste tipo são expressões notáveis da sedimentação episódica (volumes de até 200 km<sup>3</sup> depositados em questão de horas!).

No Brasil, o chamado “conglomerado calcário de Mapele” (Bacia do Recôncavo) enquadrar-se-ia nas características dos sismitos descritos por Mutti *et al.* O poço 1-ME-2-BA, perfurado em 1962 na área de Mapele, próximo à Falha de Salvador, Bahia (fig. 1.4), tornou-se nacionalmente famoso por apresentar uma violenta erupção de gás, seguida de incêndio, o qual perdurou por cerca de dois anos, só se extinguindo pela total depleção do reservatório. Essa erupção foi devida à alta pressão encontrada num corpo de “conglomerado”, formado por material calcário proveniente da Formação Estância (Pré-Cambriano) e encaixado nos folhelhos lacustres profundos da Formação Candeias (Eocretáceo).

A perfuração de poços direcionais e de extensão ao 1-ME-2-BA mostrou que este “conglomerado” compreendia blocos maciços de calcário

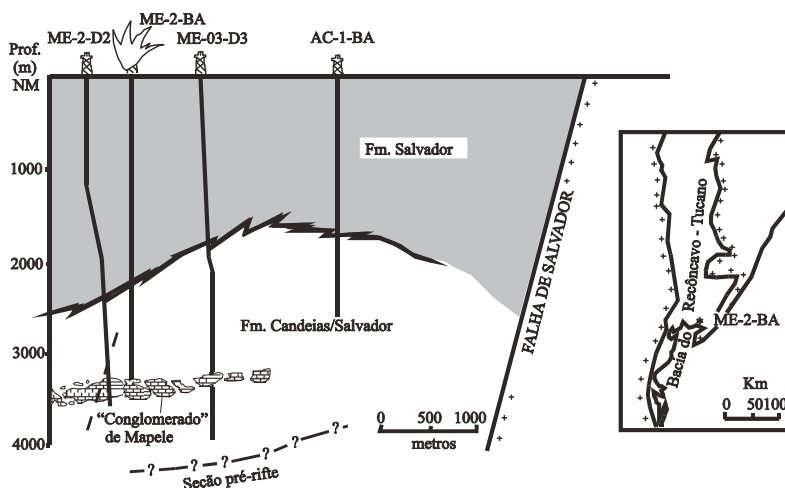


Figura 1.4 – O sismito de Mapele, Bacia do Recôncavo (Della Fávera, 1984).

de mais de 200m de espessura (fig. 1.4). O volume da megacamada, inferido conservadoramente a partir das perfurações, é da ordem de 0,2 km<sup>3</sup>, o que corresponderia à deposição instantânea de material equivalente ao que o rio Amazonas descarrega no oceano durante mais de 1 século, considerando-se o trabalho de Gorsline (1978).

Considera-se o “conglomerado calcário de Mapele” um sismito porque:

- a) ocorre junto a uma zona sísmicamente ativa no passado (borda leste da Bacia do Recôncavo), que esteve sujeita a esforços tensionais e eventualmente transpressionais de alta magnitude;
- b) possui espessura superior a 100m;
- c) constitui um depósito em lençol muito distinto;
- d) não está organizado tanto vertical como lateralmente em associações de fácies resultantes de longa permanência em sistemas turbidíticos.

### *Homogenitos*

Na Bacia do Recôncavo, encaixados nos folhelhos da Formação Candeias, depositados nas porções mais profundas de um lago tectônico, ocorrem os chamados “arenitos maciços” do Membro Pitanga.

A geometria peculiar, sugestiva de canais, com razões espessura/largura anômalas (ocasionalmente espessura de 1.000m com largura de 500m, como na Ilha de Maré, Bahia) e a extrema monotonia litológica (arenitos de granulometria variável, com teor de matriz da ordem de 50%, clastos e megaclastos de folhelho e total ausência de estruturas primárias – salvo raras feições de escape d’água) tornam o Membro Pitanga único no mundo em seu gênero. Semelhante a esta ocorrência, o autor conhece apenas a da Bacia de Barreirinhas, no Campo de São João.

A interpretação de Klein *et al.* (1972) admitia uma origem semelhante à dos homogenitos de Cita *et al.*, isto é, mecanismos que provocam a fluidização de espessos pacotes de sedimentos de frente deltaica e posterior movimentação da pasta homogênea assim formada (*slurry*) para as porções mais profundas da bacia.

Entretanto, evidências mais recentes sugerem que o Membro Pitanga originou-se por fluidização *in situ*, sem implicar deslocamentos laterais da massa fluidizada. Afloramentos junto ao Museu Araújo Pinho (Centro Industrial de Aratu, Bahia) mostram a formação de arenitos homogêneos iguais

aos do Pitanga a partir da fluidização gradativa de intercalações de arenitos e folhelhos turbidíticos. Os primeiros estágios dão-se com a geração de estruturas do tipo *ball & pillow*. Segue-se, em continuação, a formação de parabrechas intraclásticas, com blocos de folhelho em matriz arenosa ou vice-versa. O estágio final corresponde à desagregação total e à íntima mistura de grãos de areia e argila.

Evidências obtidas em afloramento de sedimentos do Andar Buracica (Fm. Pojuca), na BR-324, junto ao diápiro de Rosário, mostram a formação de arenitos maciços simultaneamente à ascensão dos diápiros de argila. Seria possível, então, que as formas “acanaladas” resultassem do simples afundamento das massas fluidizadas no sinclinal periférico dos diápiros.

### **f) Depósitos ligados a explosões vulcânicas**

Constituem os sedimentos denominados *ejecta*, bem como cinzas vulcânicas que se espalham sobre uma grande área. Alguns tsunamitos associam-se a este fenômeno.

Níveis de cinza vulcânica, de espessura centimétrica, estão presentes nas formações Rio Bonito (*tonstein*) e Irati, Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul e em escala métrica na Formação Ubatuba (Santoniano/Campaniano da Bacia de Campos), conhecida como marco estratigráfico “dedos”.

### **g) Depósitos ligados a inundações catastróficas**

Mutti *et al.* (1996) apresentam um novo modelo de sistemas deposicionais flúvio-deltaicos, dominados por inundações catastróficas e, segundo os autores, típico de bacias tectonicamente ativas. Na maior parte das ocorrências, apresentam depósitos do tipo *johkulhaupt*, nome de origem finlandesa, resultante de fenômenos ligados ao rompimento de barreiras que represam lagos glaciais.

O conceito de inundação catastrófica é pouco uniformitarista porque são raros os exemplos atuais aos quais se poderiam comparar alguns depósitos antigos e eventos interpretados. Talvez os mais famosos sejam as inundações de Bretz, acontecidas há 15 mil anos, que afetam a bacia do rio Columbia, na região de Spokane, EUA. A saga de J. Harlen Bretz, geólogo do Geological Survey americano, teve início em 1923 com a primeira proposta de uma inundação gigantesca para explicar feições incomuns encontradas nas *scablands* naquela região. Estas feições compreendiam depósitos de barras fluviais de 120m de altura, *ripples* gigantescos de 100m de

espaçamento e 9m de altura, alguns dirigidos para a montante do sistema fluvial, blocos erráticos, canais secos com grandes cataratas etc. A comunidade geológica da época rejeitou a proposta de Bretz simplesmente baseada no conceito gradualista de Lyell. Somente em 1965 é que houve o reconhecimento público, expresso no texto de um telex (*We are now all catastrophists!*) enviado por um grupo da Geological Society of America, que visitava a área por ele estudada (Allen *et al.*, 1986).

Mutti *et al.* (1996), estudando uma série de contextos deposicionais ligados a bacias tectonicamente ativas, desenvolvem um modelo, o qual, se comprovado, realmente revolucionará o campo de estudo de sistemas deposicionais (vide 4.5.4).

### 1.3. A CLASSIFICAÇÃO ESTRATIGRÁFICA

O código estratigráfico, embora abranja ampla variedade de opiniões, métodos e enfoques, baseia-se essencialmente numa tríade composta pela litoestratigrafia, cronoestratigrafia e bioestratigrafia. O código presentemente adotado é o norte-americano de 1983, que ampliou consideravelmente o escopo classificatório do código preexistente.

De acordo com Ager (1984), o Comitê Estratigráfico Britânico não via a bioestratigrafia como parte desta tríade, considerando-a apenas um dos vários métodos de correlação e, como tal, não mais merecedora de reconhecimento especial do que a datação radiométrica, mudanças climáticas, precipitação de poeira vulcânica e outros eventos.

Por outro lado, os europeus continentais fazem objeção à litoestratigrafia, afirmando que ela não é estratigrafia e sim, simplesmente, uma petrografia sedimentar descritiva pura (alguns a consideram como pré-estratigrafia, pois precede as demais tarefas).

Ager, ao fazer as considerações acima referidas, acrescenta também que, dependendo dele, “assassinar-se-ia” o terceiro membro sagrado da tríade, a cronoestratigrafia, uma bastarda híbrida do tempo e da rocha, que serviria apenas para ofuscar o registro geológico completo e a discussão em torno dele. Assim, a estratigrafia ascenderia apoiada apenas em dois conceitos básicos: o primeiro é que rochas se acumularam de um ou outro modo, e o segundo, que isto ocorreu ao longo da passagem do tempo. Em outras palavras, há rochas que ainda permanecem, e há tempo que passou e jamais poderá ser recuperado. Todo o resto seria uma confusão semântica.

O que isto teria a ver com o uniformitarismo? Ager acha que em termos psicológicos há uma importante relação. Uma das primeiras coisas

que se aprende em estratigrafia é que o sistema Cretáceo (rochas) é o equivalente do período Cretáceo (tempo). Na realidade, o registro sedimentar é tão episódico em acumulação e tão incompleto em sua preservação que pouco tempo estaria realmente registrado. Parafraseando uma de suas analogias, seria a mesma coisa que declarar a história recente do Brasil como totalmente registrada nos Anais do Congresso, sem lembrar que grande parte do tempo dos parlamentares se passa em fins de semana, noites, recessos, campanhas etc., e que nas raras ocasiões em que se manifestam pouca coisa têm a dizer.

Continuando com a analogia política para se entender a classificação estratigráfica, pode-se dizer que o registro político pode ser dividido organicamente, como é o caso do sistema brasileiro, na substituição de seu presidente, por eleições ou aposentadoria. Continuando: no sistema brasileiro, a mudança de presidente não implica necessariamente uma mudança de governo (não o foi em 1994), da mesma maneira que uma mudança de presidente no sistema americano pode não se relacionar com o governo de fato exercido pela maioria do Congresso (atualmente republicano contra um presidente democrata). Assim, no registro político, como no geológico, os três sistemas operam independentemente. A sucessão dos presidentes brasileiros e americanos está diretamente relacionada ao tempo, em ciclos de 4 anos. Embora complicada por catástrofes periódicas, a relação básica de tempo é inalterável. É a mesma coisa que a *geocronometria*. A sucessão dos primeiro-ministros britânicos está diretamente relacionada com mudanças orgânicas, podendo ser comparada à evolução orgânica no registro geológico. É a mesma coisa então que a bioestratigrafia.

A troca de governos britânicos – ou das maiorias do Congresso – é um evento comparativamente raro e pode ser considerado como uma catástrofe periódica (pelo menos para uma grande proporção da população que votou no partido perdedor). Também seriam eventos raros, ou catástrofes, os assassinatos, golpes de Estado e os “Watergates” ou “Collorgates” que complicam a substituição cíclica dos presidentes americanos e brasileiros. De fato, concluindo com Ager (1984), caso se pense um pouco mais, os marcos que realmente importam no registro histórico são essencialmente as catástrofes mais importantes: as revoluções, as guerras, as depressões econômicas etc. Caso se considere Winston Churchill como um primeiro-ministro britânico em tempo de guerra (o “fóssil-índice” mais importante do período 1940-1945), ele não era, de fato, primeiro-ministro quando a Segunda Grande Guerra começou nem tampouco em seu final. Desta maneira, são as catástrofes e não os fósseis-índices (sejam eles primeiro-ministros, presi-

dentes ou reis) que definem o nosso registro histórico, o que vale também para o registro geológico. Ager finaliza sua comparação dizendo que o código estratigráfico em curso não serve para destacar as “catástrofes” que compõem o registro geológico. Ele não se lembrou, entretanto, da alostratigrafia, pouco conhecida e empregada, como uma unidade que ressalta as catástrofes do registro.

Por outro lado, as estratigrafias fora do código, como a sismoestratigrafia de Vail & Mitchum, a estratigrafia de seqüências, de Van Wagoner *et al.*, 1988, a seqüência estratigráfica genética, de Galloway, 1989, fornecem uma precisa indicação das catástrofes. Tome-se como exemplo a chamada “curva de Vail”, que caracteriza o registro estratigráfico em termos de variação relativa do nível do mar (Vail *et al.*, 1977, Haq *et al.*, 1987). Nela observa-se um registro eventualmente interrompido por mudanças abruptas do *onlap* costeiro. Cada uma dessas mudanças constitui uma catástrofe (mesmo no sentido da Teoria do Caos) que interrompe uma tendência ascensional contínua do *onlap* costeiro numa determinada bacia, gerando discordâncias.

#### 1.4. CAOS E CATÁSTROFES

Os fenômenos geológicos, devido a sua complexidade, podem ser enquadrados em sistemas não-lineares e, portanto, regidos pelas leis do *caos* ou da *teoria das catástrofes* (Gleick, 1990).

O próprio desenvolvimento da estratigrafia de seqüências sugere fortemente um relacionamento com o caos. As quebras abruptas relacionadas à deflagração de eventos de sedimentação episódica (Capítulo 1.5) correspondem aos rompimentos de equilíbrio ou aos *transientes* da teoria do caos, o que poderia ser simulado, de maneira similar, na chamada máquina de catástrofes (Arnold, 1990), onde, com o exemplo de um lápis, papel e elástico, pode-se gerar movimentos inesperados (catástrofes) e, numa seqüência deles, uma curva de catástrofes.

Por outro lado, o bebedouro fornece um outro exemplo de rompimento de equilíbrio, gerando catástrofes.

Se considerarmos uma determinada altura da coluna d’água do bebedouro (fig. 1.5), esta se equilibra em função da pressão atmosférica. Assim, o rebaixamento desta coluna, pela retirada d’água, far-se-á numa maneira regular, não catastrófica, até quando a pressão atmosférica vencer a da água. Neste momento, produz-se a turbulência, que, na realidade, é uma catástrofe.

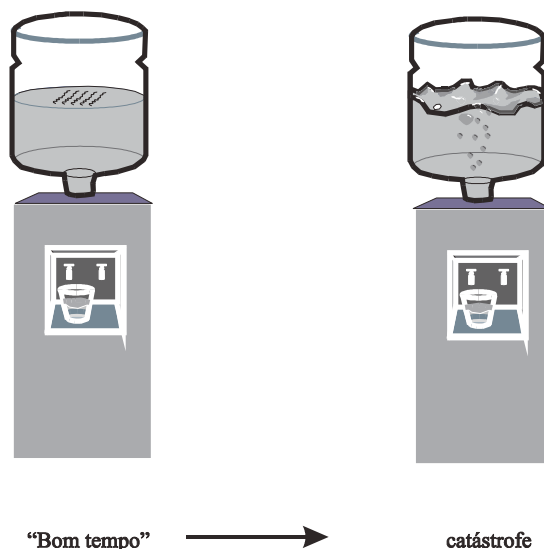


Figura 1.5 – Uma visão simples das catástrofes: o bebedouro.

A aplicação da teoria de catástrofes em geologia no momento é puramente heurística, já que não se tem uma idéia completa do desenvolvimento dos fenômenos geológicos. O caráter heurístico é aplicado do mesmo modo em biologia, psicologia e ciências sociais. Acredita-se, no entanto, que a aplicação fundamentada matematicamente será passível de realização em um futuro próximo.

### 1.5. O CONCEITO DE ARMAZÉM DE ENERGIA (*BUFFER*) EM GEOLOGIA

Parker (1985) explica tanto a sedimentação episódica como a gradual pelo conceito de *buffer* de energia. Considera que os processos geológicos na crosta sejam realizados por um fornecimento contínuo de energia, derivada principalmente do sol e da desagregação radiativa no manto e na crosta inferior. Como explicar a sedimentação episódica se o fornecimento de energia é contínuo? Existiriam reservatórios naturais (*buffers*) que armazenariam esta energia e a desprenderiam num processo rápido quando não houvesse mais condições para seu armazenamento ou uma determinada condição de equilíbrio fosse rompida por agentes externos.

Apesar de ser muito difícil a caracterização de cada um desses *buffers* de energia, o conceito é válido para explicar a sedimentação episódica.



No presente livro, adotar-se-á como um símbolo geral da sedimentação episódica a fig. 1.6. Nela, está representado o acúmulo contínuo de energia e o seu desprendimento rápido devido à ultrapassagem de um determinado limite. A capacidade do *buffer* e/ou a influência de agentes externos determina o andamento (tempo) do processo sedimentar.

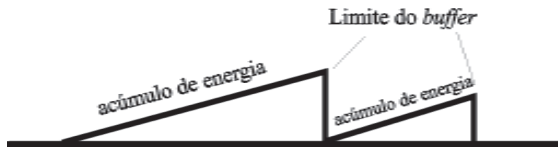


Figura 1.6 – A representação do *buffer* de energia como uma onda dente-de-serra. O andamento do processo é controlado pela capacidade do *buffer* e ação de elementos externos.

Como exemplo, pode-se citar a origem dos sismitos em bacias no interior da placa sul-americana. Esta placa está sujeita a um esforço de compressão, produzido de um lado pela distensão ao longo da cadeia mesoatlântica e de outro pela subducção da placa de Nazca. A placa resiste a este esforço até que seu limite de ruptura seja atingido. Produz-se neste momento um falhamento a 45° da direção do esforço, o qual poderá produzir um terremoto em escala bem maior dos que se verificam na borda da placa. Este terremoto determinará a formação de um sismito, afetando sedimentos inconsolidados da bacia. O encontro desses sismitos tem sido bastante freqüente, já que aparecem como níveis fluidizados ao longo de uma grande extensão horizontal, como o que ocorre intercalado com tempestitos arenosos no afloramento do topo da Formação Rio Bonito da rodovia Bagé-Pelotas, RS, junto ao Arroio Jaguarão.

É interessante notar que o gráfico mostrado na fig. 1.6 serve também para qualquer atividade envolvendo catástrofes. Por exemplo, na teoria do *equilíbrio pontuado da evolução* (Gould & Eldredge, 1977), o lado inclinado do triângulo representaria o que aqueles autores chamaram de *estases*, época em que os organismos sofreriam ações, principalmente do meio em que viviam, que provocariam posteriormente, por uma mudança brusca, o surgimento de uma nova espécie, a rigor, uma catástrofe.

Nas revoluções científicas propostas por Kuhn (1962), a serem discutidas adiante, poder-se-ia aplicar um gráfico semelhante. Cada novo paradigma surgiria como uma catástrofe, a partir de uma fase estática mais ou menos longa. Da mesma maneira, revoluções sociais surgem a partir de períodos “preparatórios”, onde se instauram os fatores revolucionários, como governos opressores, insatisfação popular etc.

## 1.6. A INFLUÊNCIA DO CONCEITO DE SEDIMENTAÇÃO EPISÓDICA NA ESTRATIGRAFIA

Como foi visto, fica patente o caráter episódico da deposição, implicando que a maior parte do tempo geológico envolvido num determinado empilhamento sedimentar corresponderia a períodos de não-deposição e/ou erosão.

Uma das conseqüências desta constatação seria a maneira de interpretar o registro geológico. Na década de 1960, após a análise estratigráfica sofrer uma quase falência, pela proposição do Princípio da Incerteza de Heisenberg, da física atômica, para a estratigrafia, o que levaria à total indeterminação interpretativa de qualquer intervalo sedimentar, esta ganhou um novo alento pela redescoberta da *Lei das Fácies de Walther* e seu emprego no estudo de sucessões verticais (Visher, 1965). Esta lei diz que sucessões sedimentares apresentariam uma contigüidade lateral dos ambientes que lhes deram origem. Entretanto, a partir de sua proposição original, a Lei de Walther não se aplicaria a intervalos atravessados por discordâncias. Na realidade, discordâncias são descontinuidades; poderia aquele impedimento valer para descontinuidades de menor ordem? A lógica conduz a uma resposta afirmativa; ademais, a Lei de Walther seria especialmente proibitiva para situações de sedimentação recíproca, isto é, mutuamente exclusível, como a ocorrência de tempestitos intercalados com fendas de ressecamento (*mud cracks*), indicando períodos de alto *setup* costeiro, produzido por tempestades, com fases de dessecação, quando uma área da bacia ficaria exposta ao ar, caso da Formação Pedra de Fogo, Bacia do Parnaíba (Della Fávera, 1990). Não obstante, acredita-se que a interpretação de sucessões verticais usando esta lei ainda continue válida, desde que se estabeleçam as verdadeiras relações entre cada produto sedimentar e seu respectivo processo formador, sem as costumeiras inferências de “posição na sucessão vertical”. A admissão da sedimentação episódica permitiria uma análise mais próxima da realidade, explicando uma série de relações faciológicas comuns, embora pouco compreendidas sob o ponto de vista gradualista, como tempestitos intercalados com dunas eólicas (Della Fávera *et al.*, 1993) ou turbiditos com marcas de raízes. Parafraseando Ítalo Ghignone (informação verbal), os *rudes fatos* necessariamente não mais destruiriam as *belas hipóteses*, como tem acontecido ao longo do uso do raciocínio gradualista.

O uso de modelos recentes também deveria ser reformulado. Percebe-se nos dias atuais um notável desenvolvimento de estudos de ambientes modernos, exigência do próprio atualismo, a partir da necessidade de com-

prender processos e desenvolver modelos dentro do lema “o presente é a chave do passado”. Acontece, por um lado, que os recursos tecnológicos limitam as amostragens e as observações, que consubstanciam aqueles modelos, a condições de “bom tempo”. Por outro lado, não dispõe o homem de suficiente permanência na face da Terra para testemunhar e entender os eventos raros. Como a memória humana é calcada nos acontecimentos diários, normais, a aplicação dos modelos recentes pressupõe um gradualismo e a manutenção de um equilíbrio dinâmico. A *estratigrafia por eventos*, por conseguinte, vai implicar também a adaptação de modelos estritamente uniformitaristas a uma escala de tempo geológico.

### 1.7. O PARADIGMA HOLÍSTICO APLICADO À ESTRATIGRAFIA

A geologia, como uma ciência natural que estuda a Terra como um todo e suas partes, não poderia deixar de participar de um movimento renovador, de caráter internacional, que atua hoje em todos os campos científicos. Trata-se de um novo paradigma na condução das atividades humanas, principalmente nas ciências que tratam da Terra e dos ambientes naturais. Os conceitos aqui emitidos baseiam-se em Capra (1983).

O paradigma holístico desenvolveu-se a partir de uma *concepção sistêmica*, que considera todos os fenômenos ou eventos interligados e inter-relacionados de uma forma global e estabelece que tudo no mundo é interdependente.

A abordagem holística considera o Universo como uma teia dinâmica de eventos relacionados. Nenhuma das propriedades de qualquer parte desta teia é fundamental: todas elas decorrem das outras partes do todo e a coerência total de suas inter-relações determina a estrutura da teia. É interessante notar que houve uma evolução semântica a partir do antigo conceito de Bertalanffy (1963), que considerava *sistema* como um conjunto de elementos em interação. Na presente definição, o uso do termo *evento*, em vez de *elemento*, confere-lhe um sentido mais dinâmico (além de uma natural adequação ao uso em estratigrafia) e implica que todos os sistemas são construídos a partir de relações energéticas.

A visão holística do mundo tem sua base na chamada *filosofia bootstrap* da física atômica. Segundo essa filosofia, a natureza não pode ser reduzida a entidades fundamentais, como elementos basilares da matéria, mas tem que ser inteiramente entendida por meio da autocoerência. Assim, cada partícula consiste, de certo modo, em todas as demais partículas, ou

melhor, cada partícula representa um padrão interligado de energia num dinâmico e contínuo processo. Nesta visão, *relações entre objetos* são mais importantes do que os objetos em si, o que poderia ser resumido no apotegma “*sou o que estou*”. Em 1990, em tese de doutorado, adotei este lema porque considero que todos os objetos “estão” e não “são”. Felizmente, na língua portuguesa, é fácil fazer esta diferenciação semântica. *Estar*, dentro desta concepção, *é fazer parte de um sistema*. Acredita-se, portanto, que todos os objetos façam parte de sistemas.

O “ser” seria reservado à divindade, no sentido da teologia judaico-cristã. Conforme a definição encontrada na célebre passagem bíblica da sarça ardente (Êxodo, Cap. 3, vers. 14), Javé declarou-se como “*Eu sou aquele que é*”, determinando o caráter absoluto de sua existência (Javé, ou Jeová, em hebraico significa *aquele que é*). Observe que o verbo *ser* não tem, neste caso, objeto direto, constituindo a única exceção da regra gramatical na língua portuguesa. A figura 1.7 mostra a diferença entre “estar” e “ser”.

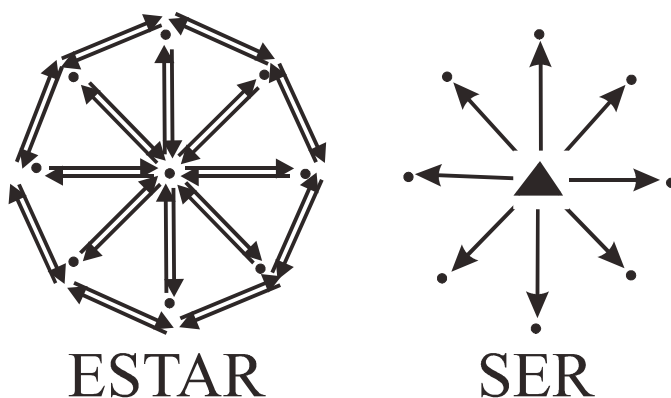


Figura 1.7 – Diferença entre “estar” e “ser”, em termos holísticos.

Assim, os objetos estão relacionados por um processo de *auto coerência* ou *auto consistência*, que parece reger a evolução do Universo, tanto no que se refere às interações físicas como aos fenômenos da vida: as galáxias, os planetas, o homem, o átomo, o mundo quântico parecem unidos por uma única e mesma auto consistência.

A geologia oferece um sem-número de exemplos deste relativismo da existência. Pode-se começar pelo conceito de *sistema deposicional*, que é um conjunto de depósitos inter-relacionados de uma associação de ambientes deposicionais. Nas interpretações de associações de fácies sedimentares

na vertical, pode-se ver como as relações são mais importantes do que os objetos neste sistema. Pela identificação de um único objeto, parte-se logo para os outros através de suas relações que, neste caso, levam o nome de *posição na seqüência*. É como Roger Walker (informação verbal) afirma, ao comparar a identificação de um sistema deposicional com a de um automóvel. Ao se descobrir uma simples roda como pertencendo a um fusca, fica fácil deduzir posteriormente os outros elementos deste carro.

Em termos geoquímicos, a atmosfera e a hidrosfera da Terra constituem um sistema fechado. De acordo com o prof. Yves Tardis (informação verbal), existe um encadeamento de elementos ou compostos neste sistema, expresso por um diagrama de estabilidades. Caso se retire uma única molécula de um deles, de um determinado lugar, esta retirada vai provocar uma alteração na estabilidade do sistema geoquímico global, causando alhures precipitações, ou mudanças químicas, de outras moléculas.

Por outro lado, a *teoria holográfica*, pertencente ao holismo, oferece outra importante indicação da concepção do real. A holografia consiste na reconstrução de ondas (raios laser), possibilitando um registro, denominado *holograma*, o qual, sob certas condições, fornece uma impressionante imagem inteira e tridimensional. Fantástico e relevante para a presente discussão é que, ao se cortar o holograma ao meio, a unidade de imagem é reconstituída em cada pedaço; se o processo de divisão for repetido, cada parte do holograma conterá, praticamente, a imagem inteira, e, assim, indefinidamente, apenas com perda de detalhes. Alguns fisiologistas acham que a memória humana funciona da mesma maneira. Torna-se evidente que não apenas as partes estão no todo como também *o todo está contido nas partes*. O “microcosmo está contido no macrocosmo e este naquele” é uma outra maneira de expressar este conceito, sendo demonstrável em geologia por vários exemplos. Um deles é o *elipsóide de deformação*: o campo de tensões, responsáveis pelas deformações das rochas, está expresso por um elipsóide cujos parâmetros podem ser individualizados, desde no simples cristal até em massas rochosas do tamanho de montanhas. No lado estratigráfico, esta verdade aparece principalmente nas definições de unidades por meio de relações de estratos, cujos determinantes são os mesmos em diferentes ordens de grandeza. Assim, pode-se comparar a evolução de uma barra transversal de um rio entrelaçado, produzida em períodos intercalados de cheia-seca, com uma cunha sigmoidal de uma margem continental.

A própria evolução de uma seqüência deposicional, produzida pela variação relativa do nível do mar, pode ser visualizada, em pequena escala,

no depósito de sedimentos na sarjeta, pelo efeito de uma enxurrada (Posamentier & Allen, 1999).

A *holoestratigrafia*, termo proposto recentemente, é uma combinação da estratigrafia física, genética, isotópica e biológica, produzindo uma disciplina poderosa de análise de bacias. A abordagem holística deve levar em conta a dinâmica do *todo-e-as-partes*, não se arvorando simplesmente numa descabida apologia do todo.

A estratigrafia de seqüências, da maneira como é hoje praticada, é uma ferramenta holística porque estabelece seqüências como um resultado do caráter global das variações relativas do nível do mar, da tectônica e do clima.

Finalmente, recomenda-se uma postura para interpretação, que é um corolário do paradigma holístico, o chamado *método do zoom* (Della Fávera, 1990). Este método consiste no *estabelecimento do contexto* para a determinação de problemas geológicos. Contexto é a expressão material da teia holística e pode ser determinado em várias ordens de grandeza, desde a ultramicroscópica até a de escala global (fig. 1.8).

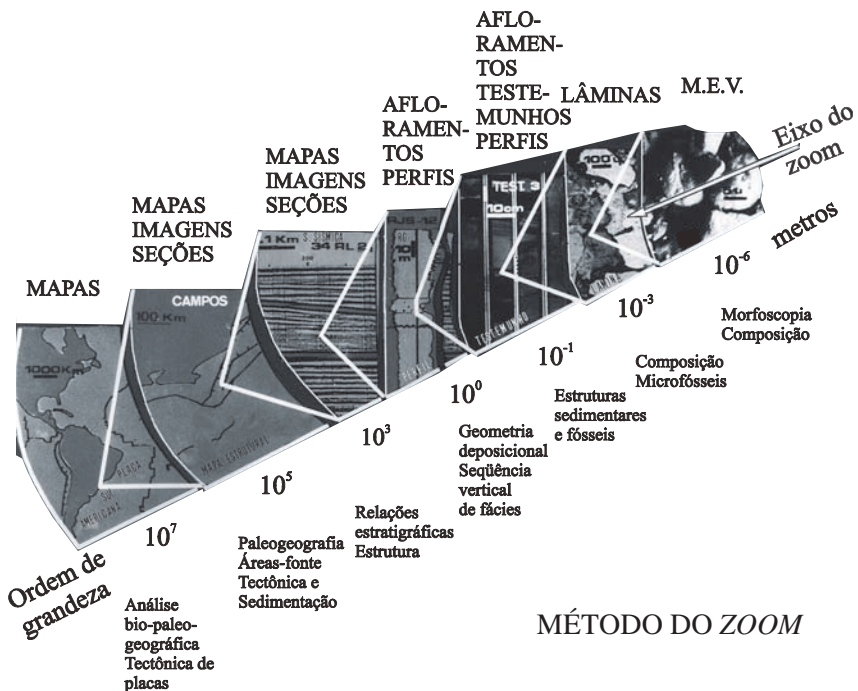


Figura 1.8 – O método do *zoom*.

Para entender o método do *zoom*, fornece-se o seguinte exemplo: um testemunho retirado de um poço para petróleo apresenta camadas que portam a seqüência de Bouma. Há uma necessidade de interpretação do sistema deposicional para a área de estudo. Como já se viu anteriormente, a simples constatação da presença da seqüência de Bouma não é suficiente para determinar um sistema de águas profundas. Assim, é necessário investigar-se o contexto em outros campos de observação. Partindo-se para dimensões menores, pode-se constatar, por exemplo, a presença de uma fauna indicadora de águas profundas, o que resolveria o problema. Às vezes, é necessária a observação ultramicroscópica a fim de retirar outros elementos definidores de contexto. Se a observação microscópica não for suficiente, passa-se a outra escala de observação: a do perfil geofísico. Nesta escala, pode-se observar que o corpo de arenito testemunhado está confinado em folhelhos. Novamente persiste a indeterminação, pois tanto depósitos deltaicos rasos como de talude podem apresentar razões arenito-folhelho baixas. Indo-se para a escala de seção sísmica, pode-se aí resolver o problema: caso o intervalo testemunhado estivesse numa faixa com refletores inclinados, deduzir-se-ia que esta inclinação se devesse possivelmente a um talude. Caso contrário, parte-se para análises mais amplas. Por exemplo, o poço foi perfurado no bloco baixo contíguo a um grande alto regional contemporâneo. É bem possível, neste caso, que o sistema deposicional seja de águas profundas. Caso necessário, o contexto pode ser refinado ainda pela observação da posição da bacia numa determinada placa, numa escala mais ampla.

Sendo o método do *zoom* uma aplicação da propriedade holográfica, percebe-se que cada escala de observação pode ser comparada a um fragmento do holograma. Quanto mais fragmentos reunidos, mais nítida se torna a imagem obtida. É o mesmo caso de um projeto multidisciplinar de estudo: cada disciplina em particular fornece um determinado enfoque do problema a ser estudado. A reunião de todas as disciplinas empregadas fornecerá uma visão mais nítida do problema.

Um procedimento trivial que provém da aplicação do método do *zoom* é o estudo de afloramentos. Recomenda-se sempre que se inicie a observação afastando-se o mais possível do afloramento. Nesta escala, observa-se uma possível subdivisão em fácies. Parte-se em seguida para uma maior aproximação: cada fácies anteriormente observada é então examinada. Um último movimento realizado é a observação microscópica ou a retirada da amostra, supondo-se que o ponto observado e a amostra correspondente estejam situados precisamente num determinado contexto.

## 1.8. SUBJETIVIDADE NA ESTRATIGRAFIA

A visão holística baseia-se no estado de inter-relação e interdependência essencial de todos os fenômenos físicos, biológicos, psicológicos, sociais e culturais. Na coleta de dados geológicos, a psicologia humana desempenha papel essencial. Consideram-se aqui *dados geológicos* mais como elementos descritivos do que medidas de propriedades materiais, o que é bastante compreensível, visto ser a geologia uma ciência natural.

Capra (1996) menciona que nossas descrições formam uma rede interconectada de concepções e modelos, na qual não há fundamentos. Reitera que, no paradigma sistêmico ou holístico, todas as concepções e teorias científicas são limitadas e aproximadas.

A vivência do autor com o problema dos tempestitos, a partir de 1979, foi extremamente esclarecedora dos fenômenos psicológicos que governam a percepção do mundo. O tempestito constitui hoje uma das fácies mais comuns no registro estratigráfico, tanto que perdeu o interesse atual da comunidade geológica. Entretanto, passou despercebida desta comunidade até meados da última década – a não ser por uma exceção histórica do final do século passado. A falha consistiu em não reconhecer nos depósitos a estratificação cruzada *hummocky*, característica desta fácies. Minha experiência de ensino mostra que o reconhecimento da estrutura *hummocky* se dá, na maioria das vezes, após sua apresentação ao vivo aos neófitos: é preciso ver uma estrutura *hummocky* para se poder reconhecê-la no futuro. No meu caso pessoal, antes de a detectar na Bacia do Parnaíba, em 1979, foi-me apresentada duas vezes: uma por Emiliano Mutti, em 1977, na Espanha (ainda a considerava como *truncated wave cross-bedding*) e outra por Joanne Bourgeois, no Texas, em 1978, já como estrutura *hummocky*.

Por outro lado, é muito interessante repassar a descrição de seções com tempestitos e suas respectivas interpretações feitas antes da popularização desta fácies. Muitas vezes, a estrutura é descrita como mera estratificação cruzada; em outras, nem ao menos é reportada, como se não existisse ou fosse invisível aos olhos dos observadores. Parece ter havido uma barreira psicológica para a detecção de aspectos, mesmo muito conspícuos, que não se enquadram nos modelos conhecidos, da mesma maneira que um programa específico num computador o impede de processar determinados dados (daí a diferença semântica entre observar e ver). Nestes casos, as descrições seguem a linha de pensamento do observador: se porventura visualiza-se um delta, certamente a percepção vai ser orientada para as feições que consubstanciam aquela interpretação, dentro do modelo mental do pesquisa-



dor; as outras são inconscientemente ignoradas. Neste sentido, vale a pena relatar o seguinte episódio: em 1984, juntamente com o geólogo Joel C. de Castro, viajei à Líbia para o estudo de fácies na bacia paleozóica de Murzuk, então explorada pela Braspetro. Ao se tomar conhecimento do trabalho de Whitbread & Kelling (1982), publicado na AAPG Bull., houve curiosidade em conhecer a localidade de Mesa el Mrar, na Bacia de Ghadames, onde era descrito um complexo deltaico no Mississipiano, semelhante ao que ocorre modernamente no Delta do Mississippi. O trabalho não tinha ilustrações, mas havia uma profusão de descrições de fácies que caracterizavam um delta. Qual não foi nossa surpresa ao deparar com tempestitos, distribuídos em 15 ciclos, que compunham praticamente toda a montanha e suas vizinhanças, todos com a estrutura *hummocky* característica. Sinceramente, não vimos as fácies deltaicas descritas por aqueles autores. Certamente não foi um caso de incompetência ou desonestidade, mas sim de concepções anteriores ao paradigma dos tempestitos.

Assim, pode-se concluir que, no exercício da geologia, de maneira semelhante a de outras atividades humanas, a concepção induz à percepção e esta conduz à descrição. *Percepções sem concepções são cegas*, dizia Kant na sua *Crítica da razão pura*. Por extensão, os “dados geológicos”, obtidos deste processo, não deveriam ser considerados como dados absolutos e sim apenas como interpretações, conforme o filósofo Popper recomenda.

## 1.9. REVOLUÇÕES CIENTÍFICAS E ESTRATIGRAFIA

Kuhn (1962, 1970; *in* von Bertalanffy, 1968 e Walker, 1973) admite que a ciência evolui através de **revoluções científicas**. É interessante mencionar as fases propostas por ele, porque alguns dos marcos abaixo assinalados enquadram-se nos requisitos que caracterizam revoluções, através das quais o conhecimento anterior foi rejeitado ou profundamente modificado pelo aparecimento de novos paradigmas simultaneamente ao desenvolvimento de novas técnicas e metodologias. Estes levam em consideração aspectos não vistos ou percebidos – ou mesmo suprimidos – pela ciência normal, isto é, a ciência aceita e praticada na época. Na implantação do novo paradigma, há marchas e contramarchas, podendo ocorrer verdadeiras crises, resultantes da ineficiência dos paradigmas anteriores. Nestas fases críticas, dá-se ênfase à análise filosófica, o que normalmente não se faz em períodos de desenvolvimento da ciência normal (Bertalanffy). As versões iniciais do novo paradigma são muitas vezes pouco refinadas e resolvem

poucos problemas. Segue-se então a fase de **arrumação**, onde o novo paradigma é convenientemente elaborado para se adaptar às novas situações que surgem.

Pode-se dizer que inovações tecnológicas disparam revoluções científicas, exemplificando com as da astronomia e da biologia, ambas beneficiadas com a invenção do telescópio e do microscópio, respectivamente, nos séculos XVI e XVII. A revolução da estratigrafia se deu pela sismoestratigrafia e estratigrafia de seqüências, devidas a uma inovação tecnológica: a introdução da sísmica digital multicanal.

A proposta de Kuhn vale especialmente para a física e a química. Obviamente, há dificuldades em aplicá-la às ciências geológicas devido a problemas de escala e tempo. Até 1973, ano da publicação de seu trabalho, apenas duas revoluções – na acepção de Kuhn – são reconhecidas por Walker: a **revolução dos turbiditos** e a **implantação do uniformitarismo**. Quanto aos turbiditos, verifica-se novamente hoje uma verdadeira revolução, ligada à ação das correntes marinhas na deposição de arenitos de águas profundas.

### 1.9.1. Fases de uma revolução científica, segundo Kuhn

**1. Observações iniciais fortuitas** – Não existe orientação a partir de teoria preexistente; cada cientista desenvolve suas próprias hipóteses.

**2. Emergência do primeiro paradigma** – Uma das hipóteses é comprovada, sendo logo adotada por um grupo de cientistas. Passa, então, a guiar suas atividades de pesquisa.

**3. Crise** – Alguns fatos ou resultados experimentais mostram-se em desacordo com o paradigma. À medida que mais discrepâncias são encontradas, pode-se desenvolver um estado de crise profissional.

**4. Revolução** – Emerge uma nova teoria capaz de explicar as discrepâncias. Durante a revolução científica o velho paradigma é rejeitado, sendo substituído por um novo.

**5. “Arrumação”** (*Mopping up*) – O novo paradigma é refinado durante um período de “ciência normal”.

### 1.9.2. A revolução dos turbiditos

O reconhecimento das correntes de turbidez e seus respectivos depósitos no registro geológico constitui em exemplo interessante de como se dá uma revolução.

Walker (1973) historia com bastante propriedade todas as fases desta revolução, que estão resumidas na tabela 2, com seus principais movimentos, de acordo com a sucessão proposta por Kuhn. O período coberto pela presente análise compreende apenas a fase final de “arrumação”. Complementaram-se, neste livro, as observações de Walker, principalmente após 1973, com os eventos que consideramos mais importantes desta fase de “arrumação”.

É interessante notar que, enquanto se implantava a “revolução turbidítica”, após feroz polêmica, os cursos de graduação em geologia no Brasil – e em muitos lugares do mundo, a julgar pelos livros-texto utilizados nas décadas de 1950 e 1960, sequer faziam referências a ela. Sobre águas profundas, um livro como o de J. Marvin Weller (1960), por exemplo, limitava-se a uma página, onde descrevia as “vasas azuis e vermelhas” como sedimentos típicos das regiões abissais marinhas. Na Petrobras, o conceito foi utilizado, aparentemente pela primeira vez, por Ludwig (1964), que reconheceu fácies turbidíticas (hoje tempestitos e tilitos [?]) na seção Paleozóica da Bacia do Amazonas. Posteriormente, voltou a ser utilizado, com as descobertas de reservatórios arenosos nas bacias da margem continental. Hoje, o estudo de turbiditos é vital para a exploração e exploração de petróleo nessas bacias.

É interessante observar o desenvolvimento da fase de arrumação na revolução dos turbiditos para perceber que ao longo dela se instauraram novas crises. A primeira foi o relato de Mangin (1962), que descobriu icnofósseis de aves palmípedes na base de camadas de um *flysch* terciário anteriormente tido como de águas profundas. No momento, está se instaurando uma nova crise, não só pelo reconhecimento de contornitos, cada vez mais freqüente, como também pela proposta recente de Shanmugan (1998) de que os ditos turbiditos de margens passivas seriam, na realidade, fluxos de detritos arenosos (*debris flow*).

1. OBSERVAÇÕES PRELIMINARES FORTUITAS	1863 - Dana: descoberta do cânion do rio Hudson 1880 - Primeiras observações em lagos 1843 - James Hall: descrição de marcas de sola 1906 - Barley: reconhecimento dos <i>graded beds</i> 1908 - P. Sheldon: primeira descrição da seqüência de Bouma
2. PRIMEIROS PARADIGMAS	a. Alternâncias de nível de mar alto e baixo b. Conglomerados e arenitos indicadores de águas rasas devido à presença de estratificação cruzada c. Origem glacial (conglomerados depositados por icebergs)
3. CRISE	1930-40 - crise provocada pela dificuldade em se explicar pelos velhos paradigmas a origem dos arenitos, conglomerados, estratificação gradacional e mistura de fósseis.
4. REVOLUÇÃO	1948 - Kuenen: trabalho sobre resultados de experimentos com correntes de turbidez. 1950 - Kuenen & Migliorini: escreveram o “manifesto da revolução” <i>Turbidity currents as a cause of graded bedding.</i>
5. “ARRUMAÇÃO”	1962 - Bouma: seqüência de Bouma 1962 - Mangin: Impressões de patas de aves em fácies <i>flysch</i> 1965 - 1967 - Walker: significado das estruturas internas dos turbiditos 1972 - Mutti & Ricci-Lucchi: fácies turbidíticas 70’s e 80’s - modelos de sistemas turbidíticos 1973 - Middleton & Hampton: contornitos, fluxos gravitacionais 1977 - Vail <i>et al.</i> : turbiditos e variação relativa do nível do mar 1982 - Barros <i>et al.</i> : turbiditos modificados pelas correntes de contorno 1982 - CONFAN: o fim dos modelos para turbiditos 1992 - Mutti: novas fácies turbidíticas - o fim da seqüência de Bouma 1994 - Souza Cruz: contornitos da Bacia de Campos 1998 - Shanmugan: <i>debris flow</i> como processo mais importante em bacias de margens passivas

Tabela 2 – A revolução científica dos turbiditos. Há indícios de que ela esteja se transformando em outra revolução: a revolução dos contornitos. Modificado de Walker (1973).



**Capítulo II**

**ESTRATIGRAFIA DE  
SEQÜÊNCIAS**



## 2.1. SISMOESTRATIGRAFIA

Os trabalhos apresentados pela **Escola da Exxon** (Vail *et al.*, 1977) constituem hoje a base da chamada **estratigrafia de seqüências** (Wilgus *et al.*, 1988), apesar de algumas definições e conceitos terem sido fundamentalmente alterados, como a **seqüência deposicional**, que passou a se chamar simplesmente **seqüência**, e teve modificada sua definição em função da alteração do conceito de **discordância**, hoje significando uma relação estratigráfica envolvendo truncamento erosional. Modificou-se também a noção da magnitude da seqüência (a versão inicial implicava uma ampla gama, desde milímetros até quilômetros de espessura, não mais considerada hoje pela criação de subdivisões, em várias ordens de grandeza, bem como as parasseqüências e tratos de sistema). Mantém-se ainda o **significado cronoestratigráfico** das seqüências, um pouco ambíguo em função da definição formal de unidade cronoestratigráfica.

O *onlap* costeiro, que é o *onlap* progressivo em direção ao continente que os sedimentos costeiros fazem numa determinada seqüência, sobre cuja variação foi desenhada a *curva de Vail*, perde a sua importância na versão de 1988, devido a dificuldades de preservação no registro geológico ou ao seu preciso estabelecimento.

### 2.1.1. Uma breve visão do método sísmico de reflexão

O método sísmico de reflexão baseia-se nas propriedades físicas das ondas, nas quais os elementos principais são: a frente de onda, a trajetória do raio, a zona de Fresnel, o princípio de Huygens, a lei da reflexão e a lei de Snell.

Consiste em três fases: a *aquisição*, o *processamento* e a *interpretação* de linhas sísmicas.

Na *aquisição*, joga-se com três elementos principais: a fonte de energia, o registro de sinais e a cobertura. A fonte de energia (explosivos ou vibradores em terra e canhão de ar [*air-gun*] no mar) deve ter potência suficiente para gerar um sinal que, depois de percorrer alguns quilômetros em subsuperfície, sofrendo perdas de energia, possa ser registrado com amplitude superior à dos ruídos. O registro desses sinais é feito pelos geofones, cuja disposição é calculada para uma melhor cobertura e eliminação de ruídos naturais. A cobertura é o número de vezes que um ponto é amostrado em subsuperfície, de acordo com a técnica CDP (*common depth point*), a qual é a base da revolução científica da sísmica digital. Suas maiores contribuições são: aumento da razão sinal/ruído; cancelamento de ruídos aleatórios; e informações sobre a velocidade das ondas sísmicas nas rochas. O instrumento de registro, digital, realiza uma filtragem e



amplificação dos dados. É fundamental que esses registradores possuam uma grande faixa dinâmica (razão entre a menor e a maior amplitude detectada pelo instrumento) com o mínimo de distorção.

No *processamento*, que consiste numa sofisticada análise dos dados gravados digitalmente durante a aquisição, procura-se restaurar as diversas perdas de amplitude da propagação, retirar o efeito das camadas superficiais, corrigir diferentes trajetórias de uma família CDP, somar os traços de CDP e obter a verdadeira posição especial dos eventos. Em várias fases, podem ser realizados processos de filtragem e deconvolução para aumentar a razão sinal/ruído e incrementar a resolução vertical.

Na *interpretação*, pode-se tomar diferentes caminhos. Segundo Sheriff (informação verbal), existem dois tipos de interpretação: a do geofísico e a do geólogo. O primeiro enfatiza as propriedades das ondas, como reproduzidas na linha sísmica, tentando visualizar as rochas que lhe deram origem. Hoje esta interpretação é feita na própria tela do computador. A interpretação do geólogo, por outro lado, está mais voltada para as feições geológicas que podem ser extraídas da linha sísmica, como a estrutura e a estratigrafia.

### **2.1.2. Interpretação sismoestratigráfica**

A aplicação das técnicas de interpretação sismoestratigráfica à análise de bacias sedimentares resultou numa nova maneira de subdividir, correlacionar e mapear rochas sedimentares. Esta técnica é chamada por Vail (1987) de estratigrafia de seqüências. A aplicação desse procedimento a uma malha de seções sísmicas permite agrupar refletores sísmicos em pacotes que correspondem a intervalos geneticamente interligados, limitados cronoestratigraficamente. Tais intervalos são chamados de seqüências e suas subdivisões, os tratos de sistema. Todos possuem padrões de estratos e litofácies previsíveis, fornecendo, assim, uma nova maneira de estabelecer um arcabouço de correlação cronoestratigráfica baseado em critérios físicos. As seqüências deposicionais correlacionam-se através das bacias sedimentares e, provavelmente, segundo a escola citada, correlacionam-se também globalmente. Determinados conjuntos de processos deposicionais e por conseguinte certos ambientes e litofácies deposicionais estão associados com determinados tratos de sistema. Destarte, a identificação de tratos de sistema em dados sísmicos fornece um arcabouço para a predição mais adequada de ambientes e litofácies deposicionais. Isto é extremamente importante na indústria do petróleo, pois o conhecimento preciso de ambientes e litofácies deposicionais torna possíveis predições mais refinadas de rochas reservatório, fonte e selos, além dos caminhos para a migração dos

hidrocarbonetos. A Escola da Exxon acredita que o controle fundamental das seqüências seja as variações eustáticas de curta duração superimpostas a mudanças na tectônica, de duração mais longa.

O procedimento de interpretação sismoestratigráfica estabelecido pela referida escola consiste em sete estágios, a seguir:

- Estágio 1 – Análise da seqüência sísmica;
- Estágio 2 – Análise da seqüência em perfis;
- Estágio 3 – Amarração com sismogramas sintéticos;
- Estágio 4 – Análise de fácies sísmicas;
- Estágio 5 – Interpretação de ambientes deposicionais e litofácies;
- Estágio 6 – Modelagem sísmica;
- Estágio 7 – Interpretação final.

O primeiro passo é a análise da seqüência sísmica. Seu propósito é definir os pacotes genéticos de refletores referidos como seqüências sísmicas e tratos de sistemas sísmicos. Consegue-se isto pela identificação de discontinuidades com base nos padrões de terminação dos refletores (fig. 2.1). Os padrões *onlap* e *downlap* ocorrem acima da discontinuidade e os padrões truncamento, *toplap* e truncamento aparente, abaixo. Os limites de seqüência

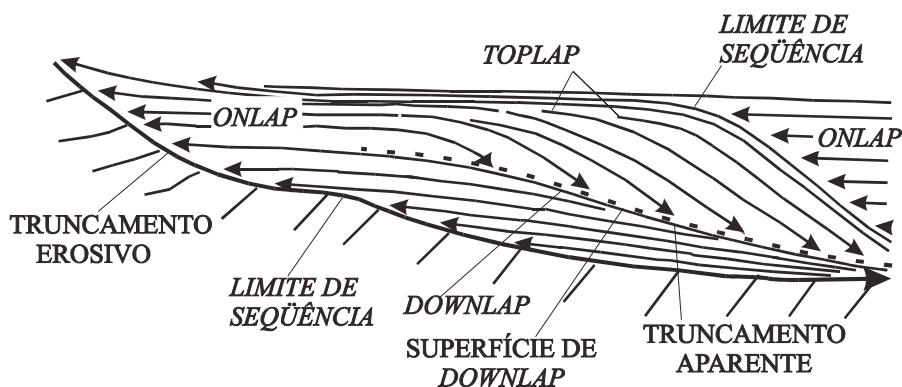


Figura 2.1 – Relações de estratos numa seqüência, em função da terminação de refletores.

são caracterizados por truncamento e *onlap* regionais. Apenas com uma exceção, os limites de tratos de sistema dentro de uma seqüência são definidos também por *downlap* regional.

O segundo estágio consiste na análise de seqüências realizadas em perfis de poços. Por este processo, fazem-se estimativas preliminares de seqüências e tratos de sistema, com base na forma dos perfis e em amostras de calha e testemunhos de furos de sondagem. Conseguem-se assim determinar os tratos de sistema e parasseqüências que, por correlação entre diversos poços de uma bacia, usando marcos elétricos e bioestratigrafia, podem ser seguidos e mapeados regionalmente.

O terceiro passo é a amarração com sismogramas sintéticos (fig. 2.2). Seu propósito é o de relacionar ao máximo a informação de perfis com a linha sísmica (fig. 2.3). Existem dois objetivos primários: o primeiro é o de amarrar uma informação de perfil, referida à profundidade, ao tempo sísmico; o segundo é o de saber o que causa a reflexão sísmica, pela compreensão dos padrões de interferência destrutivos e construtivos das *wavelets* individuais que se originam dos contrastes de impedância acústica (produto da densidade e velocidade) entre as camadas de rocha. O método recomenda que a análise de seqüências usando perfis e seções sísmicas seja feita de maneira independente até o cheque final, de tal maneira que as descontinuidades sejam identificadas tão objetivamente quanto possível nos perfis e nas seções sísmicas, antes de serem amarradas através dos sismogramas sintéticos. Após este passo, os limites das seqüências e dos tratos de sistema devem ser ajustados pela melhor solução.

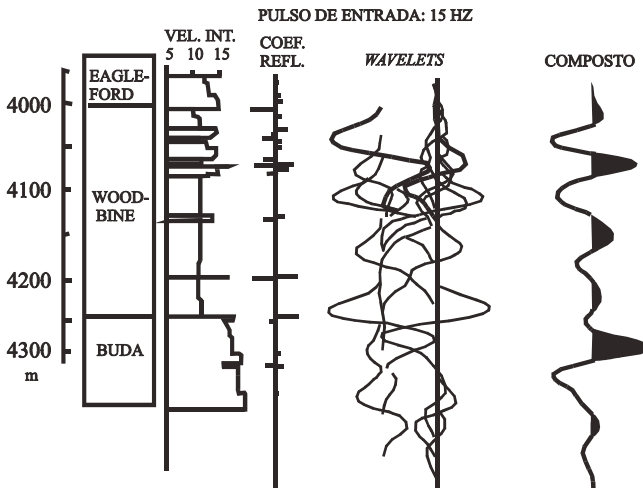


Figura 2.2 – Sismograma sintético para o poço Shell 1 Southland Paper Mills, Polk County, Texas, mostrado abaixo em sua projeção na seção sísmica (mod. de Vail *et al.*, 1977).

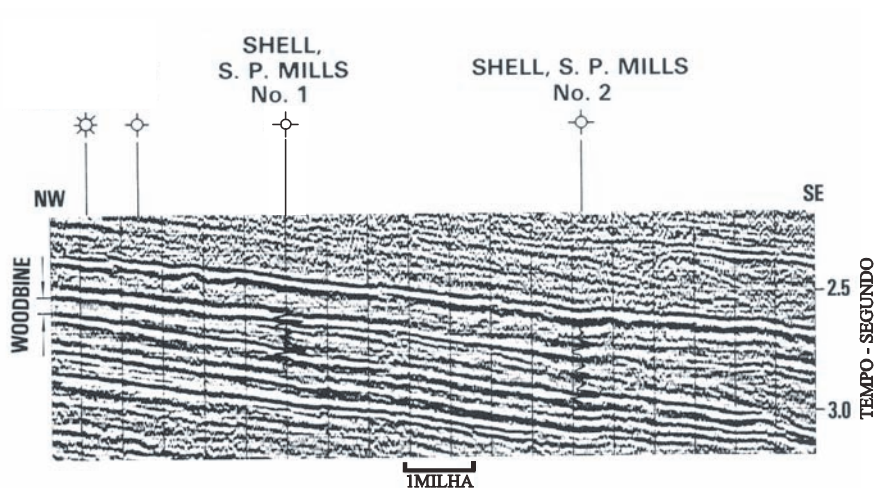


Figura 2.3 – Seção sísmica contendo o sismograma sintético mostrado na figura anterior. Vide a coincidência dos picos do sismograma e refletores sísmicos (mod. de Vail *et al.*, 1977).

A quarta etapa é a análise de fácies sísmicas. Tem como propósito a determinação tão objetivamente quanto possível de todas as variações dos parâmetros sísmicos dentro das seqüências ou dos tratos de sistemas individuais, a fim de determinar as variações laterais das litofácies e dos tipos de fluidos. Os principais parâmetros sísmicos usados na análise de fácies sísmicas são a geometria dos refletores dentro de seqüências e tratos de sistemas, a amplitude, a freqüência, a continuidade e a velocidade intervalar.

O quinto estágio é a interpretação do ambiente e das litofácies deposicionais. Associam-se nesta análise os parâmetros das fácies sísmicas com o máximo conhecimento da geologia regional.

O sexto estágio é a modelagem sísmica (*forward modeling*). Existem três propósitos para a modelagem: o primeiro é a interpretação da estratigrafia e da composição dos fluidos até os limites da resolução sísmica pela análise da forma de onda; o segundo é pela simulação sísmica de uma seção geológica, mostrando planos de estratificação e contrastes de impedância; o terceiro é a simulação dos padrões de reflexão vistos nas seções sísmicas pelo cálculo de padrões de estratos a partir de taxas de subsidência, eustasia e suprimento de sedimentos.

O último passo é a interpretação final integrada, baseada nos objetivos da interpretação e dos dados disponíveis.

### 2.1.3. Reflexões sísmicas e linhas de tempo geológico

Existem três tipos de relação entre reflexões sísmicas e linhas de tempo geológico, que são identificáveis nas seções sísmicas: 1) reflexões que seguem linhas de tempo síncronas dentro de mais ou menos a metade de um comprimento de onda 2) descontinuidades sísmicas, tais como discordâncias e superfícies de *downlap*, que seguem limites de tempo geológico e 3) raras reflexões sísmicas, causadas por interfaces de fluido e certas mudanças diagenéticas, que seguem superfícies diácronas. As reflexões sísmicas são produzidas primariamente por planos de estratificação e descontinuidades, tais como discordâncias e superfícies de *downlap*, desde que apresentem suficientes contrastes de velocidade/densidade para causar reflexões sísmicas coerentes. As superfícies de estratos representam antigas superfícies de deposição e por isso são essencialmente síncronas. Embora a duração de um hiato associado à descontinuidade seja variável, considera-se que esta constitua um limite de tempo geológico porque separa rochas de diferentes idades e não se cruza com outras superfícies cronoestratigráficas. Por exemplo, as idades dos estratos acima e abaixo de uma descontinuidade podem variar, caso a extensão em área da erosão ou não-deposição varie com o tempo, mas todas as rochas abaixo da superfície de discordância serão mais velhas do que as que se encontram acima desta superfície. Embora as linhas de tempo confluem ao longo de uma descontinuidade, na verdade nenhuma delas cruza a superfície correspondente. Por essa razão, as reflexões que se originam ou partem de uma descontinuidade não são diácronas. Diácronas seriam as causadas por interfaces de fluidos, tais como gás/água, gás/óleo e, em certos casos, óleo/água; por hidratos de gás; e por certas mudanças diagenéticas, tais como a transição opalina em áreas onde haja abundância de sílica biogênica.

A precisão das correlações estratigráficas usando dados sísmicos é dependente da qualidade e da resolução desses dados. O espaçamento entre as camadas pode fazer com que o pico de reflexão varie mais ou menos a metade de um comprimento de onda (fig. 2.2).

Um aspecto paradoxal desta questão é sobre a natureza das reflexões, quando tomadas em seus pontos originais, sendo totalmente física e dependendo de propriedades como o tipo de rocha, sua compactação, densidade e impedância acústica. Os refletores (encadeamento de amplitudes semelhantes ao longo da linha) mostram por outro lado uma dependência das linhas de tempo. Apesar de poderem conter diferentes tipos de rocha, de propriedades físicas diversas, e portanto amplitudes diferentes, a linha de tempo ou superfície de hiato é marcada pelo encadeamento lateral dessas diferentes amplitudes.

Por isto, não se vêem refletores marcando limites litoestratigráficos diácronos, a não ser em casos excepcionais, como os acima referidos.

#### 2.1.4. Análise de seqüências sísmicas

O objetivo da análise de seqüências sísmicas é a interpretação das seqüências e dos tratos de sistema pela identificação de descontinuidades com base nas terminações de refletores. A melhor maneira de realizá-la é procurando locais onde dois ou mais refletores converjam. Marcam-se as terminações dos refletores com setas. Marca-se também a descontinuidade apontada por essas terminações em todas as seções disponíveis na malha em estudo. Se essa descontinuidade for caracterizada por um *onlap* regional acima e por truncamento abaixo trata-se provavelmente de um limite de seqüência. Caso for caracterizada por um *downlap* regional, é mais provável que seja uma superfície de *downlap*.

Recomenda-se que, ao se analisar dados sísmicos, use-se um código de cores consistente para traçar os padrões de reflexão e as terminações dos refletores.

#### 2.1.5. Análise de fácies sísmicas

O objetivo da análise de fácies sísmicas é quantificar e interpretar as variações dos parâmetros sísmicos causadas por mudanças geológicas dentro das seqüências sísmicas e dos tratos de sistemas. Os parâmetros sísmicos mais úteis já foram discutidos em parágrafo anterior. Assim, neste item, somente os padrões geométricos das reflexões serão considerados.

A melhor maneira de identificar os padrões geométricos das reflexões é procurar refletores que mergulhem com ângulos maiores do que os que estão acima ou abaixo deles. Em geral, esses refletores irão indicar os taludes deposicionais. O padrão é chamado de *offlap*. O “*rollover*” no topo do padrão de *offlap* indica a quebra de plataforma deposicional. A partir desta quebra, em direção à bacia, situam-se as águas profundas, onde a topografia deposicional fica preservada. A maioria dos padrões de reflexão foi definida em águas profundas, como o *offlap*, o *onlap* submarino, *mounds* (monturos) submarinos, complexos de canais-transbordamento, escorregamentos, preenchimento da frente do talude, *climbing toplap* e o *drape*. O padrão de *offlap* pode ser usado para se estimar a paleobatimetria pela altura das clinofórmulas progradantes (fig. 2.4).

O padrão de *onlap* ajuda a interpretar a topografia submarina. *Mounds*, complexos de canal-transbordamento (depósitos de canais com diques margi-

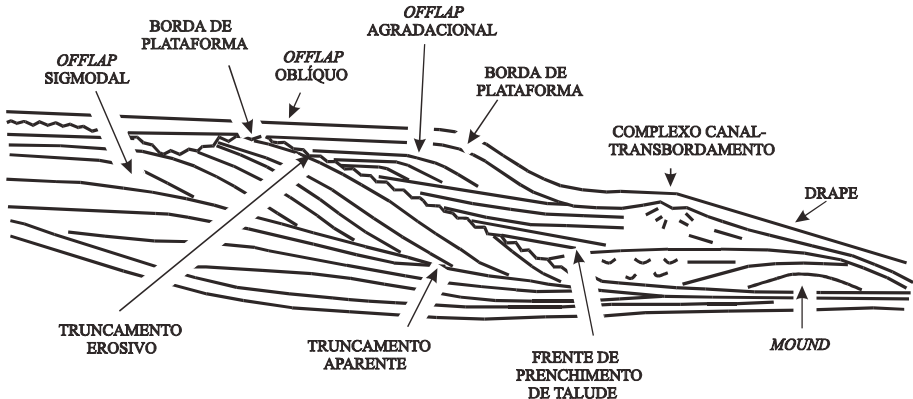


Figura 2.4. – Padrões geométricos das reflexões e sua posição na seqüência (Cf. Vail *et al.*, 1987)

nais) e escorregamentos indicam depósitos de nível de mar baixo. O preenchimento da frente do talude geralmente indica lamitos distais. O *climbing toplap* é, via de regra, associado com depósitos de correntes marinhas profundas (contornitos). *Drape* indica sedimentos derivados da suspensão. O padrão de *downlap* ou de truncamento indica condições de bacia faminta. Apesar de, em algumas linhas sísmicas, aparecerem discordâncias, *mounds* submarinos e feições de escorregamentos, a partir da quebra da plataforma em direção ao continente, fica muito mais difícil a interpretação das fácies sísmicas devido ao fato de o nível do mar e os gradientes dos rios tenderem a nivelar as superfícies deposicionais, produzindo padrões de reflexão paralelos ou subparalelos. Nesta região, *onlap* sutil e os depósitos fluviais, em forma de *mounds*, criam a maior parte das geometrias de estratos.

## 2.2. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Estratigrafia de seqüências é o estudo de relações de rochas sedimentares dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de estratos relacionados geneticamente, o qual é limitado por superfícies de erosão ou não-deposição, ou por suas concordâncias relativas. Superfícies de exposição ou de não deposição como indicadores de discordância têm sido repensadas na atualidade. Posamentier e Allen (1999) não as consideram como discordâncias. A unidade fundamental da estratigrafia de seqüências é a seqüência, que é a unidade delimitada por discordâncias ou concordâncias relativas. A seqüência pode ser subdividida em tratos de sistema (*systems tracts*), que são definidos pela sua posição dentro da

seqüência, em parasseqüências, unidades de menor ordem, limitadas por superfícies de inundação marinha, e em conjuntos de parasseqüências. Tanto os limites da seqüência como os da parasseqüência e conjunto de parasseqüências permitem definir um arcabouço cronoestratigráfico para correlação e mapeamento de rochas sedimentares.

As seqüências e suas componentes internas são interpretadas como resultado de uma interação entre taxas de eustasia, subsidência e aporte sedimentar.

A estratigrafia de seqüências é essencialmente uma “estratigrafia por eventos”, conforme anteriormente comentado. É também um procedimento estratigráfico facilmente enquadrável no paradigma holístico, já que, nela, relações, expressas por “posição na seqüência”, são extremamente importantes, como, por exemplo, na definição dos tratos de sistemas.

A estratigrafia de seqüências constitui uma revolução científica no sentido de modificar os paradigmas propostos (Kuhn, 1962), beneficiando-se de uma aquisição de nova tecnologia: o desenvolvimento da sísmica de reflexão por registro digital, multicanal. Dentro da evolução de uma revolução científica, considera-se que a estratigrafia de seqüências se encontre na *fase de arrumação (mopping up)*, uma vez que seus conceitos estão sendo constantemente modificados, sem se alterar todavia o paradigma principal, isto é, a divisão do registro sedimentar em seqüências, produzido por catástrofes (no sentido da teoria do caos) periódicas.

### 2.2.1. Controles

Há quatro variáveis principais que controlam as variações dos padrões de estratos e distribuições de litofácies nas bacias sedimentares: 1) *subsidência tectônica* – cria o espaço onde os sedimentos são depositados; 2) *variação eustática do nível do mar* – A Escola da Exxon a crê como controle principal; 3) *volume de sedimentos* – controla a paleobatimetria; 4) *clima* – controla o tipo de sedimento (fig. 2.5).

### 2.2.2. Eustasia

Eustasia é o movimento de elevação ou queda global das águas oceânicas (fig. 2.6). Segundo Kendall & Lerche (1988), não é possível medir-se a eustasia, a menos que o nível d'água fosse aferido num poste fincado no centro da Terra. Entretanto, movimentos eustáticos são reais e podem ser inferidos a partir de vários métodos.



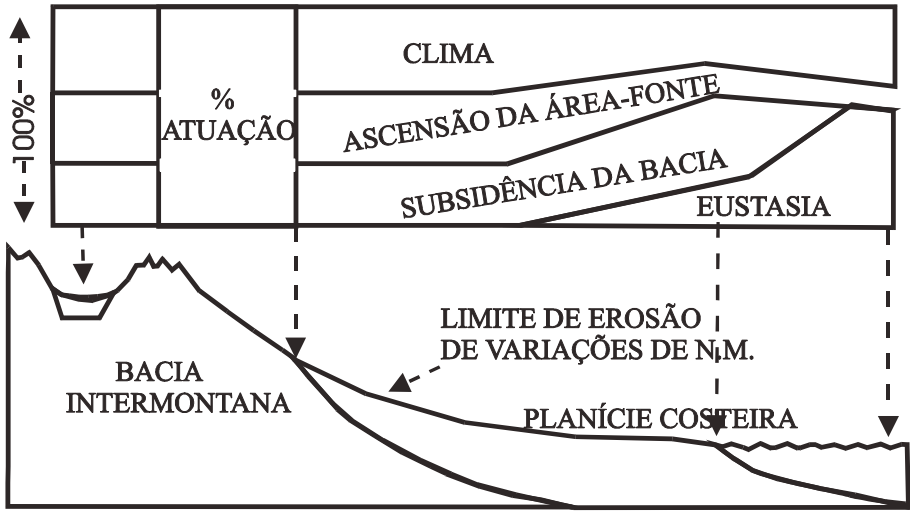


Figura 2.5 – Principais controles da estratigrafia de seqüências (Shanley & McCabe, 1994).

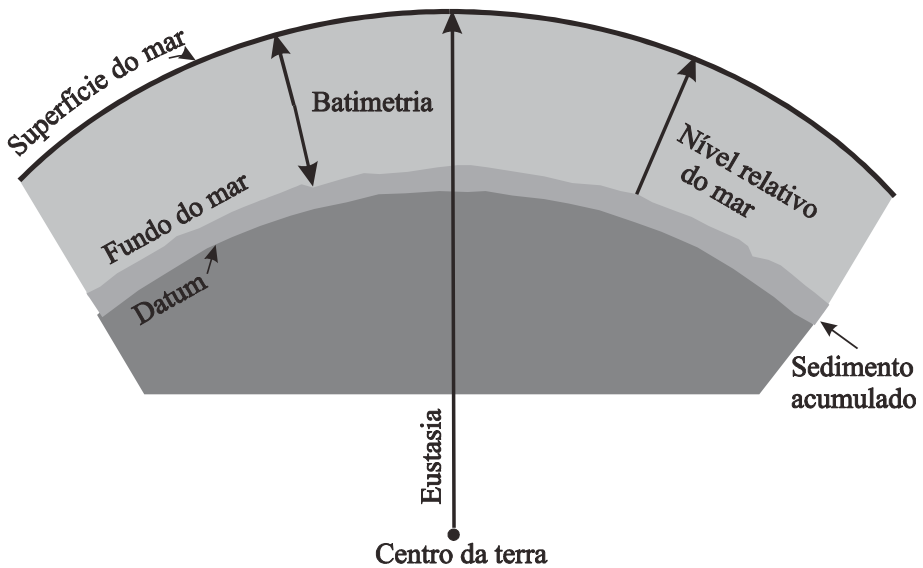


Figura 2.6 – Eustasia e batimetria (Posamentier *et al.*, 1988).

De acordo com a Escola da Exxon, durante a história dos oceanos houve uma contínua variação eustática, que se manifestou em várias ordens de grandeza (pelo menos seis). De acordo com minha visão, isto faz com que a estratigrafia de seqüências se aproxime do pensamento filosófico oriental (Zenbudismo), que estabelece uma variação idêntica do *tao*, princípio energético do Universo, em movimentos *yin* e *yang*.

Kendall & Lerche (1988) discutem uma série de técnicas que permitem determinar a grandeza relativa da variação eustática, que são:

1. a extensão do *onlap* sedimentar sobre as margens continentais;
2. a espessura dos ciclos sedimentares marinhos e a elevação ou distância entre indicadores de linhas de praia antigas;
3. perturbações em curvas individuais de subsidência tectônica ou curvas empilhadas de subsidência da crosta;
4. a variação isotópica em sedimentos marinhos profundos;
5. o porte de variáveis, tais como taxas de movimento tectônico, acumulação de sedimentos e variações eustáticas.

### 2.2.3. Subsidência

É o movimento de natureza tectônica que afeta o substrato das bacias. Em termos da Escola da Exxon, a subsidência não varia em curtos períodos de tempo (dentro da 3ª ordem de grandeza ou menor que 3 Ma).

A subsidência torna-se maior à medida que se avança para o centro da bacia. A porção onde a subsidência passa a ser expressiva numa bacia é chamada de *linha de charneira*.

Localmente, a influência da subsidência pode ser bastante eficaz no desenvolvimento da sedimentação, como, por exemplo, falhas de crescimento ou qualquer tipo de falha contemporânea à sedimentação. Toda a falha se movimenta por um determinado *rejeito característico*, isto é, durante um certo espaço de tempo, a falha não sofre movimentação. Só quando o limite de ruptura é atingido, a falha se move por um espaço, em geral em redor de 60cm, o que normalmente é suficiente para dissipar a tensão localmente exercida, que entretanto continua a se acumular, até a próxima ruptura. Assim, poderia haver uma variação do substrato, provocando aumento ou diferente tipo de sedimento, o que poderia gerar teoricamente uma ciclicidade de 5ª ordem.

Blair & Bilodeau (1988) atribuem à tectônica os ciclotemas que se verificam em bacias rifte, *pull-apart* e de *foreland*. Nas fases de tectonismo ativo, ter-se-ia como depósito principal os folhelhos, que marcam afogamentos;

por outro lado, areias e sedimentos mais grosseiros depositar-se-iam nas fases de quiescência. Esta proposta parece não ser confirmada no caso da Bacia do Recôncavo.

#### 2.2.4. Variação relativa do nível do mar

É a combinação entre a eustasia e a subsidência tectônica. Mais modernamente, Posamentier *et al.* (1988) introduzem a chamada taxa de variação relativa do nível do mar, que combina a taxa da variação eustática e a taxa da subsidência. Entende-se taxa como sendo a derivada primeira, ficando então os pontos de inflexão da curva eustática como zeros, mínimos e máximos da curva de taxa de variação eustática (fig. 2.7).

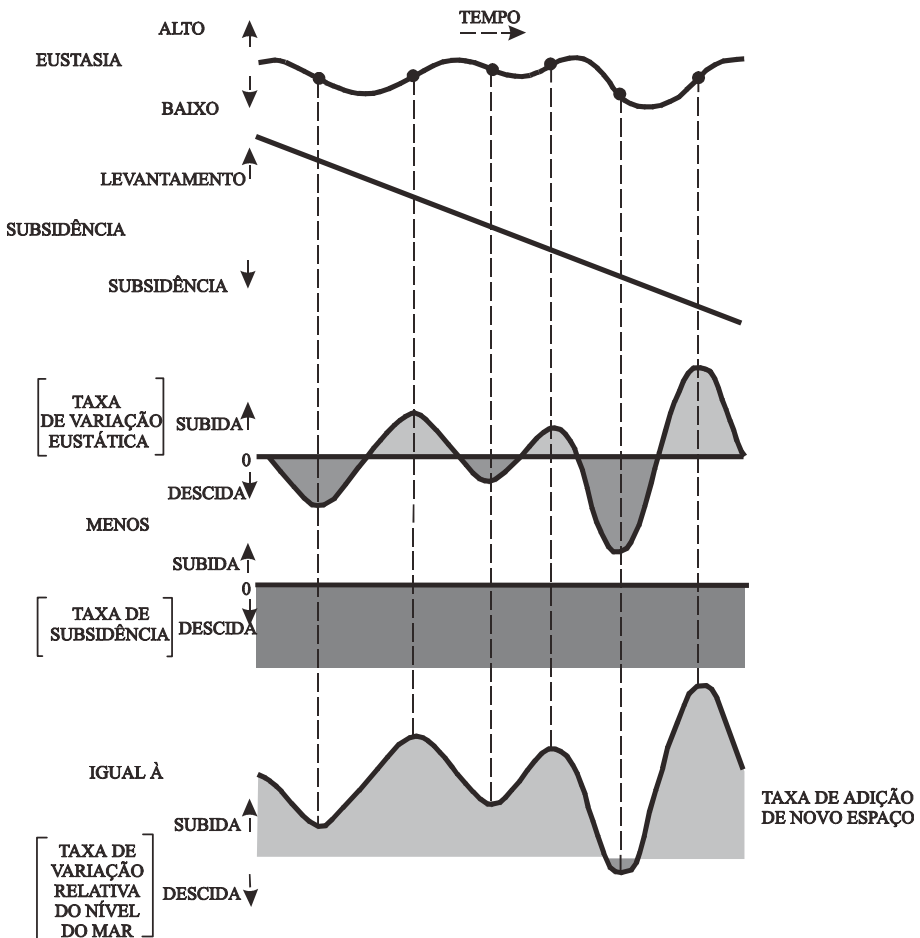


Figura 2.7 – Variação relativa do nível do mar, segundo Posamentier *et al.* (1988).

Para contextos marinhos, a variação relativa do nível do mar estabelece *acomodação*, que é o espaço disponível para a acumulação de sedimentos. Embora a subsidência seja a maior responsável por esta acumulação, esta ficaria *modulada* pela variação eustática.

Analogicamente, é o mesmo que a amplificação eletrônica de um sinal qualquer por uma válvula eletrônica: o sinal, que é uma leve perturbação eletrônica, não constituindo uma corrente elétrica, influencia a corrente que passa entre o catodo e o anodo de uma válvula eletrônica através da grade de controle, fazendo com que sua saída, antes uma corrente contínua de grande amplitude, estabelecida pela diferença de potencial entre o catodo e o anodo (dezenas de volts), passe a ser alternada (ainda de grande amplitude), de acordo com a modulação feita pelo sinal. Pequenas variações são assim amplificadas.

### Causas da variação eustática

Pode-se arrolar as seguintes causas para a variação relativa do nível do mar:

**Glacioeustáticas** – Relacionam-se à formação de calotas glaciais em áreas continentais da terra em épocas determinadas. Seus efeitos mais notáveis acontecem no Neógeno, apesar de a primeira calota ter sido percebida no Eoceno. Nessas idades, a umidade é retirada do oceano, pela evaporação, sendo depositada no continente. Como decorrência, o clima geral da terra torna-se árido, baixando o nível eustático.

**Tectonoeustáticas** – Estão relacionadas com o movimento das placas litosféricas. Por um efeito de distensão, injeta-se material do manto nas cadeias meso-oceânicas. Este fenômeno provoca uma diminuição do volume dos oceanos. Em consequência, mantendo-se o volume d'água constante, haverá um aumento do nível eustático. Contrariamente, a destruição de massas por subducção provoca um crescimento do volume oceânico. Produz-se em consequência um rebaixamento eustático, dominante durante o período de existência do Pangea, no Permo-Triássico, em função de as bordas do supercontinente estarem dominadas pela subducção.

**Eustasia do geóide** – Hipótese propagada por Mörner (1976), que relaciona o nível do mar à forma do geóide. Segundo ele, o nível do mar atual conteria protuberâncias (80m em 8.000 km) correspondentes a variações do campo gravitacional, e portanto a sua variação seria totalmente diácrona.

**Esforços intraplacas** – Relaciona-se à variação relativa do nível do mar, sendo difundida por Cloething (1988). Considera que seqüências de 3ª ordem seriam geradas por movimentos verticais da litosfera, induzidos tectonicamente, em bacias de margem passiva. Estes esforços seriam gerados pela dinâmica das placas.

### 2.2.5. Acomodação

A acomodação de sedimentos (Jervey, 1988) é talvez o principal conceito da estratigrafia de seqüências, já que coordena a lógica dos tratos de sistema. A disposição geométrica de uma seqüência dependerá da distribuição da acomodação no espaço e no tempo.

Posamentier & Allen (1999) consideram inválida a discussão de ser a eustasia ou a tectônica o fator mais importante da acomodação, já que *os sedimentos não sabem a diferença entre esses dois fatores*.

Dizem também ser crítico distinguir entre paleobatimetria e acomodação. A paleobatimetria reflete o grau pelo qual o aporte sedimentar disponível é capaz de preencher o espaço disponível para a sedimentação. Se o aporte sedimentar e a taxa de sedimentação forem iguais à taxa de nova acomodação adicionada, a profundidade d'água em qualquer ponto permanecerá a mesma, embora o nível relativo do mar e a acomodação aumentem. Alternativamente, se a taxa de aumento da acomodação *for menor* que a taxa de aporte sedimentar e da acumulação, a profundidade d'água (a paleobatimetria) *diminuirá*, enquanto a variação relativa do nível do mar continuará a subir. Por outro lado, se a taxa de adição de nova acomodação *exceder* as taxas de aporte sedimentar e da acumulação, a paleobatimetria *aumentará*. Concluem que estas observações são críticas para a interpretação dos paleoambientes a partir de dados paleontológicos, já que as associações faunísticas não registram as variações relativas do nível do mar, mas sim as mudanças de lâmina d'água. Contudo, as associações de fácies registram essencialmente a razão entre as taxas do aporte sedimentar e da acumulação e a taxa da variação da acomodação.

Para contextos não marinhos, a acomodação é também um fator crítico para controlar as fácies e a arquitetura de estratos. Neste caso, é definida como o espaço que fica entre o topo da planície costeira ou fluvial e a posição no espaço do perfil de equilíbrio teórico. Esta superfície foi descrita como a que apresenta equilíbrio dinâmico ou gradacional em que o talude fica ajustado de maneira que não haja agradação sedimentar nem erosão através do tempo e, ainda mais, que o sedimento que entra no sistema, pela montante, iguale o que deixa o mesmo sistema pela jusante. A partir desta discussão, fica claro que um

dos fatores críticos é a posição no espaço do perfil teórico de equilíbrio fluvial, que é controlado por fatores tais como o nível do mar (o nível de base, em última instância), a descarga fluvial e o aporte de sedimentos.

A fig. 2.8 mostra relações da variação do *onlap* costeiro (função da variação relativa do nível do mar), da linha de praia, da eustasia e da subsidência. Muitas pessoas confundem esses conceitos, admitindo que levantamento do nível do mar corresponde a uma transgressão, enquanto que rebaixamento daria uma regressão. Regressão e transgressão estão ligados somente a movimentos da linha de praia. Observe que, na bacia B, por não ter havido aporte sedimentar, a transgressão continua. É interessante observar que os ciclos de variação de *onlap* costeiro e suas respectivas seqüências estão limitados por deslocamentos abruptos deste *onlap*. Este aspecto em forma de dente de serra é, na realidade, um artefato do processo de desenho da curva; os deslocamentos abruptos desta curva representam limites entre camadas de topo (*topset*) *onlap*antes do trato de sistemas de mar alto e os seus correspondentes do trato de sistemas de mar baixo. Esta assimetria não deve ser estendida para a variação eustática e mesmo para a variação relativa do nível do mar, que possuem formas mais ou menos senoidais.

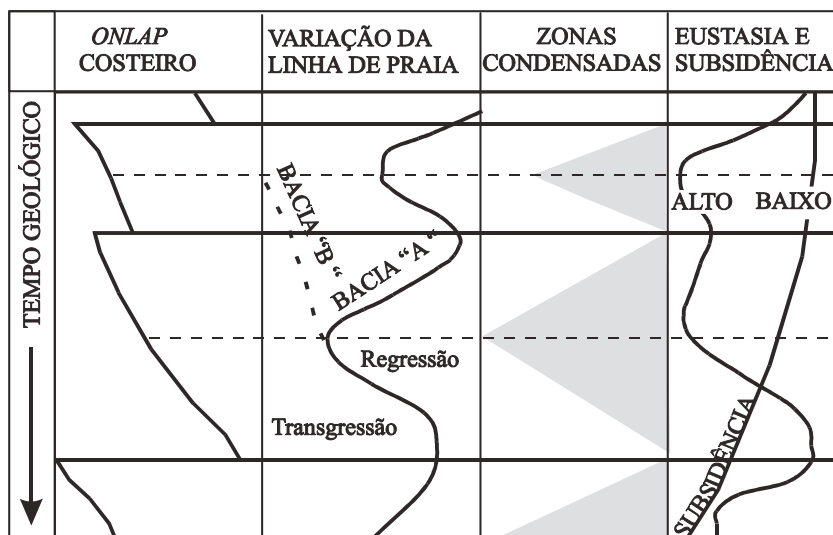


Figura 2.8 – Relações entre variação de *onlap* costeiro, linha de praia, eustasia e subsidência. É importante não confundir levantamento de *onlap* costeiro ou de nível do mar com transgressão e rebaixamento com regressão, já que são dois movimentos diferentes. Observe a variação do *onlap* costeiro através de deslocamentos abruptos, enquanto que a curva eustática mostra movimentos suaves.

Vail *et al.* (1977) apresentavam uma técnica de construção das curvas de *onlap* costeiro. No eixo horizontal eram plotados os ganhos ou perdas com levantamentos e rebaixamentos do nível do mar. Assim, a curva se tornava objetiva e era a medida dos deslocamentos verticais do *onlap* costeiro. Em 1988, este procedimento foi abandonado em virtude de deslocamentos exagerados obtidos, como o da base do Chatiano (Neo-Oligoceno), que implicava um rebaixamento de 350m do nível relativo do mar. Hoje, a construção está baseada numa magnitude relativa, um tanto subjetiva, baseada nos deslocamentos observados no diagrama de Wheeler (2.2.14).

Outro fator crítico, que controla a acomodação fluvial, é a posição da superfície real do terreno (*actual land surface*). A posição desta superfície pode mudar ao longo do tempo devido à atividade tectônica. Em bacias de antepaís (*foreland*), por exemplo, o sítio de maior subsidência será sempre localizado junto à cunha dos cavalgamentos (*thrust sheet*), deslocando-se em direção ao continente enquanto durarem os esforços orogênicos. Em bacias de margem passiva, entretanto, se dará o contrário, pois a subsidência aumenta sempre em direção à bacia.

### 2.2.6. Discordância

De acordo com a Escola da Exxon, discordância passa a ser, a partir de 1988, uma superfície que separa estratos mais novos de antigos, ao longo da qual há evidência de truncamento erosivo subaéreo (e, em alguns lugares, erosão submarina correlata) ou então de uma exposição subaérea, com a indicação de um hiato significativo. Esta definição restringe o uso do termo discordância a superfícies subaéreas significativas e modifica a definição de Mitchum (1977), que definia uma discordância como “uma superfície de erosão ou de *não-deposição* que separa estratos jovens de antigos e representa um hiato significativo”. Esta definição mais antiga compreende tanto as superfícies subaéreas como as submarinas e não diferencia suficientemente seqüência e parasseqüência.

Miall (1997) lança a idéia de discordâncias diácronas, mencionando trabalhos anteriores. Realmente, estas discordâncias existem no reino submarino de águas profundas, onde predomina a ação de correntes de fundo. As correntes de fundo possuem um enorme poder erosivo, mas a deposição se dá ao mesmo tempo, alhures. Caso haja um deslocamento da corrente, poderá haver também o do sítio deposicional, o que permitirá a formação de discordâncias diácronas. Fica claro que, neste caso, não haverá a geração de um refletor que caracterize a superfície de discordância.

As discordâncias podem se associar lateralmente a concordâncias ou conformidades relativas. Conformidade é uma superfície de acamamento que separa estratos mais jovens de estratos antigos, ao longo da qual não há evidência de erosão (tanto subaérea como submarina) ou não-deposição e onde não haja qualquer hiato significativo.

Questiono o termo *hiato significativo*, que faz parte da definição de discordância e que deveria implicar tempo não registrado, suscetível de ser avaliado pelos métodos convencionais, tais como a bioestratigrafia, radiometria etc. A bioestratigrafia funciona bem para seqüências marinhas do Cenozóico onde é possível, excepcionalmente, definir-se intervalos da ordem de 500 mil anos, utilizando a bioestratigrafia de nanofósseis. Entretanto, com a utilização cada vez maior de seqüências acima da 4ª ordem de grandeza, o tempo total envolvido nas seqüências e respectivas discordâncias limítrofes torna-se muito pequeno, sendo impossível de se avaliar corretamente o hiato, às vezes até materialmente expressivo. Como estabelecer hiatos em seqüências de 4ª ordem em bacias rifte, sem se utilizar a superfície erosiva basal dos depósitos fluviais? O mesmo acontece com seqüências da 4ª ordem de grandeza, em plataformas, onde não existe erosão, mas simplesmente exposição subaérea. Como avaliar o tempo gasto por uma exposição subaérea cuja evidência reside apenas em argilas oxidadas ou indicações icnológicas? Estas limitações, comuns a todos os métodos, devem-se à falta de resolução das ferramentas empregadas.

### 2.2.7. Seqüência

É uma unidade, de caráter cronoestratigráfico, limitada por discordâncias e suas concordâncias relativas, formada por estratos contemporâneos (ou geneticamente relacionados).

Cada seqüência se forma num ciclo de variação do nível relativo do mar. Ao contrário do que foi dito anteriormente, à estratigrafia de seqüências não importa se a eustasia ou se a tectônica for o fator dominante, ou se as correlações interbaciais e a curva “global” do nível do mar forem válidas. A principal consideração da estratigrafia de seqüências é que as *variações relativas do nível do mar* (sem se levar em conta a importância relativa da eustasia e da tectônica), operando em concerto com o *fluxo sedimentar* e a *fisiografia da bacia*, sejam os controles primários das sucessões estratigráficas (Posamentier & Allen, 1999). Segundo esses autores, não existe mais o chamado *modelo estratigráfico de seqüências*. Não é possível retratar fielmente a estratigrafia de seqüências como um único bloco-diagrama ou conjunto de blocos-diagrama. Ao contrário, sua configuração pode ter variações numerosas como resposta a fatores locais que exercem graus variáveis sobre o controle nas fácies sedimentares



e na arquitetura dos estratos. Assim, a estratigrafia de seqüências seria mais uma *ferramenta* do que um padrão de utilização (*template*), como o “modelo” da Exxon sugeria. Uma ilustração deste modelo, conforme Posamentier & Allen, está mostrado na fig. 2.9.

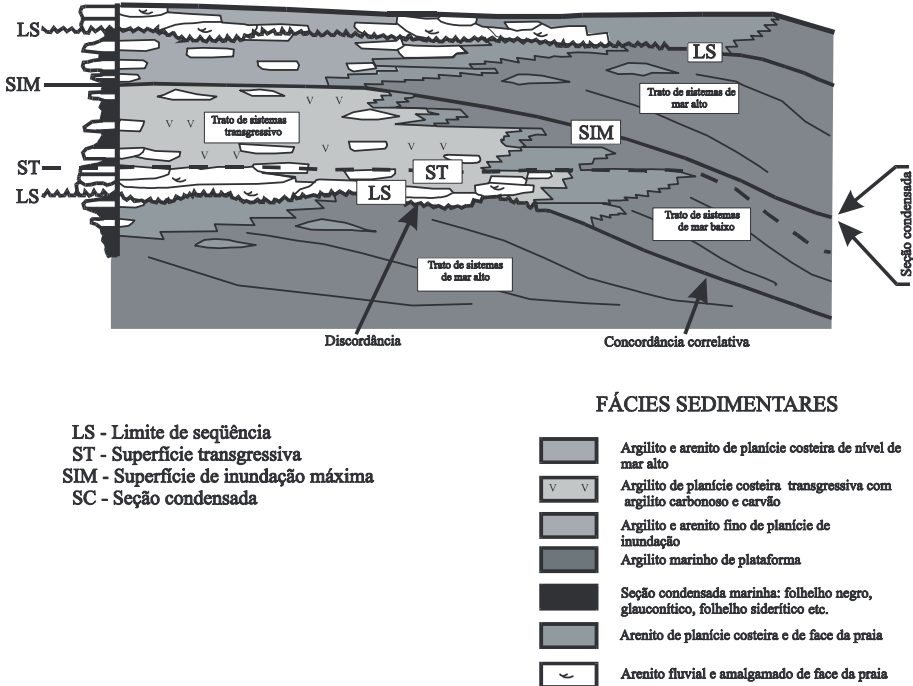


Figura 2.9 – Modelo de seqüências segundo Posamentier & Allen (1999).

### Limite de seqüência tipo 1

Trata-se de um limite inferior de seqüência caracterizado por uma discordância erosiva, produzida por um considerável rebaixamento do nível de base. Vales incisos poderão se formar, bem como se realizar uma erosão sub-marina. Ocorre quando a taxa de subsidência é menor que a de rebaixamento eustático na quebra do *offlap* (Van Wagoner *et al.*, 1988). Este fenômeno provoca um apreciável rejuvenescimento dos vales fluviais. Um limite de seqüência tipo 1 caracteriza uma seqüência tipo 1.

### Limite de seqüência tipo 2

Neste caso, no limite inferior não há erosão subaérea, apenas exposição. Acontece quando a taxa de subsidência é maior do que a de rebaixamento

eustático na quebra do *offlap*, produzindo uma situação de mar estacionário. Um limite de seqüência tipo 2 caracteriza uma seqüência tipo 2.

### Comentários sobre limites de seqüências

Discordâncias são superfícies críticas no desenvolvimento da estratigrafia de seqüências. São consideradas como resultado do rebaixamento do nível do mar. Entretanto, muitas das discordâncias regionais, que limitam seqüências de 2ª ordem, são produzidas por movimentos tectônicos (Vail *et al.*, 1992). Estas discordâncias são particularmente importantes em algumas bacias em rampa (intracratônicas e riftes).

Souza Cruz (1995) demonstrou que as erosões submarinas que caracterizam as discordâncias limite de seqüências do Neogeno, na plataforma externa e talude da bacia de Campos, estão relacionadas com correntes marinhas, de forte intensidade. Estas correntes, por sua vez, são controladas pela variabilidade de efeitos térmicos e de salinidade, cujo fator principal foram as fases glaciais desenvolvidas naquela época.

A mudança do conceito de discordância, a partir do formulado em 1977 (Vail *et al.*, 1977), para feições de caráter erosivo ou de exposição subaérea, retirou assim o elemento estrutural (discordância angular) aparente que residia nos *downlaps*.

Considerar-se uma seqüência do tipo 1 ou 2 vai depender de uma análise holística. É muito difícil afirmar não existir erosão subaérea pelo simples exame de algumas situações onde somente ocorra exposição subaérea. Por outro lado, este último termo fica um tanto impreciso, tendo que se variar de escala, pois os critérios para se evidenciar exposição são múltiplos e dependentes da análise detalhada dos sedimentos (oxidações, alguns icnofósseis, fendas de contração etc.). Aparentemente, serviriam para a detecção de seqüências de ordem maior que a quarta, quando se dispusesse de resultados de estudo de testemunhos ou afloramentos.

Outro ponto a refletir é a tendência de grandes erosões produzirem *penneplanos*, conforme as idéias geomorfológicas de Davis, do século passado. Esses *penneplanos* produzem superfícies extremamente planas (ordem de mergulho é fração de grau), geradas numa fase geocrática e, portanto, de origem tectônica, encerrando um hiato considerável, verdadeiramente significativo no sentido de Vail *et al.* (1977) e Van Wagoner *et al.* (1988). Sismicamente, seria possível ver-se rochas mais antigas sendo truncadas pelo *penneplano*, mas nunca se teria amplitudes altimétricas da superfície de discordância nos valores implícitos no limite de seqüência tipo 1, o que poderia complicar a interpretação se ela fosse feita apenas num contexto local.

Posamentier & Allen (1994) abandonaram aparentemente a classificação de seqüências baseada no seu limite inferior, chegando a negar o tipo de superfície caracterizado como limite de seqüência tipo 2 anteriormente sugerido (Vail *et al.*, 1984; Posamentier & Vail, 1988).

### Ordem de grandeza das seqüências

Vail *et al.* (1991), estudando as assinaturas estratigráficas da tectônica, da eustasia e da sedimentologia, estabeleceram as seguintes magnitudes para seqüências ou ciclos sedimentares:

- 1<sup>a</sup> ordem – >50 Ma
- 2<sup>a</sup> ordem – 3-50 Ma
- 3<sup>a</sup> ordem – 0,5-3 Ma
- 4<sup>a</sup> ordem – 0,08-0,5 Ma
- 5<sup>a</sup> ordem – 0,03-0,08 Ma
- 6<sup>a</sup> ordem – 0,01-0,03 Ma

*Seqüências de 1<sup>a</sup> ordem* – Correspondem ao registro sedimentar preservado durante um ciclo de Wilson, isto é, o tempo que decorre entre a abertura e o fechamento de um oceano. No Fanerozóico, tem-se duas seqüências de 1<sup>a</sup> ordem: a primeira vai do limite Pré-Cambriano – Cambriano até a base do Neotriássico; a segunda, do início do Neotriássico até o presente. Ambas iniciam com riftes continentais e terminam ou estão terminando com a formação de supercontinentes. Segundo Haq *et al.* (1988), correspondem grosseiramente às seqüências de Sloss (1963) e estão normalmente limitadas por discordâncias transcontinentais de origem tectônica.

*Seqüências de 2<sup>a</sup> ordem* – Apresentam limites de seqüência de maior grandeza que as ordens seguintes, caracterizando superciclos e superseqüências. Na fig. 2.24, os superciclos TA4, TB1, TB2 e TB3 formam seqüências de 2<sup>a</sup> ordem correspondentes.

*Seqüência de 3<sup>a</sup> ordem* – São as seqüências contidas nas de 2<sup>a</sup> ordem. Em termos de estudo individual, apresentam dimensões de tempo e espaço que permitem um reconhecimento relativamente fácil. Nas margens continentais passivas, possuem geralmente limites nítidos, quando a variação eustática é de grande ou média amplitude, bem como superfícies de inundação máxima, o que permite um fácil reconhecimento.

*Seqüência de 4ª ordem* – Segundo Van Wagoner *et al.* (1990), ciclos de 4ª ordem podem formar seqüências, isto é, com limites erosivos, ou parasseqüências, o que dependerá da posição no ciclo eustático de 3ª ordem (fig. 2.11). Neste ciclo, parasseqüências ao longo do ramo descendente da curva eustática tornam-se seqüências de 4ª ordem. Ao contrário, no ramo ascendente, não se produzem rebaixamentos de 4ª ordem que permitam erosão e o resultado serão apenas parasseqüências. Seu reconhecimento só é possível em estudos de furos em subsuperfície ou afloramentos em superfície. Em função do relativamente pequeno tempo dispendido ao longo da seqüência, o reconhecimento com fósseis torna-se impossível.

*Seqüências de 5ª e 6ª ordens* – Neste caso, talvez não se possa falar de seqüências e sim de ciclos sedimentares. A ferramenta ideal para sua caracterização é o estudo da ciclicidade sedimentar, através de técnicas estatísticas (vide item 2.2.9). A partir dos ciclos de 4ª ordem, observa-se um controle das variações orbitais da Terra. O ciclo de 4ª ordem estaria ligado a variações eustáticas controladas pela excentricidade orbital da Terra. As variações de 5ª ordem representam periodicidades associadas por Milankovitch aos ciclos glácio-eustáticos, correspondendo, na escala de tempo, a 0,01-0,1 Ma. Os ciclos de 6ª ordem correspondem a mudanças do nível do mar com freqüências superiores às observadas pelas variações de Milankovitch e representam períodos de tempo menores do que 10 Ka.

### **Parasseqüência e conjunto de parasseqüências**

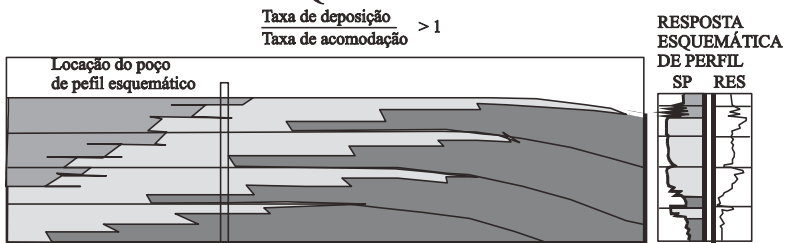
Segundo Van Wagoner *et al.*, parasseqüências e conjuntos de parasseqüências são os blocos básicos das seqüências. Uma *parasseqüência* é uma sucessão concordante de camadas ou conjunto de camadas geneticamente relacionadas, limitada por *superfícies de inundação marinhas* e suas superfícies correlatas. As parasseqüências siliciclásticas são progradacionais e por isso raseiam (*shoal*) para cima; as carbonáticas são comumente agradacionais e também raseiam para cima. Seu limite é uma superfície de inundação que separa estratos mais novos de mais velhos, através da qual há evidência de um aumento abrupto na profundidade de água. A superfície de inundação marinha possui uma extensão correlativa na planície costeira e na plataforma conhecida como superfície de ravinamento, que resulta da erosão pela ação de ondas.

Identificam-se parasseqüências em ambientes de planície costeira, de delta, de praia, de maré, de estuário e de plataforma. Todavia, é difícil identificar parasseqüências em seções fluviais, onde rochas marinhas ou marinho mar-

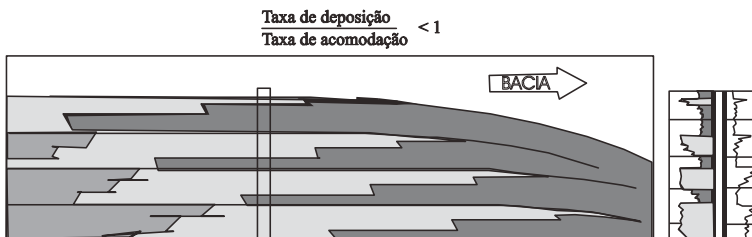
ginais estão ausentes, bem como no talude ou seções na bacia, pois em profundidades tão grandes um aumento do nível do mar não se faz notar.\*

Um *conjunto de parasseqüências* é uma sucessão de parasseqüências geneticamente relacionadas que formam um padrão distinto de empilhamento, limitado, muitas vezes, por uma *superfície de inundação marinha* de expressão maior ou suas superfícies correlatas. Os padrões de empilhamento de conjuntos de parasseqüências são progradacionais, retrogradacionais ou agradacionais, dependentes da razão entre taxas deposicionais e de acomodação (fig. 2.10).

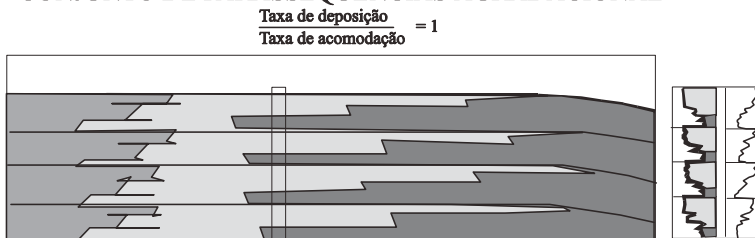
### CONJUNTO DE PARASSEQUÊNCIAS PROGRADACIONAL



### CONJUNTO DE PARASSEQUÊNCIAS RETROGRADACIONAL



### CONJUNTO DE PARASSEQUÊNCIAS AGRADACIONAL



■ Argilitos e arenitos de planície costeira    □ Arenitos marinhos rasos    ■ Argilitos de plataforma

Figura 2.10 – Conjuntos de parasseqüências, de acordo com Van Wagoner *et al.* (1988).

\* Emiliano Mutti, ao estudar os lobos deposicionais de turbiditos, em ocorrências das bacias dos Apeninos e dos Pireneus, encontrou repetidas sucessões verticais de fácies (do tipo normalmente *coarsening upwards*) que possuem um caráter igual a parasseqüências, embora sejam aparentemente de origem autocíclica.

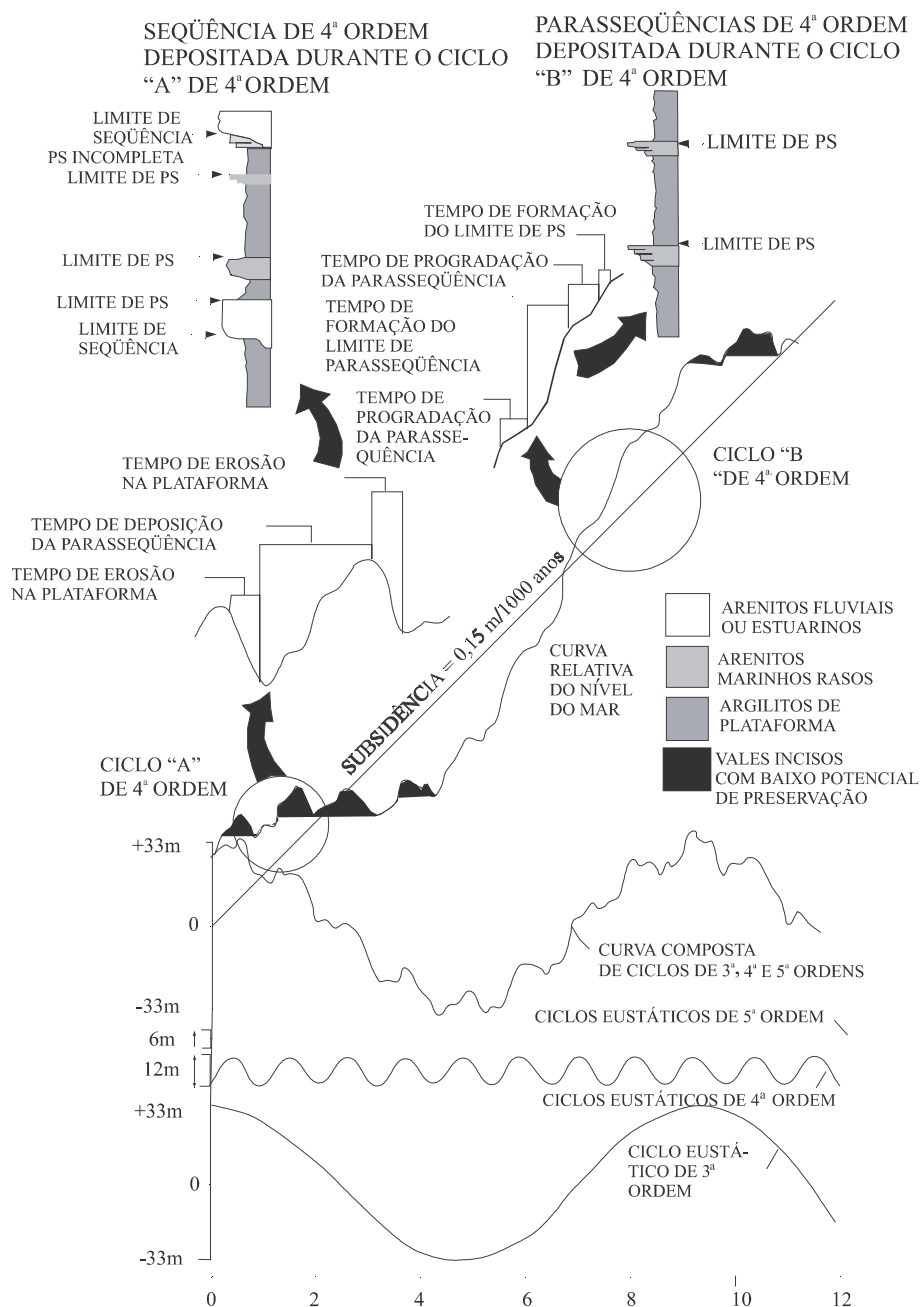


Figura 2.11 – Interação da eustasia e da subsidência para produzir parassequências e seqüências, segundo Van Wagoner *et al.* (1990).

Apesar de claro, o conceito de parassequência é discutido por alguns autores. Mário Carminatti (informação verbal) prefere trabalhar com seqüências de 4ª ou 5ª ordem do que com parassequências, pois alega que estas se manifestam apenas próximo à quebra de plataforma, passando para seqüências de 4ª ou 5ª ordem em direção ao continente.

Neste sentido, Van Wagoner *et al.* (1990) discutem a possibilidade de ciclos eustáticos de 4ª ordem – que determinariam normalmente parassequências – gerarem seqüências, ou melhor, produzirem fenômenos erosivos que estabeleceriam limites para estas últimas. Supõem um ciclo eustático de 3ª ordem composto de ciclos menores de 4ª ordem. No rebaixamento eustático do ciclo de 3ª ordem, haveria a possibilidade de os rebaixamentos menores, de 4ª ordem, estabelecerem superfícies erosivas e, assim, gerarem seqüências em vez de parassequências (fig. 2.11). Aliás, quando se pensa em termos de paradigma holístico, percebe-se que a parassequência não é um *fractal* da seqüência, isto é, apesar de ser um bloco básico, os seus limites, superfícies de inundação marinha, não têm a mesma natureza que os limites de seqüência, que são superfícies de discordância. A parassequência ficaria mais de acordo com a chamada *seqüência genética* de Galloway, cujos limites são superfícies de inundação marinha máximas.

### Complexos de ciclos básicos de Karogodin

Karogodin (1975) menciona que o registro sedimentar pode ser dividido em ciclos básicos que constituiriam complexos. É interessante notar que sua proposta coincide com muitos dos pontos considerados na estratigrafia de seqüências. Os ciclos de Karogodin estão representados na fig. 2.12. No Brasil, os ciclos de Karogodin foram utilizados pela primeira vez por Beltrami & Della Fávera (1976) num trabalho interno da Petrobras que se propunha a fazer uma reclassificação estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas.

A proposta de Karogodin baseava-se somente na composição litológica das rochas. Seus triângulos representavam a variação litológica de um determinado intervalo, retratando rochas mais grossas na base e rochas finas no vértice. Na realidade, tal variação composicional reflete essencialmente a migração dos sistemas deposicionais, em relação à linha de praia. Um triângulo com vértice para cima indica um intervalo que se torna mais distal para cima, isto é, de natureza transgressiva, ou simplesmente um corpo de origem fluvial. O contrário, base para cima, indicaria uma progradação ou regressão e seria portanto característica de frentes deltaicas e outros complexos litorâneos a marinho rasos.

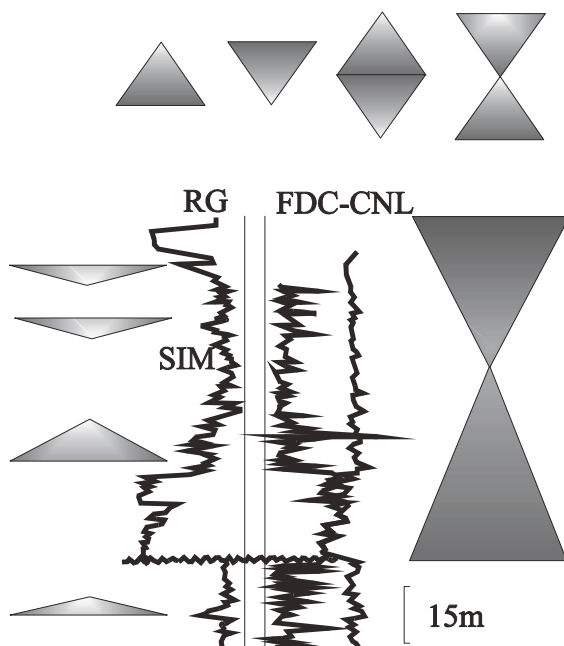


Figura 2.12 – Complexos de ciclos básicos de Karogodin (1975) e sua relação com perfis litológicos.

A composição destes triângulos em conjuntos unidos pela base ou pelo vértice possui significado mais interessante. Um conjunto unido pelo vértice nada mais é do que a *seqüência* da Exxon, sendo o vértice da união a superfície de inundação máxima. Por outro lado, conjuntos de triângulos unidos pela base seriam uma indicação da *seqüência genética* de Galloway (vide próximo capítulo).

Cada triângulo individual ou conjunto de triângulos pode conter internamente outros triângulos com diferente disposição. Esta faceta indica ordens diferentes de grandeza de seqüências, a partir do triângulo de maior tamanho.

### **A hipótese dos PAC's (*punctuated aggradational cycles*) – ciclos agradacionais pontuados**

De acordo com esta hipótese (Goodwin & Anderson, 1985), o registro estratigráfico consistiria em ciclos de *shallowing-upwards* (PAC's), de 1 a 5m de espessura, separados por superfícies marcadas por mudança abrupta para fácies mais profundas. Este motivo, ocorrente ao longo do tempo e numa série de ambientes, é produzido por períodos relativamente longos (dezenas de mi-



lhares de anos) de estabilidade do nível de base, pontuados por levantamentos relativos instantâneos deste nível, cuja extensão compreende no mínimo a da bacia. Da mesma maneira que as unidades cronoestratigráficas e litológicas de extensão bacial, os PAC's são fundamentais em todos os aspectos da análise estratigráfica, incluindo correlação, interpretação paleoambiental e reconstrução paleogeográfica. A eustasia glacial, controlada por perturbações orbitais, é o mecanismo preferido para explicar os PAC's entre os vários possíveis mecanismos alogênicos que influem no registro estratigráfico cíclico. A hipótese dos PAC's é apresentada como um modelo abrangente para ser testado e modificado pelo exame do registro estratigráfico de uma perspectiva de sedimentação episódica.

### Tratos de sistemas

Trato de sistema é uma associação de sistemas deposicionais contemporâneos (Brown & Fisher, 1977). Por sua vez, sistema deposicional foi definido por Fisher & McGowen (1967) como os depósitos inter-relacionados de um determinado ambiente deposicional, vistos em três dimensões. Por exemplo, argilas de planície de inundação, siltes do dique marginal, areias da barra em pontal e conglomerados do eixo de canal constituem o *sistema deposicional meandrante*; argilas do prodelta, areias, siltes e argilas da frente deltaica e areias da planície deltaica formam o *sistema deposicional deltaico*. O *trato de sistemas flúvio-deltaico* compreenderia a associação de todos os depósitos envolvidos nos dois sistemas.

Baseada na modulação da variação eustática sobre a subsidência, a Escola da Exxon criou subdivisões de seqüência em função de pontos específicos da curva eustática, denominando-os tratos de sistema. Assim, cada seqüência apresentaria três tratos, se completa e figurada dentro do modelo inicialmente proposto. Na realidade, como já discutido anteriormente, a visualização daquele modelo, como apresentada em 1988, deve ser descartada como um paradigma (Posamentier & Allen), em função da variabilidade dos controles da formação de seqüências. Na realidade, são muito poucos os exemplos que apresentam a dita configuração. Assim, a sucessão de tratos pode estar incompleta ou ter uma geometria diferente da ilustrada pelo modelo.

Ter-se-ia, então, o trato de sistemas de mar baixo (*lowstand*), o trato de sistemas transgressivo (*transgressive*), e o trato de sistemas de mar alto (*highstand*). Como inicialmente proposto, estes tratos de sistema seriam característicos da Seqüência tipo 1, enquanto que a tipo 2 teria um outro trato, conhecido como trato de sistemas de margem de plataforma, substituindo o

trato de sistemas de mar baixo. Entretanto, Posamentier & Allen não discutem este último trato, talvez por não reconhecerem o limite de seqüência tipo 2, além de modificarem o trato de sistemas de mar baixo, criando o trato de sistemas de mar baixo inicial (*early lowstand*) e o trato de sistemas de mar baixo tardio (*late lowstand*).

### Trato de sistemas de mar baixo inicial (*early lowstand*)

Quando o rebaixamento do nível relativo do mar resulta numa incisão fluvial (fig. 2.13), a planície fluvial/costeira torna-se um local de não deposição e uma zona de transpasse sedimentar. Esta situação, entretanto, não se estende indefinidamente a montante do vale. Vai apenas até a primeira linha de cachoeiras (*knickpoint*); entretanto, mais acima deste ponto, o sistema ainda não recebeu a “mensagem” de que ocorreu um rebaixamento de nível de base, fazendo com que nem a incisão nem o transpasse sedimentar se estabeleçam neste local afastado. A incisão fluvial marca a instalação da discordância que constitui o limite de seqüência, sendo somente relacionada, em tempo, ao rebaixamento do nível do mar e ficando independente do aporte sedimentar.

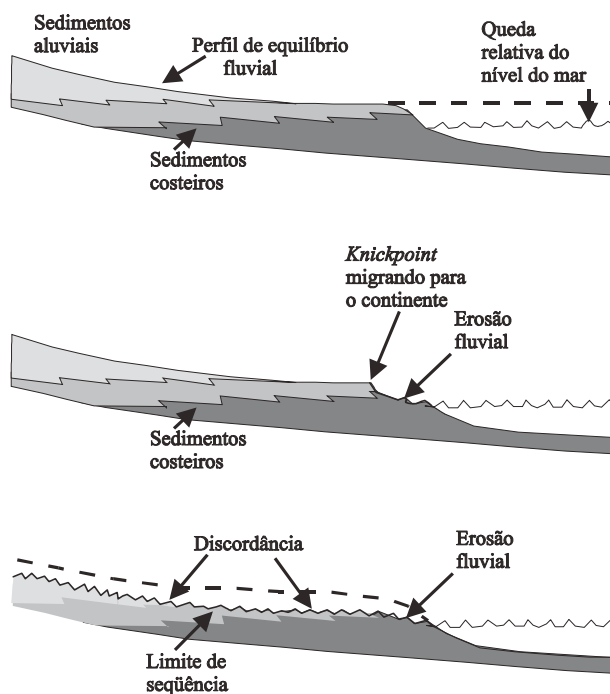


Figura 2.13 – Efeito de uma queda relativa do nível do mar expondo um fundo de mar mais íngreme do que o talude do perfil de equilíbrio fluvial (Posamentier & Allen, 1994).

A jusante da boca deste rio que se encaixa, ocorrem outros eventos que afetam a expressão do limite de seqüência presentemente em formação. Enquanto ocorre a deposição dos depósitos de praia, a queda do nível do mar resulta num rebaixamento do nível de base, o qual tende a erodir o fundo do mar. À medida que cai o nível do mar, a regressão da linha de praia continua se realizando, independentemente do aporte sedimentar. Este processo é conhecido como *regressão forçada* (Posamentier *et al.*, 1992, fig. 2.14), diferindo da regressão “normal” porque esta consiste na migração da linha de praia, simplesmente pelo aumento do aporte sedimentar, que excede a taxa de acomodação. Assim, os tempestitos afetados por este fenômeno mostrarão bases abruptas nas porções mais proximais, e gradacionais, nas distais. Em bacias em rampa, onde abundam os tempestitos, o reconhecimento da regressão forçada auxiliará na caracterização de um trato de sistemas de mar baixo, uma vez que estas bacias não irão apresentar o leque de assoalho de bacia, comum em contextos marginais.

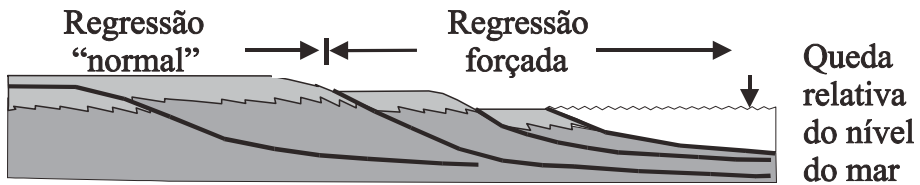


Figura 2.14 – Expressão estratigráfica de um limite de seqüência. Formação de regressão forçada pela queda contínua do nível do mar (Posamentier & Allen, 1994).

Nesta fase, nas bacias marginais com água profunda, instalam-se os principais sistemas turbidíticos, que a Escola da Exxon chama de leque de assoalho de bacia e sistemas de canal-dique marginal (*channel-levee systems*, fig. 2.15).

### *Trato de sistemas de mar baixo tardio (late lowstand)*

Quando o nível relativo do mar atinge sua posição mais baixa, ocorre uma mudança importante nos processos de sedimentação, começando a se formar a fase final do trato de sistemas de mar baixo. Com o nível de base não mais descendo, ou permanecendo estacionário, ou mesmo subindo vagarosamente, cessa a incisão e recomeça a deposição fluvial. Da mesma maneira, a regressão forçada deixa de existir, uma vez que o nível do mar está estável ou sobe lentamente. A progradação continuada da linha de praia pode ainda se

desenvolver, desde que haja um aporte abundante em relação à acomodação, voltando a regressão normal.

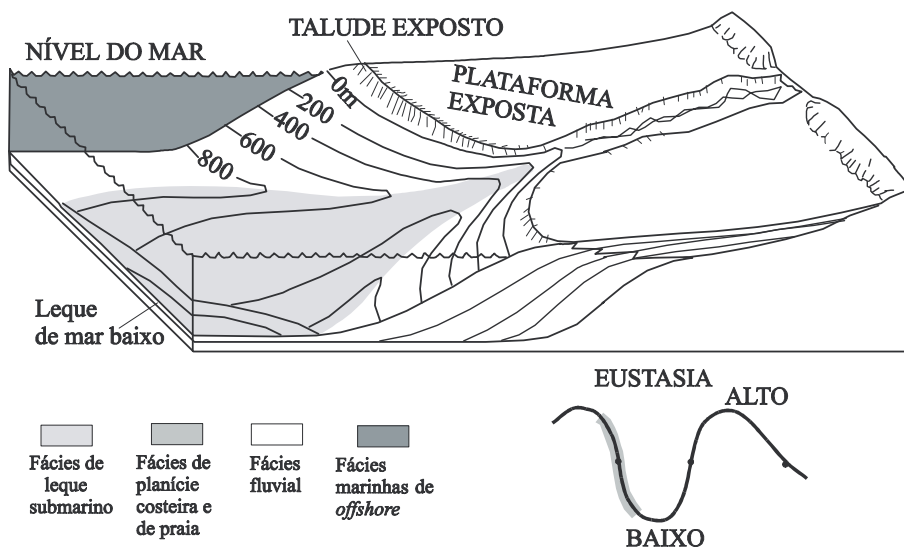


Figura 2.15 – Trato de sistemas de nível baixo (Posamentier *et al.*, 1988).

A deposição nesta fase compreende vários tipos de sistemas sedimentares: preenchimento fluvial do vale inciso, em agradação, progradação da linha de praia com planície costeira ou, se a fisiografia da bacia permitir, sistemas associados de água profunda.

A cunha de mar baixo (*lowstand wedge*, fig. 2.16) é uma feição no talude que se forma nesta fase. No modelo, seria uma feição gerada pela progradação de um delta de nível de mar baixo e seu talude associado, o qual recobriria os turbiditos previamente depositados. No Neógeno da Bacia de Campos (Souza Cruz, 1995), uma feição anteriormente interpretada como uma cunha de mar baixo, composta de várias cunhas progradantes, mostrou-se ser controlada por correntes oceânicas. É possível que muitas das cunhas de mar baixo existentes e anteriormente interpretadas sismograficamente como progradação deltaica sejam também produto dessas correntes.

### ***Trato de sistemas transgressivo***

À medida que a subida do nível relativo do mar se acelera, a taxa de acomodação poderá eventualmente exceder o aporte sedimentar, verificando-

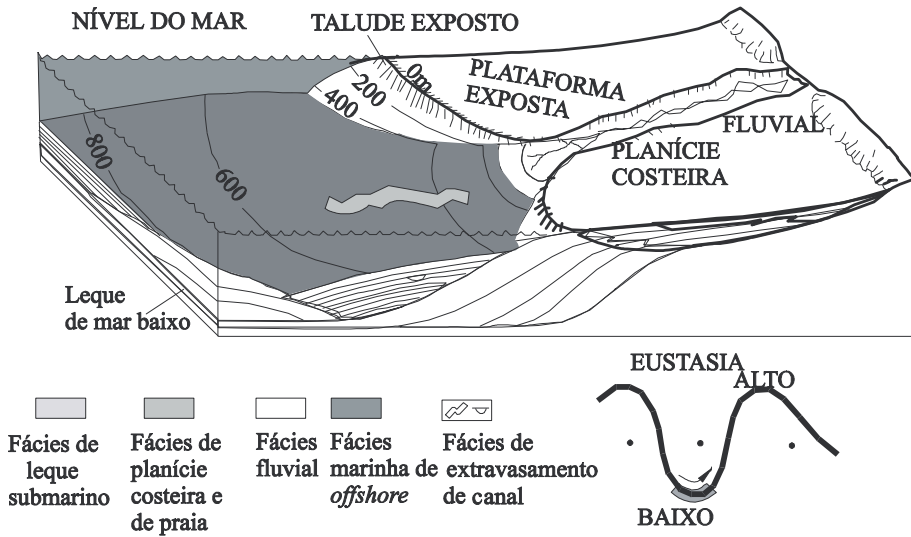


Figura 2.16 – Formação da cunha de mar baixo no trato de sistemas de nível baixo (Posamentier *et al.*, 1988).

se então um avanço da linha de praia em direção ao continente (transgressão). Estabelece-se então a chamada *superfície transgressiva*. Em muitos exemplos, a acomodação aumenta mais rapidamente do que o levantamento do nível do mar.

Com o desenvolvimento da transgressão, os vales incisos são transformados em estuários, os quais podem se encher com uma variedade de fácies que vai de não-marinha a marinha-marginal. Também durante a transgressão, os perfis fluviais são eventualmente inundados, o que faz cessar a sedimentação fluvial. Se a transgressão for rápida, a deposição fluvial ficará restrita à espessura de uma única seção de canal (caso de depósitos de canal em sedimentos deltaicos abaixo da superfície transgressiva, área de Figueira-Sapopema, Bacia do Paraná).

Os sistemas deposicionais associados ao trato de sistemas transgressivo incluem, do continente para o mar, um sistema deposicional fluvial delgado; depósitos extensos de planície costeira, comumente confinados dentro dos limites de vales incisos ou em contextos de sistemas de ilhas de barreira-lagunas; depósitos residuais provenientes do retrabalhamento por ondas que podem cobrir a superfície de erosão transgressiva (isto é, a superfície de ravinamento) em ambiente marinho costa-afora (fig. 2.17). Posamentier & Allen mencionam também a chamada *fase de cicatrização* (*healing phase*), que ocorre neste

trato de sistemas. Esta consta de sedimentos finos que formam uma cunha a jusante da última face da praia regressiva, cobrindo a superfície de ravinamento (fig. 2.18).

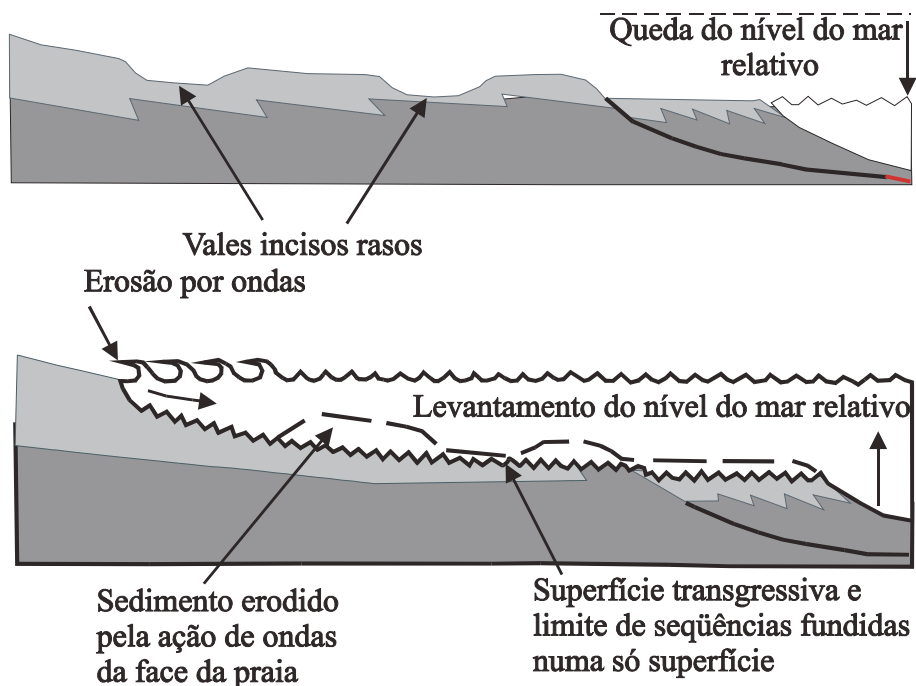


Figura 2.17 – Esquema de efeitos de ravinamento por ondas durante a transgressão numa costa submetida à alta energia de ondas. Se a espessura da seção erodida pela ação de ondas for igual ou maior à profundidade dos canais incisivos por ação fluvial, os depósitos de vales incisivos da fase anterior de mar baixo não serão preservados. Isto pode ocorrer em bacias de margens em rampa, onde o baixo gradiente da superfície da plataforma causa a incisão rasa durante o período de queda relativa do nível do mar (segundo Posamentier & Allen, 1999).

Em algumas situações, pode-se encontrar nível de mar estacionário ou mesmo rebaixamentos de curta duração. Estes eventos podem produzir períodos curtos de regressão e mesmo regressão forçada.

### *Superfície de inundação máxima*

As superfícies de inundação máxima desenvolvem-se à época de transgressão máxima da plataforma e separam o trato de sistemas transgressivo do trato de sistemas de mar alto. Durante essas épocas, os depocentros estão

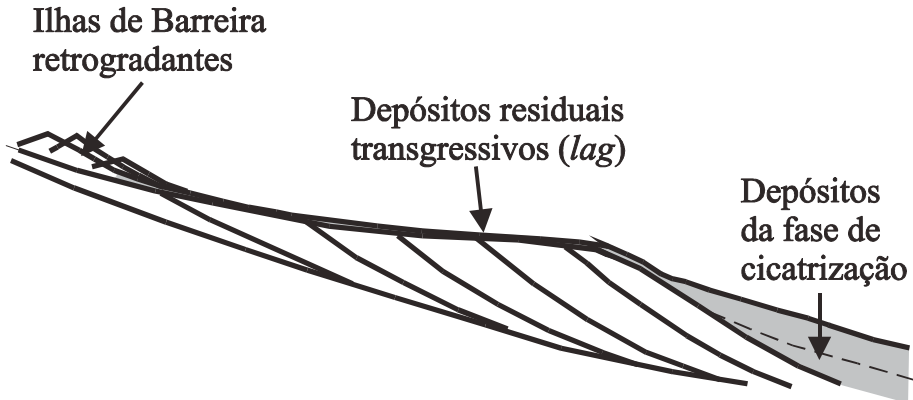


Figura 2.18 – Distribuição esquemática de sedimentos derivados da erosão do substrato durante a transgressão da linha de praia. Alguns sedimentos são transportados além da última clinofoma dos depósitos progradacionais subjacentes e formam uma cunha denominada *cunha de fase de cicatrização* (Posamentier & Allen, 1999).

localizados na sua máxima posição em direção ao continente; conseqüentemente, a parte média e externa das plataformas, o talude e a bacia terão uma taxa baixa de sedimentação (fig. 2.19). Isto significa que a sedimentação hemipelágica irá dominar neste contexto e a seção que a contém é denominada *seção condensada*.

A superfície de inundação máxima rivaliza em importância com as discordâncias, em termos de limite de seqüência. Muitas vezes, ela é mais facilmente reconhecível (caso das rampas) nos perfis e linhas sísmicas (base dos *downlaps*) do que as próprias discordâncias, tanto é que Galloway (1989) elegeu-as como limite de sua *seqüência estratigráfica genética*.

Faciologicamente, os intervalos depositados junto à superfície de inundação máxima são folhelhos pretos, carbonosos e radiativos. Também ocorrem glauconita e fosfatos, sendo que muitas das fosforitas conhecidas aparecem junto a esta superfície. Estes sedimentos são produto do fenômeno de ressurgência de águas oceânicas frias (*upwelling*), que condicionam uma alta produtividade orgânica, junto à quebra da plataforma.

Posamentier & Allen discutem o valor da superfície de inundação máxima como limite de seqüência, como proposto por Galloway (1989). Concluem que o uso das discordâncias seria mais apropriado, pois o termo seqüência implica semanticamente uma *sucessão sem interrupções*, o que não seria condizente com a discordância interna limite de seqüência (realizada no interior da seqüência genética de Galloway), no caso de se usar a proposta deste

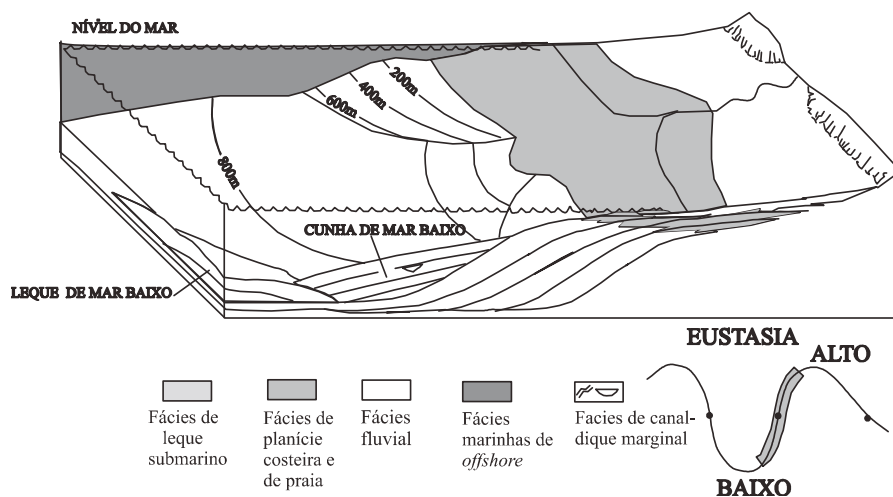


Figura 2.19 – Trato de sistemas transgressivo (Posamentier *et al.*, 1988).

último autor. Ademais, discutem o valor desta superfície para mapeamento, considerando-a diácrona. Citam como exemplo a costa de Camarões, na África Ocidental (fig. 2.20), mostrando que ao mesmo tempo coexistem aspectos transgressivos e regressivos, o que justificaria o diacronismo. Entretanto, tal exemplo parece impróprio já que se está, atualmente, num trato de sistemas de nível de mar alto. A coexistência de duas situações já tem sido reconhecida há muito tempo dentro da teoria da estratigrafia de seqüências. Ademais, a superfície de *downlap*, que caracteriza a inundação máxima, coincide normalmente com um único refletor sísmico, o que garantiria o sincronismo desejado para o mapeamento.

#### *O uso da superfície de inundação máxima como limite de seqüências estratigráficas genéticas – O enfoque de Galloway*

Segundo Galloway (1989), as margens das bacias marinhas são caracterizadas por episódios repetitivos de progradação, pontuados por períodos de transgressão e inundação da plataforma deposicional. As unidades estratigráficas resultantes, geneticamente relacionadas, consistem em: 1) sistemas deposicionais e suas seqüências de fácies componentes; 2) superfícies de transpasse, erosionais e não-deposicionais; e 3) espessas seqüências afetadas pela tectônica de gravidade e pela resposta crustal a discontinuidades estruturais sindeposicionais produzidas pelo carregamento sedimentar. As unidades são limitadas por superfícies de hiato preservadas como discordâncias submarinas ou “vernizes” sedimentares condensados, que registram a inundação marinha máxima da margem da bacia. A arquitetura estratigráfica repetitiva é o produto da interação



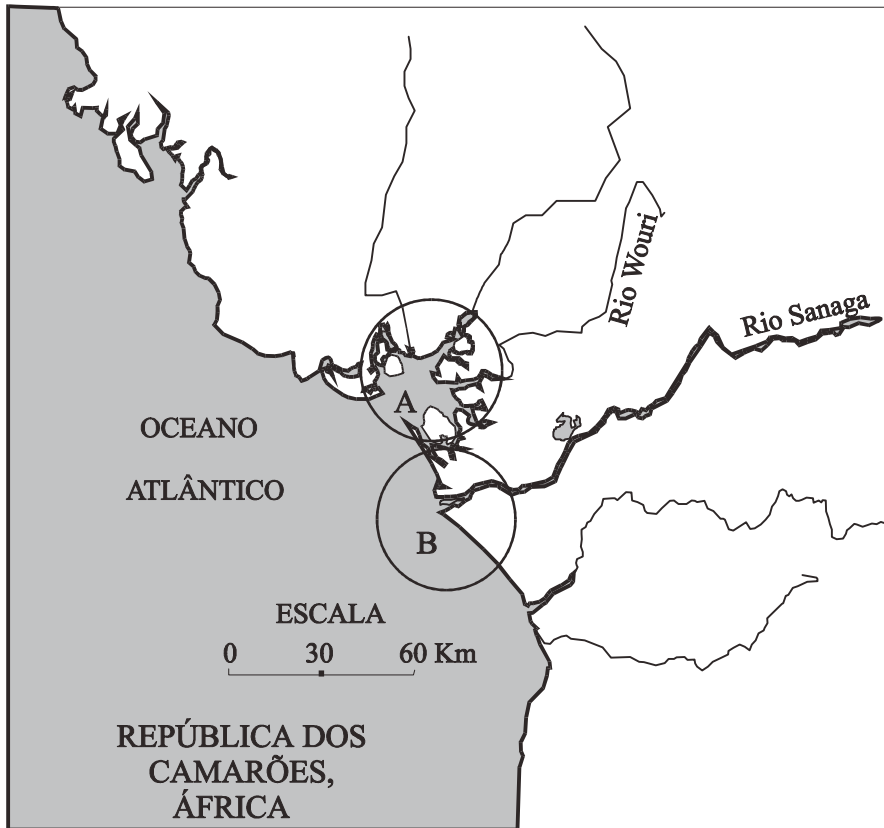


Figura 2.20 – Mapa da costa da República dos Camarões, na África Ocidental. Em A, vista da boca do rio Wouri, que constitui um estuário (situação transgressiva); em B, um delta (situação regressiva) caracteriza a boca do rio Sanaga. Este exemplo foi utilizado por Posamentier & Allen, para justificar o diacronismo da superfície de inundação máxima.

ativa entre o suprimento sedimentar, subsidência (e levantamentos) da bacia e variação eustática do nível do mar. Cada uma dessas três variáveis pode dominar a evolução deposicional; além do mais, a arquitetura estratigráfica resultante vai ter o mesmo aspecto, qualquer que seja o controle dominante.

Uma **seqüência estratigráfica genética** é o produto sedimentar de um episódio deposicional. A seqüência incorpora e reconcilia sistemas deposicionais, geometrias de acamamento e superfícies limítrofes dentro do arcabouço de ciclos de *offlap* e inundação de margem de bacia. Cada seqüência consiste em fácies progradacionais, agradacionais e retrogradacionais depositadas durante um período regional de estabilidade paleogeográfica. O limite que define uma seqüência estratigráfica genética é uma superfície ou “verniz” sedimentar que

registra o hiato deposicional que ocorre na maior parte da plataforma e do talude adjacente que sofreu a transgressão durante a inundação marinha máxima. O paradigma da seq ncia genética enfatiza a preservação da integridade estratigráfica dos sistemas deposicionais tridimensionais e não se baseia, para definir seus limites, no desenvolvimento de superf cias de erosão subaérea ub guas causadas por rebaixamentos relativos do nível do mar. O registro estratigráfico físico da transgressão e da inundação – formando seq ncias de fácies delgadas e distintas, embora de ampla extensão em área, superf cias proeminentes de erosão e intervalos marinhos condensados sobrejacentes ou “vernizes” sedimentares – fornece um meio de correla o regional, prontamente reconhecido, de data o fácil e precisa e de limites de seq ncia robustos que comumente definem as épocas principais de reorganiza o paleogeográfica da margem de bacias clásticas terrígenas.

Existem muitas semelhanças entre a seq ncia estratigráfica genética de Galloway e a seq ncia (deposicional) definida e descrita por Vail e recentemente por Van Wagoner *et al.* (fig. 2.21). A seq ncia genética de Galloway assemelha-se, no que se refere ao porte, ao conjunto de paraseq ncias de Van Wagoner *et al.* Segundo Galloway, as duas possuem uma origem conceitual comum no trabalho de Frazier (1974). A grande divergência estaria na seleção dos limites e nos objetivos de interpreta o. O grupo da Exxon usa essencialmente dados sísmicos, enquanto que a de Galloway enfatiza a sedimentologia, interpretando ambientes pelas feições internas e geometrias de fácies.

Várias diferenças essenciais distinguem a seq ncia estratigráfica genética da seq ncia deposicional baseada em sísmica, particularmente porque esta última tem sido primariamente interpretada como refletindo um controle eustático ubíquo sobre o preenchimento da bacia. Galloway admite a a o dos três controles em conjunto.

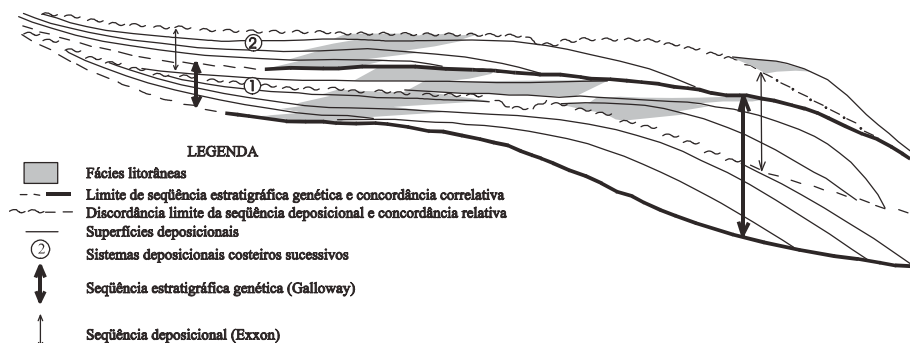


Figura 2.21 – A seq ncia genética de Galloway e a sua compara o com a seq ncia da Exxon (Simplificado de Galloway, 1989).

O enfoque de Galloway é bastante semelhante ao da Exxon, já que trabalha com os mesmos elementos, discordâncias erosivas e superfícies de inundação máxima. Entretanto, difere fundamentalmente quanto à cronologia de eventos. Embora não muito claro, deixa a entender que o leque turbidítico estaria ligado à fase transgressiva, o que é uma idéia antiga de Fisher & Brown, já comentado anteriormente no histórico.

Van Wagoner *et al.* (1990) tecem comentários sobre a seqüência genética de Galloway, desaconselhando seu uso. Um desses é de natureza semântica, pois declara que uma discordância é uma quebra real de uma seqüência, diferentemente da superfície de inundação máxima. Assim, nenhuma seqüência deveria conter dentro de si uma discordância. Posamentier & Allen (1999) recomendam o uso da “Navalha de Occam” como um critério válido para a escolha do tipo de seqüência a ser usado, Galloway ou Exxon. Dentro deste critério, que diz que teorias mais simples devem ser escolhidas em detrimento das mais complexas, seria preferível usar a superfície de inundação máxima como limite de unidades de 3ª ou de menor ordem, em bacias intracratônicas, já que ela é de fácil reconhecimento, enquanto que discordâncias só poderiam ser inferidas ou postuladas neste contexto deposicional quase plano.

### *Seções condensadas*

Loutit *et al.* (1988) consideram as seções condensadas como fundamentais em correlação estratigráfica. Estas seções são unidades marinhas delgadas que consistem em sedimentos pelágicos ou hemipelágicos com baixas taxas de sedimentação. Em termos de tamanho de área, tornam-se mais extensas na época da máxima inundação. As seções condensadas estão associadas aparentemente com hiatos marinhos, ocorrendo muitas vezes como camadas delgadas, porém contínuas, bioturbadas e levemente litificadas ou então como *hardgrounds* marinhos. Além do mais, são muito ricas em associações microfossilíferas, tanto planctônicas como bentônicas, minerais autigênicos (glaucônita, fosforita e siderita), matéria orgânica e bentonitas, além de possuir concentrações de platina e irídio.

Assim, os principais geradores para hidrocarbonetos encontram-se em seções condensadas. Uma das mais famosas é a que se encontra no Oligoceno Inferior, conhecida como “marco azul” na Bacia de Campos, em inúmeras bacias da margem continental leste brasileira, caracterizada pela presença do cocólito *Braarudosphaera*. Na Bacia do Paraná, os folhelhos pirobetuminosos da Formação Irati também constituem zonas condensadas.

### Trato de sistemas de mar alto (highstand)

A regressão reinicia quando a transgressão acaba (ou mesmo formar-se-ia durante um nível de mar estacionário), devido à subida relativa do nível do mar decrescer numa taxa na qual o fluxo de sedimento disponível é igual ou maior que a taxa que produz a acomodação.

No *highstand* inicial, muitas porções da plataforma e da bacia são ainda dominadas pela deposição da seção condensada, à medida que a linha de praia migre gradualmente em direção à bacia.

O trato de sistemas de mar alto é inicialmente depositado durante um intervalo de subida lenta do nível do mar. Como consequência, por unidade de tempo, as seções ficam progressivamente mais finas, ao contrário de seções cliniformes, que são mais espessas. A aceleração da regressão da linha de praia resulta numa aceleração correspondente da acomodação não-marinha. Na parte final deste trato, a taxa de subida do nível do mar reduz-se a zero, ou mesmo pode cair lentamente, e a agradação dos sedimentos marinhos passa à progradação.

O trato de sistemas de mar alto é caracterizado por um conjunto de parasseqüências progradantes, onde domina a sedimentação deltaica, além de outros sistemas costeiros (fig. 2.22).

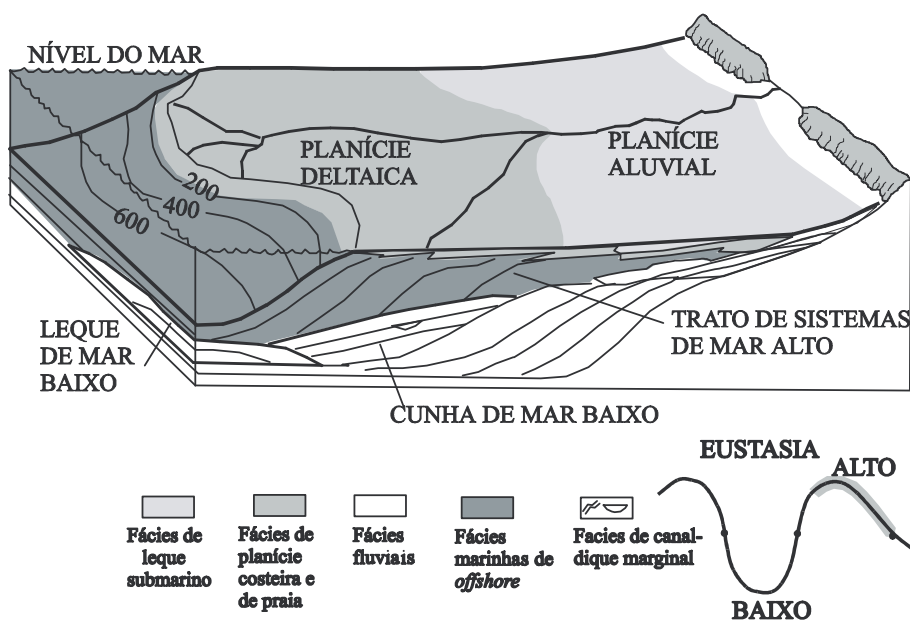


Figura 2.22 – Trato de sistemas de nível alto (Posamentier *et al.*, 1988).

### Trato de sistemas de margem de plataforma

Pode-se dar uma acumulação de carvão no topo deste trato de sistemas. Em geral, seus sedimentos caracterizam-se por uma tendência crescente, no sentido ascensional, de empilhamento de fácies, mostrando uma mudança gradual de ambientes marinhos para não marinhos. Diferentemente do trato de sistemas de mar alto, o de margem de plataforma não é capeado por depósitos fluviais muito amplos. Segundo Posamentier *et al.*, 1988, o limite deste trato de sistemas seria marcado por uma discordância erosiva (ou sua concordância relativa), caracterizada por depósitos de planície costeira recobrindo fluviais. Esta discordância erosiva, conforme estabelecida por aqueles autores, entra numa certa incoerência com outras definições, já que se admite que o trato de margem de plataforma constitua o limite inferior de uma seqüência tipo 2. Esta, por sua vez, é considerada como limitada por uma exposição subaérea.

Sua freqüência nas bacias brasileiras é por outro lado muito baixa. Apenas na Bacia de Campos, verifica-se uma feição que poderia caracterizar um trato de sistemas de margem de plataforma. Ocorre próximo à quebra de talude, coincidindo com o chamado marco cinza (Messiniano).

Como já foi referido anteriormente, de acordo com Posamentier & Allen (1999) e Van Wagoner (informação verbal), a discordância tipo 2 e, conseqüentemente, a seqüência tipo 2 poderiam ser eliminadas, uma vez que não há rebaixamento do nível do mar relativo, não existindo erosão.

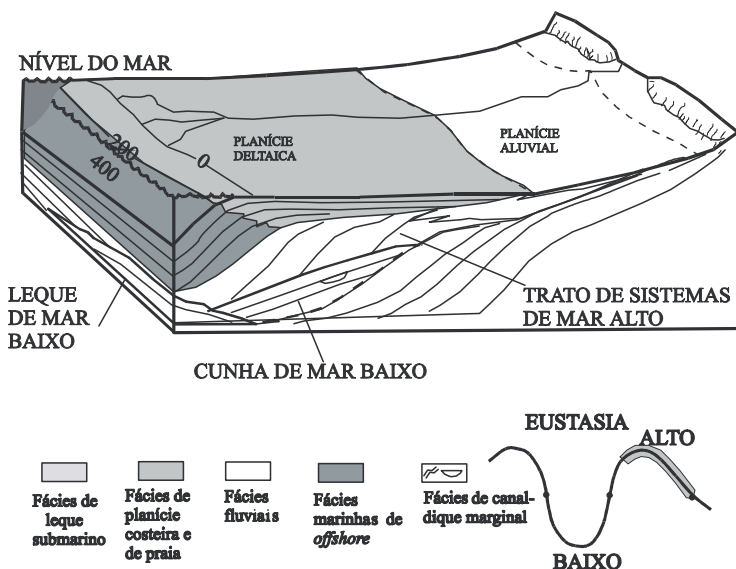


Figura 2.23 – Trato de sistemas de margem de plataforma (Posamentier *et al.*, 1988).

### 2.2.8. Curvas globais

O desenvolvimento dos conceitos de estratigrafia de seqüências tem sido a base para se identificar flutuações do nível do mar de caráter global, tanto a partir de dados de sísmica ou de poços, em subsuperfície, quanto em afloramentos de sedimentos marinhos ao longo das margens continentais e bacias interiores. Tal documentação de eventos de nível do mar, especialmente a partir de seções aflorantes em diferentes partes do mundo, leva a uma nova geração de diagramas de ciclos globais mesozóicos e cenozóicos com resolução maior do que os obtidos somente através da sísmica e dados de poços, como os que subsidiaram a primeira “Curva de Vail”, em 1977.

### Cronoestratigrafia mesozóica e cenozóica e os ciclos de variação do nível do mar

A popular curva de Vail, proposta em 1977, foi substituída em 1987 por uma outra (Haq *et al.*, 1987), baseada em documentação e datações de afloramentos de rochas marinhas em diferentes partes do mundo, conseguindo-se desta forma uma resolução muito maior do que a obtida simplesmente com a sísmica. Os ciclos de variação do nível do mar, assim propostos, foram amarrados à cronoestratigrafia formal, combinando-se o estado da arte dos dados bioestratigráficos, magnetoestratigráficos e geocronológicos (fig. 2.24).

Em 1977, após a publicação da primeira curva, conhecida como curva de Vail (Vail *et al.*, 1977), houve uma adesão quase em massa sobre a correlação global. Miall (1997) criticou o uso de curvas globais como um padrão para correlação. Entretanto, mesmo se não houver a correlação esperada, é interessante observar a semelhança entre eventos vários pelo menos ao longo de margens continentais. Souza Cruz (1994), estudando o Neógeno da Bacia de Campos, encontrou uma perfeita correlação desta bacia com a curva global de Haq; Mendes (1994) achou o mesmo para o Cretáceo Médio da Bacia Sergipe-Alagoas; Pereira (1995) chegou à conclusão que existe um *quase sincronismo* das seqüências do Cretáceo das bacias da margem continental brasileira, dos Andes e dos Alpes.

### 2.2.9. Análise de ciclicidade sedimentar

Os ciclos sedimentares podem ser definidos como um grupo de diferentes litologias ou texturas que apresentam um padrão de repetição regular dentro de uma seqüência, podendo ocorrer em diferentes escalas.

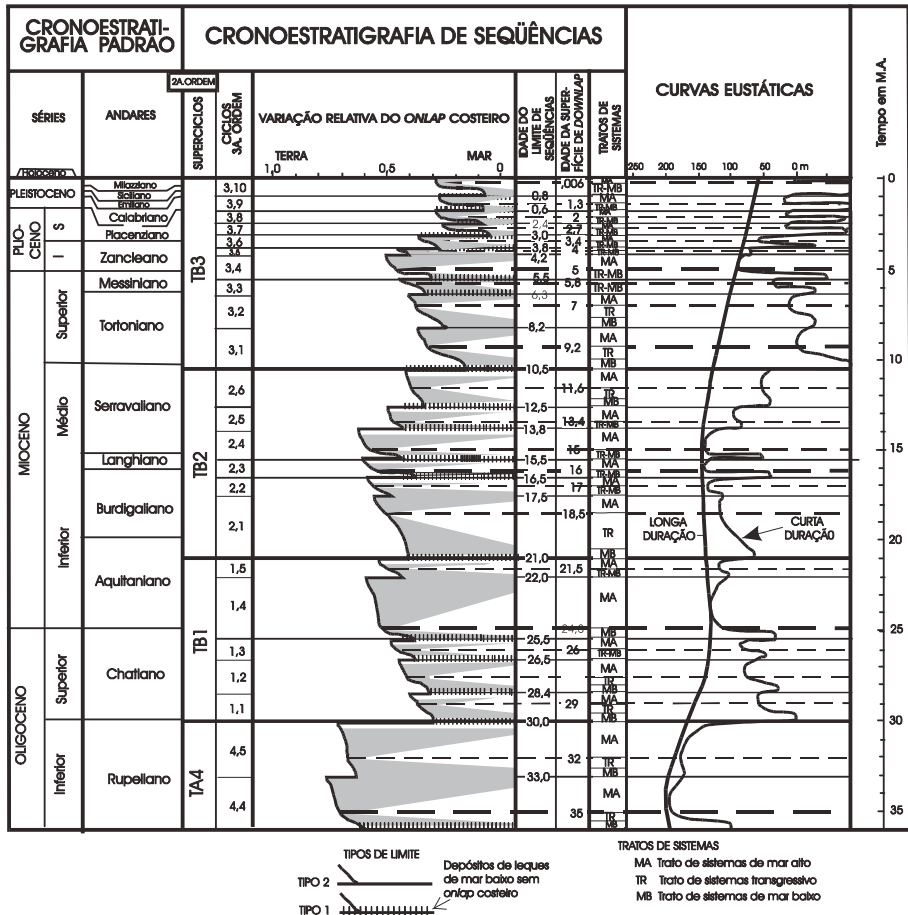


Figura 2.24 – Curva de variação do nível relativo do mar aplicada ao Neógeno e final do Paleógeno. Simplificada de Haq *et al.*, 1988.

Ocorrendo alternância entre dois tipos litológicos (ex. AB, AB etc.), esses sedimentos são denominados de *acamamento rítmico/cíclico* ou ainda *seqüência rítmica*, porém se essa alternância apresentar três ou mais tipos litológicos (ex. ABC, ABC etc.), receberá denominação de *seqüência cíclica* (Einsele, 1992), embora esta denominação nada tenha a ver com a estratigrafia de seqüências.

A simples constatação da presença de padrões repetitivos não é suficiente para se definir a existência de uma sedimentação cíclica, uma vez que eventos repetitivos podem ser gerados por processos episódicos ou por processos resultantes de sistemas oscilatórios.

A compreensão do significado dos ciclos sedimentares está, sem dúvida, ligada ao entendimento dos processos dinâmicos que lhe deram origem, sendo necessários para sua definição outros argumentos geológicos e não apenas os puramente descritivos da repetição de padrões.

Embora o termo ciclo sedimentar induza à interpretação de que os ciclos possuam a mesma duração, é sempre possível que sejam aperiódicos, i.e., não se repitam em intervalos regulares de tempo. Somente as deposições rítmicas formadas em intervalos regulares no tempo são denominadas periódicas ou cíclicas, enquanto aquelas formadas por eventos estratigráficos irregulares são denominadas não periódicas ou discíclicas. \*

O método desenvolvido no Laboratório de Análise de Bacias da UERJ (Chaves, 1999) para a análise da ciclicidade sedimentar envolve essencialmente a análise matemática dos pacotes sedimentares identificados em perfis de raios gama, em intervalos previamente escolhidos. O exemplo aqui empregado é o estudo do Andar Buracica no poço da PETROBRAS 1-FMO-1-BA, perfurado na Bacia do Recôncavo (Della Fávera *et al.*, 1994). A seção analisada é lacustre e, portanto, presta-se admiravelmente bem ao estudo da ciclicidade. Nela ocorrem sete seqüências de 4ª ordem de grandeza. Estes pacotes eram considerados como PAC's (vide capítulo anterior), sendo agora denominados de conjuntos de camadas (CAM). Neste procedimento, adotam-se três premissas básicas:

1. os PAC's ou CAM's representam intervalos regulares de tempo;
2. a taxa de subsidência é constante no trecho estudado;
3. não há falta de seção ou repetição de intervalos por falhamentos.

Uma vez estabelecidos os PAC's ou CAM's, procede-se ao levantamento de suas espessuras. Em seguida, comparam-se estas médias (tabelas 3 e 4).

Para a análise da variação do comportamento da sedimentação com o tempo, duas ferramentas são utilizadas: o gráfico dos desvios acumulados da espessura média e a análise espectral da espessura dos PAC's ou CAM's além desta espessura acumulada.

O gráfico do desvio acumulado da espessura média é uma versão simplificada dos gráficos de Fischer (Sadler *et al.*, 1993) e sua interpretação é feita de forma idêntica. Para a construção deste tipo de gráfico, utilizam-se dois parâmetros simples, o desvio da média acumulada pelo posto estratigráfico,

---

\* Schwarzacher (informação verbal) exige uma precisão de relógio atômico para se chamar uma seqüência de cíclica.



i. e., pela posição estratigráfica de cada PAC ou CAM identificado. Admite-se então que a subsidência seria constante no período analisado e que os intervalos de tempo decorridos foram aproximadamente iguais. Deste modo, a curva resultante do desvio da média acumulada pelo posto estratigráfico seria correspondente ao espaço de acumulação existente na bacia; como cada PAC ou CAM teria sido depositada próximo à superfície de equilíbrio, os padrões per-

seq	TSLB	TST	TSLA	total
1	22	20	21	66
2	11	18	4	33
3	12	19	19	50
4	7	27	9	43
5	10	3	25	38
6	18	5	7	30
7	7	23	38	68
total	87	115	126	328

Tabela 3 – Número de PAC's ou CAM's por seqüência.

Nível	Contagem	Média	Int. Inf.	Int. Sup.
Total	328	1,46	1,41	1,52
1	66	1,52	1,42	1,63
2	33	1,49	1,33	1,65
3	50	1,32	1,18	1,45
1-3	149	1,44	1,18	1,65
4	43	1,49	1,35	1,64
5	38	1,50	1,35	1,65
6	30	1,51	1,37	1,72
7	68	1,40	1,25	1,48
4-7	179	1,45	1,25	1,72

Tabela 4 – Espessura média dos PAC's ou CAM's.

sistentes de aumento ou diminuição da espessura, em uma série, são guias potenciais para correlação e podem refletir mudanças ambientais.

Uma série de PAC's ou CAM's com espessura maior que a subsidência é representada por um aclave positivo, características de fases de lago alto ou baixo, enquanto séries de PAC's com espessura menor que a média são interpretadas como depositadas em tratos transgressivos. Fischer (1964) sugeriu que a ondulação irregular formada por uma linha conectando os topos dos ciclos, em seu diagrama, poderia representar flutuações do nível d'água.

O gráfico de Fischer modificado, apresentado na fig. 2.25, resulta dos dados de espessura do poço 1-FMO-1-BA, mostrando os desvios da média acumulada, pelo posto estratigráfico, representado neste caso pelo número de PAC's ou CAM's.

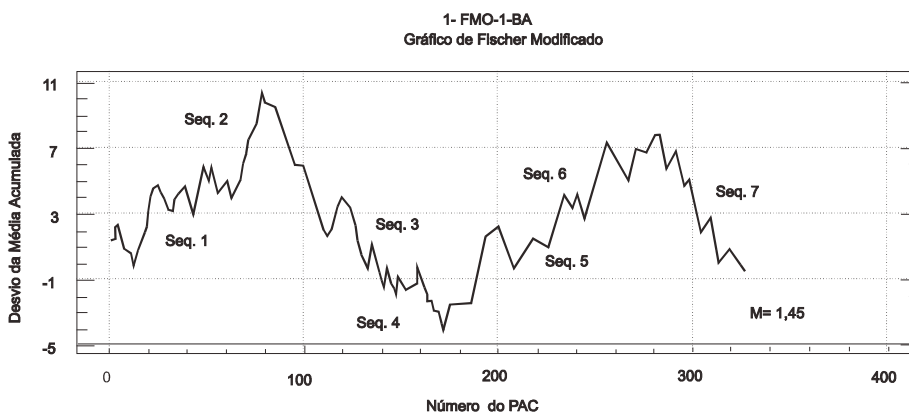


Figura 2.25 – Gráfico de Fischer modificado para o poço 1-FMO-1-BA.

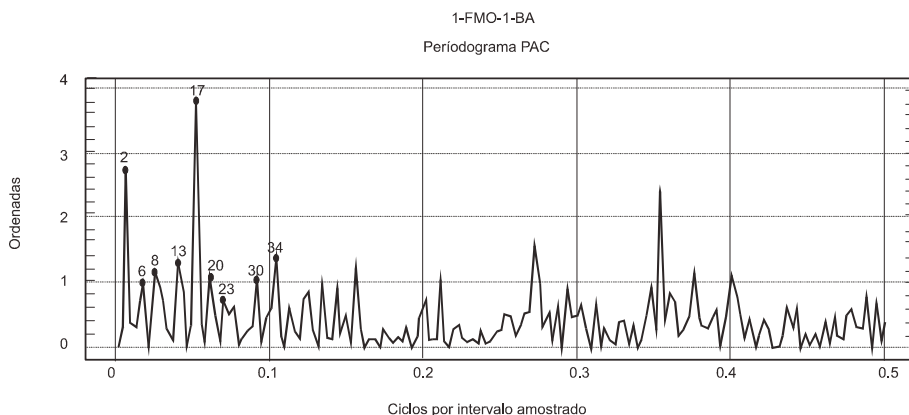


Figura 2.26 – Periodograma resultante da análise espectral da espessura dos PAC's de todas as seqüências.

A análise espectral do poço 1-FMO-1-BA foi realizada tomando-se por base a espessura dos 328 PAC's ou CAM's identificados na seção estudada. Para uma primeira aproximação, foi calculado o espectro de potência da variável desvio da média acumulada (fig.2.26).\*

A exemplo do observado na análise do comportamento das médias dos PAC's ou CAM's pelas seqüências do gráfico de Fischer para o intervalo total, a harmônica de 2ª ordem indica, novamente, a possível divisão do intervalo estudado em duas partes. Observando-se o periodograma do intervalo total, é possível notar que os picos que se destacam correspondem às harmônicas de ordem 2, 6, 8, 13, 17, 20, 23, 30 e 34.

### Relação entre taxa de acumulação e tempo

A finalidade principal de um estudo de ciclicidade como o do presente exemplo é a de encontrar uma relação tempo-espessura que possa servir como arcabouço para estudos subseqüentes. Como a seção estudada não dispõe de determinações de tempo absoluto, todas as estimativas são aproximadas, buscando-se estabelecer relações da taxa de acumulação dos sedimentos com intervalos conhecidos de tempo.

Como primeiro passo, é necessário voltar do domínio da frequência, obtido através do periodograma, para o domínio do tempo (espaço, representado pela espessura). Para isso, é preciso passar de ciclos por intervalo amostrado para espessura por ciclo, segundo a fórmula:

$$E_c = \frac{E_t}{f \times n_c}$$

onde:

$E_c$  = espessura do ciclo

$E_t$  = espessura total amostrada

$f$  = frequência

$n_c$  = número de ciclos no intervalo amostrado

Calcula-se então uma espessura média para as 8 harmônicas, organizando-se a tabela 5.

---

\* A análise espectral dos valores de uma variável funciona como um filtro passa-baixos.

Os ciclos astronômicos de Milankovitch (tabela 6) oferecem um possível mecanismo quase periódico para explicar este tipo de sedimentação. Elaborando melhor esta hipótese, comparam-se os valores médios de periodicidade dos ciclos de Milankovitch, encontrando-se coincidência (números em negrito) entre a coluna 4 da tabela 8 e os valores relativos a 19 Ka (tabela 7).

	118,10	52,57	33,74	23,62	15,75	13,09	11,79	10,26
118,10	1	2,25	3,50	5,00	7,50	9,02	10,02	11,51
52,57	0,45	1	1,56	2,23	3,34	4,02	4,46	5,12
33,74	0,29	0,64	1	1,43	2,14	2,58	2,86	3,29
23,62	0,20	0,45	0,70	1	1,50	1,80	2,00	2,30
15,75	0,13	0,30	0,47	0,67	1	1,20	1,34	1,53
13,09	0,11	0,25	0,39	0,55	0,83	1	1,11	1,28
11,79	0,10	0,22	0,35	0,50	0,75	0,90	1	1,15
10,26	0,09	0,20	0,30	0,43	0,65	0,78	0,87	1

Tabela 5 – Relações das espessuras dos ciclos Média das Sequências 1-3 e 4-7.

413 ma 410 ma 120 ma 100 ma 95 ma	Excentricidade
51 ma 43 ma 41 ma	Obliquidade
29 ma 23 ma 21,7 ma 19 ma 14 ma	Precessão

Tabela 6 – Ciclos orbitais.

ma	23	21,7	19	14
413,0	17,96	19,03	21,74	29,50
410,0	17,83	18,89	21,58	29,29
120,0	5,52	5,53	6,32	8,57
100,00	4,35	4,61	5,26	7,14
95,0	4,13	4,38	5,00	6,79
54,0	2,35	2,49	2,84	3,86
43,0	1,87	1,98	2,26	3,07
41,0	1,78	1,89	2,16	2,93
29,0	1,26	1,34	1,53	2,07
23,0	1	1,06	1,21	1,64
21,7	0,94	1	1,14	1,55
19,0	0,83	0,88	1	1,36
14,00	0,61	0,65	0,74	1

Tabela 7 – Relações entre os ciclos de Milankovitch.

Estes resultados permitem atribuir 19 Ka (precessão) como tempo decorrido para a acumulação dos ciclos sedimentares médios de 23,62m (tabela 8). Esta tabela apresenta os tempos estimados para os demais ciclos sedimentares.

<b>Esp.</b>	118,10	52,57	33,74	<b>23,62</b>	15,75	13,09	11,79	10,26
<b>ma</b>	95	42,37	27,17	<b>19</b>	12,73	10,45	9,5	8,17

Tabela 8 – Tempo estimado de acumulação.

Assim, tem-se uma taxa de acumulação de 1.250mm por 1.000 anos.

### 2.2.10. Correlação litoestratigráfica versus correlação cronoestratigráfica

Existem diferentes formas de se fazer correlação. Uma delas, talvez a preferida pela maioria dos geólogos, é a forma litoestratigráfica, na qual são correlacionadas litologias idênticas. Assim, assume-se erroneamente que topos de formação são linhas de tempo. A forma correta seria a cronoestratigráfica, na qual se correlacionam linhas de tempo. Neste caso, por exemplo, a mesma linha de tempo envolveria folhelhos costeiros de um lado, arenitos de barreira e folhelhos marinhos no outro extremo. Em vez de se unir simplesmente topos de corpos de barreira, como na correlação litoestratigráfica, unir-se-iam topos de folhelho a topos de arenito e novamente a topos de folhelho (fig. 2.27).

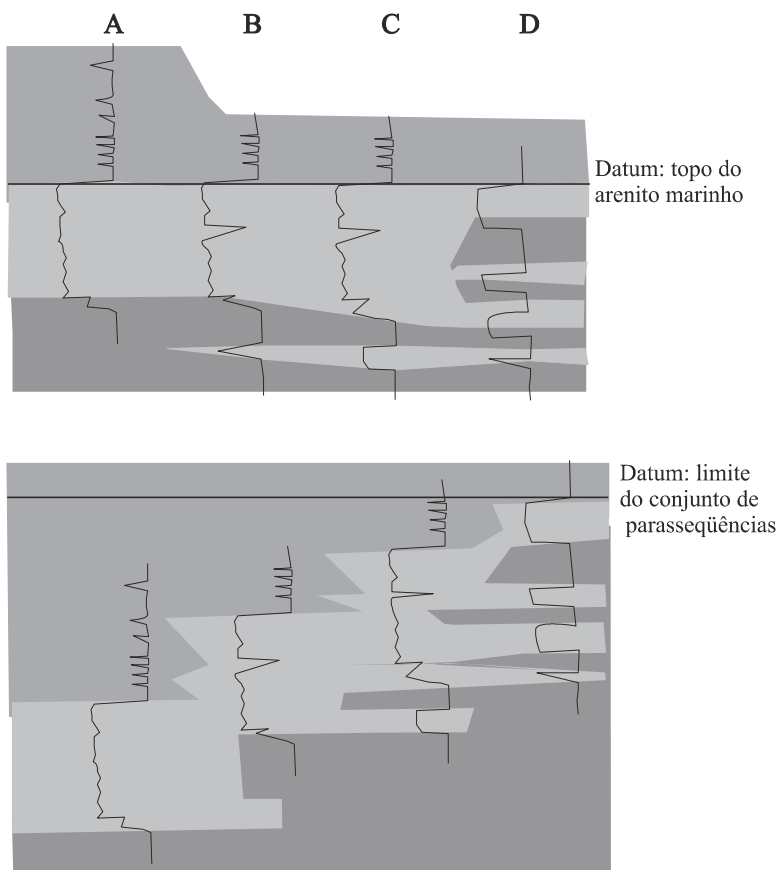


Figura 2.27 – Correlação litoestratigráfica (acima) versus correlação cronoestratigráfica (abaixo). No primeiro tipo, é enfatizada a correlação de propriedades litológicas; no segundo, mais corretamente, as linhas de tempo e o sistema deposicional.

Em alguns casos, como nas bacias rifte, a correlação litoestratigráfica se iguala à cronoestratigráfica. Isto porque existem no topo dos arenitos *lags* transgressivos, os quais representam um recobrimento regional dos arenitos por um súbito levantamento do nível do lago, provocado por oscilação climática.

### **2.2.11. Controles eustáticos na deposição de sedimentos terrígenos. O significado do ponto de inflexão**

A curva eustática é aproximadamente senoidal e pontuada por pontos de inflexão. Os dois pontos principais são o F, no ramo descendente da curva, e o R, no ascendente. Esses pontos correspondem à máxima taxa de variação eustática ou máxima inclinação absoluta da curva (fig. 2.28).

Os padrões geométricos de estratos na margem da bacia dependem em grande parte da combinação da eustasia e subsidência, isto é, da taxa pela qual o espaço disponível está sendo criado e da maneira com que o sedimento recém-chegado responde a essa disponibilidade. Se o fornecimento de sedimentos é suficiente para permitir a agradação contínua do nível de base, conseqüentemente a taxa de criação de novos espaços diminuirá, provocando também um decréscimo gradual da taxa de agradação. Como resultado desse decréscimo, quantidades progressivamente menores de sedimentos serão necessárias para compensar um nível de base de lenta ascensão, deixando conseqüentemente mais sedimento para a progradação.

A variação da taxa de acomodação ( $dA/dt$ ), isto é, a taxa de criação de espaço para a sedimentação, varia com a eustasia. Nos pontos de inflexão F, a taxa de criação de espaço novo é mínima, ao contrário do ponto R, onde esta é máxima. Assim, no primeiro ponto, a taxa de agradação será mínima, sendo máxima a de progradação. No ponto R, ocorre o contrário (os *topsets* serão mais finos no ponto F e mais espessos no ponto R). Assim, taxas de agradação e progradação são inversamente relacionadas. Como resultado, ao longo de paraseqüências sucessivas, a regressão da linha de praia tende a ser progressivamente mais rápida ao se aproximar da inflexão do ponto F, desacelerando-se logo a seguir. A taxa máxima de adição de espaço novo nos pontos de inflexão R resulta comumente em transgressão e no desenvolvimento de seções condensadas e situações de bacia faminta. A inundação máxima usualmente ocorre depois do ponto de inflexão R, quando as camadas de topo (*topset*) atingem o máximo de espessura.

O deslocamento do *onlap* costeiro para a bacia, estabelecendo os limites de seqüência, caracteriza também os pontos de inflexão F (fig. 2.28).

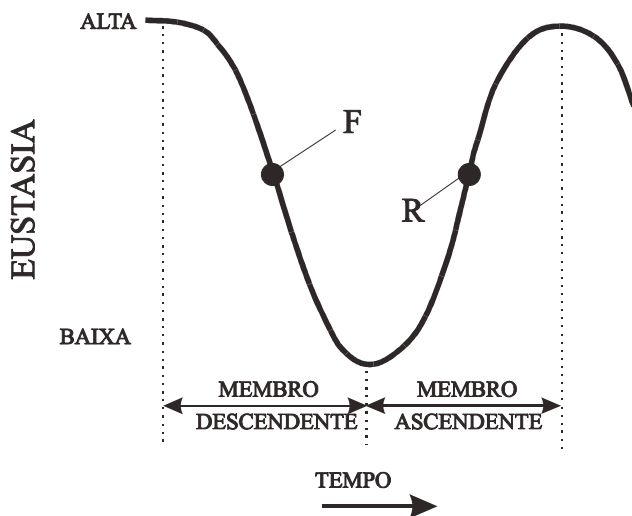


Figura 2.28 – A curva eustática e seus pontos de inflexão.

**Modelo unidimensional.** Em qualquer ponto de uma margem continental, a taxa de criação de espaço para a sedimentação é igual à taxa de variação eustática menos a taxa de subsidência.

**Modelo bidimensional.** Em margens continentais passivas, a subsidência aumenta gradualmente a partir da plataforma em direção à bacia, resultando num aumento da taxa de criação de novo espaço em direção ao mar. A maior acomodação de sedimentos se dá na plataforma externa, onde é maior a subsidência. O inverso acontece na plataforma interna, onde a subsidência é mínima, e existem intervalos em que não se cria qualquer novo espaço.

O perfil de plataforma continental pode ser subdividido em duas zonas separadas por um *ponto de equilíbrio*, definido como um ponto, ao longo de um perfil, no qual a taxa de variação eustática é igual à taxa de subsidência. A partir deste ponto, em direção à bacia, a taxa de subsidência é maior do que a taxa de rebaixamento eustático, o que resulta na criação de espaço novo; em direção ao continente, ocorre o contrário. O ponto de equilíbrio serve também para definir duas zonas: 1) a de ascensão do nível relativo do mar, que está além do ponto de equilíbrio, em direção ao mar, e 2) a de rebaixamento relativo, em direção ao continente. A criação de espaço novo, considerando-se o perfil da plataforma como um todo, é mínimo quando a taxa de rebaixamento eustático é máxima (ponto F), ocasião em que o ponto de equilíbrio apresenta o máximo avanço em direção ao mar. O contrário acontece em relação ao ponto R.



Um elemento morfológico importante para as presentes considerações é a chamada *linha de baía* (*bayline*), que se contrapõe à *linha de praia* (*shoreline*). É definido como o limite entre os ambientes fluviais e a planície deltaica e demais ambientes parálicos. Por outro lado, a linha de praia separa os ambientes parálicos dos marinhos. Em alguns casos a linha de baía e a linha de praia coincidem, por não existir laguna ou baía. A linha de baía é o local onde os perfis dos rios são ajustados, e sua migração torna-se o elemento mais significativo quando se discute sedimentação fluvial.

A migração da linha de baía varia em função da variação eustática e a sua situação em relação ao ponto de equilíbrio e ao *onlap* costeiro ajuda a compreender a geometria dos estratos.

### 2.2.12. Interpretação de litofácies e significado exploratório para petróleo

Uma vez completando-se o procedimento mais objetivo de interpretação das fácies sísmicas, passa-se a uma tarefa um tanto subjetiva que é a interpretação das litofácies. A primeira providência a tomar é conhecer tanto quanto possível a geologia regional a partir de poços e afloramentos. Com esse substrato, passa-se a saber se a seção sedimentar de interesse é terrígena, carbonática, uma mescla de carbonatos e terrígenos ou carbonatos e evaporitos (fig. 2.29).

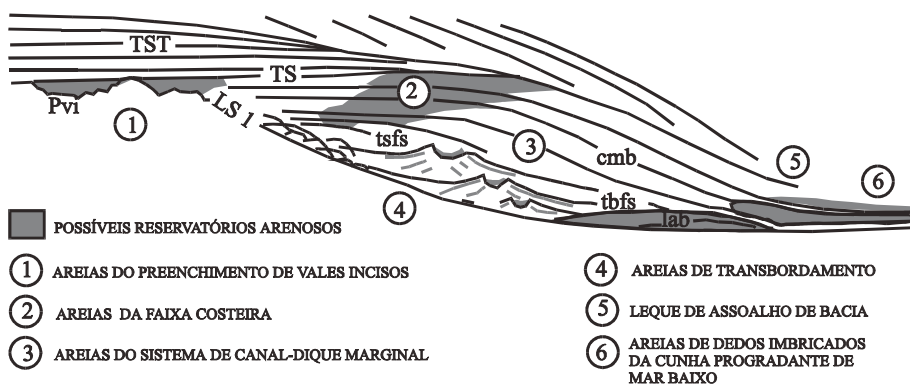


Figura 2.29 – Fácies reservatório do trato de sistemas de mar baixo.

### *Trato de sistemas de nível de mar baixo*

As litofácies terrígenas mais importantes e o seu significado exploratório dentro de um trato de sistemas de nível de mar baixo estão presentes em seis posições possíveis dentro do trato:

1) leque de assoalho de bacia; 2) camadas delgadas de areias turbidíticas das fácies de transbordamento; 3) areias de canal mais maciças do leque de talude; 4) areias imbricadas do “dedo do talude”; 5) areias costeiras do complexo progradante de nível de mar baixo; e 6) preenchimento dos vales escavados (fig. 2.29).

Arenitos do leque de assoalho da bacia, em forma de *mound*, como alguns turbiditos da Bacia de Campos, embora próximos do talude, constituem excelentes reservatórios e formam muitos campos gigantes. As trapas são tanto estruturais como estratigráficas. Em função de serem depositadas por correntes de turbidez, que fluem em direção às áreas baixas da bacia, essas areias adelgaçar-se-ão ou “pincharão” por sobre os altos contemporâneos. Obviamente, as trapas estruturais devem ser posteriores à deposição para poderem conter bons reservatórios.

Trapas estratigráficas dependerão da qualidade dos selos acima e abaixo das areias. Geralmente, o leque de talude que comumente sobrepõe-se ao leque de assoalho de bacia não constitui um selo devido à existência de delgadas camadas de turbiditos de transbordamento. Por isso, as melhores trapas estratigráficas são aquelas situações onde as areias “pincham” na direção do centro da bacia contra uma estrutura contemporânea ou contra o lado oposto da bacia. O leque de assoalho de bacia ao “pinchar” na direção proximal não trapeia os hidrocarbonetos, já que esses “vazariam” através dos turbiditos do leque de talude. Assim, o primeiro selo possível são os “dedos” progradantes da cunha de mar baixo, e a superfície superior do leque deveria apresentar fechamento ou *pinch out* para poder desenvolver uma trapa. Em áreas onde a cunha progradante de mar baixo “*onlapa*” na direção proximal, em vez de “*downlapar*”, provavelmente não formará um selo devido à presença de areias costeiras.

As areias turbidíticas do leque de talude, como a maior parte dos reservatórios de Campos, contêm as mais importantes reservas de hidrocarbonetos, embora as propriedades de reservatório dos turbiditos delgados do transbordamento sejam geralmente más. As areias dentro dos canais do leque de talude são comumente reservatórios excelentes, mas são muito

difíceis de serem previstas antes das perfurações iniciarem, a menos que haja uma anomalia sísmica indicando a presença de hidrocarbonetos. Para esses leques, a primeira rocha selante sobrejacente constitui usualmente os “dedos” progradantes da cunha de nível de mar baixo, imediatamente acima, como já visto.

A cunha progradante de nível de mar baixo pode conter reservatórios arenosos de água rasa ou profunda. Caso o sistema deposicional seja muito arenoso, os turbiditos de assoalho de bacia poderão intercalar-se com os “dedos” das clinofomas progradantes. Essas últimas areias são geralmente turbiditos que contêm a seqüência de Bouma completa, embora tenham areias basais bem desenvolvidas, o que criaria reservatórios apenas razoáveis. As areias individuais tenderiam a ser imbricadas e apresentar boas características de reservatório, desde que “pinchem” entre os “dedos” do complexo progradante de nível de mar baixo.

Areias costeiras de água rasa e do complexo de vale escavado formam excelentes reservatórios na porção proximal da cunha de nível de mar baixo, caracterizando um delta de nível baixo. Os deltas deste tipo tendem a ter uma fonte pontual e conseqüentemente as areias ficam concentradas próximo às fontes, mudando de fácies para siltitos e folhelhos, tanto lateralmente como na direção da bacia. Já que essas areias tendem tanto a agradar como progradar, acabam formando corpos comumente muito espessos e bons reservatórios. Embora existam outros, o tipo de trapa estrutural mais comum é o *rollover* em falhas de crescimento. As trapas estratigráficas irão depender da existência de um selo no sentido ascendente do mergulho, embora os hidrocarbonetos normalmente “vazem” para as areias dos canais escavados. Entretanto, se a unidade subjacente for impermeável, poder-se-ão formar trapas estratigráficas pelo *pinch out* das areias *onlapantes* abaixo da quebra de *offlap*.

As areias fluviais e estuarinas dos vales escavados são comumente reservatórios excelentes e formam um dos melhores prospectos de trapa estratigráfica quando os vales são escavados em folhelhos impermeáveis da planície costeira. Por outro lado, quando estão presentes cânions submarinos preenchidos com folhelhos, trapas estratigráficas podem se desenvolver pelo truncamento de areias mais velhas contra as paredes do cânion (Enchova, na Bacia de Campos, é um bom exemplo).

Devido às taxas de deposição serem relativamente altas nos tratos de sistema de nível de mar baixo, o potencial em rochas geradoras é comumente baixo. Ocorrem exceções, entretanto, se houver condições euxínicas, embora a percentagem de matéria orgânica raramente exceda 1%.

### ***Tratos de sistema transgressivo, de nível alto e de margem de plataforma***

Alguns dos melhores reservatórios em areias costeiras se formam quando a taxa de acomodação aumenta rapidamente. O trato de sistema transgressivo, a fase inicial do trato de nível de mar alto e o de margem de plataforma apresentam altas taxas de acomodação, desenvolvendo por isso excelentes reservatórios, principalmente em trapas estruturais. Trapas estratigráficas podem se formar quando existem selos da parte superior do trato de sistemas transgressivo ou da parte inferior do trato de nível alto que recobrem *mounds* de *beach-ridges*, areias *onlapantes* e truncamentos por discordâncias. As rochas terrígenas da parte mais nova dos tratos de sistema de nível de mar alto produzem comumente maus reservatórios.

A porção faminta dos tratos de sistema transgressivo e da parte mais velha do nível de mar alto caracteriza a ocorrência dos melhores geradores mundiais depositados em ambiente marinho. Na direção terrestre da linha de quebra da plataforma, carvões e outras rochas geradoras não-marinhas também tendem a se associar com esses mesmos tratos de sistema.

#### **2.2.13. Estratigrafia de seqüências e hierarquia de unidades que definem estratos**

Como já foi discutido, as unidades que definem estratos, desde a lâmina até a seqüência, podem ser grupadas hierarquicamente. O reconhecimento dessas unidades e o seu uso em correlacionar tempo e fácies são a essência da estratigrafia de seqüências.

Define-se e identifica-se cada unidade de estratos nesta hierarquia somente pelas relações físicas entre estes mesmos estratos, nas quais se incluem a geometria e a continuidade lateral das superfícies que limitam as unidades, os padrões de estaqueamento vertical e a geometria lateral dos estratos dentro das unidades. Além disso, são críticas as interpretações de ambientes e fácies nos dois lados das superfícies limitantes, especialmente para a identificação da **parasseqüência**, o **conjunto de parasseqüências** e o **limite de seqüência**. A espessura, o tempo de formação e a interpretação de origem regional ou global não são usados para definir unidades de estratos ou para colocá-las na hierarquia. Em particular, as parasseqüências e seqüências podem ser identificadas em perfis de poços, testemunhos ou afloramentos, e são usadas para construir um arcabouço estratigráfico, sem se considerar se suas relações são interpretadas como mudanças eustáticas ou não.

## **Lâmina, conjuntos de lâminas, camada, conjunto de camadas**

Campbell, em 1967, identificou lâminas, conjuntos de lâminas, camadas e conjuntos de camadas como as componentes de um corpo sedimentar; as mesmas unidades são reconhecidas como formadoras de parasseqüências.

Os quatro tipos de unidades de estrato listadas acima são geneticamente similares; diferem primariamente no intervalo de tempo para a formação e na extensão em área das superfícies que as limitam. Estas são definidas por (1) **mudanças na textura**, (2) **terminações de estratos** e (3) **paraconformidades** marcadas por zonas de solo, raízes e bioturbação. As superfícies limitantes são levemente erosivas ou mesmo de natureza não-deposicional, separando estratos mais jovens de mais velhos. A continuidade lateral dessas superfícies varia de centenas de metros quadrados para alguns conjuntos de lâminas, a milhares de quilômetros quadrados para algumas camadas ou conjuntos de camadas. As superfícies formam-se relativamente rápido, variando de segundos a milhares de anos e, desta maneira, são essencialmente síncronas em toda sua extensão. Além disso, o intervalo de tempo representado pelas superfícies que limitam estas camadas provavelmente é muito maior do que o intervalo de tempo representado pelas camadas em si. Por todas essas razões, as camadas e conjuntos de camadas podem ser usadas comumente para correlação cronoestratigráfica em amplas áreas, em muitas situações deposicionais. Perfis elétrico-indução pouco espaçados (0,8 a 3 km, especialmente em folhelho ou lamito marinhos) ou afloramentos contínuos fornecem uma base de dados convenientemente detalhada para uma análise cronoestratigráfica fundamentada em superfícies de camadas ou de conjuntos de camadas.

### **2.2.14. Diagrama cronoestratigráfico**

Também é conhecido como diagrama de Wheeler (Sloss, 1984). Normalmente, uma seção geológica convencional mostra a profundidade das unidades litológicas no eixo vertical e sua extensão lateral, no horizontal. O mesmo acontece com a seção sísmica, onde fácies sísmicas podem ser visualizadas, bem como sua profundidade em tempo de reflexão ou seus equivalentes métricos. O diagrama cronoestratigráfico, pelo contrário, mostra o tempo geológico na vertical e a extensão lateral das unidades litológicas no eixo horizontal. A espessura de uma unidade litológica fica, portanto, substituída pelo tempo gasto na sua acumulação. Considerando que o registro estratigráfico é sempre

constituído por inúmeros intervalos de não deposição ou erosão, sempre haverá também inúmeros espaços em branco num diagrama estratigráfico.

Como razões principais para a construção de diagramas cronoestratigráficos, pode-se citar:

1. a seção geológica convencional é orientada deposicionalmente, isto é, a deposição é considerada como aproximadamente contínua. O diagrama cronoestratigráfico dá ênfase à natureza descontínua da deposição. Assim, o fato de a não deposição ou erosão sobrepujar a sedimentação (efeito “queijo suíço”) pode ser percebido em todas as escalas de trabalho e é consequência do caráter episódico da deposição;

2. diagrama cronoestratigráfico dá ênfase à variabilidade espacial e temporal das unidades litológicas individuais. Nele, as linhas de tempo são horizontais;

3. diagrama cronoestratigráfico indica com clareza onde os topos das seqüências são concordantes ou se foram truncados pela erosão. Isto pode implicar a caracterização de trapas estratigráficas para hidrocarbonetos pela formação de porosidade de dissolução, abaixo da superfície de erosão. Em carbonatos formam-se superfícies cársticas (*karst*);

4. a marcação do *onlap* e *downlap* nas unidades litológicas, dentro de um diagrama cronoestratigráfico, produz relações espaciais que podem sugerir talvez flutuações do nível do mar, correlacionáveis a possíveis variações globais e a suas respectivas implicações exploratórias para hidrocarbonetos;

5. o diagrama cronoestratigráfico estabelece um arcabouço, isto é, torna-se um diagrama de correlação, no qual se podem colocar as fácies com sua respectiva nomenclatura; as unidades genéticas podem ser analisadas em termos da distribuição de fácies.

6. *onlap*, *downlap* e *toplap* manifestam-se caracteristicamente neste diagrama. A assinatura do *onlap* é uma curvatura côncava dirigida para a área fonte, enquanto que o *downlap* apresenta essa concavidade em direção à bacia. *Toplap* é assinalado como uma curvatura convexa em direção à bacia (fig. 2.30).

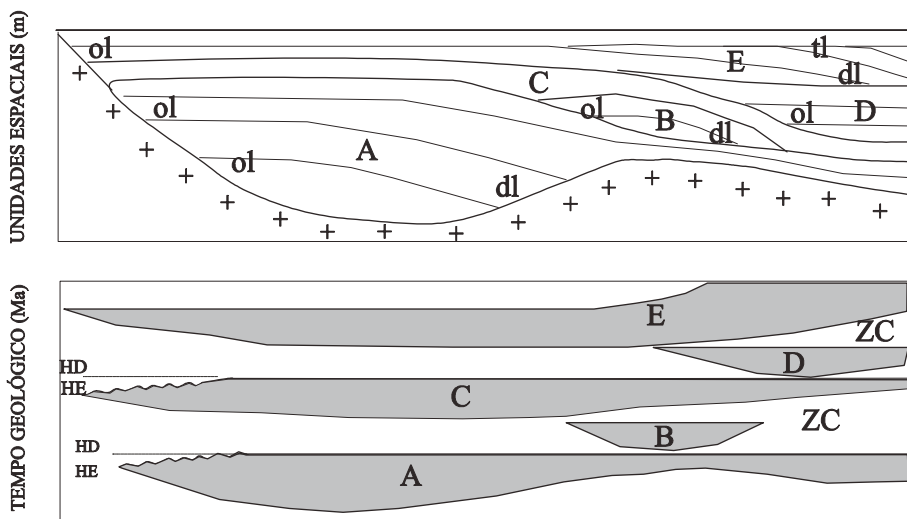


Figura 2.30 – Diagrama cronoestratigráfico ou de Wheeler de uma seção geológica (seção sísmica estilizada). No retângulo superior, apresenta-se a seção, expressa em unidades espaciais, no caso metros, onde se notam diversas unidades (tratos de sistema). As linhas, em seu interior, representam estratos ou linhas de tempo; no retângulo inferior, mostra-se a mesma seção, porém com a dimensão vertical expressa em unidades de tempo geológico (Ma). Observe o hiato erosivo e o comportamento do *onlap* (à esquerda), *toplap* e *downlap* à direita. O *onlap* à esquerda é denominado *onlap* costeiro. Os hiatos formados pelos *downlaps*, à direita, na realidade não existem pois são função da relativamente baixa resolução sísmica; estes falsos hiatos são denominados de *zona condensada* porque o tempo geológico está condensado numa delgada espessura de sedimentos. A elevação apresentada pela base da cunha A, sob a cunha B, constitui um alto deposicional do embasamento. As cunhas B e D provêm da erosão das cunhas A e C e devem corresponder a tratos de sistemas de mar baixo, depositadas sobre concordâncias relativas às discordâncias, à esquerda. As cunhas A, BC e DE formam seqüências individuais, separadas por discordâncias e suas concordâncias relativas. Legenda: ol=*onlap*, dl=*downlap*, tl=*toplap*, HD=hiato deposicional, HE=hiato erosivo, ZC=*zona condensada*.

## Capítulo III

# FÁCIES SEDIMENTARES





## UMA PALAVRA INICIAL

Uma das novidades contidas na estratigrafia moderna é o uso das fácies sedimentares, a partir de estudos de sucessões verticais, na arte de interpretar ambientes deposicionais antigos. Esta é uma das tarefas mais árduas da Geologia Sedimentar, por envolver normalmente preconceitos arraigados e presença de incerteza. Por outro lado, é importante em termos econômicos, já que encerra os elementos básicos para a exploração de riquezas minerais como os energéticos (petróleo, carvão, urânio), além de outros depósitos valiosos (evaporitos e *placers* – ouro, diamante e cassiterita, como exemplos).

Os modelos deposicionais oferecidos na literatura são simplificações da realidade, baseados principalmente no uniformitarismo, muitas vezes falho, em função de a sedimentação ser predominantemente episódica. Walker (1992) recomenda uma filtração (*distilling*) dos casos reais para a retirada dos elementos que compõem o modelo. Estabelecendo-se uma analogia com a eletrônica, temos em cada caso uma determinada relação “sinal-ruído”, sendo o sinal os elementos que compõem o modelo e o ruído, fácies diversas, de menor importância, ou variações no empilhamento, estabelecidas por condições locais. Como se pode ver, o estabelecimento de modelos nada mais é do que tratar de firmar convenções, a partir de exemplos estudados. Muitas vezes, o sinal é o que parecia ser o ruído e vice-versa. É muito difícil estabelecer modelos precisos, sendo cada caso, na realidade, um caso, como é a situação de arenitos de águas profundas, onde, após anos de discussão, chegou-se à conclusão de que não deveriam ser propostos modelos.

Dentro da ótica da teoria de sistemas (Cap. 1.7), um determinado sistema é caracterizado por um padrão de organização, estrutura e processo (Capra, 1996). Por padrão de organização, entende-se a parte abstrata do sistema, onde predominam relações sobre objetos. A estrutura é a constituição física do sistema, variável de caso a caso. Muito importante nos sistemas vivos, o processo, por outro lado, é a alteração da estrutura mantendo o padrão de organização. No caso dos modelos deposicionais, ao construir-se um modelo, busca-se apenas o padrão de organização, sendo que a estrutura corresponde aos casos individuais. Num depósito fluvial, por exemplo, observa-se a sucessão vertical de fácies, verificando-se uma granodecrescência ascendente, com estratificação cruzada acanalada na base. Observe que as relações entre as fácies são mais importantes do que as fácies em si. No caso do modelo de uma

barra de embocadura deltaica, verifica-se que existem também arenitos com festões, mas eles estão no topo da sucessão de fácies que é do tipo granocrescente ascendente (relação diferente). Assim, a estratificação cruzada festão em si não é mais importante do que sua posição na sucessão (topo ou base). Este modelo pode ser aplicado a qualquer tipo de deposição fluvial, embora, nos casos reais (estruturais), possam aparecer diferentes tamanhos de grão, portes diversos de estruturas sedimentares e composição diferente dos grãos envolvidos, os quais não prejudicam sua aplicação.

A determinação de ambientes deposicionais foi uma tarefa muito popular durante a década de 1970. Utilizava-se um método essencialmente reducionista, cuja base eram estruturas sedimentares e seqüências verticais “diagnósticas”. Com o tempo, os caracteres ditos diagnósticos perderam o valor, e a determinação obedece hoje a uma avaliação holística, que se baseia principalmente no estabelecimento de contextos, na qual os elementos individuais perdem o valor que anteriormente possuíam.

Um outro problema relacionado com a determinação de modelos deposicionais é a subjetividade do observador, já comentada anteriormente.

A maneira moderna de interpretação deixa de lado os conceitos que imperaram até a década de 1960, que envolviam procedimentos essencialmente positivistas, e parte para concepções que se inserem melhor no paradigma holístico, isto é, a elaboração de contextos em vez de caracteres diagnósticos individuais, seguindo o método do *zoom*. No meu entender, a interpretação ambiental é muito mais uma arte do que uma ciência feita de paradigmas rígidos, pois confere aos intérpretes o poder da criação, ou paracriação. A recriação imaginativa de cenários que conduziram à sedimentação no passado dá, quando muito, uma aproximação da antiga realidade. Portanto, esta limitação deve estar sempre presente, fiscalizando as mentes dos geólogos quando interpretarem a gênese de eventos do passado, fazendo com que sua interpretação tenha um cunho muito mais probabilista do que determinista.

Neste compêndio, procurar-se-á caracterizar, de maneira simples, cada uma das associações de fácies que refletem os ambientes deposicionais mais comuns, de acordo com um certo consenso da comunidade de geocientistas.

### 3.1. FÁCIES SEDIMENTARES

#### 3.1.1. Considerações

Imagine um determinado muro. Caso se queira transportar este muro para outro local e montá-lo para que reproduza exatamente a situação primitiva,

como proceder? Não é possível transportá-lo como um todo, pois é muito grande. Dever-se-ia então quebrá-lo em fragmentos. O muro pode ser quebrado em muitas partes. Pode-se perguntar qual seria o menor fragmento, que poderia ser transportado e posteriormente reagrupado, sem se perder as características originais do muro. A resposta seria o tijolo. Assim a fácies sedimentar (do latim *facies* = face, cara) é o “tijolo” que forma o “muro” de um determinado pacote de rochas...

O termo fácies foi introduzido por Steno em 1669, embora seu uso moderno venha de uma proposta de Gressly (1838), que o empregava para designar a soma total dos aspectos litológicos e paleontológicos de uma unidade estratigráfica.

Este termo possui hoje duas conotações distintas. A primeira, marca um conjunto de rochas confinado estratigraficamente. Seria o chamado *conjunto de camadas (bedset)*. Na utilização das fácies para interpretações de caráter cronoestratigráfico, esta conotação é mais bem empregada, obtendo-se como produto final a associação de fácies ou sucessão vertical de fácies, depositada num determinado tempo, que deverá ser confrontada com os modelos de fácies disponíveis.

A outra possui um sentido muito mais amplo. Por não ser confinada estratigraficamente, o grau de sua subdivisão depende do escopo do estudo. Dentro desta última concepção, a fácies poderia ser determinada tanto numa ampla escala (por exemplo, na visão de uma montanha) como na escala de testemunhos de sondagem.

Assim, pode-se utilizar uma definição para fácies que é um conjunto de feições que caracteriza uma rocha sedimentar, sejam elas a cor, granulação, estruturas internas, geometria deposicional, espessura, fósseis ou paleocorrentes.

### 3.1.2. Associação de fácies

Para a interpretação ambiental, é importante definir a associação de fácies, uma vez que uma dada fácies pode ocorrer em vários ambientes distintos, resultante de um mesmo processo. Por exemplo, arenitos com estratificação cruzada acanalada podem ocorrer em ambientes do tipo fluvial, maré, praia, glacial e leque submarino, como resultado da passagem de correntes sobre um fundo arenoso. A associação desta feição com outras é que determinará o ambiente com maior segurança.

Uma técnica bastante empregada para definir associação de fácies é a utilização do “diagrama de relações de fácies”, que relaciona os contatos e as transições entre as fácies. Este método foi desenvolvido inicialmente por DeRaaf

*et al.* (1965) e utilizado posteriormente por Walker (1976, fig. 3.1). Pela experiência do autor (fig. 3.2, Klein *et al.*, 1972), deve-se tomar bastante cuidado ao se elaborar um tal diagrama, pois fácies dominantes tenderão a apresentar contatos com todas as outras (relações aleatórias), embaralhando a interpretação. Segundo Walker (informação verbal), o método estabelecido por ele e utilizado por outros autores é estatisticamente incorreto. Hoje, todavia, prefere-se usar métodos ligados à análise de cadeias de Markov.

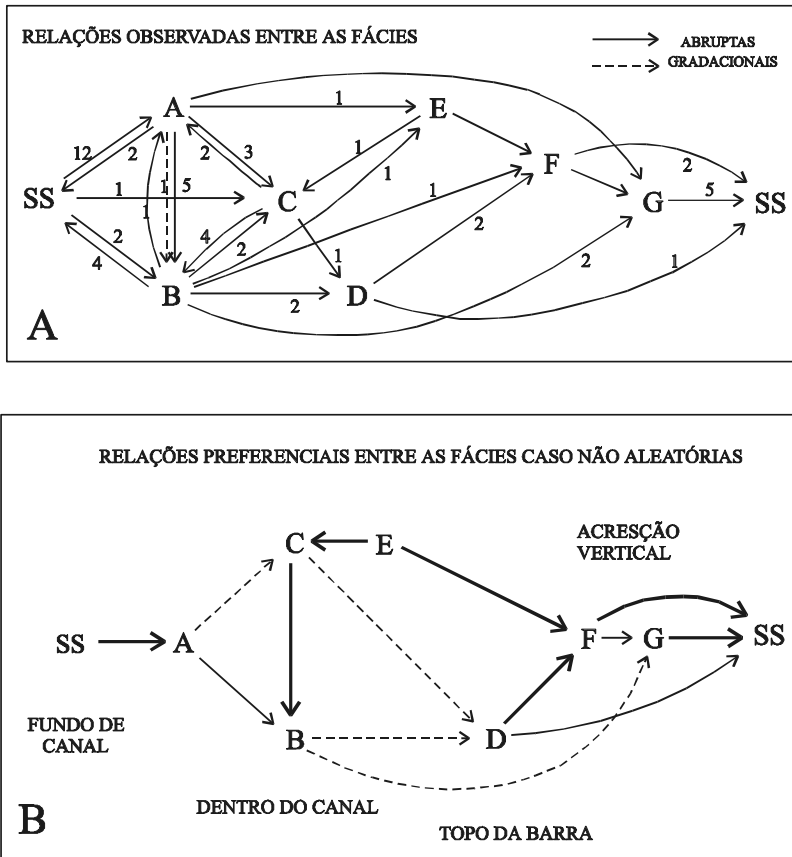


Figura 3.1 – Exemplo mostrando a construção de um diagrama de relações de fácies, mostrando em (A) o número de transições gradacionais e abruptas entre as diversas fácies encontradas. A – estratificação cruzada acanalada mal definida; B – estratificação cruzada acanalada bem definida; C – estratificação cruzada tabular planar; D – estratificação cruzada tabular planar de pequena escala; E – escavações isoladas; F – folhelhos e arenitos finos com estratificação acanalada; G – estratificação de baixo ângulo. Após tratamento estatístico, há uma simplificação de (A), mostrada em (B), baseada nas transições que ocorrem com mais frequência do que simplesmente as aleatórias. Linhas cheias em negrito indicam estas transições mais reais do que aleatórias. Linhas sólidas porém delgadas indicam um estágio intermediário, enquanto que as tracejadas são mais aleatórias do que reais. Exemplo do Arenito Battery Point, Walker (1976).

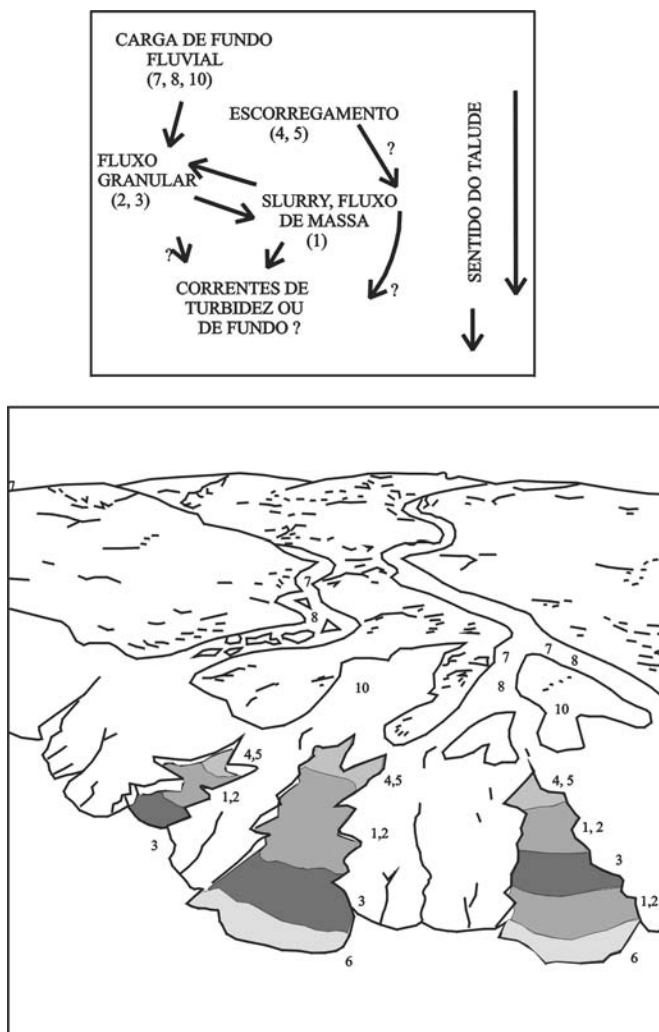


Figura 3.2 – Modelo de fluxo físico mostrando as relações de fácies sedimentares aos processos deposicionais e a relação seqüencial de processos diferentes numa planície deltaica (processos ligados à carga de fundo fluvial), parte alta da frente deltaica e parte baixa das calhas de frente deltaica (*delta front troughs*). A relação dos processos no sentido do mergulho é também mostrada. A deposição do sedimento é interpretada gradando lateralmente através de uma seqüência que vai desde a carga de fundo fluvial a fluxo de massa-escorregamento, seguindo-se fluxo granular e voltando após a um possível corrente de turbidez ou corrente desacelerante lacustre durante a perda de coesão dos sedimentos. Entretanto, onde as calhas de frente deltaica se orientam imediatamente abaixo da desembocadura de rios, a transição de processos de carga de fundo fluvial diretamente a fluxo granular é também possível. Este estudo foi realizado na Bacia do Recôncavo por Klein *et al.*, 1972. É interessante notar que, por um vício de amostragem, o homogenito Pitanga (vide capítulo inicial) foi a fácies mais amostrada, o que resultou em contatos aleatórios, ou não, com todas as demais fácies.

### 3.1.3. Modelos de fácies

Um modelo de fácies pode ser definido, segundo Walker (1976), como um sumário de um ambiente sedimentar específico, o qual pode ser usado de quatro maneiras diferentes. A base deste sumário consiste em muitos estudos, tanto em ambientes modernos como em antigos, usando a chamada Lei das fácies, de Walther. Esta lei diz que uma determinada sucessão vertical representa a projeção dos ambientes deposicionais contíguos existentes ao tempo da formação da sucessão.

Estas são as quatro maneiras nas quais um modelo de fácies deve atuar como:

1. **norma**, com o propósito de comparação;
2. **arcabouço e guia** para futuras observações;
3. **elemento de previsão** em situações geológicas novas e
4. **base para interpretação** integrada do ambiente ou do sistema que ele representa.

Deve-se ter em mente que um modelo de fácies constitui uma média que deverá ser aplicável a inúmeros casos. Dentro de cada modelo, as peculiaridades de cada ambiente deverão aparecer como **ruídos**.

### 3.1.4. Sedimentação episódica

O conceito de sedimentação episódica perturba um pouco a base de construção dos modelos deposicionais. Quando se observa um ambiente recente, verifica-se uma miríade de subambientes e suas respectivas fácies sedimentares. O mesmo não ocorre quando se vai para depósitos antigos. O número de fácies é relativamente restrito. Por quê? Devido ao caráter essencialmente episódico da sedimentação, só se preservariam as fácies geradas por processos bruscos, de alta energia. Assim, quando se estuda a Formação Rio Bonito, vai-se encontrar uma profusão de tempestitos. O tempestito representa uma situação ambiental efêmera que ocorre em praias ou plataformas, por ocasião de grandes tempestades. Dada sua energia, tende a formar camadas relativamente espessas que dominam completamente as fácies de bom tempo (crostas advindas do retrabalhamento por organismos), as quais tendem a não se preservar no registro sedimentar.

Outra implicação deste conceito refere-se à aplicação da Lei de Walther. Por exemplo: numa mesma praia, ambientes de tempestade não são contíguos a ambientes de bom tempo; representam outrossim situações mutuamente

exclusíveis em que o elemento de contigüidade ocorre em relação ao tempo. O mesmo se pode dizer de eventuais tempestades afetando ambientes desseca- dos, como é o caso da Formação Pirambóia, onde ocorrem tempestitos interca- lados com depósitos de *mud cracks* e estromatólitos. De acordo com a teoria das seqüências, vista anteriormente, cada superfície com *mud cracks* represen- taria uma discordância do tipo 2, o que inviabilizaria totalmente a aplicação da Lei de Walther.

### 3.1.5. Elementos definidores de fácies sedimentares

#### *Elementos litológicos*

São as litologias como arenito, folhelho, calcário, siltito etc. São muito importantes, mas numa sucessão de uma mesma litologia não servem. É neces- sário adicionar os outros elementos.

#### *Estruturas sedimentares*

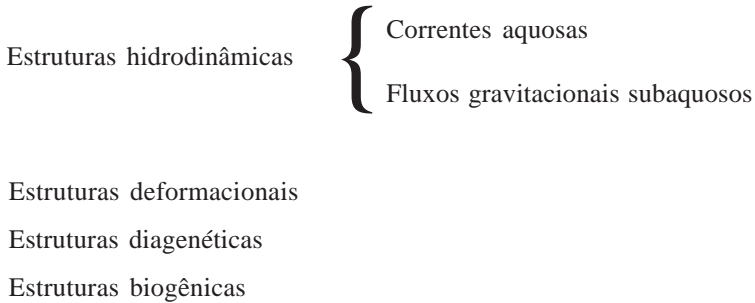
São também chamadas de estruturas internas. Constituem elementos importantíssimos para a definição das fácies sedimentares. Produzem-se a par- tir de vários processos sedimentares.

É importante ter em mente que estruturas sedimentares não são real- mente diagnósticas de um determinado ambiente, embora algumas delas ten- dam a ocorrer preferencialmente num dado contexto. Isto se deve ao fato de que as estruturas são produtos de processos. Uma vez que o mesmo processo se repete em vários contextos, às vezes até ambientalmente opostos, como no caso de leques aluviais subaéreos e leques submarinos, gerar-se-á a mesma estrutura sedimentar.

A rigor, a classificação das estruturas sedimentares deveria obedecer apenas a critérios geométricos. Como esta maneira de classificação é muito difícil de ser aplicada, devido ao fato de as estruturas possuírem elementos geométricos complexos, prefere-se a aplicação de critérios genéticos. Assim, as estruturas sedimentares podem ser divididas em:

Estruturas aerodinâmicas { Correntes eólicas  
Fluxos gravitacionais subaéreos





### *Estruturas aerodinâmicas e hidrodinâmicas geradas por correntes*

Estas estruturas são formadas pela migração de formas geradas pela ação de correntes sobre a areia solta da superfície deposicional. Estas formas são denominadas formas de leito (*bedforms*) e resultam da interação entre a água ou o vento e o fundo arenoso (fig. 3.3). Os grãos de areia permanecem inicialmente parados, devido à resistência natural ao movimento. À medida que aumenta a energia (velocidade) do fluido, esta resistência é vencida, começando a haver então um determinado movimento. As primeiras estruturas a serem formadas são as camadas planas, seguindo-se os *ripples*, ou ôndulas, passando posteriormente a dunas ou *megaripples* (regime de fluxo inferior). Aumentando a energia da corrente, passa-se à camada plana e às antidunas (regime de fluxo superior).

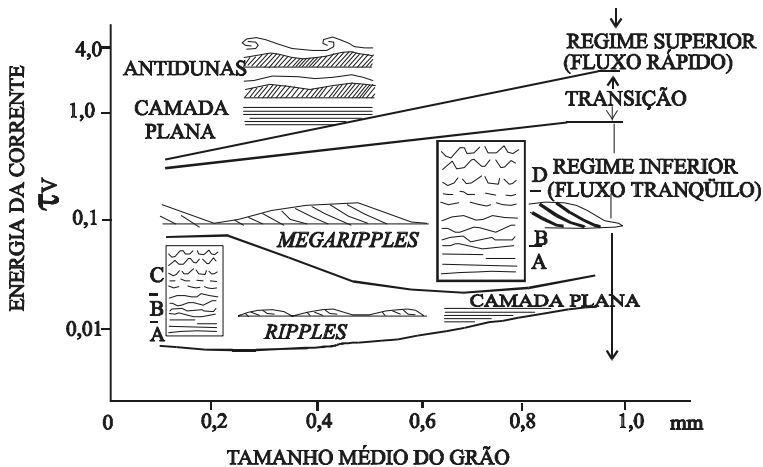


Figura 3.3 – As várias formas de leito e sua relação com o tamanho de grão e a energia da corrente: **a** - *ripples* de crista reta; **b** - *ripples* ondulatorias e **c** - *ripples* linguóides. As cristas dos *ripples* tendem a se tornar tridimensionalmente descontínuas à medida que aumenta a energia da corrente (modificado de Reineck & Singh, 1986).

Existe uma relação entre o tamanho do grão transportado, a velocidade da corrente e o fundo do leito, expressa como o *número de Froude*, que se traduz em dois regimes de fluxo: regime superior e regime inferior:

$$(F) = \frac{V}{\sqrt{gh}}$$

onde  $V$  = velocidade do fluxo,  $g$  = aceleração da gravidade e  $h$  = profundidade do fluxo.

Além do tamanho do grão e da energia da corrente, outro parâmetro exerce influência no regime de fluxo. É a profundidade do leito. Isto significa que, mantendo-se o tamanho de grão e a energia da corrente constantes, caso se aumente a profundidade, o regime de fluxo diminuirá.

Os parâmetros acima influem também em fluxos gravitacionais.

A migração em planta das formas de leito produz as estruturas sedimentares. Assim, a migração de dunas “tridimensionais”, isto é, em que existe uma curvatura da crista, tanto horizontal como verticalmente, produz a estratificação cruzada acanalada (fig. 3.4). Quando aumenta o teor de areia em relação aos finos que estão sendo transportados, a tendência é se ter formas retilíneas em vez de curvas. Um fluxo subaquoso mais argiloso produz estratificação cruzada tangencial à base. Se totalmente arenoso, produzirá estratificação cruzada planar.

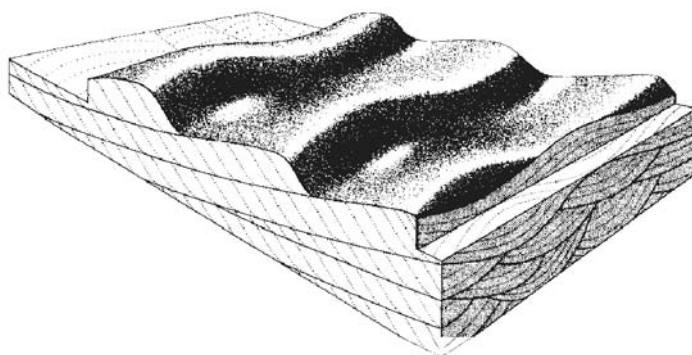


Figura 3.4 – Estratificação cruzada acanalada (festão) produzida por *ripples* tridimensionais. À medida que se evolui para *ripples* linguóides ou lunados, aumenta o caráter festonado da estrutura.

No caso de ondas, a tendência dos *ripples* é de serem simétricos, embora também existam assimétricos. A figura abaixo mostra estratificação cruzada de ondas assimétricas. As características principais são as superfícies inferi-

ores curvas, o arranjo das lâminas frontais em feixes e os chamados *offshoots*, que são a abertura destes feixes no sentido do fluxo.

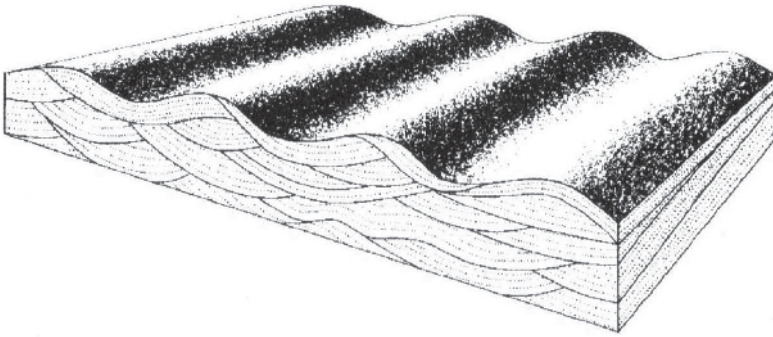


Figura 3.5 – Estratificação cruzada de onda assimétrica.

### Estruturas geradas pelo vento

Levando em conta que os processos que atuam na deposição eólica são três – a saber, *queda de grãos*, *fluxo de grãos* e *climbing ripples transladantes subcríticos* –, geram-se feições características em cada caso.

A queda de grãos resulta da deposição na frente das dunas por grãos provenientes do transporte por *saltação*. A acumulação de areia se faz em lâminas muito bem selecionadas, cada lâmina mostrando uma determinada moda, a qual é dependente do regime de vento. Esta acumulação obedece ao ângulo de repouso da areia seca, que é de 33°. O processo de queda de grãos produz uma fácies caracterizada por laminação plano-paralela inclinada. A acumulação excessiva na frente das dunas pode implicar uma ultrapassagem do ângulo de repouso (34°). Como conseqüência, forma-se uma avalanche, gerando-se no local uma cicatriz de escorregamento, de forma lítrica. Abaixo, pela parada deste fluxo e pelo fato de a areia ter sofrido um fluxo granular, decorrente de tensões dispersivas de grãos, gera-se uma gradação inversa, formando bolsões característicos. Nas partes mais planas da duna e na região interduna, ocorrem *climbing ripples transladantes subcríticos\** (Kocurek & Dott, 1981), que produzem uma estratificação aparentemente plano-paralela (fig. 3.6).

Pesquisas recentes (Hunter, *in* Kocurek & Dott, 1981) mostram que o único processo realmente diagnóstico de sedimentação eólica é a formação dos *ripples* transladante subcríticos.

Em se tratando de dunas eólicas, as estruturas formadas estão representadas na fig. 3.7. A estrutura sedimentar resultante da migração de dunas

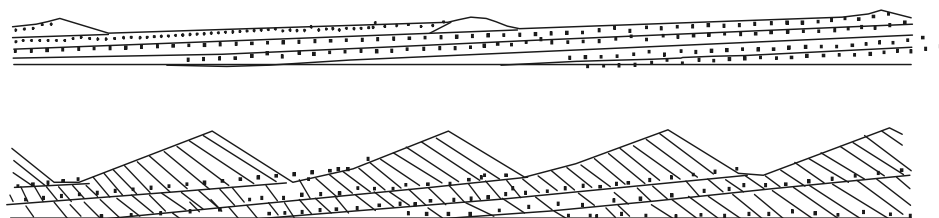


Figura 3.6 - *Climbing ripples* transladantes subcríticos.

TIPOS DE DUNAS SIMPLES

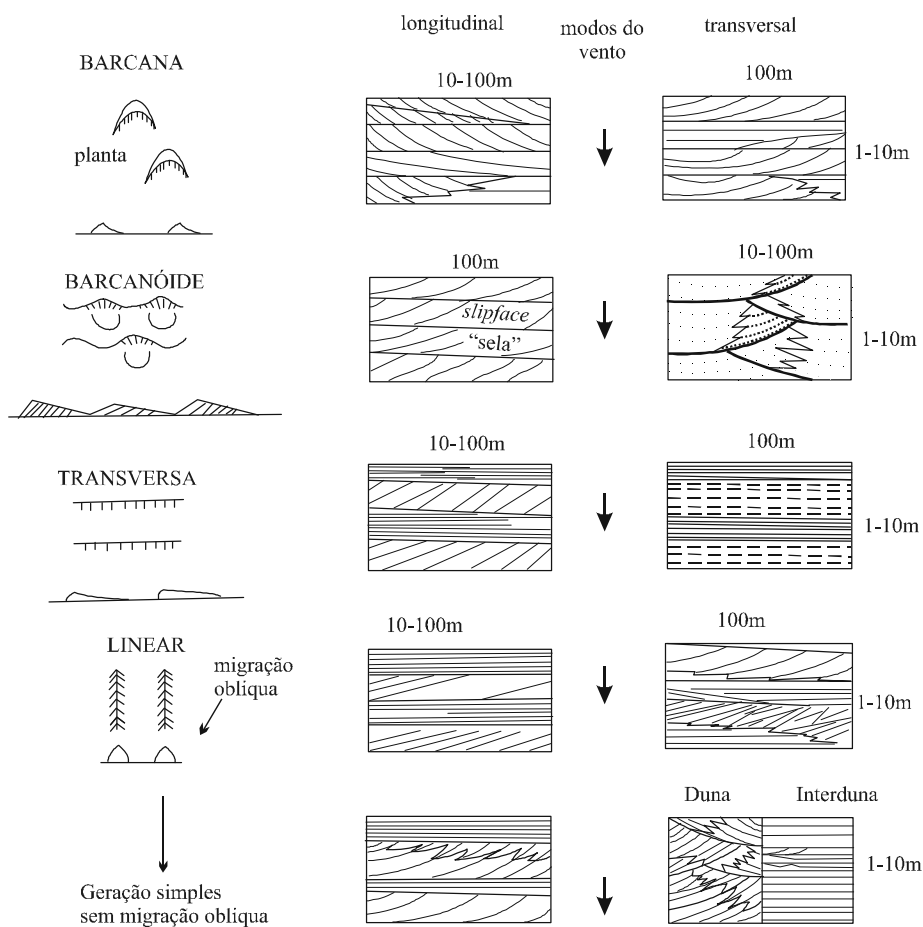


Figura 3.7 – Tipos de dunas eólicas simples e suas estruturas.

eólicas é a estratificação cruzada tabular ou acanalada. Cada *set* é limitado por “superfícies de reativação” planas ou quase planas. A *estratificação cruzada eólica* “óbvia” é uma estrutura cujas superfícies internas são altamente tangenciais à base e sua porção proximal é de caráter cuneiforme; entretanto, tal estrutura não é exclusiva de sedimentos eólicos: ocorre também, comumente, em sedimentos gerados por fluxos gravitacionais subaquosos, como lobos sigmoidais, caso da Formação São Sebastião da Bacia do Recôncavo. *Sets* planares-tabulares tendem a se associar com dunas de cristas retas, mas podem ser originados pelo truncamento de superfícies de reativação. Estruturas cruzadas, côncavas para baixo, são características de dunas parabólicas. Estruturas festonadas eólicas são atribuídas a dunas com cristas sinuosas. Uma feição comum em muitos arenitos eólicos é a presença de superfícies horizontais ou sub-horizontais que truncam conjuntos de estratificação cruzada e são espaçadas, geralmente de 0,5 a 1,5m. Essas superfícies são interpretadas como originadas de deflação de areia acima de um nível freático horizontal (superfície de deflação). *Ripples* de aderência (*adhesion ripples*) também estariam relacionadas ao mesmo fenômeno.

### *Estruturas geradas pela corrente de maré*

Estratos cruzados que mostram algum tipo de espaçamento regular (descontinuidades internas) são formados em áreas onde a velocidade máxima da corrente de maré dominante pode produzir dunas. Se a corrente subordinada é capaz de erodir a porção do lado íngreme das dunas formadas pela corrente dominante precedente, ocorrerão superfícies de reativação. Nas ondas de areia, drapes de lama podem ser depositados sobre a face íngreme durante o estágio de água parada (*slack water*), se a quantidade do sedimento em suspensão for

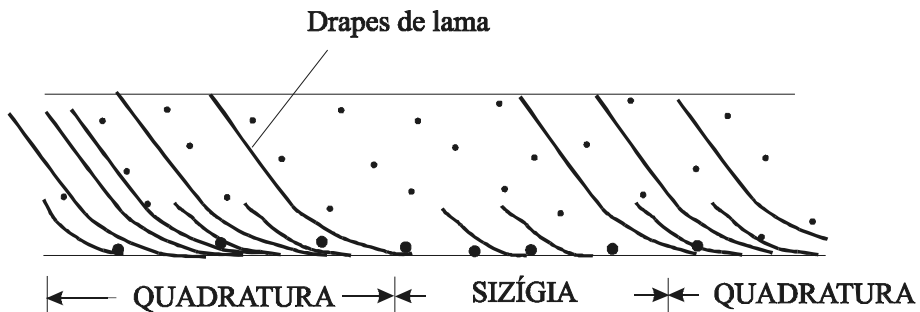


Figura 3.8 – Camada apresentando *bundles* de maré, resultantes da deposição de lama durante as fases de água parada (*slack water*) em marés de sizígia e quadratura. Observe que marés de quadratura apresentam *bundles* mais delgados (segundo Dalrymple, 1992).

grande. O estágio de água parada ocorre ao final do ciclo de maré. A quantidade de areia depositada pela corrente subordinada é pequena e assim o *drape* de lama relativo à maré dominante está próximo do depositado durante a maré subordinada. O depósito de uma maré dominante é formado por *tidal bundles* relativamente delgados, se limitado por superfície de reativação, ou *drapes* de lama.

Devido à variação da velocidade da corrente de maré, associada com ciclo sizígia-quadratura, as sucessões de *bundles* de maré comumente mostram variação cíclica de espessura, com *bundles* mais espessos durante as marés de sizígia e os mais delgados durante as quadraturas (fig. 3.8).

Na região intermaré, nas bordas da planície arenosa distal (*sand flat*), forma-se uma sucessão de estruturas desde o *flaser*, predominantemente arenoso, até a estratificação lenticular (*linsen*), predominantemente argilosa, passando pela estratificação ondular (*wavy*) (fig. 3.9). É importante ressaltar que há uma certa confusão na determinação de estruturas *linsen* e *wavy* e sua

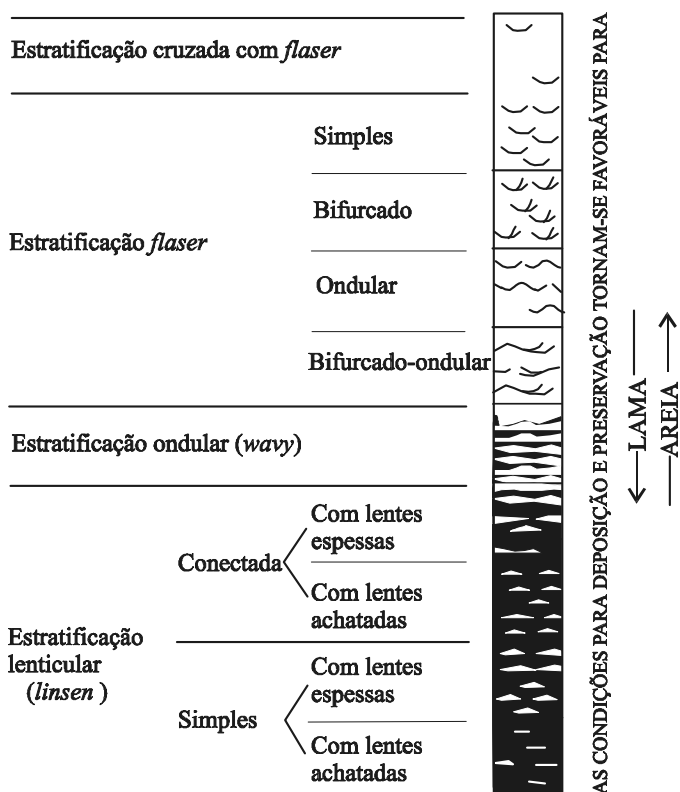


Figura 3.9 – Estruturas geradas pela maré. Em preto: argila e em branco: areia (segundo Reineck & Singh, 1986).

relação com a maré ou com ondas de tempestade: estruturas geradas pela maré são basicamente unidirecionais (ou eventualmente bidirecionais); as produzidas por ondas de tempestade mostram ondulações. Na Bacia do Paraná, por exemplo, só se encontram estruturas *linsen* e *wavy* produzidas por tempestade.

Outra estrutura, realmente diagnóstica de ambientes dominados pela maré, seria a estratificação cruzada espinha-de-peixe (*herringbone*). No entanto, a maior parte dos ambientes de maré possui assimetria da velocidade de corrente. Assim, esta estrutura seria rara, sendo sua ocorrência muitas vezes devida à má interpretação, já que uma feição semelhante é obtida de cortes de estratificação cruzada acanalada, com mergulhos aparentes.

### *Estruturas geradas por fluxos gravitacionais*

Consideram-se hoje os fluxos gravitacionais como os mais importantes geradores de estruturas sedimentares. Estes fluxos constituem uma mistura do fluido (ar ou água) com o sedimento, que vai fluir impelida pela gravidade, independentemente do meio aquoso ou aéreo.

Middleton & Hampton (1973) consideraram quatro tipos de fluxos gravitacionais subaquosos: o **fluxo de detritos** (*debris flow*), a **corrente de turbidez**, o **fluxo granular** e o **fluxo fluidizado**. Na realidade, os dois últimos não seriam fluxos mas apenas mecanismos de suporte dos grãos. No fluxo de detritos, o mecanismo de suporte é a chamada **força da matriz**; na corrente de turbidez, a **turbulência**; no fluxo granular, o processo de **tensões dispersivas** de grãos; no fluxo fluidizado, um **fluxo de água ascendente** (pressão neutra). Entretanto, o “fluxo” granular e o “fluxo” fluidizado não são na realidade fluxos (não exercem uma ação de transporte) mas estão ligados à corrente de turbidez e ocorrem nos últimos momentos de deposição. Estes elementos serviram de base para a primeira determinação de fácies turbidíticas de Mutti & Ricci Lucchi (1973).

Na classificação antiga de Mutti & Ricci Lucchi, havia fácies que variavam desde conglomerados até arenitos finos e siltitos (fig. 3.10). Porém, o elemento definidor de fácies turbidítica era a **Seqüência de Bouma**, definida por Bouma em 1962 no Grès d’Annot (Alpes Marítimos, França). Esta “seqüência” é o resultado de um evento turbidítico e, quando completa, apresenta os intervalos **a, b, c, d/e**, ou intervalo gradacional, de laminação paralela, intervalo com *ripples* e intervalo de pelitos (sedimentos finos) superiores, respectivamente. As antigas fácies **C e D** de Mutti & Ricci-Lucchi eram definidas pela Seqüência de Bouma e constituíam os turbiditos clássicos de Walker.

a) *Estruturas produzidas por fluxos de detritos*

O processo deposicional conhecido como fluxo de detritos (*debris flow*) é um dos mais eficientes no transporte de material grosso para a bacia. O mecanismo de suporte dos clastos é conhecido como *força da matriz*, o qual tem capacidade de suportar blocos de dimensões de 200m de espessura por 1 km de comprimento.

O produto de tal fluxo é o *diamictito*, *debrito* ou *lamito seixoso*, sedimento totalmente desorganizado. À medida que desce, o fluxo de detritos absorve água, ficando cada vez mais diluído, podendo passar para correntes de turbidez.

Na Bacia de Campos, no Neo-Eoceno, existe uma camada de diamictito cujos clastos são rodolitos (fragmentos de algas vermelhas), conhecida informalmente como *pebbly*. Esta camada, de ampla extensão, aponta para um evento catastrófico, provavelmente um abalo sísmico, que a originou.

b) *Fácies turbidíticas de Mutti (1992)*

Fisher, em 1983, reformulando as classificações anteriores, estudou as transformações dos fluxos, basicamente do tipo laminar e turbulento, o que permitiu a Mutti (1992) reformular as antigas fácies de 1973 (figs. 3.10-3.11). Segundo esta nova visão teríamos como principais fluxos gravitacionais subaquosos o fluxo detrítico coeso, o fluxo hiperconcentrado, a corrente de turbidez seixosa de alta densidade e a corrente de turbidez arenosa de alta e de baixa densidades. Isto quer dizer que quando se forma um determinado fluxo e ele passa a correr por uma superfície deposicional, seja um talude, seja o flanco de uma montanha, vai havendo uma evolução progressiva deste fluxo, com sucessivas transformações. Cada uma dessas etapas será representada por uma determinada fácies ou associação de fácies. Durante as chuvas catastróficas no pré-carnaval de 1996 no Rio de Janeiro, ocorreram vários deslizamentos de terra no flanco dos morros cariocas. Cada um desses deslizamentos gerou fluxos que se modificavam à medida que desciam, formando então diferentes depósitos ou fácies.

Na sucessão das fácies de Mutti, é notável a alternância de fácies com “carpetes de grão” e sem carpetes. Isto representa fases alternadas de fluxos laminares e turbulentos. Há poucos anos, o fluxo laminar era suposto não existir na natureza...

Na nova classificação, a Sequência de Bouma ficou representada nas Fácies F8 e F9a. Segundo Mutti, apenas 3% das ocorrências de turbiditos em



Grès d'Annot eram seqüências de Bouma no sentido real. Observe-se, por exemplo, a raridade desta estrutura nos turbiditos brasileiros, especialmente da Bacia de Campos. Apesar disto, a Seqüência de Bouma reina absoluta entre os indicadores de turbiditos. Observa-se que ela é a indicadora tanto de turbiditos (corrente de turbidez) como de inunditos (gerados por processos de *sheet flood*) em ambientes rasos e metaforicamente em tempestitos. Seus depósitos adquirem o caráter "*flysch*", isto é, aparecem com geometrias plano-paralelas (como tábuas empilhadas).

Num outro sentido, os fluxos poderiam ser classificados como hiperpicnal, homopicnal e hipopicnal, respectivamente, quando sua densidade é maior, igual ou menor que a do meio. Esta foi uma proposta de Bates (1953) que, embora esquecida, serve ainda para explicar uma série de fácies. O fluxo hiperpicnal desenvolve-se em contextos turbulentos: é a explicação para turbiditos, inunditos e tempestitos. O fluxo homopicnal é encontrado especialmente em deltas e explicaria, por exemplo, os lobos sigmoidais. O fluxo hipopicnal ocorre em algumas situações do delta do Mississippi, em épocas sem chuvas, quando o sedimento teoricamente "flutua" sobre a água.

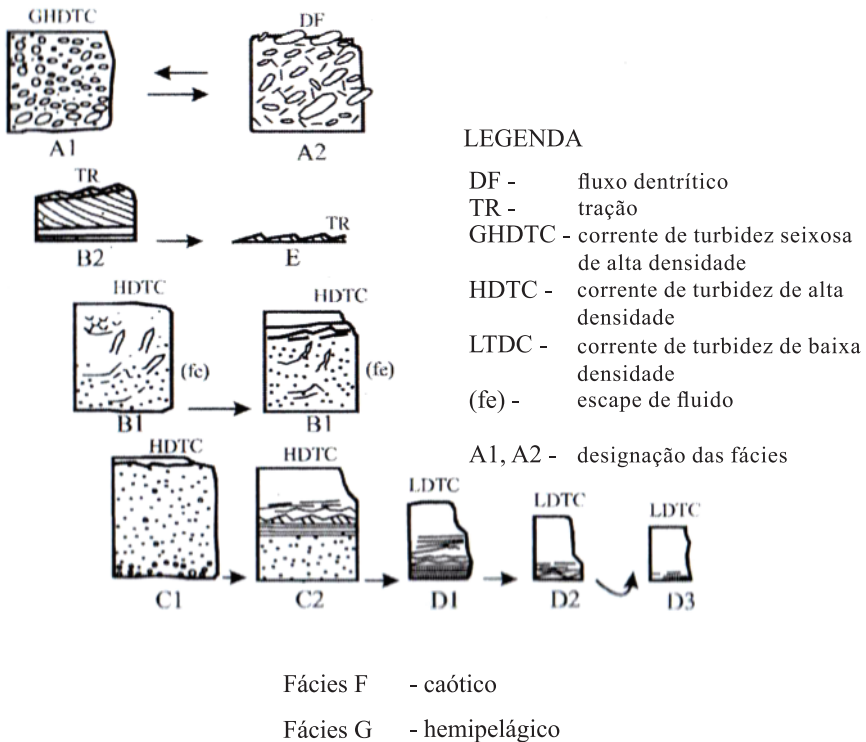


Figura 3.10 – Fácies turbidíticas de Mutti & Ricci-Lucchi, 1972.



c) Lobos sigmoidais e climbing ripples

Estas duas estruturas têm gênese e geometrias semelhantes. O lobo sigmoidal encontra-se representado na fig. 3.12 e as *climbing ripples* na fig. 3.13. São estruturas produzidas em condições de fluxo homopical.

Ambas as estruturas requerem abundante material em suspensão, estabelecendo-se um fluxo homopical, material que vai sedimentando-se à medida que o fluxo decresce em velocidade. Daí a razão de estas estruturas serem tão abundantes em contextos deltaicos ou em planícies de inundação.

Na realidade, um lobo sigmoidal é um *macroclimbing ripple*. Sua ligação com fluxos gravitacionais é sugerida pelas estruturas de deformação (escape d'água) que se verifica no núcleo do lobo.

Pesquisadores modernos tendem a estabelecer uma relação entre lobos sigmoidais e tempestitos, atribuindo uma mesma gênese para situações onde ambas as estruturas ocorrem juntas. Outra ocorrência comum de sigmóides é em planícies de maré (junto ao *sand flat*).

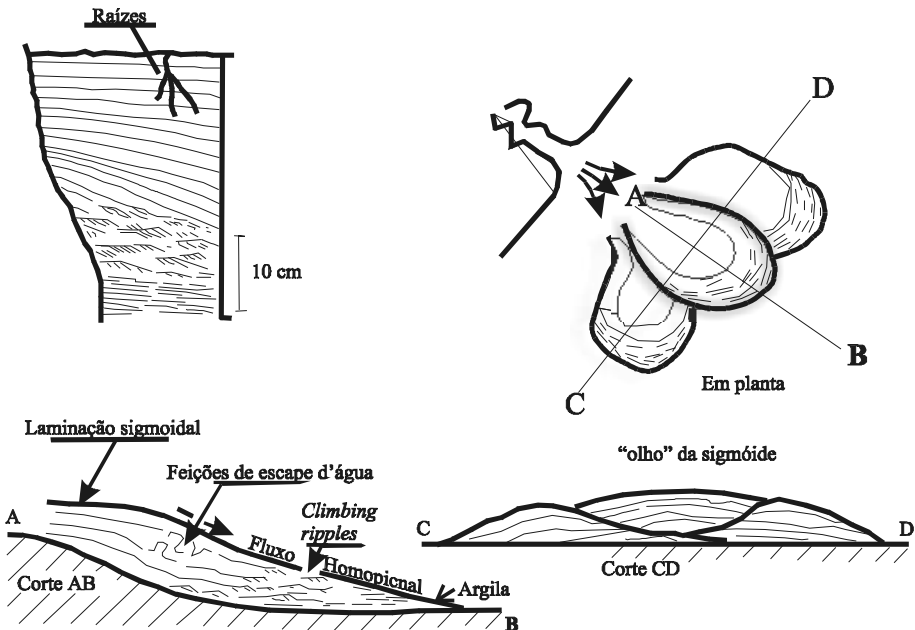


Figura 3.12 – Lobos sigmoidais. Fácies e geometria interna (Della Fávera, 1984).

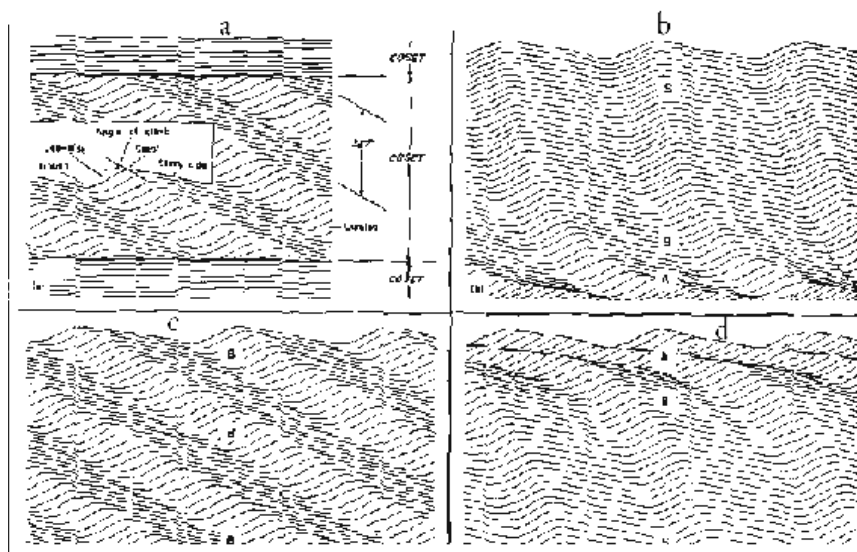


Figura 3.13 – Diagrama esquemático de *climbing ripples*, mostrando a terminologia (a) e três padrões significativos: (b) crescimento ascendente do ângulo de acavalamento; (c) nenhuma mudança neste ângulo e (d) diminuição ascendente do ângulo de acavalamento (segundo Reineck & Singh, 1986).

#### d) Estratificação cruzada hummocky

É outra estrutura resultante de fluxos gravitacionais, produzida por uma corrente (corrente de gradiente, Aigner, 1985) carregada de sedimentos que desce ao longo de uma praia ou plataforma, derivada do escoamento do *setup* costeiro após ou durante uma tempestade. Walker (1976) relacionou esta corrente com a corrente de turbidez (fig. 3.14) É talvez a estrutura mais comum no contexto das bacias intracratônicas brasileiras.

Em termos filosóficos, de acordo com as idéias de Popper, o conceito de que estruturas *hummocky* estariam relacionadas à tempestade pode ser falseado, uma vez que não se observa atualmente nenhuma estrutura se formando mesmo durante as fortes tempestades da região caribenha (furacões). Uma saída para este problema é que as estruturas *hummocky* do registro sedimentar seriam formadas em condições excepcionais ainda não testemunhadas pelo homem, em depósitos Recentes ou Sub-Recentes.

A fig. 3.15 mostra as principais feições da estrutura *hummocky*. Como a estrutura *hummocky* foi definida (Harms *et al.*, 1975) como possuindo espaçamento entre cristas maior que 1m, estruturas com espaçamento menor que 1m são denominadas de *microhummocky*.

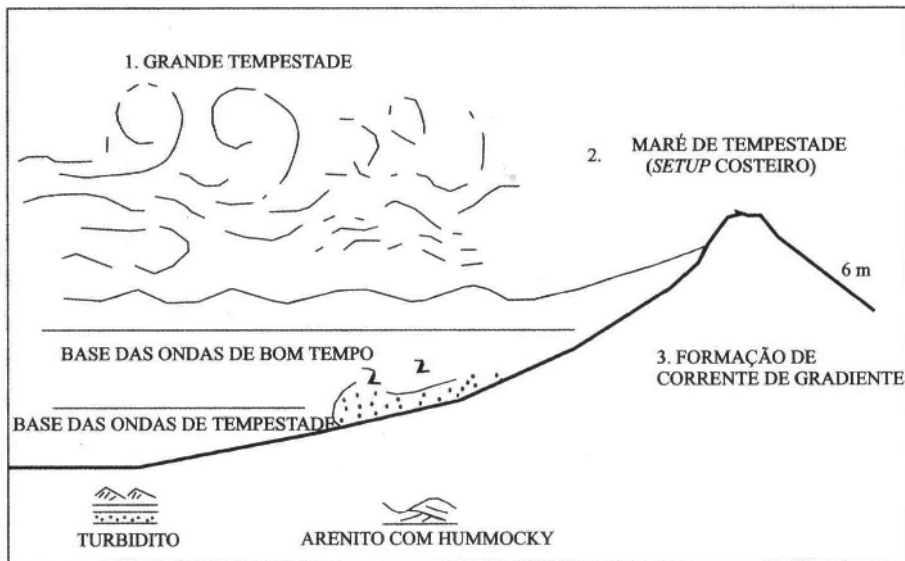


Figura 3.14 – Mecanismo de formação de tempestitos segundo Walker (1976), que usou o conceito de corrente de turbidez. Este, mais tarde, foi abandonado em função do mecanismo de corrente de gradiente (Aigner, 1985).

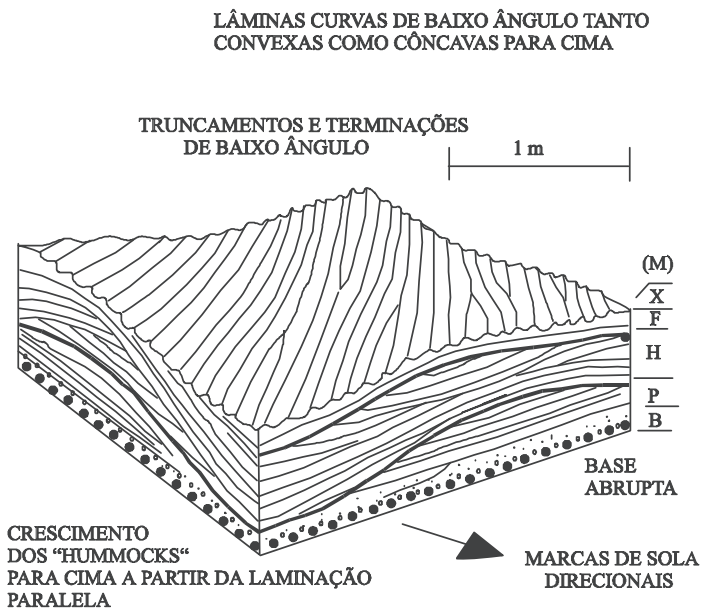


Figura 3.15 – Estratificação cruzada *hummocky* e seus elementos principais (segundo Duke, 1983).

### Estratificação cruzada *hummocky* no carvão

Della Fávera (1997) discute a existência de estratificação cruzada *hummocky* no carvão da Bacia do Paraná. As indicações desta existência são bastante claras quando se examina o carvão, pois apresentam as mesmas características encontradas em sedimentos clásticos ou carbonáticos.

Ocorre principalmente como camadas delgadas, menos de 30cm de espessura, com topo e base bem marcados. A camada é formada por conjuntos alternados (cerca de 5cm) de silte carbonoso capeado por lâminas de vitrênio, com 1-10mm de espessura. Entretanto, em alguns exemplos, a espessura da camada pode atingir 1m. Cada conjunto está truncado por superfícies onduladas fora de fase; as lâminas são paralelas à superfície basal de truncamento. Ocorrem também feições de compensação de espessura (fig. 3.16).

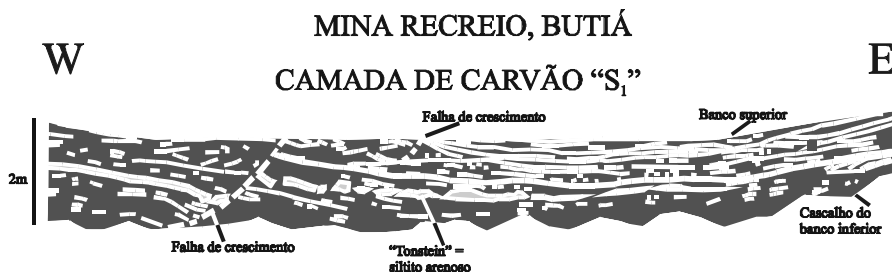


Figura 3.16 – Frente de mina de céu aberto mostrando o carvão com estrutura *hummocky*. Notem-se as ondulações e truncamentos característicos desta estrutura em sedimentos clásticos.

O caráter ressedimentado deste carvão fica bastante claro quando se verifica o teor de cinzas, que pode atingir mais de 50%.

A existência da estratificação cruzada *hummocky* no carvão leva a uma série de implicações tanto estratigráficas, modificando a posição do carvão na parassequência, considerado anteriormente como topo, em vista do modelo de laguna, como sedimentológicas, por exemplo as taxas de compactação, que no presente caso seriam menores que as postuladas (Diessel, 1992).

Begossi & Della Fávera (2000) retomam o tema sugerindo que a estratificação cruzada *hummocky* no carvão seria devida a sedimentação por inundações catastróficas na frente de um delta. O trabalho está baseado em Mutti *et al.* (1996), que consideram a estrutura *hummocky* como devida a correntes de turbidez verdadeiras favorecidas pela *igniçã*o. Ignição é um processo pelo qual uma corrente de suspensão sofre uma aceleração rápida e um aumen-

to de volume acima de uma concentração crítica. A íntima associação do carvão com diamictitos e indicações de água doce (algas) misturada com evidências da presença de água salgada (percentagens relativamente elevadas de pirita) aparentemente apóiam esta proposta.

*e) Estruturas produzidas por fluxo granular*

Estruturas do tipo **fluxo granular** (*grain flow*) consistem num arranjo de grãos no qual os mais grossos encontram-se por cima dos mais finos. São produzidas pela tensão dispersiva dos grãos. Esta consiste no mecanismo pelo qual, numa mistura fluido-sedimento concentrada, no momento da deposição, os grãos entrechocam-se, empurrando os mais grossos para cima. É encontrado em depósitos de correntes de turbidez, em canais de leque aluvial (*stream flow*) e em sedimentos eólicos, onde foi originalmente definido por Bagnold (*in* Walker, 1992).

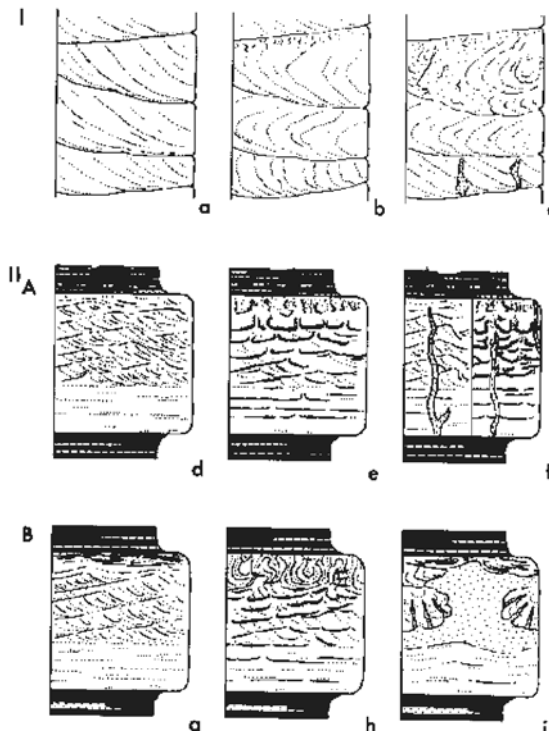


Figura 3.17 – Estruturas de escape d’água e suas relações com o tamanho de grão. I - Arenitos médios a grosseiros com dobras convolutas e pilares. II. Seqüência de Bouma com *dish*, pilares e convoluções (segundo Lowe, 1975).

#### f) Estruturas produzidas por fluidização

São feições derivadas de um estado peculiar do sedimento durante e após a sedimentação. Neste estado, a água sustenta a coluna de grãos, gerando uma “pressão neutra” em vez de pressão litostática e tornando o pacote sedimentar liquefeito (sem consolidação). Por alguma perturbação, a água escapa, deformando os sedimentos. A partir deste momento, estabelece-se a consolidação. Estruturas como dobras convolutas, *dish*, pilares e chaminés de fluidização são os principais produtos desta fluidização (fig. 3.17).

#### Estruturas deformacionais

São estruturas produzidas por processos pós-deposicionais ou quase-deposicionais. Praticamente, é impossível separá-las de feições produzidas por eventos ocorridos durante a própria deposição, como nos fluxos gravitacionais. Como estruturas deformacionais, citam-se as dobras de escorregamento (*slumping folds*), localmente confundíveis com dobras convolutas de escape d’água, já que ambas são recumbentes (eixo horizontal). No escorregamento, as dobras teriam seu eixo paralelo à superfície de deslizamento. Outra deformação seriam as microfalhas, que acontecem em sedimento mais consolidado.

#### Estruturas diagenéticas

É difícil distinguir a deformação produzida pela diagênese de uma deformação simples, pois o fator a considerar seria o tempo após a deposição. No caso de diagênese precoce, haveria uma natural confusão dos fenômenos.

Neste compartimento, incluir-se-iam a estrutura *tepee* (pronuncia-se típi), septárias e estruturas cone-em-cone. Os *tepees* (fig. 3.18) consistem em antiformas ou pseudo-anticlinais produzidas por processos químicos durante a dessecação em sedimentos carbonáticos e evaporíticos. A crosta superficial dessecada parte-se em fragmentos em forma de prato ou gamela, cujas bordas se recurvam para cima. Segundo Assereto & Kendall (1977), esta estrutura seria característica de ambientes perimarés (*peritidal*), mas considero-as como possíveis de se formarem em qualquer ambiente sujeito à dessecação, como naqueles do intervalo Permiano-Cretáceo das bacias intracratônicas brasileiras.

#### Estruturas biogênicas

São feições bastante comuns, principalmente em sedimentos marinhos. Existe uma série de classificações e de tipos diferentes. Todas se baseiam no



caráter das chamadas *spreiten*, resultado da bioturbação por organismos. No século passado, algumas bioturbações eram consideradas como fósseis corporais de animais e, assim, classificadas com a nomenclatura binominal de Lineu.

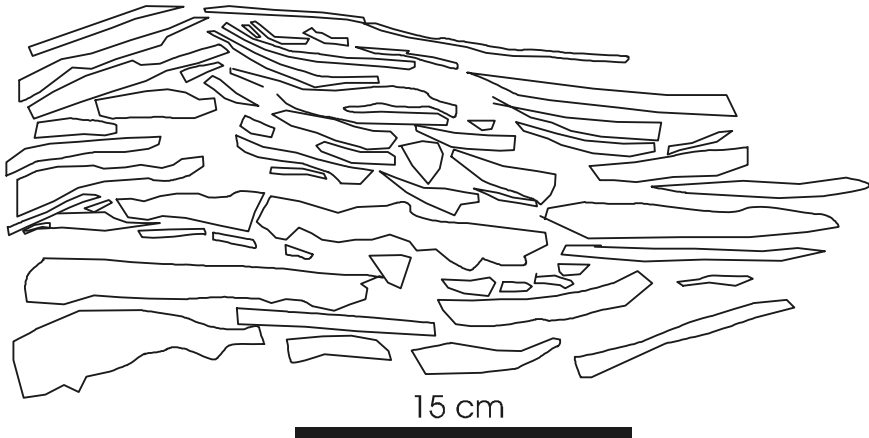


Figura 3.18 – Estrutura *tepee*. Note as pseudo-anticlinais. Formação Pedra de Fogo (Permiano), Bacia do Parnaíba.

Algumas das formas servem ou para indicar exposição ou para indicar ambiente e o hábito do organismo: alimentação, morada, fuga etc.(fig. 3.19). Por exemplo, no Paleozóico, a forma *Thalassinoides* é bastante comum. Serve para indicar ambientes marinhos rasos. Algumas vezes, existe uma inversão ambiental com o tempo de evolução. A forma *Zoophycos*, que no Paleozóico é indicativa de águas rasas, passa a ser um indicador de águas profundas a partir do Cretáceo.

Alguns tipos como *Ophiomorpha* (Fácies *Skolithos*), forma indicatriz de ambientes muito rasos (praias), têm sido encontrados em depósitos turbidíticos do Terciário, em profundidades de cerca de 2.000 metros.

Em sedimentos fluviais e em contextos carboníferos, é comum a bioturbação por raízes, indicando paleossolos.

### *Espessura das camadas*

A espessura das camadas constitui um importante parâmetro para se distinguir fácies. Pode-se ter fácies de espessura grossa (*thick-bedded facies*), de espessura média (*medium-bedded facies*) e de espessura delgada (*thin-bedded facies*), o que é muito útil principalmente em turbiditos. As fácies delgadas

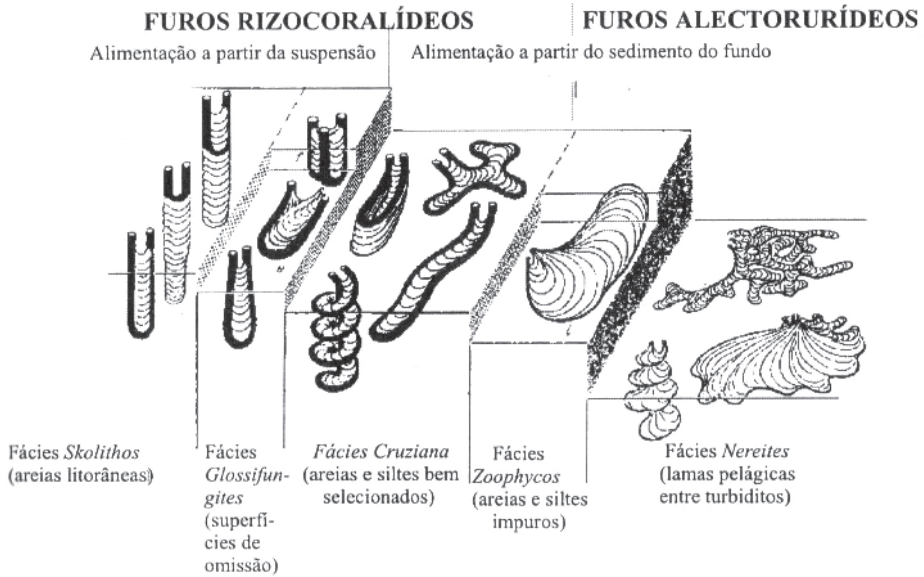


Figura 3.19 – Zoneamento batimétrico com *spreiten*. Há uma gradação geral desde furos verticais em depósitos de água rasa até horizontais, em águas profundas. Segundo Seilacher (1967).

teriam camadas com espessura menor que 30cm. As fácies médias iriam de 30cm-100cm e as grossas com espessura maior que 100cm. Os turbiditos da bacia de Campos, Rio de Janeiro, seriam predominantemente fácies de espessura grossa.

### *Geometria das camadas*

Refere-se à geometria deposicional e é um importante elemento para a distinção de fácies.

Devido aos processos sedimentares, a maioria das camadas tem uma expressão superficial bastante limitada. A não ser camadas turbidíticas que chegam a se estender por 50km, as outras camadas não se estendem por mais do que 100m de comprimento. Isto gera disposições geométricas interessantes.

Como os elementos geométricos encontrados em pequena escala são semelhantes aos de grande escala (sismoestratigrafia), pode-se enumerar algumas das geometrias:

Plano-paralela (comum aos processos que envolvem turbulência)

Sigmoidal (indica progradação)

Lobada (comum aos tempestitos)

Cunhas (depósitos litorâneos)

Lentes

etc.

A geometria lobada desenvolve-se de maneira semelhante à disposição que um mingau espesso adquire ao ser derramado sobre uma mesa. Em planta adquire um contorno circular, semicircular, ou em forma de lágrima. Em corte, apresenta um núcleo (região mais espessa) e uma periferia mais delgada. A sobreposição da periferia de uma camada mais jovem sobre um núcleo mais antigo gera uma **compensação de espessuras**, o que faz adquirir, à distância, um arranjo plano-paralelo.

*Fósseis*

A presença ou ausência de fósseis serve para distinguir fácies. Quando presentes, a flora e a fauna, se não redepositadas, podem fornecer indicações paleoecológicas do ambiente de sedimentação.

Esta característica é tão importante que os europeus levam em conta o conteúdo faunístico e florístico para determinar formações. É o caso, por exemplo, das *margas a Turritella* no Terciário dos Pireneus, que indica uma fácies deltaica. Entretanto, o código estratigráfico atualmente em vigor não recomenda esta utilização.

*Paleocorrentes*

Indicações de paleocorrentes são obtidas a partir de orientações sugeridas por camadas frontais, *lee side* de *ripples*, marcas de sola etc.

Pode-se distinguir uma determinada fácies de outra a partir da mudança de orientação das paleocorrentes. Sempre que possível, é necessário determinar as orientações dos elementos acima citados para se obter uma indicação de paleocorrente. Muitas vezes, é preciso a medição de várias indicações de paleocorrentes, num número estatisticamente significativo, a fim de determinar o vetor resultante.

Há bacias em que, durante uma grande extensão de tempo, mantêm-se as direções de paleocorrentes. Como exemplo, cita-se a Bacia do Parnaíba, onde, durante o intervalo Devoniano-Mississippiano, a paleocorrente fluía para NW.

**Capítulo IV**

**SISTEMAS DEPOSICIONAIS  
TERRÍGENOS**



# UMA PALAVRA INICIAL

Sistemas deposicionais são depósitos sedimentares, vistos em terceira dimensão (Fisher & McGowen, 1967). É importante não confundir sistemas com ambientes sedimentares; no primeiro tem-se os produtos e nos segundos os processos sedimentares. O caráter holístico dos sistemas deposicionais reside em seu próprio título: sistema significa inter-relação de elementos. Assim, num sistema deposicional cada um dos elementos depende do outro, o que se verifica no seu reconhecimento: são comuns no reconhecimento de sistemas deposicionais, a partir de modelos, interpolações de elementos não visualizados. Essas interpolações atestam a máxima do paradigma holístico, que relações são mais importantes que objetos.

## 4.1. DEPÓSITOS DE LEQUES ALUVIAIS

Examinar-se-á aqui os depósitos de leques aluviais torrenciais, talvez os mais comuns no registro geológico.

O leque aluvial do tipo torrencial pode ser dividido fundamentalmente em duas partes: *apical* e *distal* (fig. 4.1). Associados à porção apical, ocorrem depósitos de preenchimento do vale alimentador do leque que nem sempre é preservado. À porção distal, associam-se depósitos de pequenos deltas, lacustres ou marinhos, chamados de *fan-deltas* ou *braid-deltas*.

A passagem da porção apical para a distal se faz gradacionalmente.

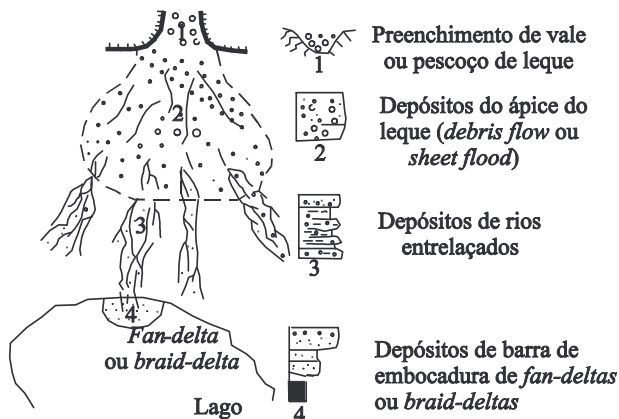


Figura 4.1 – Modelo deposicional de leque aluvial.

### Características da porção apical

- a) conglomerados completamente desorganizados e com estratificação pobremente desenvolvida;
- b) localmente, presença de ciclos marcados por quebras granulométricas e erosão basal (*scouring*);
- c) raras e delgadas separações de argila;
- d) deposição através de mecanismos de fluxo detrítico (*debris flow*) e inundação em lençol (*sheet flood*) [os depósitos desses dois meios perdem importância à medida que se distanciam do ápice do leque];
- e) superfície superior convexa; superfície inferior plana.

### Características da porção distal

- a) conglomerados e arenitos grosseiros com estratificação bem desenvolvida;
- b) arranjo em ciclos de pequena espessura com disposição de granodecrescência ascendente (*fining upwards*), devido ao acanalamento múltiplo (*multiple channelling*). O acanalamento múltiplo é uma feição de certa dificuldade de percepção, sendo talvez uma das mais comuns nesses depósitos.
- c) intercalações pelíticas mais frequentes que na porção apical;
- d) transporte de material através de correntes entrelaçadas.

### Exemplos brasileiros

Existem inúmeros exemplos de depósitos de leque aluvial no Brasil. Pode-se citar os depósitos do Eocretáceo da Fm. Salvador, Bacia do Recôncavo (foto 4.1); Fms. rio Pitanga e Carmópolis, Bacia Sergipe-Alagoas; Fm. Pendência, na Bacia Potiguar; Fm. São Tomé, Bacia de Campos; no Paleozóico, Fm. Furnas, Bacia do Paraná; no Eopaleozóico, Fm. Arroio dos Nobres, Bacia de Camaquã, entre outros.

## 4.2. DEPÓSITOS FLUVIAIS

Os depósitos de rios, em geral, são essencialmente de natureza tracional, onde se observa uma estruturação interna que obedece às variações do **regime de fluxo**. O regime de fluxo resulta da interação entre a corrente d'água que passa e o fundo arenoso do leito. Existe um conflito entre o fundo do leito e a



Foto 4.1. – Depósitos de leques aluviais. Leque intermediário. Feições de acanalamento múltiplo. Note ciclos acanalados com granodecrescência ascendente. Formação Salvador, Bacia do Recôncavo, Ponta de Itapagipe, Salvador, Bahia.

corrente, que reage à tendência de movimentação dos grãos, gerando as diversas formas de leito que são função da granulometria da carga transportada, velocidade da corrente e profundidade do local de deposição. Numa evolução de crescimento por regime de fluxo, passa-se por 1) ausência de movimento; 2) formação de laminação plano-paralela de regime inferior associada a *ripples*; 3) dunas com *ripples* superimpostos; 4) dunas ou ondas de areia; 5) camadas de transição; 6) laminação plano-paralela [carpetes de tração]; 7) antidunas; e 8) transporte total. Os itens 1 a 4 representam o regime de fluxo inferior enquanto que os de 6 a 8, o regime de fluxo superior. A maior parte das estruturas preservadas no registro é de regime de fluxo inferior (vide 3.1.5).

Costuma-se normalmente dividir a sedimentação fluvial em dois tipos principais de depósitos: os de rios meandantes e os de rios entrelaçados (*braided*). Neste ponto, existe uma tendência à simplificação, considerando-se que depósitos de rios altamente arenosos ou conglomeráticos tenham sido entrelaçados, enquanto que os mais argilosos resultariam de rios meandantes (ou *coarse-grained point bar*). Isto é falso, pois, na realidade, existem rios meandantes com grãos grossos e rios entrelaçados com abundante silte ou argila, como é o caso da drenagem estabelecida pós-inundação na planície iraquiana no sopé das Montanhas Zagros.



Num mesmo corpo de areia, poder-se-á ter, em função do nível de base, depósitos de rios entrelaçados associados a rios meandранtes. Creio ser muito difícil estabelecer a paleo-hidráulica de sistemas fluviais, como o que se faz hoje, a partir da conceituação de que um determinado rio permanece o mesmo durante o tempo de seus depósitos.

#### 4.2.1. Depósitos de rios entrelaçados

Como existem os rios *anastomosed*, que se diferenciam dos *braided*, que em português tem o mesmo significado semântico, reserva-se o termo anastomosado para os primeiros e entrelaçado, para designar os segundos. Os depósitos anastomosados resultam de rios em que os canais se separam formando ilhas permanentes, ao contrário dos entrelaçados, onde as barras migram continuamente. Como depósitos do tipo anastomosado são de difícil diagnóstico, neste capítulo abordar-se-á somente o tipo entrelaçado (fig. 4.2).

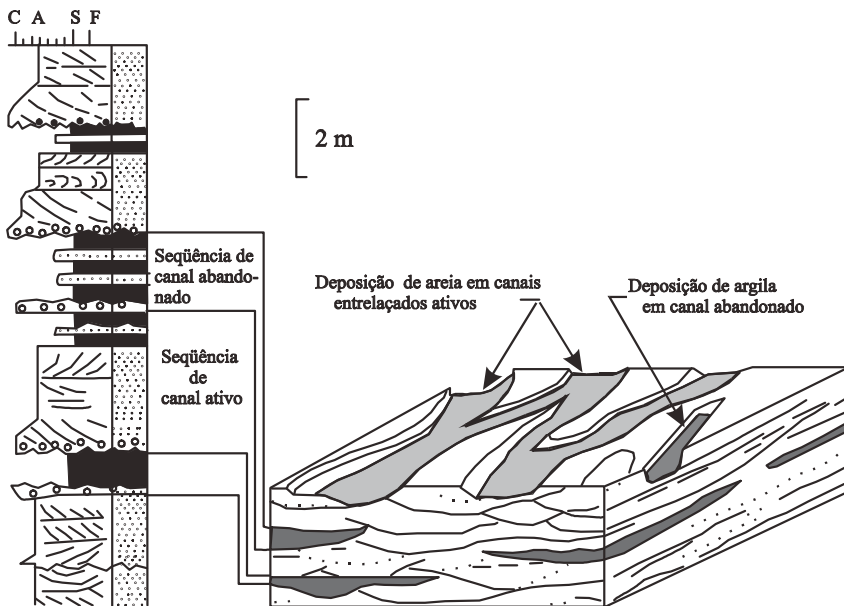


Figura 4.2 – Rios entrelaçados (segundo Selley, 1976).

Como feições presumivelmente diagnósticas de depósitos de canais entrelaçados pode-se citar:

- a) disposição em corpos tabulares, formados de pequenas unidades lenticulares, com arranjo de granodrecência ascendente, a partir de

depósitos conglomeráticos na base (*lag* ou depósitos residuais). Quando inteiramente conglomeráticos, não se percebem estruturas internas, com exceção de laminação incipiente. Quando arenosos, a estrutura predominante é estratificação cruzada do tipo tabular, resultante da migração de barras longitudinais ou transversais, ocorrendo também estratificação cruzada do tipo acanalada (festão);

b) ausência quase total de depósitos de transbordamento.

O especialista em sedimentação fluvial Paul Potter (informação verbal) afirma que antes do surgimento de plantas terrestres só havia depósitos de rios entrelaçados, pois para formar meandros é necessária a fixação de margens por plantas, principalmente gramíneas, sendo que estas surgiram no Eocretáceo.

#### 4.2.2. Depósitos de rios meandrantés

A geometria dos corpos arenosos e a seqüência vertical estão esboçadas na fig. 4.3.

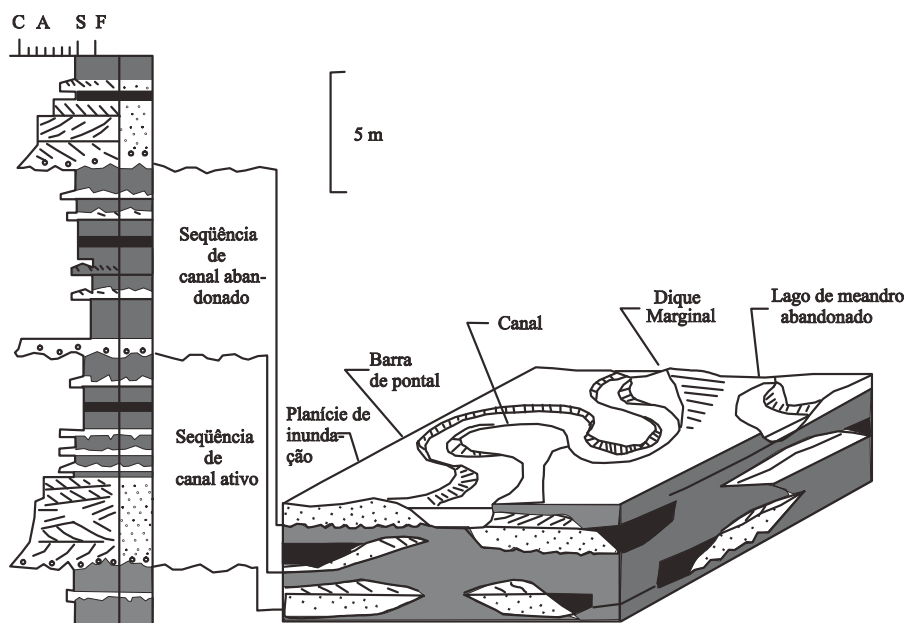


Figura 4.3. – Depósitos de rios meandrantés (segundo Selley, 1976).

As feições possivelmente diagnósticas de depósitos de rios meandrantos podem ser enumeradas como segue:

- a) corpos tabulares com superfícies inclinadas, resultantes da acreção lateral em direção ao talvegue ativo (dentro do canal), as quais perdem expressão na parte inferior dos corpos;
- b) base plana abrupta e topo gradacional;
- c) depósitos residuais (*lag*) na base dos corpos;
- d) ocorrência de meandros abandonados preenchidos por argila (*clay plugs*) com *onlap* sobre a superfície de acreção lateral;
- e) corpos arenosos intercalam-se com intervalos argilosos de planície de inundação relativamente espessos.

### Exemplos brasileiros

Exemplos de rios entrelaçados são muito comuns no Brasil, principalmente na fase inicial da evolução das bacias da margem continental. Citam-se como exemplos a Formação Sergi, Bacia do Recôncavo e Camamu-Almada e a Formação Serraria, Bacia de Sergipe; no Paleozóico, tem-se as formações Jaicós (foto 4.2) e Cabeças, Bacia do Parnaíba, formações Furnas e Rio Bonito, Bacia do Paraná; no Pré-Cambriano, a Formação Tombador, Chapada Diamantina, entre muitas outras.

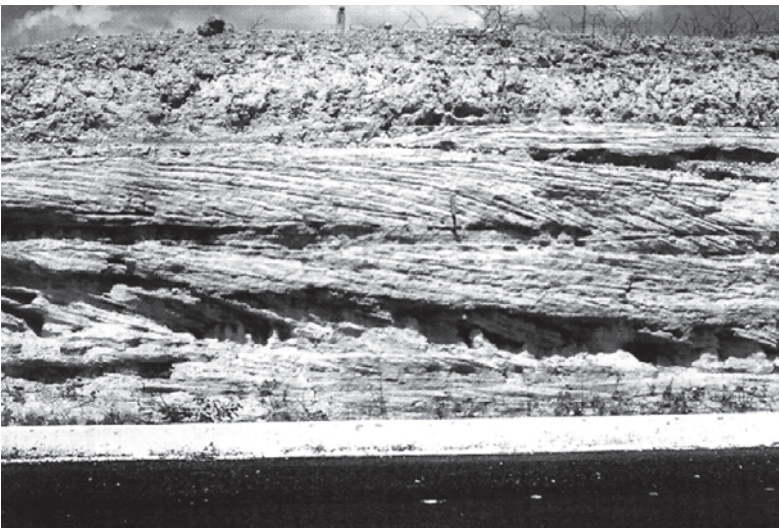


Foto 4.2 – Depósitos de barras de rios entrelaçados. Observe o pavimento seixoso na base do martelo. Formação Jaicós, Devoniano Inferior, Bacia do Parnaíba, próximo a Jaicós, Piauí.

Como exemplos de rios meandrantos, citam-se, entre outros, partes das seguintes formações: a Formação Sergi, na Bacia do Tucano; a Formação São Sebastião (foto 4.3), na Bacia do Recôncavo; a Formação Pendência, na Bacia Potiguar; a Formação Corda, na Bacia do Parnaíba; a Formação Exu, na Bacia do Araripe, todos do Mesozóico (Jurássico-Cretáceo).

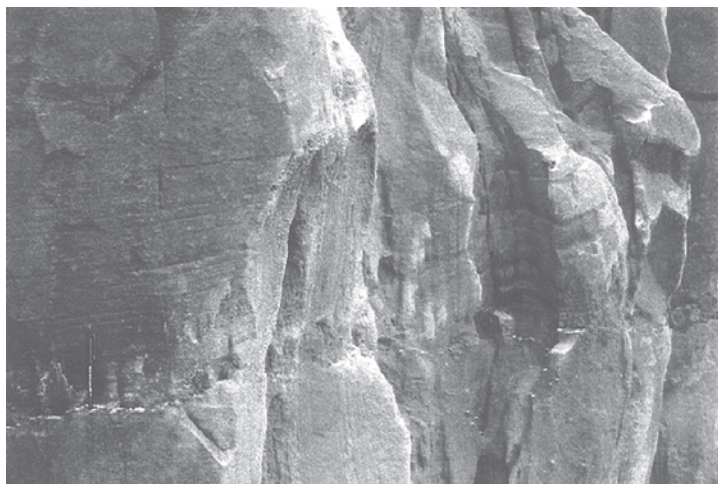


Foto 4.3. – Progradação de barra em pontal de rios meandrantos. Observe, na base, uma superfície de erosão plana, com pavimento seixoso. Formação São Sebastião, Eocretáceo, Campo de Araçás, Bahia.

### 4.3. DEPÓSITOS DE SISTEMA DESÉRTICO

Abrange as fácies depositadas em ambientes áridos e semi-áridos (desérticos). O limite de precipitação pluvial nesses ambientes é cerca de 25cm por ano, mas, devido à alta temperatura e à falta geral de umidade, a taxa de evaporação é excessivamente maior que a de precipitação. Os ambientes compreendidos neste sistema são: uede (*wadi*) (rio de deserto), lago de deserto e campo de dunas eólicas. Seus sedimentos apresentarão caracteristicamente uma alternância da influência da água e do vento: muitas vezes, devido ao retrabalhamento por um ou outro processo, torna-se impossível distinguir-se sedimentologicamente o que foi gerado pela água ou pelo vento.

#### 4.3.1. Lagos de desertos e *sabkhas* associadas

Lagos no deserto são de natureza temporária. Possivelmente, pelo menos os de menor tamanho, são causados pela barragem de alguns canais de

uede por dunas eólicas. Devido à elevada taxa de evaporação, os lagos salinizam-se rapidamente, dando origem às chamadas *sabkhas* continentais. O caráter efêmero dessas feições gera depósitos onde se intercalam sedimentos lacustres, fluviais e eólicos.

Uma característica interessante desses depósitos, como mostrados na Formação Corda, Bacia do Parnaíba, é a presença de grãos de quartzo bem arredondados, associados aos folhelhos dos ciclos de suspensão. Esses grãos representam a ação contínua do vento nas dunas adjacentes, soprando os grãos de areia para dentro do lago, sendo esta feição denominada por Folk (1966) de *inversão textural*. O topo de cada ciclo representa o avanço do campo de dunas. Nessas porções, desenvolve-se estratificação cruzada de grande porte e feições típicas de sedimentação eólica como “bolsões” produzidos pelo fluxo granular, além de *ripples* transladantes subcríticos. A superfície que separa ciclos adjacentes é perfeitamente plana.

O análogo ambiental moderno para lagos de deserto é o Lago Chade, na África, onde um campo de dunas de grande extensão está afogado pelas águas do lago, com profundidade da ordem de 50 metros.

#### 4.3.2. Uedes

Uedes (*wadi*, em inglês; *oued*, em francês) são rios dos ambientes desérticos. Permanecem secos na maior parte do tempo, exceto por ocasião das chuvas, o que se dá, por exemplo no Saara, em intervalos de 40 anos. A precipitação pluvial é mais significativa próximo às montanhas e colinas, razão por que, nesses locais, há maior desenvolvimento de uedes.

Os uedes são caracterizados por atividades fluviais abruptas e esporádicas e também por uma taxa água/sedimento bastante baixa. A deposição é muito rápida, devido à acelerada perda de velocidade e absorção de água pelo subsolo. Essas inundações relâmpagos (*flash floods*), de efeitos quase sempre catastróficos, produzem ondulações de pequeno e grande porte, as quais geram estratificação cruzada.

Em muitos aspectos, os uedes são idênticos a rios entrelaçados de outras regiões. Seus canais não possuem uma natureza permanente e podem ser preenchidos pelo próprio sedimento ou por atividade eólica. Na estação seguinte, um novo sistema de canais é estabelecido sobre o sistema antigo. A maior parte dos uedes forma leques coalescentes.

Em termos de fácies, quase não existem diferenças com outros tipos de rios entrelaçados. A única e principal característica do uedes é a íntima intercalação de sedimentos produzidos pela água e o vento, de maneira às vezes quase inseparável.

### 4.3.3. Campo de dunas eólicas

O transporte eólico se faz por suspensão, saltação ou arraste superficial. As partículas maiores e mais resistentes ao intemperismo permanecem no assoalho do deserto, constituindo os depósitos de deflação. As dunas principais são longitudinais e transversais.

Apesar de as dunas poderem atingir alturas consideráveis (até 500m no Saara), a porção que pode se preservar é bem menor. Isto vai depender da altura do nível freático à época da formação da duna.

### Exemplos brasileiros

O melhor exemplo brasileiro de dunas eólicas é o Arenito Botucatu (Cretáceo), Bacia do Paraná. Praticamente todas as unidades arenosas espessas apresentam depósitos eólicos. Citam-se as formações Monte Alegre e Piauí (Neocarbonífero), nas bacias do Amazonas e Parnaíba, respectivamente; formações Guaritas (Eopaleozóico, foto 4.4) e Tombador (Pré-Cambriano). Depósitos de lagos de deserto ocorrem, por exemplo, nas formações Motuca (Permiano) e Pastos Bons (Cretáceo), na Bacia do Parnaíba ou na Formação Pirambóia (Triássico) na Bacia do Paraná.



Foto 4.4 – Depósitos de dunas barcanas. Formação Guaritas, Bacia de Camaquã. BR-392 (Rodovia Caçapava-Pelotas), km 218, Rio Grande do Sul.

#### 4.4. DEPÓSITOS GLACIAIS

São os depósitos sedimentares produzidos pela ação do gelo, direta ou indiretamente. Devido à sua origem são de grande complexidade. É um dos sistemas deposicionais cuja definição dependerá altamente do contexto, pois a maioria das fácies geradas podem ser produzidas por outros processos.

Podemos dividir grosseiramente as fácies glaciais nos seguintes tipos, cujos ambientes correspondentes estão representados na fig. 4.4:

##### *Continentais:*

Fácies produzidas pelo gelo no terreno (*grounded ice*)

Fácies glaciofluviais

Fácies glaciolacustres

Fácies periglaciais e de clima frio

##### *Marinhas:*

Fácies glaciomarinhas

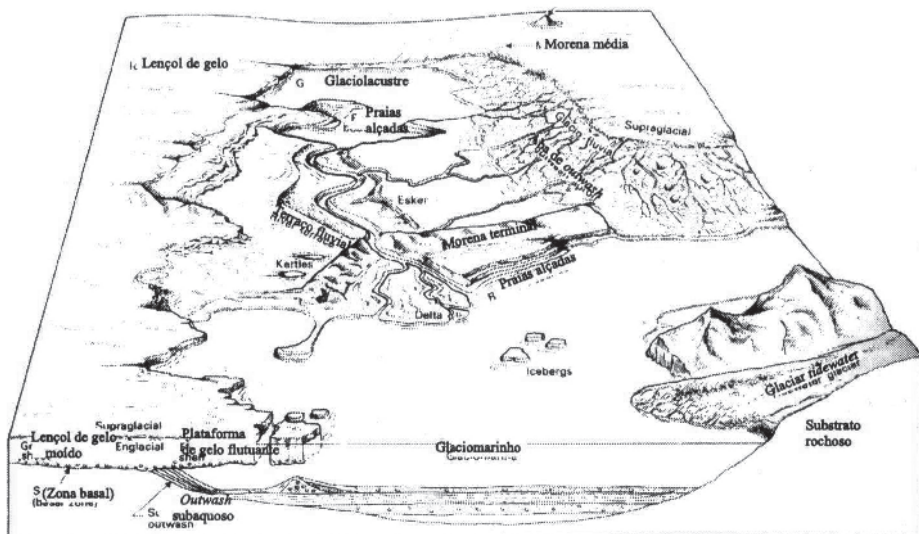


Figura 4.4 – Ambientes glaciais com tipos de glaciares e suas formas terrestres (adaptado de Miller, 1996).

Uma das características da ação do gelo é a presença de diamictitos\* com seixos e matacões apresentando feições características na superfície ou na forma (estrias orientadas, forma de ferro de engomar, por exemplo). Em ambientes marinhos, a presença de “seixos caídos” ou “pingados” (*ice-rafted pebbles*), produzidos pela fusão de icebergues em regiões marinhas bem distais, é também uma feição característica.

Uma estrutura muitas vezes, porém nem sempre, diagnóstica são as *estrias glaciais* (foto 4.5), resultantes da abrasão da base da geleira sobre rochas preexistentes. Desta maneira, formam-se trilhas orientadas segundo o movimento do gelo. Visitei uma ocorrência de supostos sedimentos glaciais silurianos, baseados em estrias, na região de Ghat, sul da Líbia. Entretanto, as estrias encontradas nada mais eram do que as projeções de planos de laminação e estratificação de sedimentos de praia numa superfície de erosão provocada por ondas. Encontrei a mesma feição em *beachrocks* modernos na Praia dos Artistas, em Natal, RN, onde a projeção dos estratos sobre a superfície erodida pelas ondas possuía a mesma conformação e escala dos sedimentos silurianos já mencionados.

Outra estrutura considerada diagnóstica de processos glaciais (Beuf *et al.*, 1971) são os chamados *stress pillars* (ou *grès cloisonnés*), que são, na realidade, estruturas geradas pelo fluxo sedimentar em sedimentos liquefeitos, cuja geração é semelhante à da xistosidade em rochas metamórficas, só que a tensão deformante é produzida pelo gelo. Klein *et al.*, 1972, descrevem *stress pillars* na Bacia do Recôncavo.

Crítérios úteis para o reconhecimento de processos e produtos deposicionais glaciais estão apostos na tabela 9.

Fácies de lago glacial ou mesmo de ambientes marinhos rasos podem apresentar o caráter rítmico (varvitos, para fácies lacustres), produzido pela alternância de verão e inverno. Deve-se notar entretanto que as mesmas feições podem ocorrer em ambientes não glaciados, como em lagos tectônicos.

---

\* O termo *diamicton* (não litificado) e, por extensão, *diamictito* (litificado) introduzido por Flint *et al.* (1960) descreve sedimento consistindo em areia ou partículas menores dispersas numa matriz argilosa. Diferentemente, *til* (não litificado) e *tilito* (litificado) são termos genéticos usados para sedimentos que foram transportados e depositados primariamente por glaciares, com modificações subordinadas por outros processos. Tilito de *ablação* é formado por fusão superficial ou basal de gelo. *Tilito de alojamento* forma-se quando o arrasto por fricção sobre os clastos é igual ou menor do que a força de tração exercida sobre eles pelo gelo em movimento ou quando a fusão por pressão do gelo em movimento permite pequenas partículas serem liberadas e alojadas no leito do glaciar. Normalmente, um tilito tem como matriz farinha de rocha, que é formada por cominuição de partículas.



Critérios individuais	Origem glacial	Possíveis ambigüidades
<b>Diamictito</b>	Uma das fácies glaciais mais comuns, produzida por uma variedade de processos glaciais.	Pode ser produzido por processos deposicionais não glaciais, por exemplo fluxo de detritos.
<b>Superfícies estriadas</b>	Pode ser uma boa evidência de erosão glacial, particularmente se mostram um ou mais conjuntos de estrias subparalelas que se intersectam ou se estão associadas com feições erosionais glaciais e se estão cobertas por diamictito glaciogênico.	Podem ser produzidas por processos tectônicos ou de fluxo de massa, embora estes últimos apresentem características diferentes.
<b>Clastos facetados e estriados</b>	Mostram de preferência dois ou mais conjuntos de estrias subparalelas em uma ou mais superfícies. As estrias glaciais e os facetamentos não devem estar relacionados a feições internas das rochas como fraturas e estratificação.	Raramente podem ser produzidos por fluxo tectônico ou de massa, mas, nestes casos, apresentam características diferentes.
<b>Clastos caídos (dropstones)</b>	O diâmetro do clasto deve ser muito maior que a espessura das lâminas circundantes, a fim de eliminar uma possível ação por correntes tractivas. As lâminas podem estar rompidas pela queda do clasto.	Grandes clastos podem ser transportados por fluxos gravitacionais bastante delgados bem como podem ser levados por algas ou plantas.
<b>Pelóides de till (clastos)</b>	Compostos por detritos mal selecionados idênticos à matriz de camadas de tillito próximas. Os pelóides apresentam tipicamente 2-3 mm de diâmetro e apresentam comumente limites difusos, sendo achatados ou alongados paralelamente ao acamamento. Esses pelóides resultam da liberação de sedimento que preenchia os interstícios entre os cristais de gelo, o que é um processo exclusivo de glaciares.	
<b>Varves</b>		
<b>Cunhas de gelo-/areia</b>	Formam-se pelo craqueamento por geadas em ambiente <i>permafrost</i> .	
<b>Involuções periglaciais</b>	São contorções irregulares, que incluem formação, dobramento e interpenetração de estratos preexistentes, produzidas por ação de congelamento do terreno	
<b>Texturas superficiais de grãos de quartzo/granadas</b>		

Tabela 9 – Critérios úteis para o reconhecimento de processos deposicionais glaciais e possíveis ambigüidades (segundo Miller, 1996).

## Exemplos brasileiros

As rochas sedimentares do Grupo Itararé (Permo-Carbonífero) (foto 4.5), na Bacia do Paraná, e Batinga, de mesma idade, na Bacia Sergipe-Alagoas, das formações Cabeças Superior e Longá da Bacia do Parnaíba, Curuá, da Bacia do Amazonas (Devoniano); Grupo Una, Chapada Diamantina, no Pré-Cambriano; são os melhores exemplos de fácies glaciais do Brasil.

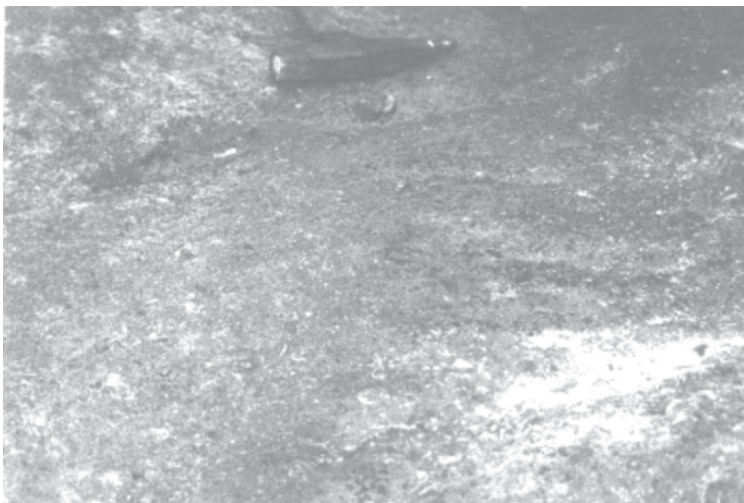


Foto 4.5 – Depósitos glaciais. Estrias em tilito com seixos facetados. Grupo Itararé, Fm. Suspiro. Próximo a Santana de Boa Vista, Rio Grande do Sul.

## 4.5. DEPÓSITOS DELTAICOS

O tipo de depósito resultante da descarga de um rio num corpo aquoso, marinho ou lacustre vai depender essencialmente do processo sedimentar dominante. Assim, poderão formar-se três tipos fundamentais de deltas:

- a) dominado pela ação fluvial;
- b) dominado por ação de marés e
- c) dominado por ação de ondas.

Os tipos b) e c) são dificilmente distinguíveis como deltas típicos; por essa razão serão tratados como sedimentos de maré e praia, respectivamente.

Os depósitos deltaicos, apesar da aparente simplicidade teórica, são de difícil determinação porque os fatores locais determinam modificações importantes dos esquemas de fácies e empilhamentos.

### 4.5.1. Depósitos deltaicos dominados por ação fluvial

Os deltas dominados por ação fluvial caracterizam-se classicamente pela seqüência prográdacional da barra de embocadura e pelas areias depositadas em baías interdistributários, conhecidas por areias em lençol ou *sheet sands* (fig.4.5). O modelo a ser apresentado vale para uma série de deltas e se inspira no Delta do Mississippi.

#### Barra de embocadura

Tipicamente, constituem espessos corpos de arenito (várias dezenas de metros) que se formam em águas relativamente profundas na embocadura dos canais distributários principais. O desenvolvimento em espessura desses corpos comumente excede a lâmina d'água na qual foram depositados, pelo fato de a sedimentação acompanhar a compactação das argilas prodeltaicas subjacentes.

A velocidade da corrente decresce radialmente a partir da boca dos distributários. Desta maneira, produz-se um padrão típico na distribuição das estruturas sedimentares e do tamanho de grão. A maior parte das estruturas reflete a ação das correntes fluviais (correntes trativas unidirecionais). A progradação gera ciclos com granocrescência e espessamento ascendentes (*coarsening upwards*).

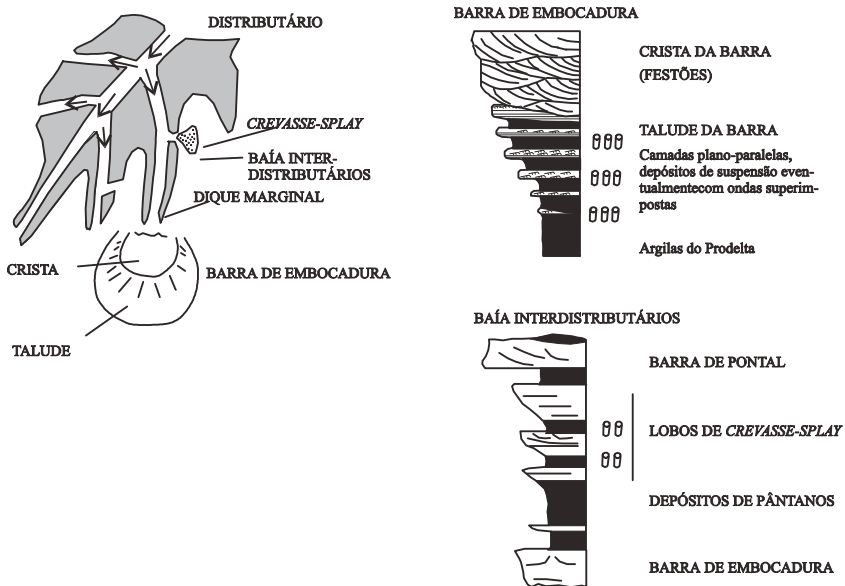


Figura 4.5 – Delta dominado por ação fluvial.

Os depósitos de barra de embocadura compõem-se fundamentalmente de duas fácies:

**a) Crista da barra:** constitui-se de arenitos grossos a muito grossos, maciços ou com estratificação espessa e com intercalações argilosas muito delgadas. Apresenta estratificação cruzada do tipo festão em grande escala, estratificação sigmoidal e, subordinadamente, estratificação plano-paralela e *ripples* de ondas. Feições de escavação basal (*scouring*) são bastante frequentes. A superfície deposicional superior é convexa.

**b) Talude de barra:** compõe-se de camadas plano-paralelas que diminuem de espessura a partir da crista da barra. O material que forma as camadas é transportado quase que inteiramente por suspensão. As camadas apresentam espessuras que variam de delgada a média, com intensa bioturbação na parte inferior, a qual diminui para cima em função do aumento de energia. A espessura das intercalações pelíticas aumenta suavemente em direção ao prodelta. Na parte superior, ocorrem *climbing ripples* eventualmente com *ripples* de onda (*wave ripples*) superimpostos ou mesmo camadas com estratificação cruzada *hummocky*. Os *ripples* passam lateralmente, mergulho-abaixo, à laminação paralela (ligeiramente assintótica à base). Individualmente, cada camada de um depósito de talude de barra apresenta tendência de granodecrescência ascendente (*fining upward*). Material escorregado da crista, por ocasião de grandes inundações, é frequentemente encontrado.

### Baía interdistributários

Os corpos de areia em baías interdistributários formam-se pelo rompimento de diques marginais de distributários, processo que se chama *crevassing*. Os sedimentos são desviados do canal principal e levados em suspensão até a baía interdistributários, onde se depositam rapidamente. Os depósitos arenosos deste tipo são conhecidos como areias-em-lençol (*sheet sands*). Formam lobos (*crevasse-splay lobes*) coalescentes, onde cada corpo arenoso se dispõe em arranjo do tipo granocrescência ascendente (*coarsening upwards*), não ultrapassando 5-10m de espessura. Assim, através deste processo, a baía interdistributários é assoreada.

A deposição através do processo tração-mais-suspensão (*traction plus fallout*) predomina neste tipo de sedimento. Formam-se camadas plano-paralelas, onde ocorrem estruturas semelhantes à seqüência de Bouma, porém

diagnosticamente sem o intervalo “a” basal (Ta – *coarse tail grading*). Estruturas de escape d’água (por exemplo, *dish structure*) e marcas de onda são frequentes.

#### 4.5.2. Depósitos deltaicos caracterizados por estratificação cruzada sigmoidal (sigmóides)

Existe uma série de depósitos deltaicos em que o arranjo faciológico e a seqüência vertical não obedecem ao modelo acima referido e que apresentam basicamente fácies de lobos sigmoidais. Alguns desses exemplos poderiam ser referidos ao delta tipo Gilbert, proposto para lagos e formado por *topsets*, *foresets* e *bottomsets*. Outros não apresentam a geometria Gilbert, ficando assim difícil sua determinação.

A estratificação cruzada sigmoidal desenvolve-se em lobos, pequenos ou grandes, em planta de forma semicircular, sendo caracterizada por uma seqüência vertical que, idealmente, na base, apresenta argila, a qual passa verticalmente a *climbing ripples* e posteriormente a lâminas sigmoidais. Comumente, os lobos sigmoidais estão submetidos a fenômenos de escape d’água e têm sua estrutura interna parcial ou totalmente obliterada.

As sigmóides são formadas por fluxos submetidos a suspensão mais tração (*traction plus fallout*), de natureza homopical. Constituem, na realidade, *megaclimbing ripples*. Em alguns exemplos, cada lobo sigmoidal (de até 1m de espessura) é uma entidade estrutural limitada por falhas de crescimento.

Os lobos são produzidos por eventos de sedimentação episódica (carga extrema de rios) e transpassam (*bypass*) a parte proximal do sistema deltaico. Os sedimentos fluviais que vêm acima estão sempre deles separados por truncamentos erosivos.

Como exemplo deste tipo de ocorrência deltaica, pode-se citar a Formação Pojuca da Bacia do Recôncavo, a Formação Rio Bonito, o Grupo Itararé e a Formação Aquidauana na Bacia do Paraná, e a Formação Cabeças (em parte) da Bacia do Parnaíba.

Isoladamente, os lobos sigmoidais não são unicamente exclusivos de ambientes deltaicos. Ocorrem também como uma feição sedimentar associada a onda de tempestade, são muito comuns em ambientes dominados pela maré e constituem uma das fácies turbidíticas de Mutti (1992) (Fácies F6).

#### 4.5.3. Deltas com frente deltaica do tipo *flysch* (*Flysch-like delta front*)

Este tipo de delta ocorre com uma frente deltaica que apresenta depósitos muito semelhantes aos dos turbiditos clássicos, que portam a Seqüência de

Bouma. Quando isolados em sua frente deltaica, torna-se impossível determinar sua verdadeira natureza. A parte proximal consiste em depósitos conglomeráticos ou de arenitos grossos.

O análogo moderno para este delta é o do rio Ródano, no Lago Genebra, na Suíça. Devido às águas muito frias do rio e à excepcional carga de sedimentos, na época do degelo, o fluxo de entrada no lago é predominantemente hiperpicnal, isto é, a carga flui junto ao fundo. Em consequência, forma-se um depósito a 200 m de profundidade, o qual é formado por arenitos e folhelhos com estruturas de turbiditos.

#### 4.5.4. Deltas dominados por inundações catastróficas

Mutti *et al.* (1996) tomam dois sistemas deposicionais para desenvolver sua tese: o sistema de *fan-delta* e o sistema de delta dominado por rio. Ambos os sistemas desenvolvem fácies “normais” mas são consideradas pouco representativas uma vez que a carga sedimentar é distribuída por elementos do meio, marés, ondas etc. Por outro lado, sistemas de inundações catastróficas movem volumes consideráveis de sedimento e por isto têm um alto potencial de preservação.

A proposta de Mutti de que esses sistemas seriam mais facilmente compreendidos em bacias com tectônica ativa não parece tão importante, uma vez que sistemas equivalentes ocorrem em nossas bacias intracratônicas, depositadas num contexto tectonicamente quiescente. Entretanto, o modelo aplicar-se-ia muito bem também a bacias do tipo rifte.

Os sistemas deposicionais dominados por inundações incluem um amplo espectro de sedimentos mal descritos e entendidos que variam de conglomerados desorganizados com estratificação espessa (*thick bedded*) a lamitos gradacionais *thin bedded*, através de uma grande variedade de fácies de arenito e arenito seixoso. Apesar desta variabilidade, todos estes sedimentos são caracteristicamente compostos por unidades de inundações gradacionais, tanto em contextos marinhos como em aluviais. O maior potencial de preservação de unidades de inundações individuais é encontrado nas zonas deposicionais marinhas finais de cada sistema a ser considerado.

Os ambientes de sistemas flúvio-marinhos dominados por inundações compreendem espessas acumulações de conglomerados, arenito e lamitos, cujas origem e importância estratigráfica foram subestimadas na literatura anterior. Estes sistemas deposicionais podem ser compreendidos somente em termos de contextos fisiográficos, controlados tectonicamente. São caracterizados por sistemas fluviais de pequeno a médio porte, com bacias de drenagem providas de

altas elevações e zonas de transferência de alto gradiente localizadas próximo a bacias marinhas. Em contextos deste tipo, o fluxo de sedimento para o mar pode aumentar dramaticamente quando as condições climáticas fornecem quantidades suficientes de água que possam produzir inundações catastróficas.

Estas inundações geram misturas de água e sedimento que podem adentrar porções marinhas com suficiente velocidade e concentração de sedimento para produzir fluxos hiperpicnais e correntes de turbidez auto-sustentadas aos quais estão relacionadas. Os contextos deposicionais resultantes são assim dominados pelas fácies relacionadas à inundação, as quais podem se desenvolver em regiões marinhas mais profundas ou na plataforma.

Sucessões espessas e lateralmente extensas de lobos de arenito de plataforma com estratificação cruzada *hummocky* (HCS) são os elementos deposicionais fundamentais de *fan-deltas* e de sistemas deltaicos dominados por rio. Estas construções são essencialmente semelhantes a lobos de turbiditos de água profunda em termos de geometria, tratos de fácies e padrões de empilhamento sedimentar cíclico de alta frequência. Os lobos de arenito de plataforma representam provavelmente a única expressão possível de fácies de arenito de frente deltaica dominada por rio, uma vez que, na ausência de fluxos hiperpicnais gerados pela inundação, as areias fluviais só poderiam ser redistribuídas em ambiente marinho por ondas e marés.

Como indicado pelos padrões de empilhamento sedimentar geral, a evolução de sistemas flúvio-deltaicos ao longo do tempo é controlada aparentemente pelo levantamento inicial da bacia de drenagem, a taxa de desnudação, o gradiente de cada sistema e o volume/concentração do sedimento das inundações individuais, sendo os últimos uma função da quantidade de água e de sedimento disponíveis ao sistema considerado. Um sistema dominado por inundações deste tipo chega ao fim quando o fluxo de sedimento para o mar é progressivamente reduzido a condições normais. Isto ocorre quando o relevo e elevação das bacias de drenagem e disponibilidade de sedimento, como o gradiente das zonas de transferência, forem substancialmente reduzidos pela progressiva desnudação e exportação de sedimento para zonas deposicionais marinhas.

A ocorrência de padrões de empilhamento cíclico, desenvolvido em ordens hierárquicas diferentes, é um dos aspectos mais característicos dos sistemas deltaicos dominados por inundações. O registro mais completo desta ciclicidade fica preservado na zona deposicional fluvial de cada sistema. Os padrões de estaqueamento são aparentemente muito semelhantes aos que são considerados como característicos de modelos de seqüência estratigráfica.

Apesar da aparente semelhança com as seqüências, Mutti *et al.* (1996) sugerem que a evolução vertical geral de sistemas dominados por inundações seja primariamente controlada por ciclos do tipo Davisiano, produzidos pela alternância de períodos de elevação orogênica e desnudação (formação de peneplanos). Em seu desenvolvimento mais completo, estes ciclos são idealmente registrados por uma sucessão de idas e vindas registrada num sistema turbidítico basal (leque de assoalho de bacia da estratigrafia de seqüências) sobreposto por um sistema flúvio-deltaico dominado por inundações, o qual passa verticalmente e em direção ao continente a sistemas fluviais ou flúvio-deltaicos “normais” ao longo do tempo. Os padrões de empilhamento de alta freqüência desenvolvidos dentro de cada um dos estágios acima mencionados são essencialmente produzidos por episódios de idas e vindas da deposição de areia, os quais são essencialmente controlados por variações climáticas cíclicas.

Os sistemas flúvio-deltaicos são altamente variáveis em termos de tamanho, características de fácies e padrões deposicionais específicos compreendem um espectro muito amplo, cujos membros terminais são o *fan-delta* e o delta dominado pela ação fluvial (fig. 4.6). Lamitos de prodelta com lobos de arenito de plataforma com HCS formam os componentes volumetricamente mais importantes de ambos. Em bacias caracterizadas por quebras plataformatalede pronunciadas, os lamitos de prodelta comumente se estendem em direção ao centro da bacia como espessas cunhas de talude, as quais podem se interdigitar com sistemas turbidíticos interbaciais.

### SISTEMAS DE *FAN-DELTAS*



### SISTEMAS DE DELTAS DOMINADOS POR RIO



Figura 4.6 – Elementos básicos componentes de sistemas de *fan-delta* e de delta dominado pela ação fluvial dominados por inundações catastróficas (segundo Mutti *et al.*, 1996). TBT= turbiditos.



Na direção do continente, os depósitos de prodelta gradam a corpos tabulares de camadas de arenito gradacional com HCS, as quais registram as zonas de deposição final da areia transportada por correntes de turbidez. Estes corpos tabulares serão referidos como lobos de arenito com HCS, devido a sua enorme semelhança com lobos turbidíticos (Della Fávera, 1990). Lobos de arenito gerados por inundações podem ser considerados como os depósitos genuínos de frente deltaica de sistemas deltaicos dominados por ação fluvial.

Em sistemas de *fan-deltas* dominados por inundações, os lobos de arenito de plataforma com HCS constroem espessas e lateralmente extensas sucessões de arenito gradacional que passam em direção ao continente a fácies conglomeráticas e de arenito seixoso amalgamadas. Estes contextos são claramente o resultado da deposição dominada por fluxos catastróficos não confinados (fig. 4.7).

Em sistemas deltaicos dominados por ação fluvial, os arenitos que são normalmente mais finos e mais delgados do que os do sistema de *fan-delta* são substituídos na direção do continente pela fácies de arenito de barra de foz ou desembocadura, os quais gradam ainda mais ao interior do continente em extensos depósitos fluviais grossos (fig. 4.8).

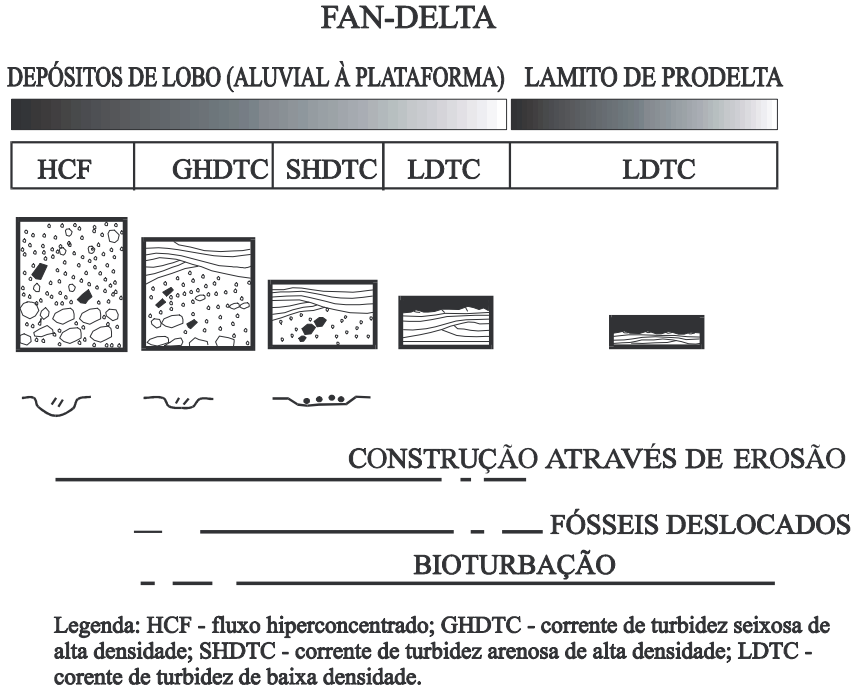


Figura 4.7 – Sistema de *fan-delta* ligado a inundações catastróficas, segundo Mutti *et al.*, 1996.

A diferença entre os dois tipos examinados anteriormente é o fato de fluxos gerados por inundações em *fan-deltas* entrarem em bacias marinhas adjacentes diretamente como fluxos altamente concentrados, tipo lençol, ao contrário de, em deltas dominados pela ação fluvial, fluxos gerados por inundações moverem-se com fluxos essencialmente confinados ao longo dos canais fluviais e se espalharem na boca dos rios. Assim, os processos deposicionais e os tipos de fácies resultantes bem como sua geometria são consideravelmente diferentes nos dois tipos de contexto.

### Origem de correntes de turbidez marinho-rasas e HCS relacionada

Diversos trabalhos, especialmente o de Normark & Piper (1991), que lida com a ignição de correntes de turbidez em bacias marinhas, estudam a maneira pela qual misturas de água-sedimento geradas pela inundação catastrófica podem se transformar em correntes de turbidez auto-sustentadas que podem viajar em água do mar sobre distâncias consideráveis.

As características dos lobos de arenito de plataforma com HCS gerados por inundações sugerem fortemente que a maior parte dos fluxos



Legenda: HCF - fluxo hiperconcentrado; SHDTC: corrente de turbidez de alta densidade; SLSF - fluxo de sedimento depositado pela corrente; LDTC - corrente de turbidez de baixa densidade.

Figura 4.8 – Fácies do sistema deltaico dominado por rio e gerado por inundações, segundo Mutti *et al.* (1996).

hiperconcentrados e, numa menor extensão, fluxos de sedimentos depositados por rios (*sediment-laden stream flows*), foram aparentemente capazes de gerar ignições de correntes de turbidez, tanto de alta como de baixa densidade, em ambientes marinhos, simplesmente devido a sua energia. Quantidades impressionantes de detritos fósseis foram assim deslocadas por estas correntes em direção a águas mais profundas e ambientes de plataforma distais. A perda de energia de fluxos hiperconcentrados deve ser por isto parcialmente compensada pelo fornecimento contínuo de sedimento do fluxo derivado subaereamente e pela transformação da parte frontal do fluxo numa corrente de turbidez auto-sustentada.

HCS e estilos semelhantes de acamamento podem resultar de diferentes tipos de processos associados com (1) fluxos puramente oscilatórios; (2) fluxos puramente unidirecionais com altas taxas de sedimentação e (3) fluxos combinados caracterizados por componentes unidirecionais e oscilatórios. Essencialmente, as condições de fluxo combinado podem levar à formação de HCS tanto isotrópicas como anisótropas. Assim, parece aos autores que a HCS e estilos semelhantes de acamamento não são inequivocamente diagnósticas de tipos específicos de processos ou de ambientes.

Na base de relações estratigráficas e deposicionais reconstruídas a partir de muitos sistemas deltaicos dominados por inundações, considerados neste estudo e, particularmente, na reconstrução detalhada de tratos de fácies locais, conclui-se que a maior parte das fácies de arenito de plataforma com HCS associadas a estes sistemas é inerente a processos relacionados com inundações. Devido a sua concentração de sedimento e ao seu momento, os fluxos hiperpicnais catastróficos de grande volume devem ser localmente capazes de colocar em movimento águas de mar raso, favorecendo assim o componente oscilatório, que seria localmente adicionado ao fluxo pela ação de onda “normal”. O problema, que está além dos propósitos do trabalho de Mutti *et al.* (1996), envolve provavelmente processos hidrodinâmicos mais complexos. Mais especificamente, espera-se que as ondas internas geradas ao longo de interfaces de densidade dentro de cada fluxo desempenhem um papel importante na formação de HCS em lobos de arenito de plataforma.

### **A importância de barras sigmoidais geradas pela inundação**

A rápida transformação de fluxos em tipos mais diluídos e turbulentos pode ser registrada pelas unidades sedimentares muito distintas que chamamos de barras sigmoidais geradas por inundação. Estas barras são de escala métrica

e se estendem por distâncias de metros ou dezenas de metros, representando um tipo muito comum de depósito de evento único em muitos sistemas deposicionais. O desenvolvimento típico destas barras está associado com a transformação de fluxos hiperconcentrados que adentram lagos efêmeros ou onde esses fluxos sofrem transformações a partir de quebras no talude ou à saída de condutos confinados (fig. 4.9).

## BARRA SIGMOIDAL GERADA POR INUNDAÇÕES

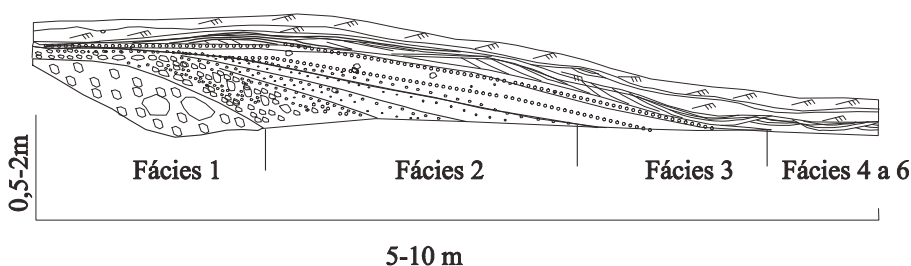


Figura 4.9 – Geometria e fácies componentes da barra sigmoidal gerada por inundação paleocorrente da esquerda para a direita (segundo Mutti *et al.*, 1996).

Cada barra possui uma forma sigmoidal marcante em seções longitudinais; em cortes transversais, as barras individuais são altamente lenticulares e limitadas por superfícies erosivas côncavas. A formação de lentes torna-se progressivamente mais ampla e levemente convexa no sentido da corrente.

### Exemplos brasileiros

Depósitos deltaicos são extremamente abundantes nas bacias brasileiras. Na fase rifte das bacias da margem continental, eles dominam em totalidade. Cita-se como exemplo a Formação Pojuca da Bacia do Recôncavo, onde os depósitos deltaicos caracterizam-se pela presença de sigmóides intensamente fluidizadas. No Paleozóico brasileiro, os deltas caracterizam-se pela fácies sigmoidal, principalmente os do Devoniano (foto 4.7). Esquemas do tipo sucessão vertical de barras de embocadura ocorrem eventualmente na Formação Rio Bonito, Bacia do Paraná (foto 4.6). Uma constatação interessante é que os depósitos devonianos normalmente não apresentam fácies de prodelta. Creio que a fácies argilosa correspondente ao prodelta teria sido removida por tempestades, formando lobos de tempestites. Outra possibilidade seria de que esses

lobos tivessem uma gênese semelhante à preconizada por Mutti *et al.* (1996), quando associa lobos com arenitos portando a estratificação cruzada *hummocky* a fácies prodeltaicas de deltas dominados por inundações catastróficas.

Quanto aos deltas que apresentam uma frente deltaica tipo *flysch*, estes ocorrem normalmente em ambientes não marinhos. Na Bacia do Parnaíba, ocorrem na Formação Pastos Bons (foto 4.8), em contexto de lago de deserto. Neste local, as camadas de *flysch* apresentam a Sequência de Bouma bem desenvolvida, na qual ocorre também o intervalo (gradacional) *a*, com espessuras que beiram 0,5m. Outros locais, onde este tipo de delta pode ser interpretado, são a fácies deltaica da Formação Pendência, na Bacia Potiguar (Sequência 3), a Formação Maceió (Aptiano) da Bacia de Sergipe-Alagoas e o Grupo Ilhas, na localidade de Ponta da Sapoca, Grande Salvador, Bahia.



Foto 4.6 – Afloramento da base do Membro Triunfo da Formação Rio Bonito mostrando depósitos de barra de embocadura. Na base, prodelta argiloso. Na parte finamente estratificada, camadas plano-paralelas do talude da barra, com laminação plano-paralela, e *climbing ripples* intercalam-se com folhelhos e eventualmente com siltitos com estratificação cruzada *hummocky*. No topo, arenito fino a médio com estratificação cruzada sigmoidal. Este perfil decorre de escorregamento do morro vizinho, apresentando altura de cerca de 10m. Rodovia SC-427, próximo a Vidal Ramos, Santa Catarina.



Foto 4.7 – Lobos sigmoidais deltaicos da Formação Furnas (Devoniano). Neste local, os lobos sigmoidais apresentam oposição de mergulhos, provavelmente aparentes, o que indicaria uma feição deposicional em forma semilunar. Passagem de sigmóides a *climbing ripples* é comum, bem como indicações de fluidização. Rodovia BR-376, km 206, Paraná.

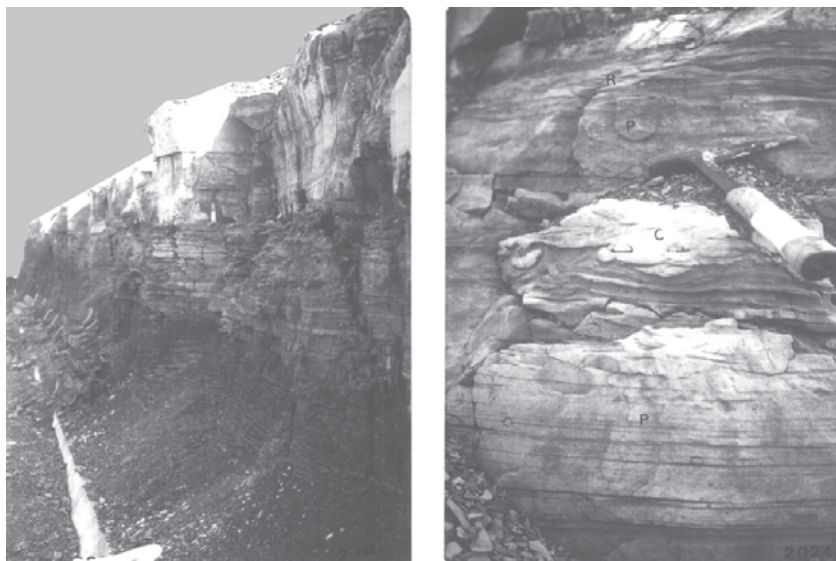


Foto 4.8 – À esquerda, vista panorâmica do afloramento de depósitos de frente deltaica do tipo *flysch* (Formação Pastos Bons, Bacia do Parnaíba), no qual se nota uma geometria tabular e a forte tendência de granocrescência e espessamento ascendente. À direita, detalhe da foto anterior mostrando a Seqüência de Bouma, intervalo *b* e *c*, este último caracterizado por estruturas sedimentares de escape d'água. Rodovia BR-230 no cruzamento com a BR-343, Floriano, Piauí.

Deltas relacionados a inundações catastróficas podem ser interpretados a partir das ocorrências de carvão na Formação Rio Bonito (foto 4.9). Na área de Butiá, Rio Grande do Sul, estas ocorrências apresentam uma íntima associação com conglomerados e diamictitos conhecidos como “pedra-areia”. Estas rochas possuem indicações fortes de influência glacial, como seixos facetados, podendo caracterizar provavelmente um *jöhhkulhaupt*. O carvão, por sua vez, porta a estratificação cruzada *hummocky*, o que, segundo Mutti *et al.* (1996), poderia indicar a ação de correntes de turbidez ligadas a inundações catastróficas (Begossi & Della Fávera, 2000).



Foto 4.9 – Delta dominado por inundações catastróficas. Afloramento mostrando carvão intercalado com diamictitos (“pedra areia”). O carvão de camada contínua no centro da foto mostra a estratificação cruzada *hummocky*. Rodovia Pântano Grande a Encruzilhada, a 20km de Pântano Grande, Rio Grande do Sul.

#### 4.6. DEPÓSITOS DE AMBIENTES DOMINADOS PELA AÇÃO DE MARÉ

Os ambientes dominados pela maré podem ser subdivididos nos quatro tipos seguintes:

- a) Planície de maré;
- b) Canais de maré;

- c) Delta dominado pela maré e  
 d) Depósitos de plataforma dominados pela maré (*tidal sand sheets*).

#### 4.6.1. Depósitos de planície de maré

Os sedimentos de planície de maré (fig. 4.10) desenvolvem-se em regiões protegidas ao longo da costa (estuários, baías e lagunas) onde a ação de ondas é insignificante. Caracterizam-se pela bimodalidade resultante do caráter bidirecional das correntes de maré.

A planície de maré pode ser desmembrada em três regiões: supramaré, intermaré e inframaré.

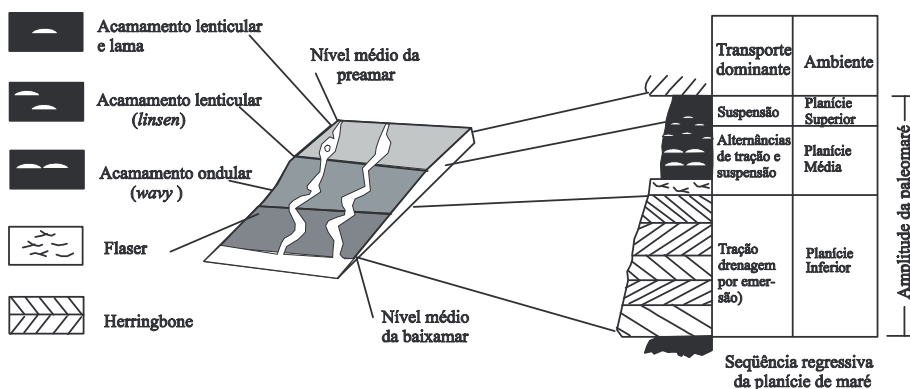


Figura 4.10 – Sistema deposicional de planície de maré. Principais estruturas sedimentares e empilhamento de fácies num ciclo denominado “ciclo de maré”.

As mudanças periódicas na velocidade e direção da corrente produzem várias estruturas sedimentares possivelmente diagnósticas de deposição em ambiente de maré.

##### a) Ambiente supramaré

Localiza-se acima do nível médio da preamar. A influência da maré se faz apenas nos canais que drenam esta região.

##### b) Ambiente intermaré

Em termos sedimentares é a região mais significativa de toda a planície de maré. Situa-se entre os níveis médios da preamar e da baixa-mar. O agente



sedimentar dominante é a corrente de maré, que atua em dois sentidos, um deles sempre preferencial.

A intensidade da energia aumenta no sentido terra-mar. Gera-se, assim, uma sucessão de sedimentos (fig.4.10) cuja composição e estruturas sedimentares refletem o nível de energia da posição onde foram formados.

Na região de maior energia (*sand-flat*, próximo ao nível da maré baixa), os sedimentos são limpos, desenvolvendo-se acamamento sigmoidal (que representa migração de *megaripples* com superfície de reativação no topo), estratificação cruzada tipo *herringbone* (resultante de sigmoides verticalmente contíguas que se desenvolvem em sentidos opostos) e *flaser* (arenito com finas lâminas de argila).

Na região de mais baixa energia (parte superior da região intermaré, também conhecida como *mud-flat*), os sedimentos são essencialmente argilosos com pequenas lentes de areia (laminação lenticular ou *linsen bedding*). Em posição intermediária, ocorrem gradações entre os tipos extremos, desenvolvendo-se também a laminação ondular (*wavy bedding*).

No empilhamento de uma seqüência regressiva de sedimentos de intermaré, ao contrário da maioria dos ambientes deposicionais, gera-se uma sucessão de granodecrescência ascendente (*fining upwards*), às vezes de caráter cíclico. A espessura de cada ciclo permite estimar-se a amplitude da paleomaré, segundo Klein (1971).

A presença da estrutura *flaser*, bem desenvolvida, e de *ripples* de interferência, gerados pelo fenômeno de drenagem por emersão (*emergence runoff*) é bastante característica dos sedimentos de maré.

### c) Ambiente Inframaré

Os sedimentos de inframaré, associados à planície de maré, apresentam características semelhantes aos de intermaré, com exceção da intensa bioturbação encontrada nos primeiros. Como a região de divisão dos dois ambientes (linha média da baixa-mar) é a porção de maior energia e, a partir daí, ocorre uma diminuição de energia tanto em direção à terra como em direção ao mar, formam-se, em ambos os sentidos, sedimentos que refletem progressivamente menores condições energéticas, resultando uma sucessão vertical simétrica.

Desta maneira, parte-se da estratificação cruzada *herringbone*, passando à estratificação ondular (*wavy*) e lenticular (*linsen*) até argilas de plataforma. *Flaser* é pouco desenvolvido e não ocorrem feições de drenagem por emersão (*ripples* de interferência).

#### 4.6.2. Depósitos de canais de maré

A planície de maré é irrigada e drenada por numerosos canais lineares, e mesmo meandantes, que formam um padrão dendrítico. Os canais maiores possuem um caráter permanente enquanto os menores são efêmeros. Devido à quantidade de canais existentes na planície de maré e sua migração lateral, os sedimentos neles preservados representam uma boa percentagem dos sedimentos de maré.

A seqüência vertical de um canal de maré apresenta uma tendência de granodecrescência ascendente (*fining upward*). A parte basal é formada por depósitos residuais (*lag*), compostos de bolas de argila ou mais comumente por conchas. Segue-se um intervalo de estratificação cruzada do tipo *herringbone*. A parte superior é composta de material pelítico que representa o preenchimento após o abandono do canal (com acamamento ondular e lenticular).

Quando o canal é meandrante, formam-se superfícies de acreção lateral (camadas sigmoidais) semelhantes às da barra de meandro (ou de pontal) fluvial.

#### 4.6.3. Delta dominado pela ação de maré

Ocorre em regiões afetadas por macromarés (amplitude maior que 4m), que neutralizam a ação fluvial. As duas únicas feições diagnósticas deste tipo de delta são a forma de **estuário** e as **barras de maré** (fig. 4.11).

##### Estuário

Constitui o segmento inferior de um rio que sofre influência apreciável de marés. Normalmente, o estuário compreende numerosos canais subaquosos separados por barras alongadas, algumas delas emergindo como ilhas fluviais. Os canais migram lateralmente.

Os depósitos de estuário compreendem corpos de areia multicanalizados (sucessões de granodecrescência ascendente – *fining upwards*), com estratificação cruzada do tipo **festão**, de ângulo variável, normalmente unidirecional. Em muitos aspectos, comparam-se a depósitos de rios entrelaçados, vistos anteriormente. Em alguns estuários, observa-se a estrutura de *tidal bundles* (vide capítulo III).

##### Barras de maré

São corpos arenosos paralelos e alongados na direção da corrente de maré, depositados abaixo do nível da baixa-mar. Normalmente formam-se a

partir da boca do estuário, podendo estender-se mar adentro por longas distâncias e a profundidades significativas (40-50km de extensão, 30m de profundidade).

As barras de maré são os depósitos que realmente progradam. Ademais, podem apresentar deslocamentos laterais que acompanham a migração da boca do estuário.

O processo deposicional mais importante é o das correntes de maré. Por isso, as barras ficam orientadas segundo as marés dominantes na bacia de recepção. A energia, conseqüentemente, a distribuição dos sedimentos e as estruturas sedimentares estão relacionadas à topografia das barras (fig. 4.11). A crista da barra é o local de máxima energia, ao contrário da planície de maré em que esta região localizava-se no eixo dos canais.

A sucessão vertical progradante apresenta granocrescência ascendente (*coarsening upwards*, fig. 4.11). Na base, ocorrem sedimentos finos de plataforma, que passam a pelitos, apresentando estratificação lenticular e ondular (*linsen* e *wavy*) de siltitos e arenitos. O topo é constituído de arenitos com estratificação sigmoidal unidirecional, com superfícies de reativação na parte superior, indicativa da progradação da crista da barra. Todo o conjunto mostra abundante bioturbação. Eventualmente, o ciclo regressivo culmina em sedimentos de estuário, anteriormente referidos, com contato erosivo, ou sofre ação de ondas, formando feições de antepraia (*foreshore*) na parte superior.

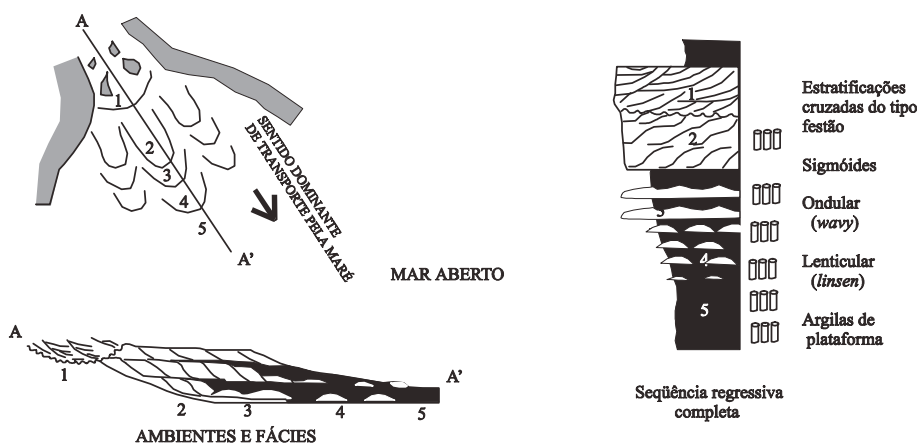


Figura 4.11 – Delta dominado pela ação da maré. Observe que o ambiente que realmente prograda é a barra de maré enquanto o estuário permanece mais ou menos estático.

#### 4.6.4. Plataforma dominada pela maré

As barras de maré podem se formar às vezes longe de estuários, constituindo grandes bancos arenosos (Mar do Norte e Banco de Cururupu, no Maranhão, são exemplos). Neste caso, são chamados de *estuarine shoal massifs*. Ocorrem principalmente em tratos de sistema transgressivos.

Estes bancos, em função da distância do litoral, apresentam distintas formas de leito. Estas são função da velocidade da corrente de maré que decresce em direção ao mar aberto e estão representadas na fig. 4.12.

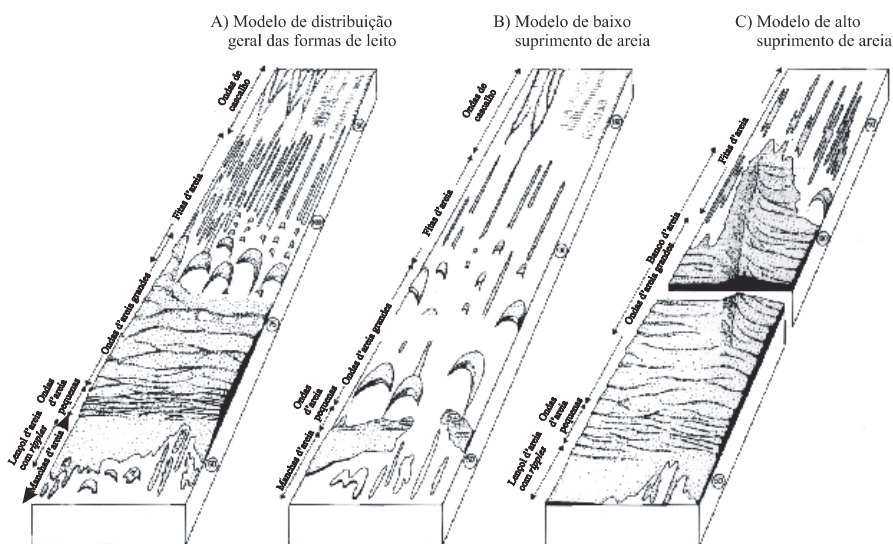


Figura 4.12 – Distribuição de zonas com formas de leito ao longo dos cursos de transporte por maré: (a) modelo geral, (b) modelo com baixo suprimento de areia, e c) modelo com alto suprimento de areia. As zonas com formas de leito estão alinhadas paralelamente com os vetores de velocidade da maré de sizígia (mostrada em números que representam  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ). Segundo Johnson & Baldwin (1986).

#### Exemplos brasileiros

Os melhores exemplos da ação da maré encontram-se nos depósitos Pré-Cambrianos da Chapada Diamantina, Formação Morro do Chapéu (fotos 4-10, 4-11 e 4-12). Outras ocorrências estão na seção marinha da Bacia Potiguar na passagem Formação Açu-Formação Jandaíra, onde ocorrem *tidal bundles* bem característicos (foto 4.13). Embora defendidas com veemência por mim no passado, parecem não existir evidências da ação de macromarés nas bacias intracratônicas.



Foto 4.10. – Depósitos da parte superior da planície de maré. Folhelhos vermelhos, com gretas de contração do *mud flat*. Formação Morro do Chapéu, Chapada Diamantina (Pré-Cambriano). Rodovia Morro do Chapéu-Irecê, km 294, Bahia.



Foto 4.11. – Depósito de barra de maré. Sucessão vertical de fácies com granocrescência e espessamento ascendentes. Na base, estratificação cruzada *linsen* e *wavy*; no topo, sigmóides com eventualmente estratificação cruzada *herringbone*. Formação Morro do Chapéu (Pré-Cambriano), Chapada Diamantina. Pedreira de Morro do Chapéu, Morro do Chapéu, Bahia.

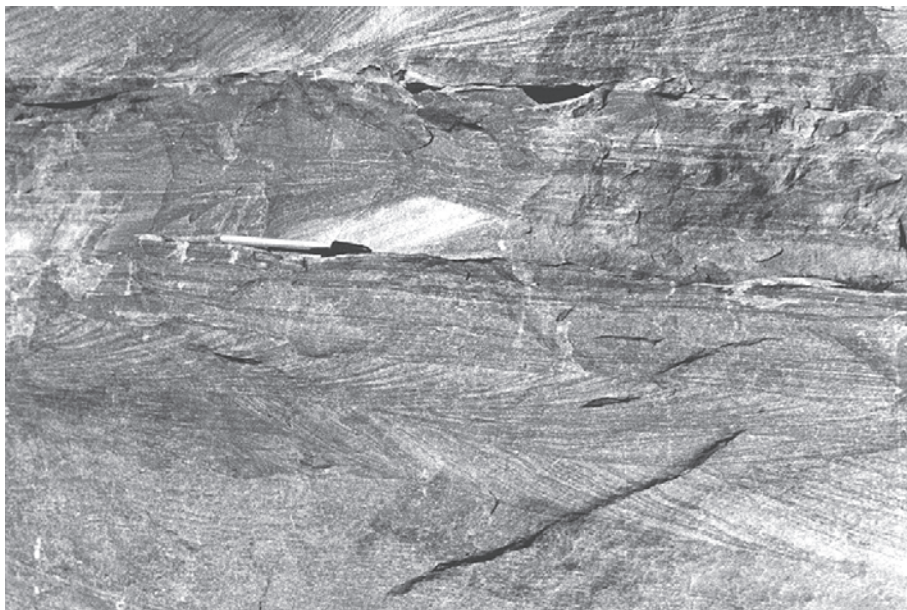


Foto 4.12 – Detalhe da foto 4.11 mostrando a estratificação cruzada *herringbone*. Formação Morro do Chapéu (Pré-Cambriano), Chapada Diamantina, Pedreira de Morro do Chapéu, Morro do Chapéu, Bahia.

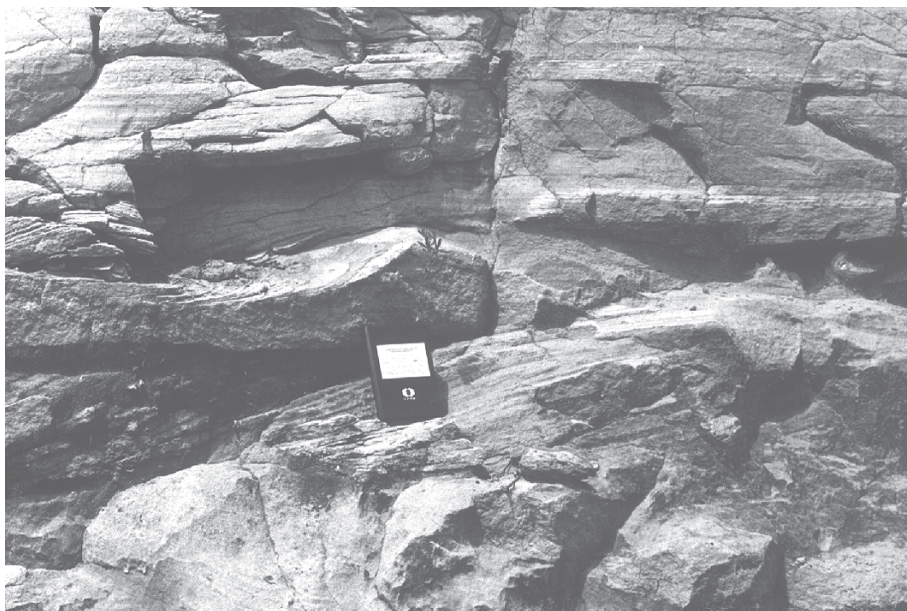


Foto 4.13 – Depósito de sedimentos de maré, mostrando *tidal bundles*. No exemplo, pode-se interpretar a ação de maré de quadratura, em vista da frequência dos drapes argilosos. Formação Açú, parte superior, próximo ao contato com a Formação Jandaíra, Bacia Potiguar. Rodovia Mossoró-Apodi, km 783, Rio Grande do Norte.

## 4.7. DEPÓSITOS DE AMBIENTES DOMINADOS PELA AÇÃO DAS ONDAS

Para facilitar o estudo, podem-se distinguir três grupos de depósitos dominados por onda: praias, deltas dominados por ondas e plataformas dominadas por tempestades (tempestitos).

### 4.7.1. Depósitos de praias

As praias podem ser divididas em dois tipos: praias anexas ao continente (*land-attached beaches*) e ilhas de barreira (*barrier islands*). Em ambos os tipos, desenvolve-se um perfil característico (fig. 4.13), que gera por progradação uma sucessão vertical com granocrescência ascendente (*coarsening upwards*). Ao contrário da planície de maré, a energia aumenta em direção ao continente.

Os ambientes de praia podem ser assim enumerados:

**a) Transição praia-plataforma** (*beach transition*) – Porção sempre submersa, apresentando uma razão arenito-folhelho moderada. Camadas plano-paralelas, com estrutura *hummocky* e *wave ripples* (tempestitos distais). Normalmente, as estruturas sedimentares não se preservam devido à intensa bioturbação.

**b) Face da praia** (*shoreface*) – Normalmente com alta razão arenito/folhelho. Bioturbação intensa. Estruturas sedimentares de difícil preservação. Quando preservadas, apresentam estratificação *hummocky* ou *microhummocky*, além de *ripples* de onda de pequena a grande escala. O limite entre a face da praia e antepraia corresponde ao nível médio da baixa-mar, constituindo o sítio de maior energia do ambiente. Nele, a corrente costeira canaliza-se (*runnel*), depositando material muito grosseiro.

**c) Antepraia** (*foreshore*) – Constituída de depósitos arenosos com laminação paralela, levemente inclinada em direção ao mar. Cada episódio de construção de praia gera um conjunto de lâminas que podem ser discordantes do conjunto anterior. Delineia-se assim uma estratificação cruzada de baixo ângulo, porém com todas as lâminas mergulhando para o mesmo sentido. Boa seleção e baixo teor de argila. Bioturbação ausente ou muito fraca.

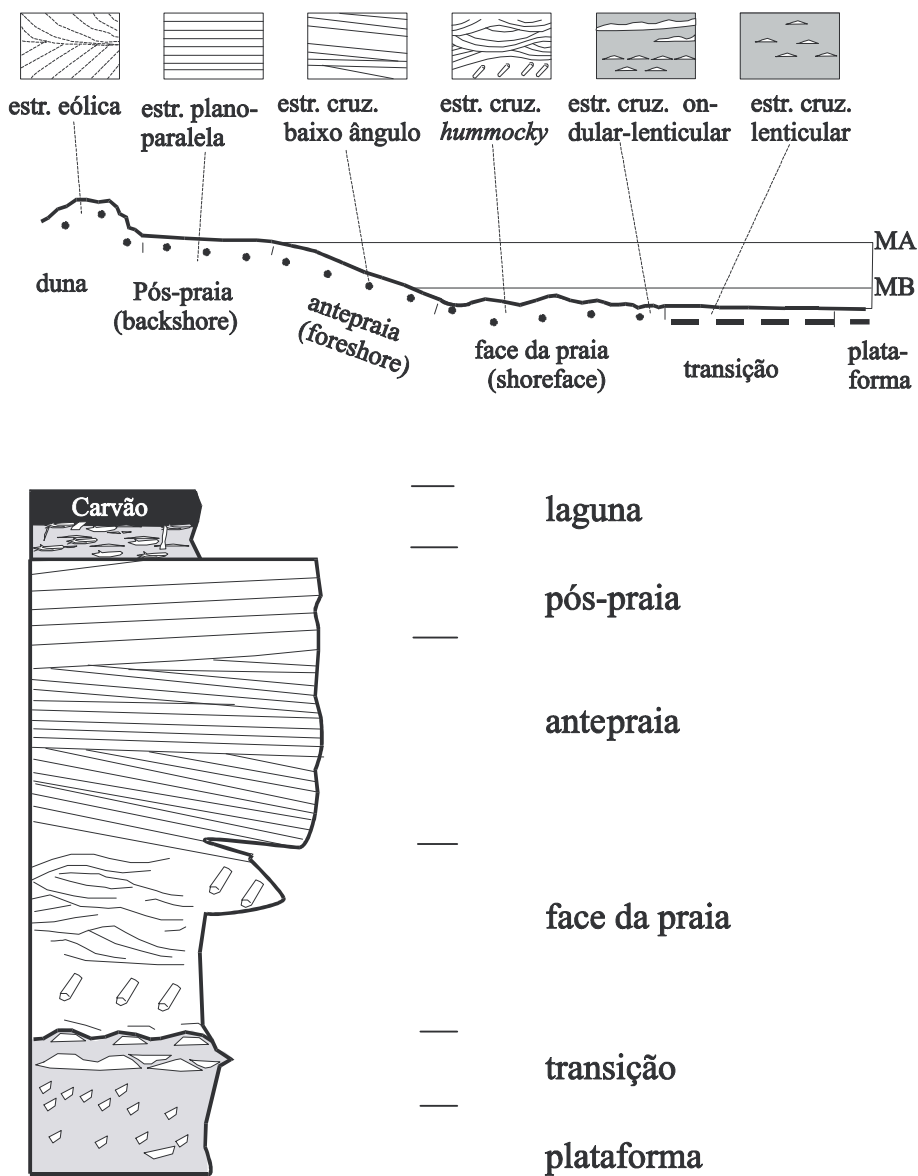


Figura 4.13 – Sistema deposicional de praia e de ilha de barreira. Acima, divisão dos ambientes de praia e respectivas estruturas sedimentares. Abaixo, sucessão vertical de fácies de um sistema barreira-laguna, mostrando carvão no topo da parasseqüência.



**d) Pós-praia (*backshore*) e depósitos eólicos** – Os exemplos estudados, por se desenvolverem com as mesmas características, são reunidos numa única fácies. Fundamentalmente, a laminação dos sedimentos de pós-praia é horizontal ou inclinada em direção ao continente (berma). Os depósitos eólicos que truncam os sedimentos de praia apresentam estruturas eólicas variadas.

Eventualmente, associado ao sistema de ilhas de barreira, ocorrem barras de corrente costeira (*longshore bar*). Formam corpos alongados, de material grosso, bem selecionado, com estrutura sigmoidal, indicativa de acresção lateral da barra.

#### 4.7.2. Depósitos de deltas dominados por ondas

Neste tipo de sedimentação, formam-se ao lado da boca do rio extensos cordões litorâneos (*beach ridges*), que em essência são depósitos de praia. O paradigma deste tipo de delta é o delta do rio São Francisco.

#### 4.7.3. Depósitos de plataforma dominada por tempestades (tempestitos)

Apesar do reconhecimento relativamente recente, estes depósitos são dos mais comuns no registro sedimentar. Nas bacias intracratônicas brasileiras, os tempestitos dominam as seções paleozóicas de águas muito rasas (ambientes costeiros e de plataforma).

A rigor, uma sucessão tempestítica é um ciclo de praia abortado, faltam o *foreshore* e o *backshore*, só existe o *shoreface* e a transição da praia.

Os tempestitos ocorrem de duas maneiras:

a) camadas isoladas, ou constituindo transições da praia ou situando-se na região supramaré;

b) em sucessões verticais granocrescentes para cima, que culminam com a *shoreface* (fig. 4.14). Esta sucessão se inicia com sedimentos argilosos ou com estratificação lenticular (*linsen*) diferentemente do caso da maré (*ripples* de onda, em vez de estruturas unidirecionais). Segue-se estratificação ondulada (*wavy*) também com *ripples* de onda. A seguir vem a diagnóstica estratificação *hummocky*, que aumenta em

espessura e amplitude para cima. Nos tempestitos proximais, as camadas superiores são amalgamadas, aparecendo também a estratificação *swaley*, com a característica estrutura *corte em catenária* na base dos *swaleys*. O ciclo se encerra com um *hardground* sobre a última camada de *hummocky*, o qual se apresenta muito bioturbado. Níveis com *ripple marks* cobrem os depósitos.

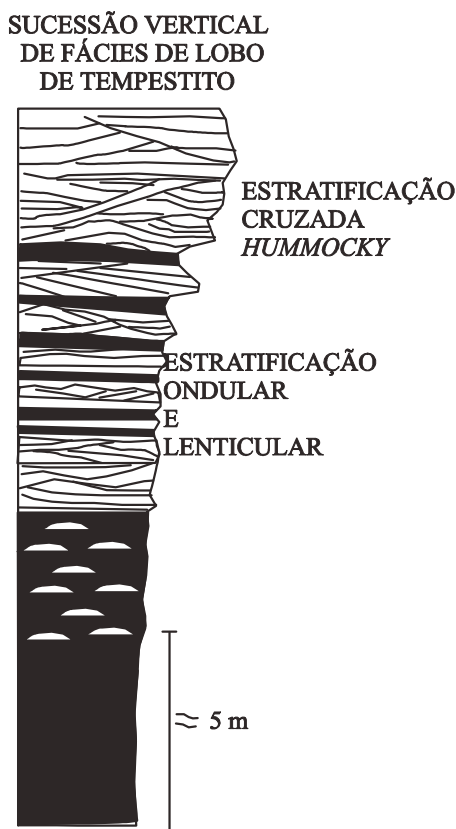


Figura 4.14 – Sucessão vertical de fácies tempestíticas. Tempestitos “proximais” apresentam a estratificação cruzada *swaley* e camadas normalmente mais espessas. Tempestitos “distais” apresentam camadas delgadas e baixa razão arenito/folhelho.

Os tempestitos originam-se da deposição por uma corrente de gradiente, gerada pelo retorno d’água do *setup* costeiro (maré de tempestade), a qual é uma elevação local do nível do mar, junto à costa, produzida pela ação dos ventos e da pressão atmosférica. Normalmente, tem-se uma combinação de fluxos unidirecionais e oscilatórios, daí a feição *hummocky* característica.

## Exemplos brasileiros

Em vista da recente proposta de Mutti *et al.* (1996) de que a estratificação cruzada *hummocky* pode ser formada também em contextos submetidos a inundações catastróficas, é de bom alvitre estudar cada caso e, se possível, concluir sobre sua gênese. “Tempestitos” das formações Pimenteiras (Bacia do Parnaíba) e Ponta Grossa (Bacia do Paraná) poderiam ser muito bem os prodeltas equivalentes a frentes deltaicas das formações Cabeças e Furnas, respectivamente. Somente carbonatos marinhos estariam livres desta dualidade de origem.

Enquanto fácies de praia (antepraia principalmente) são relativamente raras, as bacias intracratônicas apresentam uma grande abundância de sedimentos da face da praia ou lobos com a estratificação cruzada *hummocky*. Nelas, destaca-se a seção devoniana, onde se destacam as formações Pimenteiras, Bacia do Parnaíba (fotos 4.14 e 4.15) e Ponta Grossa, na Bacia do Paraná. As demais unidades, tanto marinhas como lacustres dessas duas bacias, também mostram a mesma estrutura, podendo-se dizer que é a estrutura sedimentar mais freqüente neste contexto. Bacias do tipo rifte como a Bacia do Recôncavo (Della Fávera *et al.*, 1994) e Bacia Potiguar (Della Fávera *et al.*, 1993) também mostram a estratificação cruzada *hummocky* em seus depósitos lacustres. Na seção carbonática do Albo-Cenomaniano, a estrutura é também comum. No Pré-Cambriano, destacam-se as ocorrências nas formações Caboclo e Morro do Chapéu, na Chapada Diamantina.

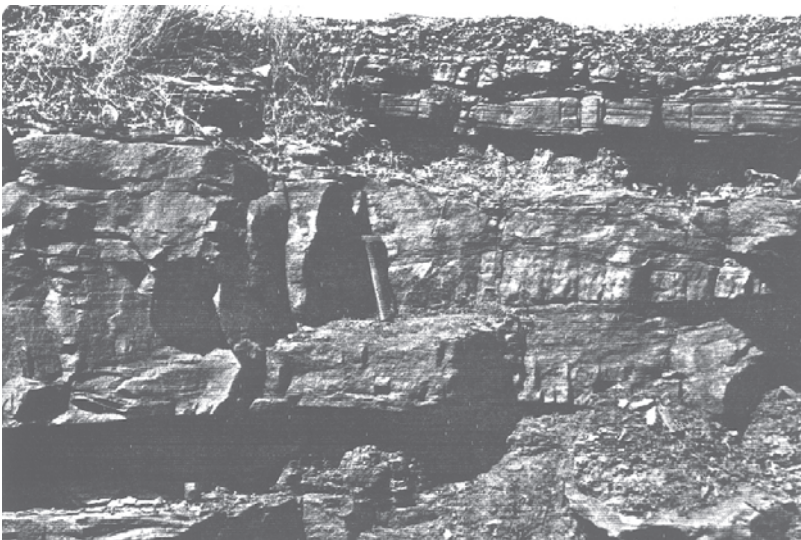


Foto 4.14 – Estratificação cruzada *hummocky*. Formação Pimenteiras, Bacia do Parnaíba. Rodovia BR –316, km 323,5, próximo a Picos, PI.



Foto 4.15 – Estratificação cruzada *swaley*. Note, na porção superior da foto, a feição conhecida como “corte em catenária”. Formação Pimenteiras, Bacia do Parnaíba. Rodovia BR –316, km 317,5, próximo a Picos, PI.

## 4.8. DEPÓSITOS DE ÁGUAS PROFUNDAS

### 4.8.1. Turbiditos

Modelos turbidíticos foram muito populares na década de 70. Dentre eles destacam-se os de Mutti & Ricci Lucchi (1972), Normark (1978) e Walker (1978). Todos procuravam estabelecer uma disposição padrão de leques submarinos a partir dos dados com os quais trabalhavam. Os modelos entre si não chegavam a ser conflitantes porém possuíam elementos diferentes. O modelo de Mutti & Ricci Lucchi foi o que mais persistiu, chegando a ser popular entre os geólogos americanos.

Em 1982, o COMFAN (Comitê para Leques Submarinos), organismo internacional que congrega estudiosos de turbiditos, chegou a uma conclusão:

não existem modelos turbidícticos, sendo cada turbidito um caso. Em função disto, falar-se-á rapidamente sobre o modelo de Mutti & Ricci-Lucchi e o caso dos turbiditos brasileiros.

### Modelo de Mutti & Ricci Lucchi

Este modelo foi proposto em função de ocorrências de turbiditos nos Apeninos, no Sul dos Pireneus e na Grécia.

Os seus criadores visualizavam os turbiditos como se formando em leques submarinos, no sopé de taludes, para os quais eram conduzidos através de cânions, sendo o leque dividido em duas porções principais: um sistema distributário e um sistema receptor. O sistema distributário é formado por **canais entrelaçados**, separados por regiões intercanais. Pelos canais passariam todas as correntes de turbidez que chegavam à bacia, as quais deixariam apenas

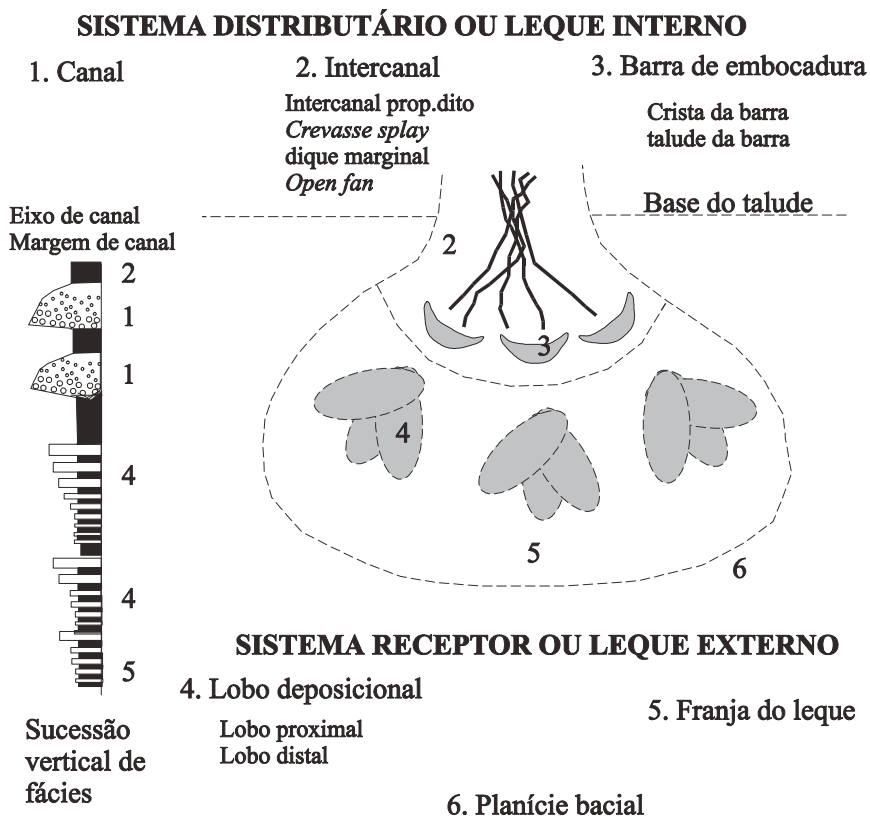


Figura 4.15. – Modelo de Mutti & Ricci Lucchi (1972) para turbiditos (Mutti & Ricci-Lucchi, 1973).

os sedimentos mais grosseiros (depósitos residuais). Assim, a representante típica do canal seria uma fácies conglomerática. Boa parte do material fino associado transbordaria e depositar-se-ia nas **regiões intercanais**. O grosso da carga seria depositado no sistema receptor à frente dos canais, em elementos denominados **lobos deposicionais**. Entre os canais e os lobos existiriam **barras de embocadura**, resultantes do salto hidráulico, devido à quebra de relevo entre as duas regiões como numa cachoeira, com fácies geradas por correntes trativas. Bordejando o leque ter-se-ia a **franja do leque**, com turbiditos também delgados. A seguir, estender-se-ia a planície bacial, formando turbiditos delgados. As fácies do lobo, franja e planície bacial seriam definidas principalmente pela Sequência de Bouma.

#### 4.8. 2. Arenitos retrabalhados por correntes de fundo

São os chamados **contornitos** ou contouritos. O nome provém da *corrente de contorno*, que é uma corrente termo-halina que corre ao longo do contorno dos continentes, a partir dos pólos para o equador. Os depósitos aqui tratados derivam-se de vários tipos de corrente, tanto de fundo como da superfície, entre elas a corrente de maré. Talvez a melhor denominação para esses depósitos fosse *tracionitos*. Na Bacia de Campos, Souza Cruz (1995) determinou a participação importante dos contornitos no registro sedimentar daquela bacia, produzidos principalmente por correntes de superfície que alcançavam o fundo (foto 4.18).

Recentemente, Gomes (2000) chegou à conclusão que a maior parte de feições erosivas e deposicionais, encontradas no fundo oceânico contíguo à margem continental brasileira, se deve à ação de correntes de fundo, principalmente a da corrente antártica. Estas correntes fluíam com mais intensidade por ocasião dos rebaixamentos glácio-eustáticos do Terciário, possuindo poder erosivo tal que truncariam cadeias oceânicas, como acontece com o canal de Pernambuco que secciona profundamente vários lineamentos vulcânicos ao longo da margem continental.

Os contornitos formam fácies muito semelhantes às da maré, já que envolvem correntes trativas com orientação bipolar. São comuns nestes depósitos *ripples* bimodais, em termos de orientação, ou carpetes de grãos formando espessos intervalos com laminação plano-paralela. Outras fácies contorníticas envolvem sedimentos extremamente bioturbados que, algumas vezes, truncam camadas com Sequência de Bouma. Souza Cruz (1995) afirma que os leques submarinos das margens passivas estão afetados por correntes de fundo desde o Cretáceo.

## Exemplos brasileiros

No Brasil, os turbiditos apresentam uma enorme importância econômica pois são responsáveis por 90% do petróleo descoberto. As jazidas turbidíticas mais importantes situam-se na seção marinha pericontinental a partir do Cretáceo Superior. Na Bacia de Campos, os volumes de petróleo e gás são maiores na seção neogênica.

Os turbiditos da Bacia de Campos, bem como em outras situações na margem continental, apresentam normalmente a disposição clássica dos leques de assoalho de bacia. Esta disposição é em geral assumida pelas bacias de margens passivas. Em cada um desses leques, há um acúmulo de areia em torno de 200m. A fácies dominante é o arenito maciço, com sutis gradações em unidades de 1-1,5m de espessura. Seqüências de Bouma são raras.

Em Campos, existe também a situação de turbiditos confinados, que são ocorrências aparentemente canalizadas de arenitos encaixados em folhelho. Internamente, as fácies e as geometrias se parecem muito com as do sistema anteriormente descrito. Nas bacias do Espírito Santo, Sergipe-Alagoas, Cumuruxatiba e Almada, existem ocorrências descritas como a de leques de talude, ou complexo canal-dique marginal no interior de cânions. Apesar de esta



Foto 4.16 – Depósitos de turbiditos clássicos em bacia lacustre do tipo rifte. Seção de lobo deposicional mostrando granocrescência e crescimento da espessura das camadas para cima (assemelham-se às feições de lobo do modelo de Mutti & Ricci-Lucchi, 1972). Formação Candeias, Bacia do Recôncavo. Localidade de Bom Despacho, Ilha de Itaparica, Bahia.

última interpretação parecer ser válida no caso de Sergipe (arenitos Guaricema, Dourado etc.), ela parece um tanto imprópria para a Bacia do Espírito Santo (Bruhn & Walker, 1997), pois o teor de areia é demasiado alto quando comparado às ocorrências publicadas.

Nas bacias tipo rifte, como na Bacia do Recôncavo, existem turbiditos de leques sublacustres, que formam também importantes reservatórios de petróleo (fotos 4.16 e 4.17). Afloram notavelmente na localidade de Bom Despacho, na Ilha de Itaparica. Neste local, apresentam predominantemente geometria plano-paralela, com camadas mostrando a Sequência de Bouma.



Foto 4.17 – Detalhe da foto anterior mostrando, na porção inferior, camadas com a Sequência de Bouma. Na parte superior, intercalação de folhelho e arenitos muito finos. Formação Candeias, Bacia do Recôncavo. Localidade de Bom Despacho, Ilha de Itaparica, Bahia.



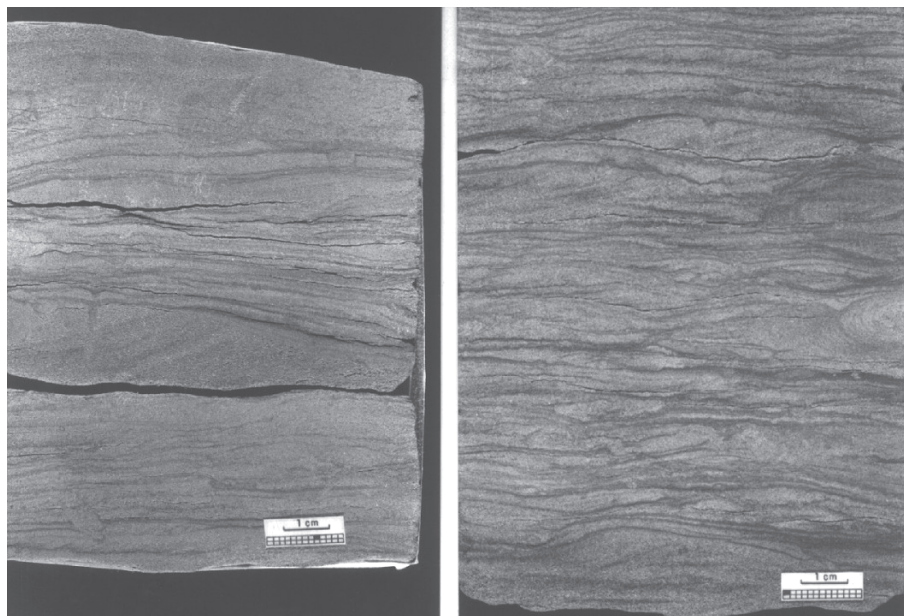


Foto 4.18 – Fragmentos de testemunhos de sondagem mostrando contornitos. Note as estruturas de tração (*ripples*) separadas por *mud couplets* duplas e intensa bioturbação. A manutenção destas fácies ao longo de um intervalo espesso fornece o caráter principal que as classifica como contornitos e não como turbiditos. Grupo Campos, Mioceno, Bacia de Campos, Rio de Janeiro (cf. Souza Cruz, 1995).

**Capítulo V**

**EXEMPLOS DE SEQÜÊNCIAS  
EM BACIAS BRASILEIRAS**



## UMA PALAVRA INICIAL

O Brasil apresenta 37 bacias sedimentares, a saber (fig. 5.1):

**Bacias da margem continental** (18): Cassiporé, Foz do Amazonas, Plataforma do Pará-Maranhão, Barreirinhas, Ceará, Potiguar, Paraíba-Pernambuco, Sergipe-Alagoas, Jacuípe, Camamu, Almada, Jequitinhonha, Cumuruxatiba, Mucuri, Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas.

**Riftes continentais** (10): Tacutu, Marajó, Bragança-Viséu, São Luís, Araripe, Recôncavo, Tucano Sul, Tucano Central, Tucano Norte e Jatobá.

**Bacias intracratônicas** (6): Acre, Solimões, Amazonas, Parnaíba, Parecis e Paraná.

**Bacia de ante-país** (1): São Francisco.

**Riftes transpressivos eopaleozóicos** (2): Camaquã e Itajaí.

Nestas bacias, como também em algumas faixas móveis de baixo grau de metamorfismo, p. ex., o Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais), pode ser aplicada a estratigrafia de seqüências.

A seguir, serão fornecidos exemplos desta aplicação.



Figura 5.1. – Mapa de localização das bacias sedimentares no Brasil.

## 5.1. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS PARA BACIAS RIFTE

Bacias rifte em geral não preservam a passagem lateral de plataforma para talude. De acordo com Scholz *et al.* (1990), os tratos de sistema existentes em tal tipo de bacia são o de nível alto de lago e o trato de nível baixo. No primeiro predomina uma situação de águas profundas, com deposição principalmente por fluxos gravitacionais subaquosos; no segundo, sedimentos deltaicos, de água rasa. Não existe um talude que os separe lateralmente, ou, se existiu, este coincide com grandes falhas internas do rifte. Assim, essas bacias poderiam ser enquadradas como sendo em rampa; raramente são percebidas feições de *offlap*, a não ser em sís mica de alta resolução, como na tese de Rossetti (1996).

Em bacias de contextos deposicionais marinhos, a estratigrafia de seqüências baseia-se fundamentalmente na variação relativa do nível do mar e sua influência no *onlap* costeiro, cujos deslocamentos determinam discordâncias. As discordâncias são a essência deste tratamento estratigráfico e delimitam seqüências, que podem ocorrer em várias ordens de grandeza. Em função da disponibilidade de espaço, ou acomodação, adquirida pela combinação da variação eustática e da subsidência, verificada durante a história deposicional, uma seqüência marinha é dividida em *tratos de sistema*. A seqüência ideal apresenta uma sucessão vertical de trato de sistemas de nível baixo (*lowstand*, seqüência tipo 1), ou trato de sistemas de margem de plataforma (seqüência tipo 2), trato de sistemas transgressivo e um trato de sistemas de nível alto (*highstand*). Entre o topo do trato de sistemas transgressivo e a base do trato de sistemas de nível alto ocorre a superfície de inundação máxima (SIM) e o correspondente intervalo condensado, que aparece abaixo de terminações de refletores do tipo *downlap*. Entretanto, numa série de bacias, onde se incluem as bacias intracratônicas paleozóicas e mesozóicas, de superfícies deposicionais *em rampa*, as seqüências caracterizam-se por uma monotonia de padrões sismoestratigráficos, essencialmente plano-paralelos. As bacias lacustres do tipo rifte apresentam este caráter.

O mesmo desenvolvimento teórico e a definição de seqüências para as bacias marinhas valem para as não-marinhas. Nestas, a história da criação do espaço deposicional numa seqüência deveria ser semelhante à de uma bacia marinha e, portanto, a seqüência ideal não-marinha deveria apresentar os mesmos tratos de sistema. No entanto, é raro observar-se o padrão *offlap* nas bacias lacustres, ocorrendo estratos essencialmente plano-paralelos. Nos lagos atuais, o padrão *offlap* só é percebido nas seções deltaicas, aparecendo em seções sísmicas de alta resolução.

A aplicação da estratigrafia de seqüências para contextos não marinhos já foi realizada na Bacia Potiguar (Della Fávera *et al.*, 1994a) e na Bacia do Recôncavo (Silva, 1993; Della Fávera *et al.*, 1994b). O primeiro trabalho determinou os seguintes tratos de sistemas para as bacias rifte:

· *Trato de sistemas de fase de lago profundo* – Caracterizado por espessos pacotes de arenitos turbidíticos. Apresenta ciclos essencialmente simétricos. Pode compreender um intervalo transgressivo, onde há uma passagem mais ou menos gradual de uma seção arenosa para folhelhos no topo.

· *Trato de sistemas de fase de lago raso* – Formado por ciclos notavelmente assimétricos de depósitos deltaicos. Cada ciclo inicia com folhelhos pre-

tos, altamente orgânicos (prodelta), e passa verticalmente a arenitos de frente deltaica do tipo *flysch-like delta front*. Tempestitos intercalam-se eventualmente. À medida que o lago é assoreado, os ciclos vão sendo capeados com sedimentos da planície deltaica, de natureza essencialmente fluvial.

·*Trato de sistemas de lago assoreado* – Formado por espessos corpos de arenitos médios a grossos, de fácies fluvial, em corpos em forma de caixote, onde a ciclicidade não é tão conspícua. Devido a rápidas variações do nível do lago, ainda apresentam finas intercalações de folhelhos orgânicos, que correspondem a súbitas elevações deste nível.

### 5.1.2. Tectonosseqüências e seqüências com controle “eustático”

Sloss (1963) criou o termo tectonosseqüência (*tectonic sequence*) para designar seqüências estratigráficas cujo controle principal, determinando as discordâncias, era de natureza tectônica.

Silva usou o mesmo termo para aplicar e estratigrafia de seqüências na Bacia do Recôncavo. Criou uma tectonosseqüência que compreende o intervalo eo-Rio da Serra-Jiquiá (base da Formação Água Grande – topo do Grupo Massacará), coincidente com o desenvolvimento do rifte do Recôncavo. Esta tectonosseqüência foi dividida em *intervalos deposicionais* de ordem menor, o que permitiu um mapeamento detalhado da bacia.

Baseado em variações climáticas no Neokuaternário da África Oriental, sabe-se que a variação do nível d'água em lagos é espantosa, por se tratar de volumes d'água relativamente pequenos e confinados. Cohen (1984) relata que alguns lagos africanos experimentaram notável variação do nível d'água na passagem do Pleistoceno para o Holoceno (intervalo de 4.000 anos), com a respeitável taxa de até 100m/1.000 anos. Certamente, esta variação determinou mudanças importantes na estratigrafia, como se pode ver no lago Kiwu, onde antigos depósitos de praia se encontram hoje à profundidade de 310m e se mapeiam terraços que indicam subidas da ordem de 100m (Degens *et al.*, 1973).

O controle tectônico do nível d'água de lagos tectônicos dá-se por rebaixamentos existentes durante cada evento de expansão da bacia. Como se trata de um contexto tectônico submetido à distensão, cada pulso distensivo acarreta novas falhas de borda, ampliando assim a área e o volume do lago. Mantendo-se fixo o nível, há um rebaixamento forçoso pelo aumento do volume. Estes rebaixamentos produzem discordâncias, que por sua vez limitarão seqüências.

Assim, na estratigrafia de seqüências de bacias lacustres de riftes há que se preocupar com os dois controles: o tectônico e o “eustático”, como se verá a seguir.

### 5.1.3. Bacia Potiguar

#### Considerações gerais

A Bacia Potiguar, localizada no nordeste do Brasil (fig. 5.2), apresenta todas as fases de evolução das bacias da margem continental. A fase rifte desta bacia é representada pela chamada Formação Pendência.

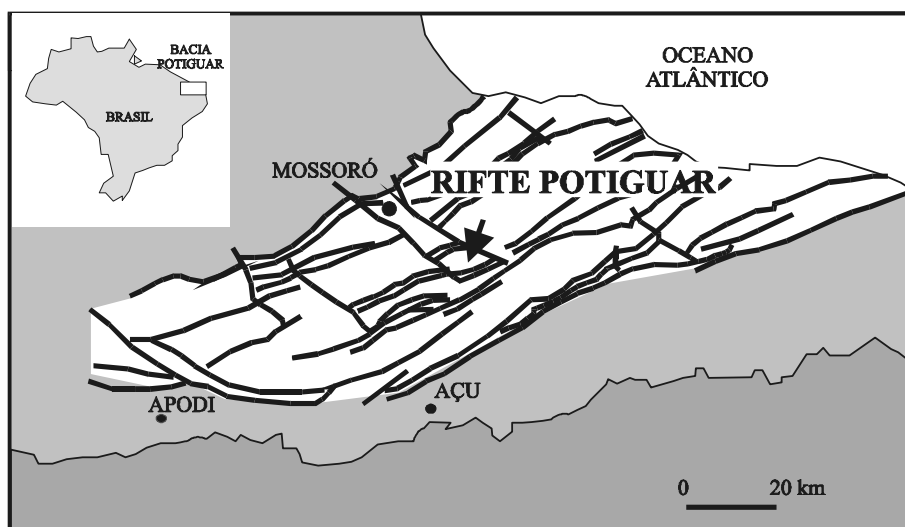


Figura 5.2. – Mapa de localização da Bacia Potiguar, parte terrestre. A sudoeste encontra-se o sistema de falhas de Apodi, que constitui o sistema principal do rifteamento.

O pacote Pendência foi dividido em quatro seqüências (Della Fávera *et al.*, 1994a), em função do reconhecimento de discordâncias em seções sísmicas e perfis elétricos (figs. 5.3, 5.4 e 5.5). Entretanto, em cada seqüência, o esquema tradicional do empilhamento de tratos de sistemas, que se verifica nas seções marinhas de bacias de margem passiva, não pôde ser obtido. As características terminações de estratos e padrões de reflexão, que permitem marcar os tratos de sistema, não são conspícuas nas seções sísmicas. A seqüência 1, devido à forte erosão a que está submetida, não apresenta qualquer tendência vertical na maior parte dos poços analisados. Entretanto, onde esta é mais completa (região de Rio do Carmo), apresenta uma tendência transgressiva,



caracterizando uma aproximação da superfície de inundação máxima junto ao topo. Na seqüência 2, marcou-se uma superfície de inundação máxima, que coincide com bases de terminações de refletores do tipo *downlap*. A seqüência 3 apresenta uma unidade de folhelho (Livramento), que corresponde a um afogamento. Acima deste folhelho, aparece uma tendência transgressiva. Assim, as seqüências Pendência são semelhantes às seqüências do rifte Sergipe-Alagoas, no que se refere a uma tendência transgressiva geral, caracterizando um dos complexos cíclicos básicos de Karogodin, segundo Beltrami & Della Fávera (1977).

Apesar de a ciclicidade deposicional indicar uma influência eustática e os limites de seqüência indicarem principalmente crescimento eustático do lago, a geração das seqüências Pendência está primeiramente controlada pela tectônica. Cada nova incidência de tectonismo induzia deslocamentos bruscos dos sítios deposicionais, os quais geravam seqüências. As simulações físicas, realizadas para deslindar a evolução tectônica da bacia, confirmam esta influência. A variação da intensidade do tectonismo nas diversas áreas da bacia determina modificações deposicionais conseqüentes. Assim, algumas expressivas discordâncias, em determinados blocos, passam a concordâncias relativas em blocos vizinhos. No caso do Graben do Boa Vista (fig. 5.3), foi observada uma discordância dentro da Seqüência 3 (coincidente com o topo do folhelho Livramento), que não foi percebida no restante da bacia e portanto desconsiderada como limite de seqüência, em termos práticos.

Neste caso, fica evidente que a Seqüência 3 é constituída na realidade por duas seqüências, estando a superior truncando o trato de nível de lago alto

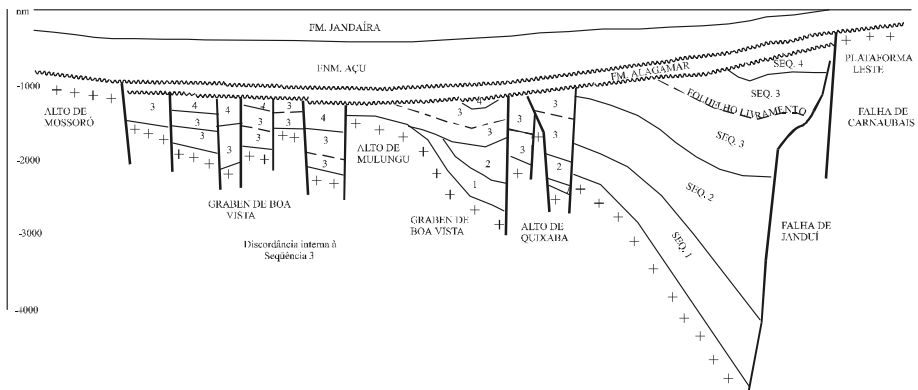


Figura 5.3. – Seção E-W, construída a partir de poços não indicados, através dos grabens de Umbuzeiro e de Boa Vista, mostrando o desenvolvimento lateral das quatro seqüências da fase rifte.

da inferior, talvez sob a forma de um preenchimento de vale inciso, semelhante ao que ocorre no contato da Sequência 1 com a Sequência 2.

### Sequência 1

De idade Rio da Serra, constitui a seção mais antiga da Fm. Pendência, com seus sedimentos assentando-se diretamente sobre o embasamento. O limite superior é discordante e seu topo é marcado pelo início de uma separação anômala nas curvas dos perfis FDC/CNL\* e em *dipmeter*\*\* de alguns poços. Uma característica desta sequência é a ocorrência de rochas vulcanoclásticas contemporâneas à sedimentação siliciclástica, bem como um incremento na percentagem de caolinita nos folhelhos.

A maior parte da bacia é constituída por folhelhos lacustres, com contribuição de arenitos turbidíticos/deltaicos e conglomerados de leques aluviais.

### Sequência 2

Esta sequência, também de idade Rio da Serra, separa-se da sequência 1, sotoposta, por uma discordância bem marcada. O seu topo coincide, na maioria das vezes, com um truncamento logo abaixo do intervalo contendo a chamada monofauna de ostracodes, que marca o provável limite superior deste andar. Tal descontinuidade manifesta-se bem em algumas áreas do rifte, tanto sismicamente quanto em perfis, porém, em grande parte dos depocentros, exibe uma concordância relativa.

A arquitetura deposicional desta sequência caracteriza-se por um intervalo transgressivo, na base, e outro regressivo no topo, marcando, assim, uma separação argilosa entre os dois, interpretada como uma superfície de inundação máxima ou superfície de aporte terrígeno mínimo (fig. 5.5).

O intervalo transgressivo constitui um trato de sistemas de lago profundo e marca a implantação definitiva do rifte. As fácies predominantes deste trato nos depocentros são folhelhos lacustres intercalados a espessos pacotes de arenitos e conglomerados depositados como fluxos gravitacionais (leques subaquosos e turbiditos) com forte controle tectônico. As características destes reservatórios em perfis manifestam-se como caixotes nas porções mais proximais

---

\* Perfil FDC/CNL é o registro geofísico, corrido em poços, que serve para avaliar a porosidade da formação.

\*\* Perfil Dipmeter é o registro geofísico, corrido em poços, que mede o valor angular e o sentido do mergulho das camadas. É utilizado na pesquisa de petróleo para definir geometrias deposicionais e feições estruturais como falhas, discordâncias etc.

e sinos normais (*fining upwards*) nas porções distais, gerando espessos pacotes agradacionais. Nas áreas onde a paleotopografia foi mais suave, desenvolveram-se reservatórios com alguma evidência de progradação, conforme sugerido nos perfis de raios gama. Os valores de percentagem de arenito indicam que os depósitos de fluxos gravitacionais concentraram-se ao longo de todo o sistema de falhas de Carnaubais.

Para o intervalo regressivo, algumas áreas do rifte exibem uma sensível mudança de fácies, com a presença das primeiras incursões deltaicas condizentes com o progressivo rebaixamento do nível do lago.

### Seqüência 3

Esta seqüência, de idade neo-Aratu, contém, além de bons atributos bioestratigráficos, excelentes marcos litoestratigráficos. Sismicamente (fig. 5.4) expressa-se por refletores fortes e contínuos (o mesmo acontece com o topo da seqüência 2). O contato basal com a seqüência 2 faz-se tanto na forma de *onlap*, nas paleotopografias mais inclinadas das bordas e altos internos, como em concordância relativa nos depocentros. O topo é marcado em algumas áreas por truncamentos vistos tanto em sísmica como em perfis. No Graben de Boa Vista Norte, no entanto, seus sedimentos assentam-se diretamente sobre a seqüência 1 e/ou embasamento.

Esta seqüência é constituída por um grande ciclo regressivo contendo em sua porção mediana um afogamento regional, denominado de Folhelho Livramento (fig. 5.5). Os intervalos acima e abaixo do mesmo representam tratos de sistema de lago raso e têm como característica uma excepcional ciclicidade, interpretada aqui como resultante de eventos climáticos relacionados à excentricidade (periodicidade de 100 Ka). *Braid-deltas* e *fan-deltas* são os principais sistemas deposicionais encontrados na seqüência. Os *fan-deltas* desenvolvem espessos pacotes areno-conglomeráticos e estão restritos às regiões onde a área-fonte praticamente encosta no lago. Para os *braid-deltas*, as fácies dominantes são os “caixotes” de arenitos grosseiros da planície deltaica, bem como os arenitos finos a médios da frente deltaica, apresentando nos perfis de raios gama os clássicos “sinos invertidos”, característicos de depósitos progradantes. Cada ciclo é na realidade uma parasseqüência e está separado do seguinte por uma camada de folhelho radiativo (prodelta). Nas partes mais distais desses sistemas ocorrem depósitos do tipo *flysch-like delta front*, constituídos de arenitos finos a médios e siltitos com evidente ciclicidade e feições de progradação em perfis.



Figura 5.4 – Seção sísmica paralela à seção geológica anterior. Observe o caráter forte e contínuo das reflexões no topo da Seqüência 2 e em toda a Seqüência 3.

Os *fan-deltas* exibem uma concentração ao longo do sistema de falhas de Carnaubais, limite do rifte com a Plataforma Leste, bem como no Graben de Boa Vista, provenientes da Plataforma de Aracati. Nos deltas, destaca-se para o intervalo inferior a área centro-oeste do Graben de Apodi e a extremidade nordeste do Graben de Umbuzeiro.

#### Seqüência 4

De idade neo-Aratu, esta é a seqüência mais nova da Formação Pendência. Seu contato basal é concordante, porém em algumas áreas se dá por truncamentos. Seu topo coincide com a discordância pré-Alagoas, estando totalmente recoberta pelos sedimentos aptianos da Formação Alagamar. Esta seqüência representa o final de um grande ciclo regressivo, sendo constituída por um trato de sistemas de lago assoreado. As fácies são intercalações de arenitos grosseiros a conglomeráticos e folhelhos de um sistema flúvio-deltaico a lacustre. O padrão de ciclicidade, característico da seqüência sotoposta, já não é tão evidente, devido ao predomínio das fácies arenosas mais proximais. As áreas mais importantes de sedimentação estão distribuídas em toda a extensão oriental do Graben de Boa Vista, provenientes de fontes situadas na Plataforma de Aracati, bem como ao longo do sistema de falhas de Carnaubais. Outro sítio deposicional importante está localizado no centro-oeste do Graben de Apodi, proveniente das plataformas de Algodões (sudeste) e Aracati (oeste), com predomínio de fácies aluviais.

#### Modelo deposicional

O modelo deposicional proposto para as seqüências Pendência baseia-se no obtido para os lagos do sistema de riftes da África Oriental, proposto por Scholz *et al.*

Os lagos tectônicos atuais apresentam uma geometria peculiar, que caracteriza os chamados parâmetros fundamentais do rifte (Cohen, informação verbal), isto é, uma largura de cerca de 60 km, com comprimentos em torno de centenas de quilômetros. Estão normalmente encravados em vales profundos, cercados de montanhas. As profundidades desses lagos variam desde cerca de 1.500m até serem totalmente assoreados por sedimentos fluviais em amplas planícies aluviais. A variação batimétrica desses lagos é brutal, possuindo taxas, como as observadas no passado recente (até cerca de 13.000 anos), que chegam a atingir 100m por 1.000 anos, no Sistema de Rifte da África Oriental (Cohen, 1984). Estes apresentaram um grande descenso do nível d'água, numa época de dessecação geral, de cerca de 400m, seguido por um aumento imediato de 600m do nível d'água, num tempo de cerca de 3.000 anos. Climatologicamente, encaixam-se em microclimas peculiares, que favorecem violentas tempestades.

### *Sistema de Riftes do Leste da África*

Scholz *et al.* (1990), baseados na sedimentação recente e sub-recente dos lagos Tanganica e Malauí, apresentam um modelo sedimentar para lagos tectônicos. Durante os períodos de nível de lago alto, a deposição de sedimentos grosseiros é dominada por processos gravitacionais, dentro e próximo aos sistemas de canais mais importantes. Nos íngremes taludes adjacentes, o material grosseiro é transportado sob a forma de escorregamentos (*slumps* e *slides*) e fluxos de detritos. Alguns desses fluxos gravitacionais podem evoluir para correntes de turbidez, que depositam o material nas planícies abissais profundas. Fluxos de detritos e escorregamentos de talude, ao longo das bordas, resultam na construção de depósitos de talus subaquosos.

Os rios que entram nos lagos, a partir de uma margem mais rasa, têm comumente um desenvolvimento deltaico insignificante, a menos que entrem numa plataforma rasa. Assim, os rios que entram em áreas plataformais podem desenvolver grandes deltas progracionais, embora estes tendam a ser erodidos em rebaixamentos do nível do lago subsequentes. Durante as fases de nível de lago baixo, o sedimento grosso acumula-se em canais fluviais nas margens da bacia e nos sistemas deltaicos que progradam para o lago, o qual é consideravelmente reduzido em tamanho. Esses deltas de nível baixo possuem o melhor potencial de preservação. Corpos arenosos costeiros são evidentes durante qualquer nível de lago, embora não se tenha certeza quanto ao seu potencial de preservação, uma vez que as margens das unidades do meio-gráben estão comumente muito erodidas. Nas condições atuais, não são evidentes, em dados

de alta resolução, grandes geometrias progradaçãoais cliniformes (padrão *offlap*). Considerando condições extremas de nível de lago baixo, os sistemas de rifte, tais como os lagos africanos acima mencionados, poderiam desenvolver uma química de água salgada alcalina e conseqüentemente depósitos evaporíticos, tais como os encontrados em alguns lagos do ramo oriental do Sistema de Rifte do Leste Africano.

### *Sistema Pendência*

A maior dificuldade para a formulação de modelos deposicionais para a Formação Pendência decorre da significativa variação lateral experimentada por seus depósitos, da falta de marcos cronoestratigráficos e de um zoneamento bioestratigráfico mais apurado. O modelo proposto para a seqüência 2, de depósitos gravitacionais ressedimentados em lago profundo, é bastante distinto dos modelos deltaicos (associados à plataforma) das seqüências superiores. Além da dificuldade de relacionar lateralmente os depósitos arenosos a argilosos de lago profundo, há ainda o problema da correlação daqueles depósitos com os conglomerados de borda de bacia, dos quais se separam através de complexos falhamentos.

É razoável admitir-se para as seqüências Pendência uma evolução sedimentar que atenda às características enunciadas no modelo moderno.

Assim, supõe-se que a seqüência 1 e 2, até a superfície de inundação máxima, represente regimes deposicionais em fase de lago profundo. A partir da SIM, há um progressivo rebaixamento do nível do lago. Já no topo da seqüência 2, desenvolvem-se áreas deltaicas em algumas porções da bacia. A partir da seqüência 3, dominam os deltas, em fase de nível raso, caracterizados por uma excelente ciclicidade dos depósitos e boas características de reservatório. Esta constatação é coerente com as características dos turbiditos que, possuindo uma pior seleção, e conseqüentemente más características de reservatório, implicam, para sua geração, um talude mais íngreme. Este induziria velocidades semelhantes para a cauda e a cabeça das correntes de turbidez, permitindo uma mistura de grossos e finos. O intervalo conhecido como Zona “B” do Campo de Serraria e Arenito Poço Xavier, do campo homônimo, apresentam, imersos em folhelho, espessos depósitos de clásticos grosseiros, com estratificação cruzada acanalada e superfícies internas de truncamento. O fato de esses depósitos situarem-se num intervalo que representa afogamento do sistema faz com que se suspeite que os depósitos arenosos possam representar canais de turbiditos em sua maioria, depósitos residuais e, portanto, não apresentando a mistura litológica que caracteriza os depósitos mais distais.

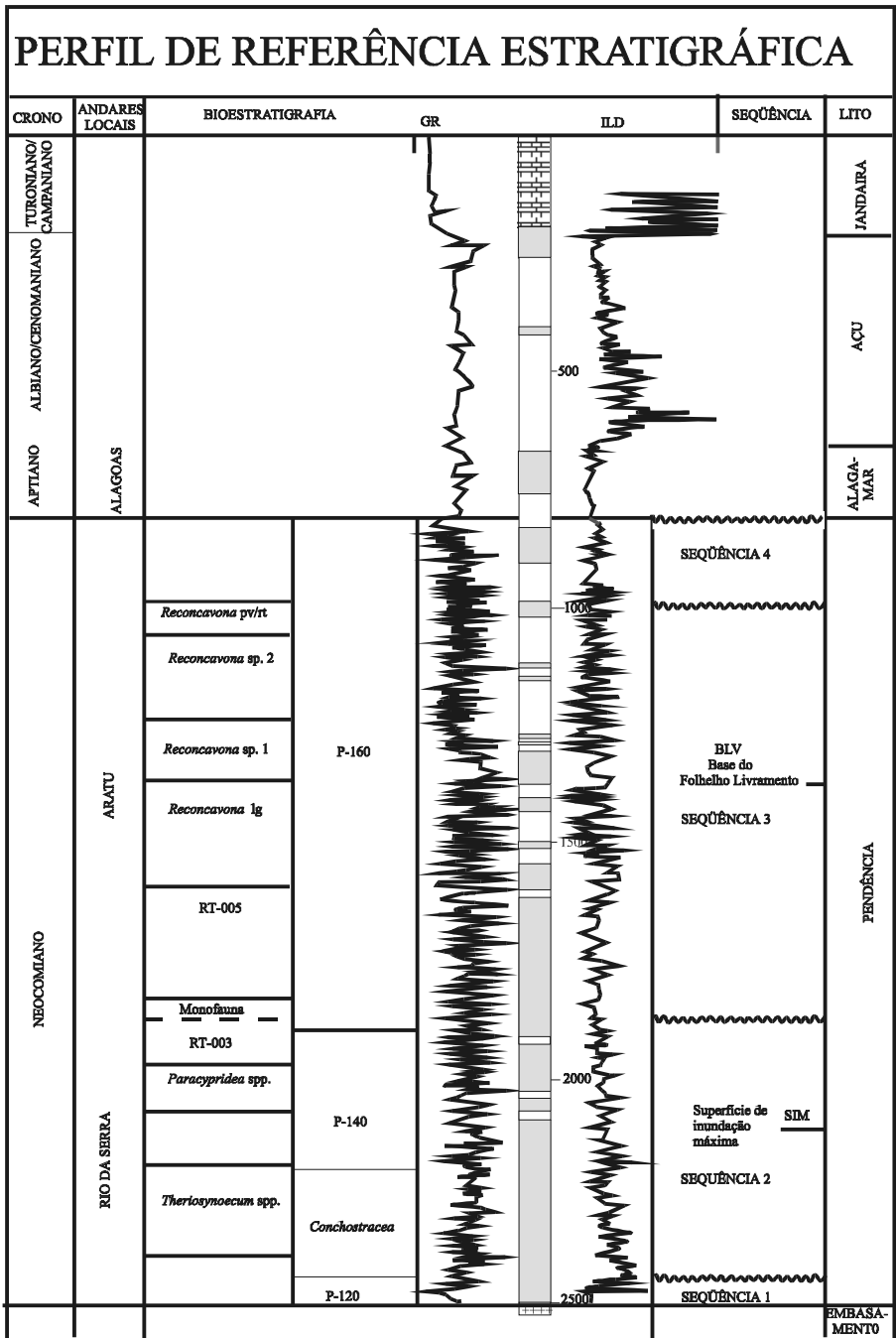


Figura 5.5 – Perfil de referência estratigráfica para a fase rifte da Bacia Potiguar, indicando as quatro seqüências determinadas. A superfície de inundação máxima está marcada nas seqüências 2 e 3.

Os sedimentos deltaicos do topo da seqüência 2, nas áreas anteriormente mencionadas e principalmente da seqüência 3, são do tipo *flysch-like delta front*, isto é, depósitos de frente deltaica semelhantes a turbiditos, gerando-se em níveis baixos do lago. A enorme quantidade de areia, associada a este sistema, aponta para *braid-deltas* e *fan-deltas* como tipos preferenciais da sedimentação, condizentes com o esquema paleotopográfico geral. As boas características de reservatório desses “turbiditos rasos” são conseqüência de uma melhor seleção, o que está de acordo com taludes baixos. Estes induziriam velocidades da cabeça da corrente de turbidez suplantando velocidades da cauda, e conseqüentemente favoreceriam uma melhor segregação dos grãos. Os dados geoquímicos indicam, a partir do topo da seqüência 2, ambientes mais salinos do que os anteriores, com matérias orgânicas desprovidas de influência continental. Ambos reiteram um aumento generalizado de aridez.

Nessas condições, desenvolve-se a chamada monofauna de ostracodes, que também implica condições ambientais restritas.

Os sistemas deltaicos que caracterizam a sedimentação rasa das seqüências 3 e 4 já apresentam uma correlação lateral em termos de grandes intervalos (equivalente a conjunto de parasseqüências); correlações mais detalhadas em nível de ciclos individuais (parasseqüências) só são possíveis dentro de campos de petróleo. Três modelos parecem representar a evolução temporal desses sistemas deltaicos: “lobos sigmoidais”, *braid-deltas* e *fan-deltas*. O primeiro modelo consta de depósitos de suspensão de frente deltaica avançando sobre lamas prodeltaicas, sem qualquer evidência de componentes de planície deltaica associada e é característico da porção superior da seqüência 2, nas bordas da bacia, e da porção inferior da seqüência 3, no centro da bacia. O segundo modelo é formado por depósitos de frente deltaica e prodelta semelhantes ao anterior, sobrepostos por depósitos tracionais de planície deltaica. Nesta, visualiza-se uma drenagem de canais fluviais de alta energia e de ampla distribuição, provavelmente assemelhando-se ao modelo atualmente conhecido como *braid-delta*. O terceiro modelo distingue-se do segundo principalmente por texturas mais grossas e estruturas indicativas de processos gravitacionais sugerindo maior proximidade das áreas-fontes; este modelo pode ser comparado ao de *fan-delta* e ocorre principalmente na Seqüência 4 e porção inferior da Seqüência 3.

É natural supor-se que, com o avanço da sedimentação, a topografia circundante do lago fosse se suavizando e, conseqüentemente, diminuindo a amplitude altimétrica do sistema. Mesmo assim, a presença de polens dissacados, provenientes de coníferas, na seqüência 3 indica ainda altitudes elevadas. A instalação do sistema fluvial, nas seqüências superiores, assoreou totalmente o



lago, que, apesar das condições eminentemente rasas de sedimentação, ainda apresentava afogamentos periódicos, representados pelos folhelhos altamente orgânicos intercalados nos arenitos.

## **5.2. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS PARA SEÇÕES EPICONTINENTAIS DO CRETÁCEO**

### **5.2.1. Plataformas em rampa**

Plataformas em rampa ocorrem durante a evolução de uma margem continental. Estas plataformas apresentam uma inclinação ínfima. No caso da margem continental brasileira, as seções que encerram uma sedimentação de mar epicontinental, normalmente de natureza carbonática, enquadram-se neste tipo (Formação Jandaíra, Bacia Potiguar; Formação Riachuelo, Bacia de Sergipe-Alagoas; Formação Barra Nova, Bacia do Espírito Santo; Formação Macaé, Bacia de Campos etc.).

Tagliari (1993) explica que a morfologia em rampa das plataformas na fase inicial das bacias de margens passivas pode ser, pelo menos em parte, explicada pela tectônica de placas. É aceito geralmente que a batimetria das bacias oceânicas reflete a distribuição do calor no manto superior e na crosta oceânica, ao mesmo tempo que a litosfera se resfria e se torna mais densa, influenciando na batimetria, que pode ser vista como uma função aproximada da idade da crosta oceânica. Durante o processo inicial de separação, as placas africana e sul-americana apresentavam crosta oceânica bastante jovem, portanto relativamente “quente”. À medida que a separação dos continentes foi se acentuando, a batimetria também se incrementava.

As rampas, nas suas partes proximais, sofrem a ação violenta das ondas oceânicas, ao contrário das plataformas com margem distalmente pronunciadas (com barreiras à frente). Como as rampas carbonáticas são morfológica e hidrodinamicamente similares às plataformas siliciclásticas, costumam apresentar características de plataforma mista, carbonática e siliciclástica, como é o caso da Bacia do Espírito Santo, Bacia Potiguar e Bacia Sergipe-Alagoas.

A maior parte das classificações de plataformas em rampa reconhece duas interfaces críticas: (1) a linha base de erosão durante períodos de bom tempo e (2) esta mesma linha durante tempestades. A profundidade da lâmina d'água em que estas interfaces ocorrem nos ambientes marinhos varia em relação às condições hidrodinâmicas e climáticas locais, além do tempo meteorológico. As fácies em ambientes de rampa carbonática refletem a ação mais prolongada da ação de ondas a partir das áreas mais distais, onde a energia

é menor, até áreas mais proximais, onde esta é maior, como consequência de uma gradual mudança batimétrica. Sequências depositadas em sítios bem protegidos, ou ambientes dominados por marés, ou onde a bioturbação é intensa, fazem com que a identificação dos domínios seja problemática. No entanto, como muitas rampas antigas parecem ter sido dominadas por tempestades, essas interfaces delimitadoras representam talvez o padrão mais bem reconhecido nas sucessões faciológicas em rampas carbonáticas. Burchette & Wright (1992) sugeriram três subdivisões que podem ser aplicadas à maior parte das rampas, sendo a passagem entre elas gradacional (fig. 5.6).

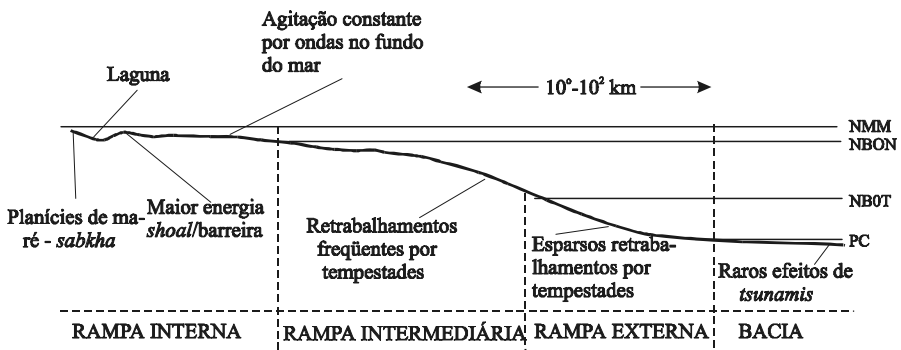


Figura 5.6 – Principais subdivisões de uma rampa carbonática, em termos ambientais. NMM – nível médio do mar; NBON – nível de base das ondas de bom tempo; NBOT – nível de base das ondas de tempestade; PC – Piconclina (nem sempre o seu registro é identificável). As lâminas d'água correspondentes a estes limites são variáveis (segundo Burchette & Wright, 1992).

### Rampa interna

É a zona de deposição situada entre a parte superior da face da praia (*shoreface*) e a linha base de erosão das ondas normais. Em praias abertas, o fundo do mar fica submetido à constante agitação pela ação de ondas. A rampa é dominada pelos baixios de areia ou por barreiras orgânicas, pelos depósitos da face da praia e pelos depósitos intermarés, no caso de carbonatos.

Os depósitos carbonáticos consistem em baixios oolíticos ou bioclásticos sob a forma de barreiras. Os depósitos de baixo são comumente unidades tabulares de *grainstones* e refletem a tendência à rápida progradação ou migração dos sedimentos situados nas rampas proximais. Os sedimentos lagunares compreendem um espectro de litologias que englobam os *mudstones*, *packstones* e *wackestones*, com uma biota restrita, ao passo que os sedimentos influenciados pelas marés são frequentemente laminados (microbiologicamente). Em climas áridos, estes podem se tornar evaporíticos.

No caso de sistemas siliciclásticos, esta zona interna da plataforma é constituída normalmente por depósitos essencialmente arenosos. A profundidade do nível base de erosão, em condições de tempo normal, nas plataformas modernas varia entre 5-15m (Walker, 1984).

### ***Rampa intermediária***

Constitui a zona de deposição situada entre a linha base de erosão das ondas em condições meteorológicas normais e a linha base da ação de ondas de tempestade.

O fundo do mar é afetado apenas esporadicamente pelas ondas provocadas pelas tempestades. Durante condições atmosféricas normais, o assoalho marinho não sofre ação das ondas. Nesta zona, são constatadas feições de retrabalhamento por tempestades, tais como a gradação de tamanho de grão nas camadas e a estratificação cruzada *hummocky*.

Nesta porção intermediária das rampas, os depósitos carbonáticos são de vários tipos, o que reflete graus de influência das tempestades, a depender da lâmina d'água e da profundidade da linha base de erosão. Durante as fases de bom tempo, domina o processo de suspensão, que consiste basicamente em lama carbonática ou terrígena, comumente bioturbada. Ocorrem associadamente pacotes de *grainstones* ou *packstones*, que consistem em bioclastos autóctones e que mostram, tipicamente, feições de estratificação cruzada *hummocky* ou formam pares de tempestitos gradacionais.

Os sedimentos siliciclásticos desta porção, a exemplo do que ocorre nos carbonatos, consistem em arenitos com estratificação cruzada *hummocky*, intercalados com sedimentos argilosos bioturbados.

O efeito das correntes costeiras, no transporte do material lateralmente de uma área para outra, ou o efeito das correntes geradas por tempestades a partir da linha de praia até as porções intermediárias e distais das rampas ainda estão subavaliados, principalmente no caso de sistemas carbonáticos. Em siliciclásticos, têm-se feito estudos neste sentido, levando em conta os mais diversos parâmetros geológicos, como taxa de suprimento sedimentar enviado à bacia pelos rios, taxa de variação do nível do mar, variações climáticas e seus efeitos sobre a frequência e grau das tempestades, intensidade das ondas e correntes etc.

### ***Rampa externa***

É a zona de deposição situada abaixo do nível base de erosão das tempestades. Somente as tempestades mais severas afetam o assoalho marinho desta porção, sendo esparsas as evidências de retrabalhamento por ondas.

Nesta porção, depositam-se carbonatos argilosos e lama terrígena a partir de processos de suspensão. No entanto, camadas de carbonato finamente laminadas com *ripples* ou siliciclastos de tamanho silte ou areia muito fina podem, eventualmente, ser encontrados neste contexto, constituindo a expressão do retrabalhamento por tempestades.

## O modelo da estratigrafia de seqüências para plataformas em rampa

Burchette & Wright (1992) estudaram os sistemas deposicionais em rampas carbonáticas, aplicando o método da estratigrafia de seqüências (fig. 5.7). Segundo esses autores, as rampas carbonáticas têm em comum com os sistemas siliciclásticos o fato de que a arquitetura dos tratos de sistema, até certo ponto, é dependente da energia do ambiente em que os sedimentos são depositados.

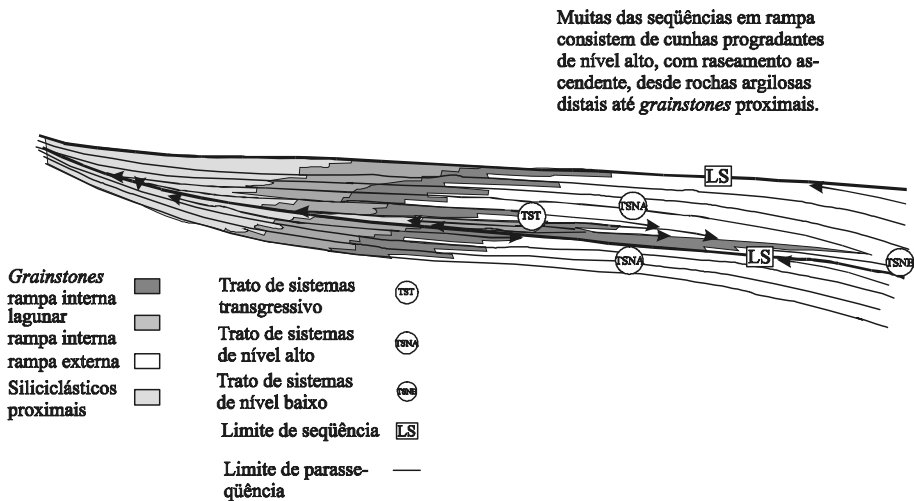


Figura 5.7 – Componentes da estratigrafia de seqüências de uma rampa carbonática homoclinal usando o exemplo de um sistema dominado por *grainstone* e com o trato de sistemas de nível baixo bem desenvolvido. Note que os *grainstones* do trato de nível baixo da rampa interna repousam sobre rochas argilosas da rampa externa (apesar de a erosão ser suave) e linhas de praia bem desenvolvidas no padrão *backstepping* nos tratos de sistemas transgressivo. Na zona de rampa intermediária, a sucessão vertical gerada pela progradação apresenta um aumento no tamanho de grão a partir de rochas argilosas da rampa externa em direção aos *grainstones* da rampa interna sobrepostos por sedimentos lagunares. O equivalente *offshore* dos tratos de sistemas transgressivos pode constituir uma seção condensada fosfática ou glauconítica (adaptado de Tagliari, 1993).

O estudo da maior parte das seqüências mistas tem revelado que os tratos de nível baixo são formados, basicamente, de sedimentos siliciclásticos, com a exposição e erosão da área fonte como conseqüências do rebaixamento relativo do nível do mar. Os tratos transgressivos e de nível alto, por sua vez, sem a concorrência dos terrígenos, cuja área fonte passa a ser afogada, registram o crescimento dos carbonatos (Tagliari, 1993).

Como em outros sistemas deposicionais, a arquitetura interna das seqüências e o padrão de estaqueamento das mesmas nos ambientes de rampa refletem a freqüência e a amplitude das oscilações do nível de base e a resposta da sedimentação em escalas as mais variadas.

As unidades básicas de construção das seqüências em rampas essencialmente carbonáticas consistem em ciclos deposicionais de raseamento ascendente (*shoaling-up*) (Read *et al.*, 1991, *in* Tagliari, 1993).

As seqüências carbonáticas, sob o ponto de vista individual, também mostram baixo potencial para crescimento vertical – *keep up* (Kendall & Schlager, 1981, *in* Tagliari, 1993) – durante períodos de afogamentos. No entanto, o empilhamento das seqüências em rampa, como um todo, pode evidenciar a gradação cumulativa em resposta às variações relativas positivas de longa duração, gerando sucessões estratigráficas com geometria altamente progradante separadas por incipientes eventos de afogamento ou de retrogradação, caracterizados por fácies de água mais profunda.

### ***Trato de Sistemas de Nível Baixo***

As rampas mostram diferentes respostas às variações relativas do nível do mar, dependendo da taxa e da magnitude da queda, da duração do trato, do espaço de acomodação remanescente na bacia e das características dos sedimentos proximais da rampa, em resposta a pequenas quedas relativas do nível do mar (4ª e 5ª ordens). Os cinturões de fácies em uma rampa homoclinal tendem a se deslocar em direção à bacia, formando *offlaps*. A parte mais proximal da rampa pode ser exposta, mas, mesmo assim, uma delgada lâmina de água de grande extensão pode cobrir os sítios intermediários e distais da rampa anterior, para formar a porção mais rasa de um sistema extremamente progradante. Devido ao baixo gradiente das rampas, pode haver pouco contraste na característica dos sedimentos entre os tratos de sistemas de nível alto e de nível baixo. Para que os sedimentos proximais sejam divorciados completamente do trato de sistemas de nível alto anterior, é necessário que haja uma queda significativa do nível relativo do mar, excedendo a profundidade do nível base de ação das ondas, possivelmente gerando zonas de diagênese meteórica, feições de karst,

calcretes etc. Neste caso, sedimentos siliciclásticos fluviais podem se depositar sobre a superfície exposta ou mesmo formar vales incisos. Em função do perfil com baixo gradiente das rampas homoclinais, os leques de taludes, constituídos por material ressedimentado, não se desenvolvem.

### ***Trato de Sistemas Transgressivo***

Em rampas de alta energia, flutuações cumulativas de pequena escala, superimpostas a um crescimento do nível do mar de duração mais longa, podem gerar uma série de seqüências empilhadas ou retrogradantes (e *onlapantes*) de quarta e de quinta ordens, consistindo em *grainstones* de face da praia, ilhas de barreira e outros sedimentos transicionais. Estas unidades têm geralmente de alguns metros a dezenas de metros em espessura e são dominadas por sedimentação bioclástica. A progradação da linha da praia pode ocorrer por vários quilômetros mesmo dentro do trato transgressivo. O estudo e a continuidade das retrogradações dependem da taxa de crescimento relativo do nível do mar e do grau de retrabalhamento dos sedimentos. Assim, é possível que linhas de praia sejam espaçadas lateralmente ao longo de grandes distâncias no sentido do mergulho, ou espaçadas contiguamente, empilhadas verticalmente ou mesmo substituídas por superfícies de ravinamento, sobrepostas por areias carbonáticas de *offshore*. Modelos com o mesmo estilo de deposição foram anteriormente desenvolvidos também para os sistemas siliciclásticos (Swift, 1975, *in* Tagliari, 1993).

O afogamento de seqüências de maior ordem pressupõe grandes deslocamentos da linha de praia em direção ao continente. As seqüências transgressivas podem ser capeadas por finas seções transgressivas, consistindo em fácies tais como folhelhos negros, argilitos fosfáticos ou sedimentos ricos em glauconita. Uma vez que as rampas mostram relativamente baixo potencial para agradação vertical durante as transgressões, as superfícies de afogamento são, no geral, facilmente identificáveis, mesmo nas partes mais proximais.

### ***Trato de Sistemas de Nível Alto***

As fácies do trato de sistemas de nível de mar alto, em rampas carbonáticas, são normalmente mais grossas do ponto de vista granulométrico do que ocorre no trato transgressivo e parecem ser mais comumente oolíticas. Os depósitos de raseamento (*shoals*) tendem a predominar sobre os sistemas deposicionais de praia (*shoreface*) ou de ilhas de barreira. As fácies lagunares ou restritas perfazem uma área mais extensa da rampa interna do que acontece

durante os outros tratos. Torna-se maior o potencial para incremento no gradiente do perfil da plataforma e formação de clinofomas, já que a produção de sedimentos deve preencher o espaço de acomodação criado durante o trato de sistema transgressivo e a parte inicial do trato de sistemas de nível alto.

Uma seção vertical, através de uma sucessão de nível de mar alto, deve mostrar seqüências de 4ª e 5ª ordens empilhadas, com raseamento ascendente (*shoaling-up*), granocrescência e espessamento de estratos no sentido ascendente, culminando com calcarenitos (*grainstones*) de fácies proximais (*shoreface*) ou delgados sedimentos lagunares capeados por superfícies de *karsts* que se tornam mais pronunciadas à medida que se aproxima o limite superior das seqüências.

### 5.2.2. Bacia Sergipe-Alagoas

As rampas carbonáticas do Neo-Aptiano – Eocenomaniano, localizadas no Alto de Aracaju (fig. 5.8) desta bacia foram estudadas por Mendes (1994). Neste estudo, revelou-se uma história relativamente simples, compreendendo a deposição de três seqüências, as quais compõem a unidade litostratigráfica conhecida como Formação Riachuelo. Foram denominadas Seqüência I (inferior), Seqüência II e Seqüência III (superior) e compreendem intervalos de tempo aproximadamente de 4, 7 e 4 milhões de anos. Apesar destes tempos serem superiores a 3 milhões de anos, as seqüências são consideradas de 3ª ordem.

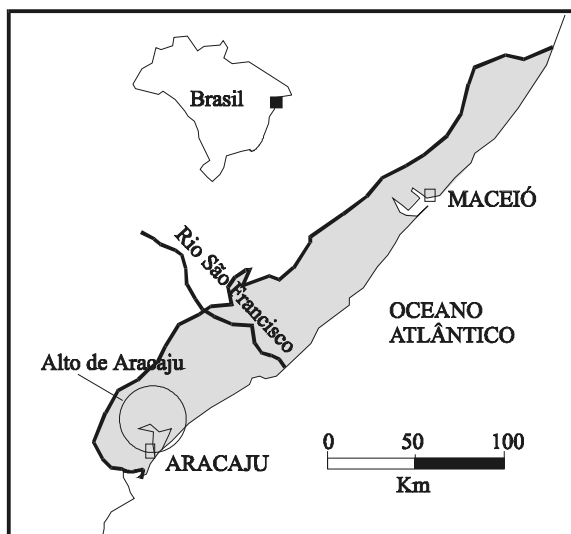


Figura 5.8 – Mapa de localização mostrando a área estudada por Mendes (1994).

O reconhecimento e a correlação dos limites de seqüência foram possíveis por uma análise integrada de perfis *dipmeter* (fig. 5.9), reconhecimento de padrões de empilhamento de perfis raios gama, seções sísmicas (fig. 5.11), dados bioestratigráficos, análises geoquímicas e o padrão de deslocamento para a bacia de fácies sedimentares.

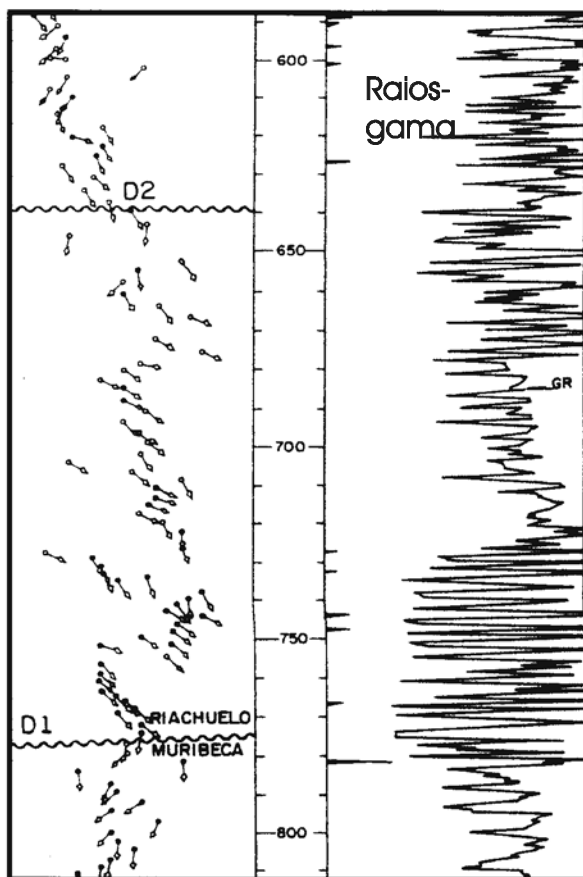


Figura 5.9 – Perfil *dipmeter* de um poço da área estudada por Mendes (1994), mostrando discordâncias marcadas em função da mudança de sentido e valor dos mergulhos, representados pelas flechas à esquerda.

A correlação entre a curva local de variação do *onlap* costeiro desta seção e as curvas globais de Haq *et al.* (1987) é, segundo Mendes, bastante consistente. Todas as variações de nível do mar parecem estar associadas com variações correspondentes observadas em outros locais, embora não haja um perfeito sincronismo. Provavelmente, o mecanismo eustático é um fator determinante no desenvolvimento dos limites de seqüência, embora efeitos



tectônicos locais possam ser responsáveis por diferenças locais, que aumentam ou mesmo destroem a assinatura da variação eustática.

Neste conjunto de seqüências, duas grandes discordâncias (D1 e D2) foram reconhecidas (fig. 5.10).

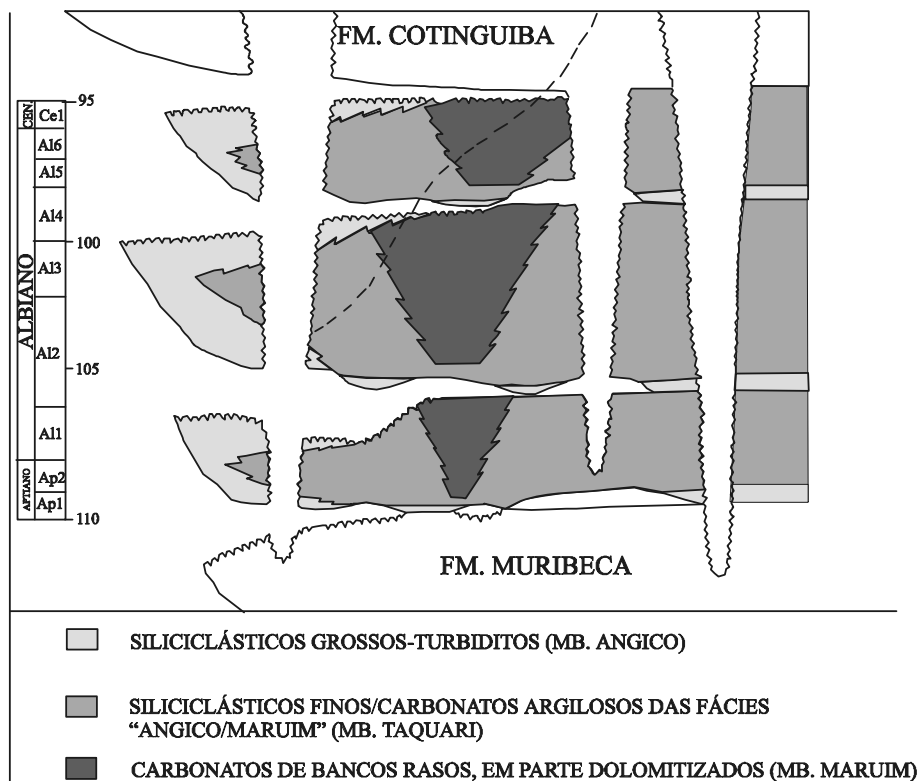


Figura 5.10 – Diagrama de Wheeler para o Neo-Aptiano-Eocenomaniano da Bacia de Sergipe. Observe as três seqüências separadas por discordâncias. A linha tracejada corresponde ao limite da seção aflorante (segundo Mendes, 1994).

A distribuição de fácies siliciclásticas e carbonáticas na plataforma de Belize (América Central) mostrou-se uma boa análoga para a distribuição das fácies da Formação Riachuelo. Neste modelo, existe uma laguna profunda separando o continente com leques aluviais e equivalentes profundos do banco carbonático de plataforma. Assim, a poluição terrígena é dissipada na parte proximal, permitindo o desenvolvimento de carbonatos. É necessário observar que esta geometria deposicional não caracteriza propriamente uma rampa

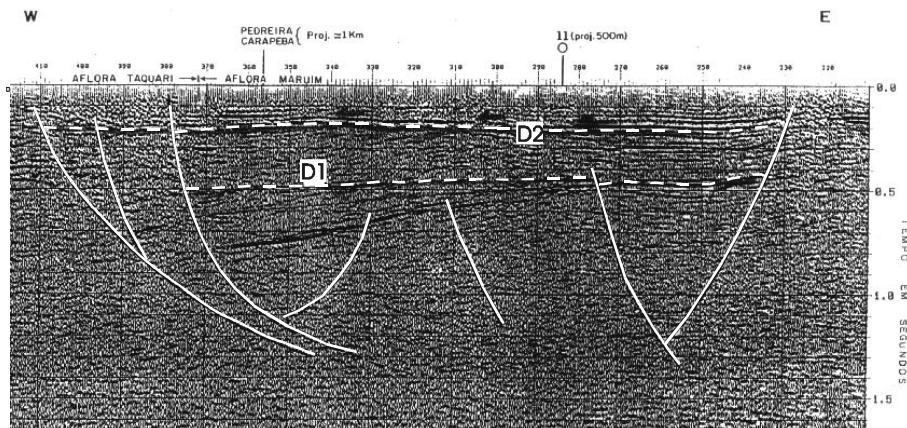


Figura 5.11 – Seção sísmica da borda da bacia de Sergipe a oeste de Aracaju. Na parte proximal a W, afloram siliciclásticos dos mbs. Angico e Taquari, correspondentes a uma laguna profunda, vizinha à falha de borda, que recebia os fluxos gravitacionais. Na parte central, aflora o Mb. Maruim, com carbonatos de águas rasas (Mendes, 1994).

homoclinal, a qual ficaria restrita apenas às fácies carbonáticas e suas correspondentes distais. A mesma geometria deposicional é encontrada na seção albiana-cenomaniana das bacias de Cumuruxatiba e Jequitinhonha.

A análise quantitativa dos padrões cíclicos observados na seção é uma ferramenta poderosa para análises estratigráficas mais precisas. A associação entre alguns ciclos da seção da Formação Riachuelo e os de Milankovitch enfatiza a importância do controle climático durante a deposição desta unidade.

Dados geoquímicos (TOC e análise calcimétrica) serviram como ajuda para subdividir estratigraficamente a seção, o que permitiu o reconhecimento de seções condensadas, as quais serviram para correlacionar eventos anóxicos reconhecidos em outras bacias do mundo.

### 5.3. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS PARA SEÇÕES PERICONTINENTAIS

Será exemplificada uma bacia da margem continental brasileira, que apresenta a configuração clássica de plataforma-talude. O talude, em senso lato, é definido como a porção inclinada do fundo do mar, de maneira relativamente íngreme (geralmente de 3 a 6 graus), a jusante de uma quebra de plataforma abrupta, a qual serve como seu limite superior (Dietz & Menard, *in* Stanley & Unrug, 1972). Os taludes continentais que limitam as bacias oceânicas são províncias fisiográficas de primeira ordem na face da Terra, que podem ser visualizados como íngremes, com escarpas de cerca de 2,5 km de altura.

Caso se discuta a origem dos taludes, pode-se dizer que nenhuma forma simples de origem os caracteriza. A maior parte dos geólogos e geofísicos concorda que os taludes continentais são em última forma elementos estruturais com modificações sedimentares. Shepard (1963, *in* Stanley & Unrug) citou o caráter retilíneo geral dos taludes, mudanças angulares na direção, grau de inclinação, a associação com faixas de terremotos e fossas profundas, e a exposição de rocha consolidada como evidência de origem tectônica. As hipóteses propostas para explicar a formação de taludes incluem, entre outras, o falhamento, barragem das margens externas, progradação, tectônica de escorregamentos e deslizamentos gravitacionais, abaulamento (*downwarping*) de margens continentais, rifteamento, impactos de asteróides e o desenvolvimento de um flanco de um cinturão de acreção dobrado ou orogen. Stanley & Unrug concluem que talvez os taludes que limitam as bacias oceânicas sejam uma consequência lógica da separação de placas litosféricas.

### 5.3.1. Bacia de Pelotas

A Bacia de Pelotas situa-se no extremo meridional da margem continental brasileira (fig. 5.12). Limita-se ao norte com a Bacia de Santos pela chamada Plataforma de Florianópolis. Este alto representa o limite dos evaporitos da Bacia de Santos.

Poder-se-ia subdividir esta bacia, para finalidades de descrição, em três províncias: a Plataforma de Florianópolis, ao norte, a Bacia de Pelotas propriamente dita e o Cone do Rio Grande, este último um sítio de acumulação espessa de argilitos e folhelhos e possivelmente arenitos, numa forma semelhante ao Cone do Amazonas.

A fim de se fornecer um bom exemplo de estratigrafia de seqüências aplicada a seções marinhas pericontinentais, escolheu-se a Plataforma de Florianópolis. Usar-se-á a estratigrafia de seqüências feita por Fontana (1996), em sua tese de doutorado, cujas características serão aqui sumariadas. As seqüências estão indicadas na linha sísmica que passa pelo poço 1-SCS-2 (fig. 5.13).

### Cunha passiva do estágio inicial

Após a cessação do tectonismo rifte, deu-se um processo de colapso constante e gradativo da margem continental, acompanhado de deriva, fruto do resfriamento e contração da crosta, aquecida durante o rifteamento devido à subida do manto.

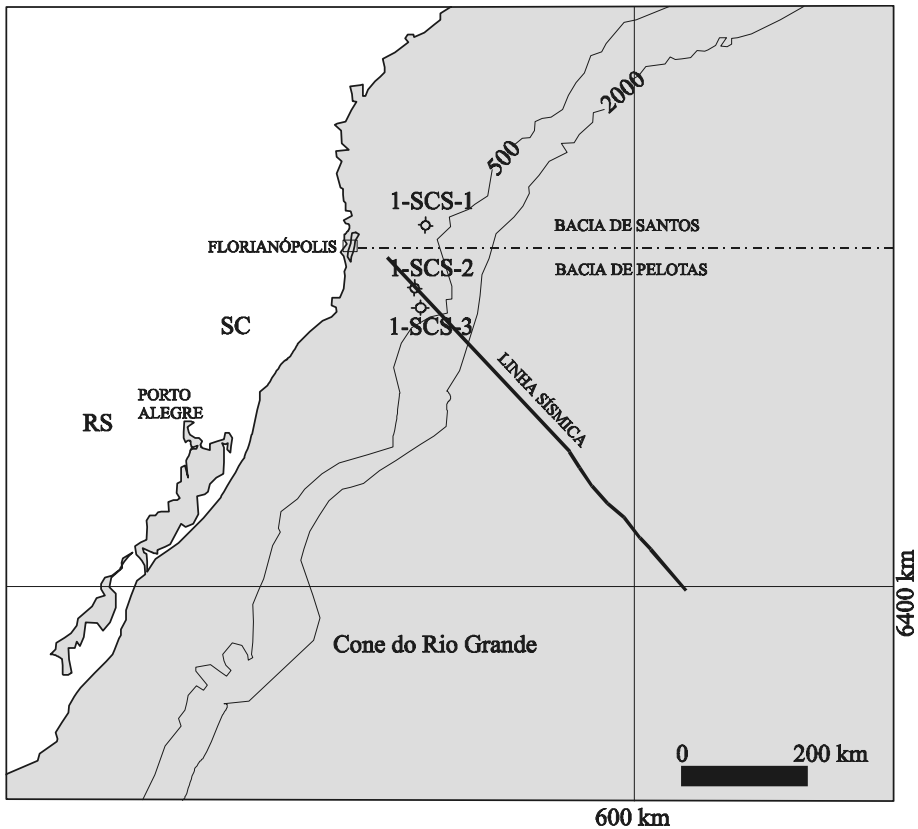


Figura 5.12 – Mapa de localização da Bacia de Pelotas. Ao norte, a Plataforma de Florianópolis a separa da Bacia de Santos. A linha sísmica indicada está mostrada na fig. 5.13, indicando as seqüências perfuradas.

A partir do Aptiano, observa-se uma subida gradual e de longa duração da curva eustática. No estágio inicial, a taxa de subsidência da margem é normalmente maior do que a taxa de entrada de sedimentos na bacia, já que há uma grande quantidade de calor sendo gerada num curto espaço de tempo. Isto produz no arcabouço sedimentar uma maior proporção de seqüências ditas transgressivas ou mesmo de seqüências condensadas.

### *Seqüência 1 (Aptiano Inferior – Albiano Inferior/Médio)*

Esta unidade desenvolveu-se aproximadamente entre 113 e 104 Ma e é caracterizada pela biozona de nanofósseis N250. Nela, um refletor forte e bastante descontínuo constitui a base da unidade. Trata-se da discordância que a

separa dos depósitos da fase rifte, não sendo influenciada por tectonismo. Esta seqüência marca o início da deriva continental. Na Plataforma de Florianópolis, o refletor do topo apresenta alta impedância e boa continuidade. A unidade está representada por calcilitos e calcarenitos depositados sobre rochas basálticas de tendência ácido-alcalina.

### ***Seqüência 2 (Albiano Inferior a Médio – Turoniano Superior/Coniaciano Inferior)***

Esta unidade desenvolveu-se aproximadamente entre 104 e 90 Ma, incluindo a zona de nanofósseis N260.

Durante os estágios de desenvolvimento de uma bacia marginal, nos estágios finais da Fase Rifte, o processo de subsidência é acelerado e tem taxas de variação maiores que as da queda do nível do mar, fazendo com que o aprofundamento da bacia se faça mais rápido do que o aporte de sedimentos. Gera-se então um conjunto transgressivo de seqüências.

Na área da Plataforma de Florianópolis, entre os poços SCS-2 e SCS-3, ocorre um graben assimétrico de proporções médias, revelando um forte evento tectônico de reativação e remodelagem.

### ***Seqüência 3 (Turoniano Superior/Coniaciano Inferior – Campaniano Inferior)***

Esta seqüência compreende idades aproximadas entre 90 e 80 Ma, sendo caracterizada pelas biozonas de nanofósseis N260-N265/270.

Nesta unidade, nota-se a quase completa extinção dos carbonatos na Bacia de Pelotas e na Plataforma de Florianópolis. A fisiografia de fundo refletia aproximadamente as formas das seqüências anteriores, sem uma nítida distinção entre plataforma e talude, sendo mais uma rampa. Na Plataforma de Florianópolis, uma plataforma incipiente começava a se desenvolver. Sobre ela depositaram-se alternadamente carbonatos, arenitos finos e siltitos, assentados sobre a discordância Turoniano-Coniaciano.

O trato de nível de mar baixo (TSMB) deve ocorrer em regiões de bacia profunda. Na Plataforma de Florianópolis, um forte pico radiativo marca o início da deposição de folhelhos e margas do trato de sistemas transgressivo (TST). Na área do poço SCS-2, as taxas relativamente altas de acumulação não conseguiram suplantar as elevadas taxas de subsidência, resultando num afinamento progressivo da seqüência sobre a sotoposta, tanto nas regiões de talude como nas de água profunda.

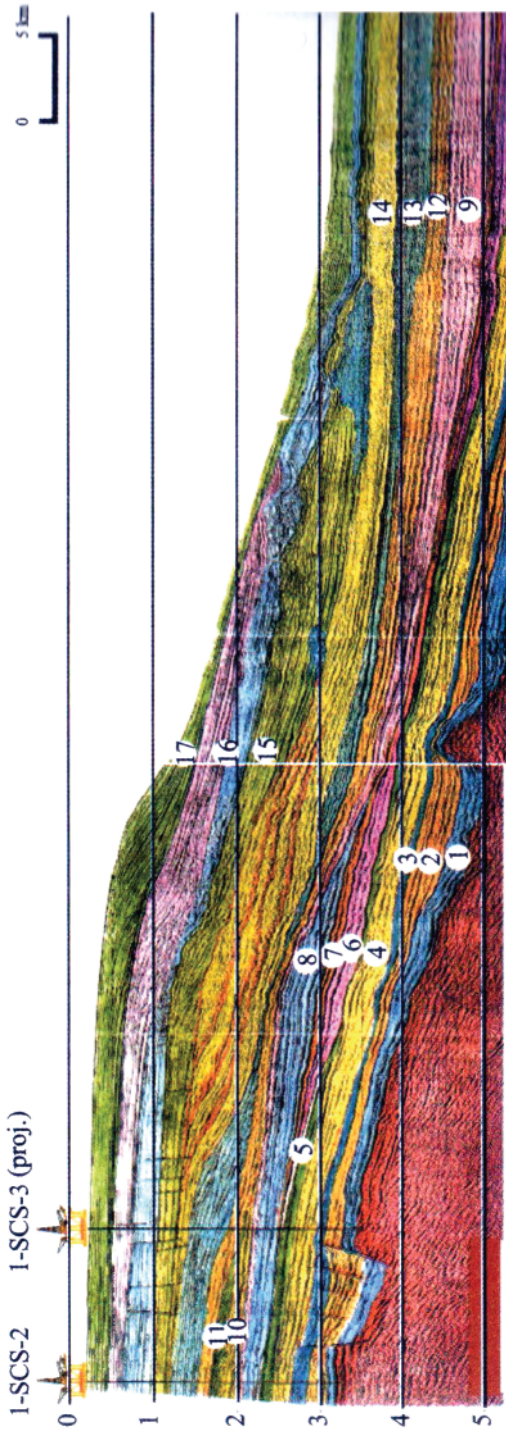


Fig. 5.13 – Seção sísmica da Bacia de Pelotas na Plataforma de Florianópolis, mostrando o desenvolvimento das seqüências. As seqüências 1 a 7 representam a cunha passiva do estágio inicial (Aptiano-Eoceno Inferior), sendo 1) D-C (Aptiano-Albiano Inferior a Médio); 2) Albiano Inferior a Médio; 3) Cenomaniano-Turoniano a Campaniano Inferior; 4) Campaniano Inferior-Maastrichtiano Inferior; 5) Paleoceno Inferior-Paleoceno Paleoceno Superior a Eoceno Inferior. As seqüências 8 a 17 mostram o desenvolvimento da cunha passiva de estágio final (Eoceno Inferior-Recente), sendo 8) Eoceno Inferior – Eoceno Médio a Superior; 9) Eoceno Médio a Superior; 10) Oligoceno Inferior – Oligoceno Superior; 11) Oligoceno Superior 1; 12) Oligoceno Superior 2; 13) Oligoceno Superior; 14) Mioceno Inferior-Mioceno Médio; 15) Mioceno Médio-Mioceno Superior; 16) Mioceno Superior-Plioceno e 17) Plioceno-Holoceno. Segundo Fontana (1996).

#### ***Seqüência 4 (Campaniano Inferior – Maastrichtiano Superior)***

Os sedimentos deste intervalo compreendem idades aproximadas entre 80 e 66/68 Ma, sendo caracterizadas pelas biozonas N265/N270 e N290.

Na área do poço SCS-2, é bem visível a discordância que separa o Campaniano do Maastrichtiano.

Na região da Plataforma de Florianópolis, esta seqüência incorpora sedimentos arenosos e principalmente pelíticos com alguns níveis de calcário no poço SCS-2 e margas no SCS-3. Nesta região, a seqüência é bastante espessa, mostrando *downlap* na base e truncamento erosivo no topo, especialmente na região do talude, o qual está associado à implantação da discordância no topo da seqüência.

#### ***Seqüência 5 (Maastrichtiano Superior – Paleoceno Inferior)***

Desenvolveu-se entre 66/68 e 60 Ma, caracterizada pelas biozonas N290 e N320.

Em diversas partes do mundo, não é muito clara a passagem do Cretáceo para o Terciário. Entretanto, dados mineralógicos e geoquímicos das bacias da margem continental brasileira mostram notáveis diferenças entre o Cretáceo e o Terciário.

Na seção sísmica da fig. 5.13, pode-se observar o truncamento de parte do topo do Cretáceo, ao longo da plataforma, pela discordância do Eopaleoceno e da discordância do Eo-eoceno.

#### ***Seqüência 6 (Seqüência Paleoceno Inferior – Paleoceno Superior)***

Sua idade está compreendida entre 60 e 57-58 Ma, sendo datada pelas biozonas N320, N-340/360.

Na região da Plataforma de Florianópolis, esta seqüência está completamente ausente na área do SCS-2 e tem 100m de espessura na área do SCS-3. A base da seqüência é o pico radiativo forte, balizado pela biozona N-320. Seu topo é representado por uma discordância que avança para a plataforma, passa pela área do SCS-3 mas não atinge o poço SCS-2. Sobre a base da seqüência depositou-se um espesso nível de mar baixo, com *onlap* sobre a base do talude.

#### ***Seqüência 7 (Seqüência Paleoceno Superior – Eoceno Inferior)***

Tem como idade 57/58 e 51 Ma, sendo caracterizada pelas biozonas N340 e N360.

O Paleoceno e o Eoceno representam tempos marcados por intensa atividade tectônica associada a vulcanismo em toda a costa brasileira e áreas continentais.

Na Plataforma de Florianópolis, as seções sísmicas e o diagrama de Wheeler mostram um padrão do tipo *offlap* até o final do Cretáceo, diferente do resto da bacia. Este padrão se deve, provavelmente, a um processo de aquecimento associado a vulcanismo, que provocou o soerguimento desta plataforma e permitiu o início da erosão no final do Paleoceno e início do Eoceno.

Nesta plataforma, esta seqüência é pouco espessa e está ausente no poço SCS-2. Neste local, alguns metros de folhelho de baixa velocidade sísmica colocam o Eoceno Inferior em contato com o Cretáceo.

A discordância da base da seqüência pode ser seguida talude abaixo até a posição em que seu provável leque de assoalho de bacia se superpõe àquele da seqüência sotoposta. Na sísmica, parece ter ficado preservada, além do leque assoalho de bacia somente parte da cunha de nível de mar baixo. A discordância do topo desta pequena seqüência é truncada, na região do talude, por outra fortemente erosiva do Eoceno Superior.

### **Cunha passiva de estágio final**

O pacote desenvolvido a partir do Eo-Eoceno representa a segunda fase de deposição pós-deriva continental e é caracterizado por espessas cunhas clásticas progradantes.

Em resposta aos prováveis soerguimentos tectônicos associados ao vulcanismo paleo-eocênico, ocorrido ao longo da margem continental brasileira, fruto do rearranjo e das mudanças nas taxas de convergência das placas Pacífica, Antártica e Africana e do tectonismo andino, houve nestas épocas um acréscimo substancial do aporte detrítico na margem continental sudeste-brasileira. Isto, ao longo do tempo, propiciou a implantação de diversos sistemas deltaicos progradantes, como é o caso da feição denominada Cone do Rio Grande (mais de 5.000 m de espessura de sedimentos, do Mioceno ao Recente).

A partir do Eo-Eoceno, começou a delinear-se uma distinção entre plataforma e talude, graças à construção de espessas cunhas regressivas. Anteriormente a este tempo, havia a predominância de uma geometria deposicional do tipo rampa.

### **Seqüência 8 (Eoceno Inferior – Eoceno Médio/Superior)**

Sua idade encontra-se entre 51 e 40 Ma, caracterizada pelas biozonas N420-N470.



Na Plataforma de Florianópolis, nos poços SCS-2 e SCS-3, folhelhos transgressivos e margas constituem a base da seqüência, representada por uma discordância erosiva que a coloca sobre o Cretáceo e embasamento, na plataforma rasa. Sobre estes folhelhos e margas do trato de sistemas transgressivo, observa-se *downlap* dos pelitos do trato de sistemas de mar alto. Além disso, desenvolveu-se uma espessa seção progradante, predominantemente oblíqua.

### **Seqüência 9 (Eoceno Médio/Superior-Oligoceno Inferior)**

Sua idade está compreendida entre 40 e 36 Ma, sendo caracterizada pelas biozonas N450, N-460, N-470 e N-510.

Na área da Plataforma de Florianópolis, os perfis dos poços não permitem a imediata marcação da discordância limite desta seqüência, talvez por separar litologias semelhantes (folhelhos) em ambos os poços SCS-2 e SCS-3. Na sísmica, esta discordância é bem nítida, apresentando profundas feições erosivas ao longo de todo o desenvolvimento da linha, o que propicia truncamento e escavação na plataforma rasa e intermediária e a total obliteração das camadas da seqüência anterior na região do talude. Isto permitiu a deposição de um espesso leque de assoalho de bacia sobre os leques turbidíticos da seqüência neopaleocênica sotoposta. Tal leque tem a forma de um extenso *mound*, com *onlap* no sopé do talude e sobre a seqüência inferior, de origem deposicional, ou fruto do retrabalhamento por correntes de contorno.

### **Seqüência 10 (Oligoceno Inferior – Oligoceno Superior)**

Sua idade está compreendida entre 36 e 30 Ma, sendo caracterizada pelas biozonas N510- N530.

Na Plataforma de Florianópolis, esta seqüência tem sua maior espessura assentada sobre a plataforma intermediária, no poço SCS-2. Tanto a discordância basal como a de topo estão truncadas, mergulho abaixo, pela discordância da base da seqüência 11, numa região a leste do poço SCS-3.

Um espesso pacote de arenitos, com cerca de 130m de espessura, caracteriza a base da seqüência no SCS-2. Na linha sísmica, este pacote adquire um formato lobado a progradante, possivelmente tratando-se de areias costeiras (praia) regressivas ou mesmo de frente deltaica. Mostra uma configuração externa do tipo *hummocky*, provavelmente assentado durante o trato de mar baixo. Sobre a última clinofórmula progradante instalou-se o trato de sistemas transgressivo, durante o qual a cunha progradante sofre erosão da porção mais delgada por ondas de tempestade, por exemplo, seguida de deposição com *onlap* sobre a cunha regressiva, formando os depósitos da fase de cicatrização.

### **Seqüência 11 (Oligoceno Superior 1)**

Esta seqüência de idade compreendida entre 30 e 28/26 Ma e definida pela biozona N530-N540 é definida apenas na Plataforma de Florianópolis, não sendo individualizada na Bacia de Pelotas.

O espesso pacote de folhelhos do trato de sistemas transgressivo da seqüência anterior é sucedido por um intervalo areno-siltico-argiloso, associado ao trato de sistemas de mar baixo da seqüência 11, a qual tem pequena extensão horizontal, ficando restrita à plataforma externa. A partir desta, tanto no sentido acima ou abaixo, os eventuais tratos de sistemas transgressivo e de mar alto foram removidos pela erosão ligada à discordância da base da seqüência 12. Isto provocou um deslocamento do *onlap* costeiro para a bacia, junto a uma acentuada queda do nível do mar relativo, no Neo-Oligoceno. É provável que os limites desta seqüência possuam um controle tectônico.

Na parte inferior desta seqüência observa-se, na linha sísmica, reflexões subparalelas, irregulares e descontínuas, que gradam para clinofomas um pouco mais definidas no topo, num típico padrão *hummocky* até quase o ponto onde ocorre o truncamento da mesma pela discordância da base da seqüência 12.

No poço SCS-2, alternam-se arenitos e folhelhos, na parte basal, os quais gradam para folhelhos, na parte intermediária e para siltitos, arenitos e carbonatos (encerrando um ciclo de raseamento) na parte superior da seqüência.

### **Seqüência 12 (Oligoceno Superior 2)**

Esta seqüência ocorreu entre 28/26 e 21 Ma, sendo caracterizada pelas biozonas N540-N550.

Da mesma forma que a seqüência 11, só é reconhecida na Plataforma de Florianópolis. Em relação às demais seqüências descritas, esta apresenta um dos maiores deslocamentos do *onlap* costeiro em direção a bacia.

A erosão da discordância basal desta seqüência foi responsável por um acentuado truncamento dos estratos das seqüências precedentes (9-11), pela implantação de cânions submarinos e vales incisos. A forte erosão permitiu o desenvolvimento de um espesso leque de assoalho de bacia, cujos sedimentos se depositaram em *onlap* sobre o talude e *downlap* sobre o sopé continental e bacia abissal, o que sugere um transpasse de sedimentos na plataforma e talude superior.

A plataforma externa, onde os cânions submarinos tiveram seu desenvolvimento acentuado, foi posteriormente afogada e preenchida por folhelhos e

siltitos transgressivos. Estes foram depositados com *onlap* progressivo, no sentido da antiga planície costeira, e mostram sismofácies de refletores descontínuos de baixa impedância acústica, até a quase ausência de reflexões. Na plataforma intermediária, é visível a presença de uma tênue superfície de máxima inundaçãõ sobre a qual e no sentido da plataforma externa depositaram-se em *downlap* os folhelhos frontais dos sistemas progradantes do trato de sistema de nível alto. Aparentemente, está ausente apenas a cunha de mar baixo.

Segundo Fontana, a formação desta seqüência e, principalmente, da discordância de sua base, pode estar associada a um evento eustático e mais fortemente a um evento tectônico flexural.

### ***Seqüência 13 (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)***

Em termos de idade, situa-se entre 21 e 17/16 Ma, sendo caracterizada pelas biozonas N-550-N570.

Na Plataforma de Florianópolis, na região da plataforma externa, sobre a base desta seqüência, depositou-se uma seção progradante do trato de sistemas de mar baixo, preenchendo eventuais vales incisos. O poço SCS-2 atravessou 130m de sedimentos que preencheram um destes vales durante este trato, os quais são constituídos de conglomerados, siltitos e arenitos com granodecrescência ascendente.

Na bacia profunda, depositou-se o leque de assoalho de bacia, com *onlap* sobre a base do talude, e com um inusitado padrão transparente (*reflection free*) em sua porção mais proximal. Na parte distal, observa-se um espessamento gradativo deste leque, além de um forte retrabalhamento por correntes de fundo. Em seguida, depositou-se a cunha de mar baixo, com *downlap* sobre o leque de assoalho de bacia e com *onlap* sobre a parte intermediária do talude. A parte superior deste depósito, que provavelmente deveria se estender até a parte externa da plataforma, foi erodida pela discordância da base da seqüência 14. O depósito que restou assemelha-se, na forma e pela posição que ocupa, a um leque de talude. Faltaram-lhe, no entanto, os característicos depósitos de canal-dique marginal (*channel-levee complex*).

No sentido da plataforma e sobre os arenitos e conglomerados progradantes do trato de sistemas de nível baixo, pode-se observar nos perfis o empilhamento retrogradante das parasseqüências do trato de sistema transgressivo, em sua maior parte constituídas por folhelhos com as típicas eletrofácies de alta radiatividade. Tal geometria culmina com a implantação de uma extensa superfície de inundaçãõ máxima que cobre praticamente toda a plataforma. Trata-se de um refletor contínuo, de grande amplitude, sobre o

qual se depositaram, em *downlap*, os folhelhos do trato de sistemas de mar alto.

As discordâncias, limites desta seqüência, apresentam um sincronismo quase perfeito com os estabelecidos no diagrama de Haq *et al.* (1987). Uma pequena discrepância é notada somente no ajuste entre a superfície de inundação máxima, prevista no referido diagrama para ser 16 Ma, e a idade aproximada, nesta seqüência, que está entre 16,2 e 17,4 Ma.

O limite superior desta seqüência parece estar associado à intensificação da corrente circumpolar antártica, cujo início pode estar ligado à abertura do Estreito de Drake, junto com o forte tectonismo e vulcanismo/plutonismo ocorridos ao redor de 20 Ma na região andina.

### ***Seqüência 14 (Mioceno Inferior-Mioceno Médio)***

Esta unidade compreende o intervalo de tempo 17/16-15 Ma, sendo caracterizada pelas biozonas N570-N580.

Na Plataforma de Florianópolis, esta seqüência é muito espessa na região do talude, enquanto, plataforma acima, pode-se observar seu contínuo adelgaçamento até que desapareça na plataforma rasa, próximo à Ilha de Santa Catarina.

A porção basal desta unidade constitui os tratos de sistema de nível baixo e transgressivo. Apresenta um leque de assoalho de bacia não muito espesso, seguido de outro considerado como a cunha de mar baixo, depositada em *downlap* sobre este leque e, em *onlap*, sobre o talude e cânions submarinos escavados na seqüência 13. Segue uma seção interpretada como trato de sistemas transgressivo, com sismofácies caóticas na região do talude, depositado com *onlap* progressivo sobre os folhelhos do trato de sistemas de mar alto da seqüência 13, até desaparecer rapidamente na porção intermediária da plataforma. Os eventuais superfície de inundação máxima e trato de sistemas de nível de mar alto foram substituídos, graças a um aumento na frequência dos eventos eustáticos, por três seqüências de ordem maior, as quais são formadas, no talude e na plataforma, pelos tratos de nível de mar baixo e transgressivo indiferenciados.

Na bacia profunda, os tratos de sistema de mar baixo destas três seqüências de maior ordem coalescem e formam um único leque de assoalho de bacia, intensamente retrabalhado por correntes de contorno.

No perfil do poço SCS-2, é nítida apenas a discordância da base desta seqüência, sobre a qual se depositaram alguns níveis finos de arenito, provavelmente sobre a plataforma rasa, durante o trato de sistemas transgressivo.

### ***Seqüência 15 ( Mioceno Médio – Mioceno Superior)***

Corresponde ao período 15,5 a 10 Ma, sendo caracterizada pelas biozonas N-580 e N-630.

Desenvolve-se bem, com os diversos tratos de sistemas, apenas na Plataforma de Florianópolis. Tem na base uma discordância muito erosiva, que trunca as seqüências de maior ordem que compõem a seqüência 14.

Na bacia profunda, depositou-se um leque de assoalho de bacia, com distinta sismofácies.

No poço SCS-2, ao contrário da sísmica, tanto a discordância da base como a do topo não tem fácies elétricas características.

### ***Seqüência 16 (Mioceno Superior – Plioceno)***

Compreende o intervalo de tempo entre 10 e 5,5 Ma, sendo datado pelas biozonas N630-N650.

Na Plataforma de Florianópolis, pode-se acompanhar o traçado da superfície com acentuada erosão, a qual corresponde à discordância limite da base desta seqüência. Na plataforma rasa, é nítido o desenvolvimento de vales incisivos, preenchidos provavelmente pelas fácies sedimentares do trato de sistemas transgressivo já que, aparentemente, o trato de sistemas de mar baixo ficou restrito ao talude e à bacia profunda.

### ***Seqüência 17 (Plioceno – Holoceno)***

Esta seqüência se desenvolveu 5,5 Ma atrás.

A base desta seqüência é constituída por uma superfície de erosão acentuada, ao longo de toda sua extensão.

Na Plataforma de Florianópolis, esta seqüência não é tão espessa como na Bacia de Pelotas e pode ser individualizada como uma seqüência de 3ª ordem. Na plataforma interna, e mais especialmente na região do talude, a discordância da base trunca acentuadamente diversos refletores da seqüência sotoposta, tornando-se uma nítida discordância angular. Na plataforma externa, pode-se ver o preenchimento de um amplo vale inciso por fácies progradantes de baixo ângulo, correspondentes, provavelmente, ao topo do trato de sistemas de nível de mar baixo. Sucedem-lhe o trato de sistemas transgressivo, mostrando um progressivo *onlap* no sentido da planície costeira e o trato de nível de mar alto, sem o desenvolvimento nítido da superfície de inundação máxima. A progradação do nível de mar alto se dá em belíssimas clinofórmulas sigmoidais e oblíquas.

A escavação imposta pelas correntes de fundo junto ao pé do talude deve ter sido responsável pelo acentuado truncamento causado nos refletores dobrados e inclinados da seqüência 16 (esta foi dividida em duas partes, cor azul e rosa). Os sedimentos oriundos desta erosão somados àqueles provenientes da plataforma, via frentes de progradação, e que desceram até o talude, e ainda aqueles da sedimentação pelágica, contribuíram para a formação do leque de assoalho de bacia. Este forma um espesso depósito, constituído por refletores com baixa impedância acústica, sobre o qual devem ter agido as correntes de fundo, tanto na sua formação como na modificação de sua forma externa.

### **Conclusões sobre o sincronismo das seqüências da Bacia de Pelotas com a curva global**

Fontana (1996) concluiu que existe um razoável sincronismo entre as discontinuidades mapeadas (aí incluídas as discordâncias, os limites de seqüências e as máximas inundações) com as previstas no diagrama global de Haq *et al.* (1987). As diferenças podem variar entre 0,5 e 3 Ma (!), atribuídos à ausência de precisão na datação dos limites, tomados na posição em que os estratos são discordantes e não, como deveria ser, onde constituem concordâncias relativas. Tais idades foram obtidas a partir de amostras de calha em poucos poços numa bacia praticamente desconhecida.

## **5.4. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS EM BACIAS INTRACRATÔNICAS**

### **5.4.1. Características gerais**

No Brasil, os exemplos mais conhecidos de bacias em rampa são as bacias intracratônicas compreendendo a Bacia do Paraná, a Bacia do Parnaíba, a Bacia do Amazonas, a Bacia do Solimões, a Bacia de Parecis e a Bacia do Acre. Em geral, possuem dimensões excepcionalmente grandes, rampas com mergulho muito suave, linhas de tempo praticamente horizontais, e têm uma história evolutiva que compreende longos períodos de lenta acumulação de sedimentos intercalados a igualmente longos períodos de soerguimento e amplas erosões. É comum que, após estes eventos de soerguimento, de causas tectônicas, restabeleçam-se as condições de sedimentação sob condições completamente diferentes das anteriores. São, na realidade, bacias diferentes que se superpõem no tempo.

Lindsay *et al.* (1993) afirmam que as bacias intracratônicas caracterizam-se por baixas taxas de subsidência, perfis em rampa muito suaves e diminutas lâminas d'água, o que resulta em pequena geração de espaço para a acomodação dos sedimentos. Suas seqüências são, por isso, delgadas e extensas, poucas delas têm geometria deposicional reconhecível e as descontinuidades da sedimentação são expressas por superfícies de discordância praticamente horizontais e planas. O trato de sistemas de mar baixo é de difícil reconhecimento. Desta forma, a sucessão estratigráfica nestas áreas é constituída de empilhamentos de depósitos dos tratos de sistemas transgressivo e de mar alto, limitados por superfícies de discordância de geometria plana. Assim, as superfícies de inundação máxima praticamente coincidem com o limite da seqüência (p. ex. a seqüência mississipiana, de 2ª ordem, na Bacia do Parnaíba). O problema enfrentado nas bacias intracratônicas não é o da inexistência das seqüências deposicionais ou do reconhecimento da eustasia, e sim o da expressão geométrica das seqüências.

Em termos sismoestratigráficos, à falta de padrões de reflexão outros que o plano-paralelo acresce o problema da alta velocidade das seções e conseqüentemente o pequeno número de refletores. Assim, discordâncias de ordem diferente das seqüências de 2ª ordem serão de mui difícil percepção (dificilmente *onlap* pode ser percebido). Outro problema a ser considerado é a abundância de soleiras e diques vulcânicos na seção paleozóica, o que pode causar erros de interpretação (*pitfalls*) já que poderiam ser confundidas com possíveis feições sismoestratigráficas.

Os mecanismos mais citados no desenvolvimento das bacias intracratônicas incluem: 1) intumescência termal seguida de erosão subaérea e subsidência; 2) estiramento e afinamento da crosta continental; 3) sobrecargas tectônicas nas margens das placas; 4) mudanças de fase e sobrecarga subcrustal; 5) aquecimento e resfriamento da base da crosta; e 6) subsidência relacionada a esforços horizontais.

O espaço disponível para acumulação de sedimentos, em geral, é menor nas bacias intracratônicas, em comparação com o das bacias de margem continental. Pelo fato de serem relativamente rasas, qualquer variação do nível do mar relativo provoca grandes inundações ou exposições. É interessante notar também que as fácies dominantes no contexto marinho raso destas bacias são os tempestitos, ou depósitos de face da praia. Einsele (1985) não reconhece a ocorrência de seções condensadas no centro da bacia, local onde o empilhamento agradacional de estratos atinge máxima espessura, ao contrário do que ocorre em bacias marginais. As seções condensadas estariam na realidade junto à borda da bacia devido principalmente à deposição predominante de tempestitos.

Sloss (1996) aponta algumas peculiaridades das bacias intracratônicas que dificultam a aplicação da estratigrafia de seqüências, relacionando-as a outros tipos de bacia:

- 1) diferenças na ordem de grandeza da taxa lateral de variação de subsidência (centímetros versus metros ou dezenas de metros por quilômetro);
- 2) a batimetria ou a hipsometria é medida em metros e dezenas de metros diferentemente das centenas ou milhares de metros encontrados em bacias fora do cráton ou bacias de antepaís;
- 3) o espaço para acumulação (acomodação) líquido é estabelecido em metros por milhão de anos ao contrário das dezenas de metros por milhão de anos de outros tipos de bacia;
- 4) o tempo registrado é de apenas 10% do tempo total, ao contrário de outros tipos de bacia onde este tempo registrado constitui 50% ou mais do tempo total.

As duas primeiras peculiaridades estariam interrelacionadas no sentido de assegurar que centenas de milhares de quilômetros quadrados dos crátons não apresentam linhas de charneira, faltando por isto quebras de plataforma, tratos extensos com o padrão *offlap* e ausências de leques submarinos de nível de mar baixo.

As taxas de acomodação e os graus de preservação, em escala cratônica, são características da depressão vertical espasmódica da crosta continental sob influência gravitacional, mais do que a variação rítmica de subidas e descidas do nível do mar. Contudo, o mesmo problema de preservação dos sedimentos da plataforma cratônica, encontrado na aplicação do controle eustático do nível do mar, permanece quando a mudança do nível de base é ativado pelo movimento vertical dos crátons (ou por uma variação na taxa de aporte de sedimentos): uma queda de 10m, ou mais, no nível do mar, induzida tectonicamente, o que faria limitar uma seqüência de 3ª ordem, resultaria na desnudação de 10m ou mais na plataforma caso o nível de base submarino tivesse uma relação fixa com o nível do mar.

Sloss (1996) também comenta o fato de que ondas geradas em água profunda, as quais migrariam numa ampla plataforma rasa, perderiam a maior parte de sua energia orbital antes de atingir uma praia distante. Conseqüente-



mente, não se teria ondas de surfe e, por correspondência, a erosão por elas provocada. Esquecia o referido autor, entretanto, que fácies portando a estratificação cruzada *hummocky* são abundantes neste tipo de bacia, o que indicaria a ação freqüente de tempestades. Aliás, o alto volume sedimentar contido nos lobos de tempestitos seria uma maneira de se contornar a tendência de baixa preservação encontrada nestas bacias. Hoje, com a nova proposta de Mutti *et al.* (1996), tem que se levar em conta também os processos de inundação catastrófica e a conseqüente geração dos “tempestitos”.

#### **5.4.2. A determinação do trato de sistemas do nível baixo**

A ausência de uma geometria deposicional que apresente quebra de plataforma e respectivo talude dificulta que se reconheçam os tratos de sistema de nível baixo das diversas seqüências encontrados nas bacias intracratônicas. Algumas vezes, são claras as indicações de superfícies transgressivas, com ravinamento, ou a existência de vales incisos. Mas, na maior parte dos casos, a determinação deste trato de sistemas é de natureza divinatória.

Uma exceção a esta regra é a Formação Rotliegendes no Permiano Inferior do Norte da Europa (Kocurek, 1997). Esta unidade ter-se-ia depositado numa depressão abaixo do nível do mar, constituindo um sistema desértico. O mar cobriu inteiramente o *deserto Rotliegendes* por ocasião da *transgressão Zechstein*. Neste caso, um trato de sistemas de nível baixo pode ser facilmente caracterizado, como a sedimentação desértica abaixo do nível do mar. O mesmo poderia ocorrer na Formação Piauí ou Monte Alegre, respectivamente, nas bacias do Parnaíba e do Amazonas, as quais se caracterizam, na parte basal, por depósitos de um sistema desértico (Della Fávera, 1980). Fora deste contexto, recomendo que não se force o reconhecimento do trato de sistemas de mar baixo como vem sendo aplicado a este tipo de bacia. O trato dominante e característico seria o trato de sistemas transgressivo. O trato de sistemas de nível alto só ocorreria quando reconhecida uma superfície de inundação máxima, sobre a qual estaria superposto. Entretanto, este trato não apresentaria sistemas ou feições deposicionais diferentes dos encontrados no trato de sistemas transgressivo.

#### **5.4.3. A seqüência genética de Galloway (1989) como uma ferramenta a ser utilizada em bacias intracratônicas**

Como já foi anteriormente demonstrado, a dificuldade de se estabelecer limites discordantes para interpretar seqüências de 3ª ordem ou superior, e a

relativa facilidade de se determinar superfícies de inundação máxima, tanto por fácies como em perfis geofísicos, faz com que a seqüência genética, proposta por Galloway (1989), se constitua numa ferramenta ideal em bacias intracratônicas.

Uma maneira indireta que se tem para o estabelecimento de um limite de seqüências devido a rebaixamento eustático é pela ocorrência de diamictitos, ligados à glaciação, ou estrias glaciais. Embora diamictitos indiquem degelo e, por isto, estariam no trato de sistemas transgressivo, sua ocorrência, bem como a de estrias, indicaria antes a existência de uma glaciação e, indiretamente, um rebaixamento do nível do mar. Assim, a base de diamictitos poderia ser usada como um limite de seqüências.

Na Formação Rio Bonito, no Rio Grande do Sul, existem horizontes que permitem uma interpretação como paleossolos, os quais determinam superfícies de exposição subaérea, delimitando seqüências de 4ª ou 5ª ordem. Entretanto, na área carbonífera gaúcha, é rara a existência de conjuntos de camadas delineando parasseqüências no sentido de Van Wagoner (1990), isto é, apresentando uma tendência de *thickening upwards*; ao contrário, predominam arranjos do tipo adelgaçamento para cima (*thinning upwards*). Entretanto, arranjos de espessamento para cima ocorrem na seção da seqüência devoniana, tanto na Bacia do Paraná como na Bacia do Parnaíba. As separações de parasseqüências dão-se pela ocorrência de folhelhos radiativos, os quais marcam afogamentos. Tanto no primeiro como no segundo caso, a indicação de ciclos correspondentes a seqüências de 4ª ordem seria mais bem-feita nas superfícies de inundação máxima.

#### **5.4.4. Simetria estratigráfico-sedimentológica das seqüências eocretáceas e neopaleozóicas do Brasil**

Segundo Della Fávera (1990b), o exame das seqüências deposicionais paleozóicas pós-mississippianas da Bacia do Parnaíba e cretáceas das bacias do Araripe, Sergipe-Alagoas e Ceará indica uma simetria de eventos deposicionais e respectivos produtos, que tornam semelhantes tais seqüências.

Na Bacia do Parnaíba, as referidas seqüências correspondem à paulatina transformação dos antigos mares rasos em lagos (*lago mare* no sentido de Ryan *et al.*, 1973, aplicado ao Messiniano do Mediterrâneo) e posteriormente em extensos desertos, em resposta à formação do Pangéia, no Mesozóico.

Nas bacias cretáceas, houve o fenômeno inverso, isto é, a retomada lenta e gradual pelo mar das áreas desertificadas, passando também por uma fase de *lago mare*, na fase pós-rifte (Andar Alagoas, Aptiano), a partir do rompimento desse supercontinente, desde o Triássico.

Em termos de organização interna, no Paleozóico cada seqüência deposicional apresenta na base (intervalo transgressivo) e no topo (intervalo regressivo) fácies de sistemas “desérticos”, onde predominam arenitos com estruturas sedimentares geradas por processos fluviais e eólicos. Estas fases corresponderiam, na base, a níveis de mar baixo (*lowstands*). O meio da seqüência, correspondendo ao evento de inundação máxima, mostra, coerentemente, fácies carbonáticas – algumas indicando águas profundas – como calcilutitos laminados – associadas, paradoxalmente, a produtos que indicam dessecação, como evaporitos, nos depocentros, e solos carbonáticos (*tepees*) nas plataformas.

A estratigrafia de seqüências das bacias cretáceas também é semelhante. No intervalo transgressivo, as seqüências deposicionais mostram depósitos muito proximais, como conglomerados de leques aluviais (ex. Membro Carmópolis da Formação Muribeca), que passam para cima a fácies de águas mais profundas, siltitos e folhelhos (Membro Ibura), ou laminitos carbonáticos (Formação Santana), até a culminação da transgressão com um folhelho preto, radiativo, com alto teor de carbono orgânico. A seguir ocorrem evaporitos, numa gama variada de sais, nas depressões baciais; nas porções rasas, aparecem fácies de *sabkha* com evidências de dessecação, como solos carbonáticos e *tepees*.

Ambos os ramos desta simetria estratigráfica indicam na parte central das seqüências condições deposicionais expressas no modelo “*deep basin – shallow water*” (Ryan *et al.*).

Curiosamente, tanto as seqüências pós-mississippianas como as aptianas contêm biotas onde o caráter marinho é progressivamente perdido nas primeiras e paulatinamente resgatado nas segundas. Como exemplo, na Bacia do Parnaíba citam-se as seqüências Pensilvaniana (equivalente à Formação Piauí) e Permiana (equivalente à Formação Pedra de Fogo). A Formação Piauí ainda contém faunas marinhas (biválvios), enquanto que a Formação Pedra de Fogo não mais as apresenta, embora os processos deposicionais sejam basicamente os mesmos. No ramo cretáceo, as formações pré-evaporíticas são, em termos bióticos, essencialmente não-marinhas, embora apresentem fácies comuns às de ambiente marinho. As primeiras evidências francamente marinhas ocorrem no intervalo pós-evaporítico, embora as faunas sejam ainda de ambientes bastante restritos.

Na porção mais argilosa dos intervalos transgressivos e regressivos – próximo à superfície de inundação máxima – tanto das seqüências paleozóicas como das cretáceas, ocorrem tempestitos, que são fácies geradas por tempestades expressivas. Na Formação Pedra de Fogo, esses tempestitos aparecem in-

tercalados com estromatólitos e outras feições de água muito rasa ou mesmo de plataformas expostas, como *mud cracks* e *tepees*, indicando condições deposicionais mutuamente excludentes. No ramo cretáceo, bem junto à superfície de inundação máxima, uma dessas tempestades causou mortandade geral de peixes nas bacias de Araripe (Formação Santana) e Sergipe-Alagoas (Formação Muribeca).

#### 5.4.5. Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba é uma bacia intracratônica situada no nordeste do Brasil (estados de Piauí, Maranhão, Ceará e Tocantins). Possui área em torno de 600.000 km<sup>2</sup> (fig. 5.14). Na realidade, sua extensão atual pode ser hoje o remanescente de uma vasta área original, erodida em sua periferia.

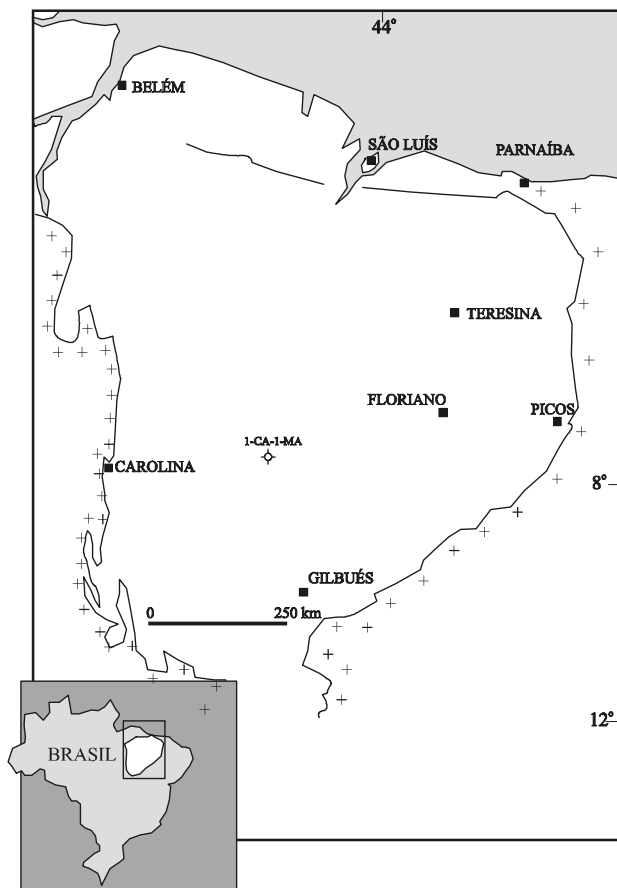


Figura 5.14 – Mapa de localização da Bacia do Parnaíba.

A espessura sedimentar máxima é um pouco superior a 3.000m, a maior parte sendo idade paleozóica e o restante mesozóica. Como as outras bacias intracratônicas brasileiras, a bacia do Parnaíba encontra-se extremamente afetada pelo vulcanismo básico mesozóico, sob a forma de intrusões e derrames.

As unidades estratigráficas da bacia estão dispostas em três grandes ciclos, segundo Brito (1979). O primeiro ciclo corresponde às seqüências situadas estratigraficamente acima dos terrenos pré-cambrianos ou cambro-ordovicianos, que formam o embasamento. Correspondem, segundo aquele autor, a rochas sedimentares terrígenas de idade neo-ordoviciano a eocarbonífera; o segundo, separado do primeiro por uma discordância angular, compreende sedimentos terrígenos que vão do Neocarbonífero ao Jurássico; o terceiro corresponde à fase rifte das bacias marginais brasileiras, de idade neocretácea.

Como exemplo de estratigrafia de seqüências aplicada a bacias intracratônicas, apresenta-se o caso da seqüência devoniana. Esta seqüência foi proposta por mim em 1990, cujo perfil de referência estratigráfica está mostrado na fig. 5.15. Esta figura consta de um perfil de referência estratigráfica para a Bacia do Parnaíba construído a partir do perfil de raios gama do 1-CA-1-MA. Nele, estão apostas as seqüências de 3ª ordem, cujos limites, entretanto, são estabelecidos por superfícies de inundação máxima, já que discordâncias seriam dificilmente assinaláveis. Assim, empregando-se a proposta de Galloway (1989, seqüências genéticas), consegue-se contornar o problema de definição de seqüências baseadas em discordâncias (Albuquerque, 2000). Cada seqüência de 3ª ordem, assim marcada, teria dois tratos de sistema: um inferior, de nível de mar alto, e outro superior, transgressivo.

### **Seqüência Devoniana (2ª ordem)**

Esta seqüência é limitada por uma discordância, de origem tectônica, na base, que a separa da Seqüência Siluriana sotoposta (fig. 5.15). Seu limite superior está estabelecido num nível de diamictito que marca o início do intervalo glacial fameniano (Caputo, 1985). Este diamictito é correlacionável em toda a área sudoeste da bacia. A superfície de inundação máxima desta seqüência foi colocada junto à base do Frasniano. Em termos globais, esta inundação está bem marcada, e os seus produtos são folhelhos negros, orgânicos e radiativos, os quais, em muitas bacias, incluindo a do Solimões, constituem rochas geradoras de hidrocarbonetos.

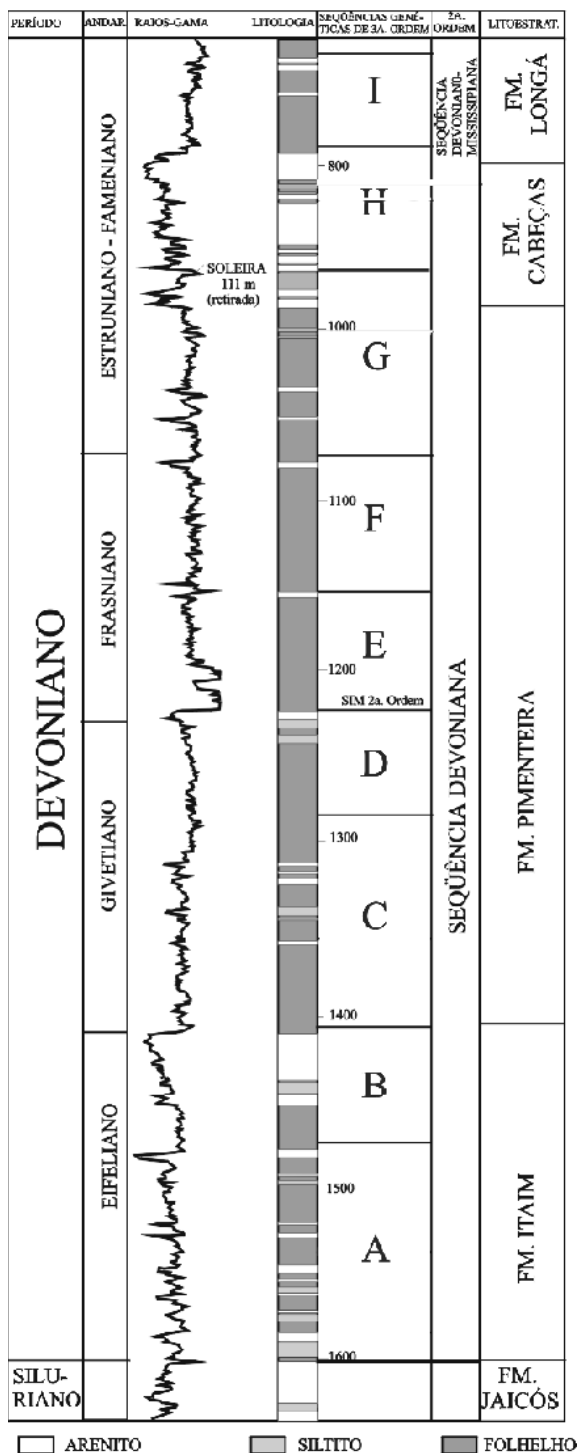


Figura 5.15 – Perfil de referência estratigráfica para a Bacia do Parnaíba, modificado de Della Fávera (1990). O perfil de raios gama é do poço I-CA-1-MA. A seqüência de 2ª ordem assinalada é a seqüência Devoniana, que corresponde ao intervalo delimitado pela discordância basal, contato Devoniano-Siluriano, e por um nível de diamicito que marca o início da glaciação fameniana. As seqüências de 3ª ordem foram marcadas por Albuquerque (2000) em função de inflexões da curva de raios gama, de uma tendência transgressiva para regressiva, o que caracteriza superfícies de inundação máxima. Os corpos de areia da Formação Cabeças são predominantemente fluviais e deltaicos. Os da Formação Itaim são predominantemente tempestíficas. As fácies da Formação Pimenteira são predominantemente tempestíficas.

### **Seqüências de 3ª ordem**

A seqüência de 2ª ordem foi dividida em nove outras de 3ª ordem. Os critérios para esta subdivisão foram firmados em função da litologia, do comportamento da curva de raios gama e, principalmente, da análise da ciclicidade sedimentar, executada por Albuquerque (2000). Nesta, como acontece em outras bacias e seções geológicas, as superfícies de inundação máxima coincidem com uma inversão da tendência transgressiva para regressiva. Poder-se-ia marcar também seqüências de 4ª ordem, usando-se critérios semelhantes, também apoiados pela análise da ciclicidade. Como já foi referido, estas seqüências obedecem aos critérios de Galloway (1989).

### **Sistemas deposicionais**

Nesta seqüência devoniana de segunda ordem, ocorrem sistemas deposicionais mais ou menos conservativos ao longo do tempo geológico. Na base da seqüência, na Formação Itaim e na Formação Cabeças, ocorrem predominantemente depósitos deltaicos com lobos sigmoidais. Junto ao contato com a Formação Pimenteira, os lobos sigmoidais, bastante fluidizados, da Formação. Cabeças ainda apresentam fósseis marinhos, mostrando, assim, um caráter transicional. A Formação Itaim apresenta as mesmas fácies que a Formação Cabeças. A Formação Pimenteira, por outro lado, mostra um predomínio de fácies geradas por ondas de tempestade (tempestitos). Seu contato com a Formação Pimenteira é bastante brusco. Estas fácies estão detalhadas em Della Fávera (1990).

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**





- AGER, D.V. – The stratigraphic code and what it implies. In: Berggreen, W.A. & Van Couvering, J. A. **Catastrophes and Earth History – the new Uniformitarianism.** – Princeton, Princeton University Press, pp. 91-100, 1984.
- AGER, D.V. – **The New Catastrophism. The importance of the rare event in geological history.** Cambridge University Press, Cambridge, 231 p., 1993.
- AIGNER, T. – Storm depositional systems – dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. – In: Friedman, Neugebauer & Seilacher, eds.: **Lecture Notes in Earth Sciences**, Springer-Verlag, 174 p., Berlin, 1985.
- AIGNER, T., BRANDENBURG, A., VAN VLIET, A., DOYLE, M., LAWRENCE, D. & WESTRICH, J. - Stratigraphic modelling of epicontinental basins: Two applications. - **Sedimentary Geology**, v. 69, pp. 167-190, 1990.
- ALBERTÃO, G. A. – **Abordagem interdisciplinar e epistemológica sobre as evidências do limite Cretáceo-Terciário, com base em leituras efetuadas no registro sedimentar das bacias da costa leste brasileira.** UFOP, Dissertação de Mestrado, 2 vols., 251 p. + anexos e encartes, Ouro Preto, 1992.
- ALBUQUERQUE, C. R. M. de – **Subdivisão estratigráfica do Devoniano da Bacia do Parnaíba.** UERJ, Faculdade de Geologia, Dissertação de Mestrado, 2000.
- ALLEN, J. E., BURNS, G. & SARGEANT, S. C. – **Cataclysms on the Columbia.** Portland, Timber Press Inc., 213 p., 1986.
- ARNOLD, V. J. – **Teoria da catástrofe.** 152 p., Campinas, Editora da Unicamp, 1989.
- ASSERETO, R. L. A. M. & KENDALL, C. G. S. T. A. – Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. **Sedimentology**, v. 24, pp. 153-210, 1977.
- BAKER, V. R. – The Spokane Flood Controversy and the Martian Outflow Channels. **Science**, v. 202, pp. 1249-1256, 1978.
- BATES, C. C. – Rational theory of delta formation. **Bull. AAPG**, v. 37, pp. 2119-2162, 1953.
- BEGOSSI, R. & DELLA FÁVERA, J. C. – **Catastrophic flooding as a possible cause to coal accumulation in the Lower Permian of the Paraná Basin, southern Brazil.** 31th. International Congress of Geology, book of abstracts (abstract), 2000.
- BELTRAMI, L. & DELLA FÁVERA, J. C. – **Complexos cíclicos básicos da Bacia Sergipe-Alagoas.** PETROBRAS/DEXPRO, Rel. interno, 1977.
- BENSON, R. H. – Perfection, Continuity, and Common Sense in Historical Geology. In: Berggreen, W. A. & Van Couvering, orgs.: **Catastrophes in Earth History – The New Uniformitarianism**, Princeton, pp. 35-75, Princeton University Press, 1984.

- BERTALLANFY, L. von – **General System Theory**, 311 p., Londres, Penguin Press, 1963.
- BEUF, S., BIJU-DUVAL, B., de CHARPAL, O., ROGNON, P., GARIEL, O. & BENNACEF, A. – **Le Grès du Paléozoïque Inférieur au Sahara**. Paris, Editions Technip., 464 p., 1971.
- BOURGEOIS, J.; HANSEN, T. A.; WIBERG, P. L. & KAUFFMAN, E.G. – A Tsunami Deposit at the Cretaceous-Tertiary Boundary in Texas. **Science**, v. 241, pp. 567-570, 1988.
- BRAGA, A. E. & DELLA FÁVERA, J. C. – Seismic sequence analysis: a new approach for exploration in offshore brazilian basins (Abstract) **Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.**, v. 63, n° 3, 1979.
- BRITO, I. M. - Estratigrafia da Bacia do Parnaíba. I - A seqüência sedimentar inferior. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 51, n° 4, pp. 695-727, 1979.
- BROWN, L. F. & FISHER, W. L. – Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. In: Payton, C. E., org.: **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**, AAPG Mem. 26, pp. 213-248, 1977.
- BRUHN, C. H. L. & WALKER, R. G. – Internal architecture and sedimentary evolution of coarse-grained, turbidite channel-levee complexes, Early Eocene Regencia Canyon, Espírito Santo Basin, Brazil. **Sedimentology**, v. 44, pp. 17-46, 1997.
- BURCHETTE, T. P. & WRIGHT, V. P. – Carbonate ramp depositional systems. **Sediment. Geol.**, v. 79, pp. 3-57, 1992.
- CAPRA, F. – **O ponto de mutação**. São Paulo, Cultrix, 1986.
- CAPRA, F. – **A teia da vida**. São Paulo, Cultrix, 256 p., 1996.
- CAPUTO, M. V. – Late Devonian Glaciation in South America. **Paleog., Paleoclim., Paleocol.**, v. 51, pp. 291-297, 1985.
- CASTRO, J. C., AZAMBUJA, N. C. A. Fo. & XAVIER, A. A. P. G. – **Fácies e análise estratigráfica da Formação Lagoa Feia, Cretáceo Inferior da Bacia de Campos, Brasil**. Actas do VIIIº Congr. Geol. Argentino, v. II, pp. 567-576, 1981.
- CASTRO, J. C., DELLA FÁVERA, J. C. & EL-JADI, M. – **Sedimentary Facies of the Murzuk Basin, Lybia**. PETROBRAS, BRASPETRO, Rel. interno, 1985.
- CITA, M. B., CAMERLENGHI, A., KASTENS, K. A. & MC COY, F. W. – New findings of Bronze Age homogenites in the Ionian Sea: geodynamic implications for the Mediterranean. **Marine Geol.**, v. 55, pp. 47-62, 1984.
- CLOETHING, S. – Intraplate stresses: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level? In: Wilgus *et al.*, orgs.: **Sea level changes: an integrated approach**. S. E. P. M., Spec. Publ. 42, pp. 19-31.

- COHEN, A. – **Lecture notes and references on the East African Rift Lakes.** Prepared for PETROBRAS Personnel. PETROBRAS, Rel. int., 68 p., Rio de Janeiro, 1984.
- DALRYMPLE, R. W., Tidal Depositional Systems. In: R.G. Walker e N. P. James, orgs.: **Facies Models: Response to Sea Level Changes**, Geol. Ass. Can. Geol., St John's, Newfoundland, 1992.
- DEGENS, E., von HERZEN, R., WONG, H. & DEUSER, W. – Lake Kiwu: structure, chemistry and biology of an East African rift lake. **Geologisches Rundschau**, v. 62, pp. 245-277, 1973.
- DELLA FÁVERA, J. C. – **Reconhecimento de novas fácies e ambientes deposicionais na Bacia do Parnaíba.** Anais do XXXI Congr. Bras. de Geologia, Camboriú, Seção de Breves Comunicações, 1980.
- DELLA FAVERA, J. C. – **Eventos de Sedimentação Episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar.** Anais do XXXIII Congr. Bras. de Geologia, pp. 489-498, Rio de Janeiro, 1984.
- DELLA FÁVERA, J. C. – **Tempestitos da Bacia do Parnaíba. Um ensaio holístico.** Tese de Doutorado, UFRGS, 2 vols., 400 p., Porto Alegre, 1990a.
- DELLA FÁVERA, J. C. – **Simetria estratigráfico-faciológica das seqüências eocretáceas e neopaleozóicas do Brasil.** Bol de Resumos, 1º simpósio sobre as Bacias Cretácicas Brasileiras, Rio Claro, 1990b.
- DELLA FÁVERA, J. C. – **Estratigrafia de Seqüências para bacias em rampa.** UERJ, Tese para concurso de Professor Titular de Estratigrafia, 1995.
- DELLA FÁVERA, J. C., BELTRAMI, C. L., CARNEIRO, R. & FEIJÓ, F. J. – **Geologia das bacias de Mendoza e Neuquén, República Argentina.** PETROBRAS/DEPEX, Rel. interno, 1980.
- DELLA FÁVERA, J. C. – **Estratificação cruzada hummocky no carvão do Sul do Brasil.** In 3º CRONOPAR, 1997, Barra do Garças, MT. Boletim de Resumos, 1997.
- DELLA FÁVERA, J. C., CHAVES, H. A. F., PEREIRA, E., CÂMARA Fo., L. M. & MEDEIROS, M. A. M – **Geologia da área de Candiota, Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul.** LABCG/UERJ, Relatório final do 1º Curso de Análise de Bacias, 68 p., Rio de Janeiro, 1992 b.
- DELLA FAVERA, J. C., CASTRO, J. C., SOARES, U. M., ROSETTI, E. L., AZAMBUJA, N. C., RODRIGUES, R., HASHIMOTO, A. T., MATSUDA, N., GUZZO, J. & ALVES, D. B. – **Estratigrafia de Seqüências da Formação Pendência, Bacia Potiguar.** 3º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Rio Claro (Abstract), 1994a.
- DELLA FÁVERA, J. C., CHAVES, H. A. F., PEREIRA, E., BERGAMASCHI, S., REIS, C. C. LIMA Fo., M. F. & PEREIRA, S. D. – **Geologia da Área de**

- Figueira-Sapopema, Bacia do Paraná, Estado do Paraná.** LABCG/UERJ, Relatório final do 2º Curso de Análise de Bacias, 89 p., Rio de Janeiro, 1993.
- DELLA FÁVERA, J. C., CHAVES, H. A. F., MEDEIROS, M. A. M., MENEZES, C. P., TAVARES, M. E., GONZÁLEZ, M. E., PINHEIRO, M. L. e SILVA, O. C. – **Análise estratigráfica do Andar Buracica, Bacia do Recôncavo.** UERJ/LABCG, Relatório final do 3º Curso de Análise de Bacias. Rio de Janeiro, 1994b.
- DELLA FÁVERA, J. C. & POSSATO, S. – **The use of depositional sequences as a tool for oil exploration in Brazilian Sedimentary Basins.** Proc. 2nd. Geological Congress on Middle East (Geocome II), Baghdad, 1984, pp. 65-75. 1985.
- DeRAAF, J. F. M., READING, H. G. & WALKER, R. G. – Cyclic sedimentation in the Westphalian of North Devon, England. **Sedimentology**, v. 4, pp. 1-52, 1965.
- DOTT, Jr., R. H. – 1982 SEPM Presidential Address: Episodic Sedimentation – How normal is average? How rare is rare? Does it matter? **Jour. Sed. Petr.**, v. 53, n. 1, pp. 5-23, 1983.
- EINSELE, G. – Response of sediments to sea-level changes in differing subsiding storm-dominated marginal and epeiric basins. In: Bayer, U., Seilacher, A., orgs.: **Sedimentary and evolutionary cycles**, pp. 68-97, Berlim, Springer-Verlag, 1985.
- EINSELE, G. & SEILACHER, A. (orgs.) – **Cyclic and events in stratigraphy.** Springer-Verlag, Berlim, 955 p., 1982.
- ELLIOTT, T. – Clastic shorelines. In: Reading, H. G., org.: **Sedimentary environments and facies.** Oxford, pp. 113-154, Blackwell, 1986.
- FISCHER, A. G. – Lofer cyclothems of alpine Trias. **Kansas Geol. Surv. Bull.**, v. 169, p. 107, 1964.
- FISHER, R. V. – Flow transformations in sediment gravity flows. **Geology**, v. 11, pp. 273-274, 1983.
- FISHER, W. & MCGOWEN, J. H. – Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. **Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc., Trans.**, v. 17, pp. 213-248, 1967.
- FONTANA, R. L. – **Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis.** U.F.R.G.S., Tese de Doutorado em Geociências, 2 vols., 214 p. + figs., Porto Alegre, RS, 1996.
- FRAZIER, D. E. – Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. **Bureau of Economic Geology, University of Texas, Geological Circular**, 74-1, 26 p., 1974.
- GALLOWAY, W. E. – Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. **AAPG Bull.**, v. 73, pp. 125-142, 1989.

- GLEICK, J. – **Caos – A criação de uma nova ciência**. 310 p., Rio de Janeiro, Editora Campus, 1989.
- GOMES, P. O. – **Tectonismo, vulcanismo, sedimentação e processos erosivos no segmento nordeste da margem continental brasileira**. UERJ, Dissertação de Mestrado, 2000.
- GOODWIN, P. W. & ANDERSON, E. J. – Punctuated Agradational Cycles. **Jour. Geol.**, v. 93, pp. 515-533, 1985.
- GORSLINE, D. S. – Anatomy of Margin Basins – Presidential Address. **Jour. Sed. Petr.**, v. 48, nº 4, pp. 1055-1063, 1978.
- GOULD, S. J. – Toward the vindication of punctuational change. In: W. A. Bergreen & J.A. Van Couvering, orgs.: **Catastrophes and Earth History – The New Uniformitarianism**, Princeton, 464 p., Princeton University Press, 1984.
- GOULD, S. J. & ELDREDGE, N. – Punctuated equilibria: the tempo and mode of evolution reconsidered. **Paleobiology**, v.3, pp. 115-151, 1977.
- GRESSLY, A. – Observations géologiques sur le Jura Soleurois. **Neue Denkschr. allf. schweiz. G. Ges., ges. Naturw.**, vol. 2, pp. 1-112, 1838.
- HAQ, B. , HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. **Science**, v. 235, pp. 1156-1166, 1987.
- HAQ, B. , HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. – Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. – In: C. K. Wilgus *et al.*, orgs.: **Sea level changes: an integrated approach**. – SEPM, Spec. Paper 42, pp. 71-108, 1988.
- HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B., SPEARING, D. R. & WALKER, R. G. – **Depositional Environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences**. S.E.P.M. Short Course, v. 2, Dallas, 1975.
- HEWARD, A. P. – Alluvial Fan Sequence and Megasequence models. In: A. D. Miall, orgs.: **Fluvial Sedimentology**, Can. Soc. Petr. Geol., Mem. 5, pp. 669-702, 1978.
- HSÜ, K. J. – Actualistic Catastrophism – Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists. **Sedimentology**, v. 30, pp. 3-9, 1983.
- HSÜ, K. J. – The desiccation of the Mediterranean sea. **Endeavour**, new series, v. 11, nº 2, pp. 67-72, 1987.
- JERVEY, M.T. – Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In Wilgus, C.K. *et al.*, orgs.: **Sea-Level change – an integrated approach**. SEPM, Spec. Publ. 42, pp. 47-69, 1988.
- JOHNSON, H. D. & BALDWIN, C. T. – Shallow Siliciclastic Seas. In: H. G. Reading, org.: **Sedimentary Environments and Facies**, 2<sup>nd</sup>. ed., pp. 229-282, Oxford, Blackwell, 1986.

- KARAGODIN, Yu. N. – Relações mútuas entre os complexos cíclicos sedimentares em seções de bacias contendo petróleo e gás. **Dohl. Akad. Nauk. SSSR**, 220 (6): 1414-1416. (traduzido do russo por Fucs, A.), 1975.
- KENDALL, C. G. ST. C. & LERCHE, I. – The rise and fall of Eustasy. In: Wilgus, C.K. *et al.*, orgs.: **Sea-Level Changes – An integrated Approach**, SEPM, Spec. Publ. 42, pp. 3-17, 1988.
- KLEIN, G. de V. – A sedimentary model for determining paleotidal range. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, v. 82, pp. 2585-2592, 1971.
- KLEIN, G. de V., MELO, U. de & DELLA FÁVERA, J. C. – Subaqueous Gravity Processes on the Front of Cretaceous Deltas, Recôncavo Basin, Brazil. **Geol. Soc. America Bull**, v. 83, pp. 1469-1492, 1972.
- KOCUREK, G. – Desert aeolian systems. – In: Reading, H. G., org.: **Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy**. Oxford, Blackwell, pp. 125-153, 1997.
- KOCUREK, G. & DOTT, R. H., Jr. – Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. **J. Sediment. Petrol.**, v. 51, pp. 579-595, 1981.
- KUHN, T. – **A estrutura das revoluções científicas**. São Paulo, Perspectiva, 1987.
- LINDSAY, J. F., KENNARD, J. M., SOUTHGATE, P. N. – Application of sequence stratigraphy in an intracratonic setting, Amadeus basin, central Australia. In: Posamentier *et al.*, orgs.: **Sequence Stratigraphy and facies associations**. SEPM Spec. Publ., pp. 605-632, 1993.
- LOUTIT, T. S., HARDENBOL, P., VAIL, P. R. & BAUM, G. R. – Condensed sections: the key of age dating and correlation of continental margin sequences. In: Wilgus, C. K. *et al.*, orgs.: **Sea level changes: an integrated approach**. S.E.P.M., Spec. Paper 42, pp. 183-216, 1988.
- LOWE, D. R. – Water escape structures in coarse-grained sediments. **Sedimentology**, v. 22, pp. 157-349, 1975.
- LUDWIG, G. – Nova divisão estratigráfica e correlação faciológica por meio de pequenas estruturas internas dos sedimentos silurianos e devonianos na Bacia do Médio Amazonas. Petrobras/CENAP, **Ciência Técnica e Petróleo**, nº 1, 71 p., 1964.
- MANGIN, J. P. – Traces de pattes d’oiseaux et flute casts associés dans une “facies flysch” du Tertiaire Pyrenéen. **Sedimentology**, v. 1, p. 163, 1962.
- MARSAGLIA, K. M. – The feasibility of tsunamis as ancient sedimentologic agents. **S.E.P.M. Midyear Meeting Abstracts**, v. iv., 1987.
- MENDES, J. M. C. – **Análise estratigráfica da seção Neo-Aptiana/Eocenomaniana (Fm. Ricachuelo) na área de Aracaju e adjacências – Bacia de Sergipe-Alagoas**. U.F.R.G.S., Dissertação de Mestrado, 166 p., Porto Alegre, RS, 1994.

- MOORE, G. W. & MOORE, J. G. – Large-scale bedforms in boulder gravel produced by giant waves in Hawaii. **Geol. Soc. America Spec. Paper 229**, pp. 101-110, 1988.
- MIALL, A. D. – Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. **Jour. Sed. Petr.**, v. 61, pp. 497-505, 1991.
- MIALL, A. D. – **The Geology of Stratigraphic Sequences**. Springer-Verlag, Nova York, 433 p., 1997.
- MILANI, E. J. – Aspectos da evolução das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil. **PETROBRAS, CENPES, Sec. Exploração de Petróleo**, nº 18, 61 p., Rio de Janeiro, 1987.
- MILLER, J. M. G. – Glacial Sediments. In: H. G. Reading (org.): **Sedimentary Environments**. Oxford, Backwell, pp. 454-484, 1996.
- MITCHUM, R. M. – Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C. E., ed.: **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**. AAPG, Memoir 26, pp. 205-212, 1977.
- MÖRNER, N. A. – Eustasy and geoid change. **J. Geol.**, v. 84, pp. 123-151, 1976.
- MUTTI, E. – **Turbidite Sandstones**. Agip, Milano, 275 p., 1992.
- MUTTI, E., BARROS, M., POSSATO, S. & GUARDADO, L. R. – **Deep-sea fan turbidite sediments winnowed by bottom currents in the Eocene of the Campos Basin, Brazilian Offshore**. Bochum, I.A.S., 1<sup>st</sup> European Meeting, p. 114 (Abstract), 1980.
- MUTTI, E., DAVOLI, G., TINTERRI, R. & ZAVALA, C. – The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. **Estratto da Memorie di Scienze Geologiche**, v. 48, pp. 233-291, 1996, Padova.
- MUTTI, E. & RICCI-LUCCHI, F. – Le torbiditi dell'Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies. **Mem. Soc. Geol. Ital.**, v. 11, pp. 161-199, 1972.
- MUTTI, E., RICCI-LUCCHI, F., SÉGURET, A. P., ZANZUCCHI, G. – Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits. **Marine Geology**, v. 55, nº 1/2, pp. 103-117, 1984.
- NORMARK, R. W. – Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. **Bull. AAPG**, v. 62, pp. 912-931, 1978.
- NORMARK, R. W. & PIPER, D. J., – Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. **SEPM Spec. Publ.**, nº 46, pp. 207-230, Tulsa, 1991.
- PARKER, R. – Buffers, Energy Storage, and the mode and tempo of geologic events. **Geology**, v. 13, pp. 440-442, 1985.



- PARRISH, J. T. – Upwelling and petroleum source beds, with reference to Paleozoic. **AAPG Bull.**, v. 66, n° 6, pp. 750-774, 1982.
- POSAMENTIER, H. W., ALLEN, G. P., JAMES, D. P., & TESSON, M. – Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. **AAPG Bull.**, v. 76, pp. 1687-1709, 1992.
- POSAMENTIER, H. W. & ALLEN, G. P. – **Siliciclastic Sequence Stratigraphy. Concepts and Applications.** AAPG Short Course, 89 p., 1994.
- POSAMENTIER, H. W. & ALLEN, G. P. – **Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications.** SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 1999.
- POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M. T. & VAIL, P. R. – Eustatic controls in clastic deposition I – Conceptual framework. In: Wilgus, C. K. *et al.*, orgs.: **Sea-Level Changes – An integrated Approach.** SEPM Spec. Publ., n° 42, pp. 109-124, 1988.
- POSAMENTIER, H. W. & VAIL, P. R. – Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and system tract models. In: Wilgus, C. K. *et al.*, orgs.: **Sea level change – an integrated approach.** SEPM, Spec. Publ., n° 42, pp. 125-154, 1988.
- REINECK, H.-E & SINGH, I. B. – **Depositional Sedimentary Environments – with reference to terrigenous clastics,** Berlim, Springer-Verlag, 439 p., 1986.
- RIBEIRO, M. J., BADI, W. S. E., GONZÁLEZ, A. P., LICHT, O. B. & TEIXEIRA, G. – **Jazida Santa Maria, chumbo e zinco estratiformes no Grupo Bom Jardim, Rio Grande do Sul.** Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camboriú, v. 3, pp. 1725-1735, 1980.
- ROSSETTI, E. L. – Estratigrafia de Sequências de Alta Resolução obtida com Imageamento de Linhas Sísmicas na Fase Rift da Bacia Potiguar (Eocretáceo). UFRGS, Dissertação de Mestrado, Porto Alegre.
- RYAN, Q. B. F. & HSÜ, K. J. *et al.* – **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project,** v. XIII, Washington, US Governm. Print. Office, 1447 p., 1973.
- SADLER, P. M., OSLEGER, D. A. & MONTAÑEZ, I. P. – On the labeling, length, and objective basis of Fischer Plots. **Jour. Sed. Petr.**, v. 63, pp., 360-68, 1993.
- SCHOLZ, C. Z., ROSENDAHL, B. R. & SCOTT, D. L. – Development of coarse-grained facies in lacustrine rift basins. Examples from East Africa. **Geology,** v. 18, n° 2, pp. 140-144, 1990.
- SEILACHER, A. – Bathymetry of trace-fossils. **Marine Geology,** v. 5, pp. 413-428, 1967.
- SEILACHER, A. – General remarks about event deposits. In: Einsele, G. & Seilacher, A., orgs.: **Cyclic and Event Stratification,** pp. 161-174, Springer-Verlag, 1982.
- SEILACHER, A. – Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. **Marine Geology,** v. 55, n° ½, pp. 1-12, 1984.

- SELLEY, R.C. – **An introduction to sedimentology**. Londres, Academic Press, 408 p., 1976.
- SHANMUGAN, G. – Orderliness in the midst of chaos: prediction of deep-water reservoir facies in a slump and debris-flow dominated system, Equatorial Guinea, West Africa. **AAPG Bull.**, v. 82, nº 10, pp. 1912, 1998.
- SHANLEY, K. W. & McCABE, P. J. – Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. **AAPG Bull.**, vol. 78, pp. 554-568, 1994.
- SILVA, H. T. da – **Flooding surfaces, depositional elements, and accumulation rates – characteristics of the Lower Cretaceous tectonosequence of the Reconcavo Basin, Northeast Brazil**. Univ. do Texas at Austin, Tese de Doutorado, 312 p., Austin, Texas, 1993.
- SLOSS, L. L. – Sequences in the cratonic interior of North America. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, v. 74, pp. 93-114, 1963.
- SLOSS, L. L. – Comparative anatomy of cratonic unconformities. In: Schlee, J. S. org.: **Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation**. AAPG Mem. 36, pp. 1-6, 1984.
- SLOSS, L.L. – Sequence stratigraphy on the craton: caveat emptor. In: Witzke, B. J., Ludvigson, G. A. & Day, J.: **Paleozoic Sequence Stratigraphy**. Geol. Soc. America, Spec. Paper, 306, pp. 425-434, 1996.
- SOUZA CRUZ, C. E. de – **Estratigrafia e sedimentação de águas profundas do Neogeno da Bacia de Campos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil**. Tese de doutoramento, UFRGS, 1995.
- STANLEY, D. J. & UNRUG, R. – Submarine Channel Deposits, Fluxoturbidites and other Indicators of Slope and Base of Slope Environments in Modern and Ancient Marine Basins. In: Rigby, J. K. & Hamblin, W. K., orgs.: **Recognition of Ancient Sedimentary Environments**, SEPM, Spec. Publ. nº 16, pp. 287-340, 1972.
- TAGLIARI, C. V. – **Evolução das seqüências mistas (siliciclásticas e carbonáticas) sob a influência da halocinese durante o Albo-Aptiano da Plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo**. Dissertação de Mestrado, UFRGS, 101 p., Porto Alegre, 1993.
- VAIL, P. R. – Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally, W. A., org.: **Atlas of Seismic Stratigraphy**, v. 1, AAPG Studies in Geology nº 27, pp. 1-10, 1987.
- VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. & PEREZ-CRUZ, C. – The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology. In: Einsele, G. *et al.*, orgs.: **Cycles and events in stratigraphy**, Berlim, 955 p., Springer Verlag, 1992.
- VAIL, P. R., HARDENBOL, J. & TODD, R. G. – Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and

- biostratigraphy. In: Schlee, J. S., org.: **Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation**. AAPG, Mem. 36, pp. 129-144, 1984.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. Jr., TODD, R. G., WIDMIER, J. M. THOMPSON, S., SANGREE, J. B., BUBB, J. N. & HATLELID, W. G. – Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: C. E. Payton, org.: **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**. AAPG Memoir 26, pp. 49-212, 1977.
- VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUITT, T. S. & HARDENBOL, R. M. – An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C. K. *et al.*: **Sea-level changes: an integrated approach**, SEPM, Spec. Publ. 42, pp. 39-46, 1988.
- VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M. Jr., CAMPION, K. M. & RAHMANIAN, V. D. – Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. **AAPG, Methods in Exploration series**, n° 7, 55 p., 1990.
- VISHER, G. – Use of the vertical profile in environmental reconstruction. **AAPG Bull.**, v. 49, n° 1, pp. 41-61, 1965.
- WALKER, R. G. – Mopping up the Turbidite Mess. In: Ginsburg, R., **Evolving Concepts in Sedimentology**, J. Hopkins Univ. Press., pp. 1-37, 1973.
- WALKER, R. G. (org.) – **Facies models**. Geosci. Can., v. 3, pp. 21-24, 1976.
- WALKER, R. G. – Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. **AAPG Bull.**, v. 62, pp. 932-966, 1978.
- WALKER, R. G. – Shelf and shallow marine sands. In: R. G. Walker, org.: **Facies Models**. Geosci. Can. Reprint Series, vol. 1, Geol. Assoc. Can. Geol., pp. 141-170, 1984.
- WALKER, R. G. – Facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R. G. & James, N. P., orgs.: **Facies Models: Response to Sea Level Change**, pp. 1-14, Geol. Ass. Can., St. John's, New Foundland, 1992.
- WELLER, J. M. – **Stratigraphic Principles and Practice**. New York, Harper & Brothers, 725 p., 1960.
- WHITBREAD, T. & KELLING, G. – Mrar Formation of Western Libya – Evolution of an early carboniferous delta system. **AAPG Bull.**, v. 66, n° 8, pp. 1091-1107, 1982.
- WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. ST. C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A., VAN WAGONER, J. C. orgs.: **Sea Level Changes – an integrated approach**. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., v. 42, 407 p., 1988.

# ÍNDICE REMISSIVO

## A

abalos sísmicos, 36, 39, 40  
acanalamento múltiplo, 150, 151  
acomodação, 75, 76, 84, 90, 91, 92, 99, 110, 111, 114, 115  
Acre, bacia do, 195, 228  
Açu, Formação, 178, 181  
Almada, bacia de, 154, 190, 194  
aloestratigrafia, 45  
Amazonas, bacia do, 32, 42, 58, 157, 160, 195, 229  
anastomosado, 152  
antepaís (*foreland*), 78  
antepraia (*foreshore*), 178  
Araripe, bacia do, 155, 195, 233, 235  
Arroio dos Nobres, Formação, 38, 150  
“arrumação”, 57, 58  
associação de fácies, 123, 135  
atualismo, 29, 49

## B

bacias em rampa, 81, 90, 229  
*ball & pillows*, 39  
barra de embocadura, 122, 162, 163, 172  
Barra Nova, Grupo, 208  
barras de maré, 177, 179  
barras sigmoidais geradas pela inundação, 170  
Barreirinhas, bacia de, 42, 195  
Batinga, Formação, 161  
*beach-ridges*, 115  
*beachrocks*, 159  
bioestratigrafia, 44, 66, 79  
bioturbação, 116, 144, 163, 176, 182, 192, 209  
bioturbação por raízes, 144  
Botucatu, Formação, 157  
*Braarudosphaera*, 98  
Bragança-Viseu, bacia de, 194  
*braid-deltas*, 149, 202, 207  
*braided*, 151, 152  
*buffer* de energia, 47, 48

## C

- Cabeças, Formação, 38, 154, 161, 164, 186, 238  
Caboclo, Formação, 186  
calcário de Mapele, 41, 42  
Camamu, bacia de, 154, 195  
Camaquã, bacia de, 38, 150, 157, 195  
Cambriano, 82  
Campos, bacia de, 38, 43, 81, 91, 99, 100, 101, 113, 114, 135, 136, 150, 189, 190, 192, 208  
canais de maré, 39, 174, 177  
Candeias, Formação, 41, 42, 190, 191  
caos, 46, 71  
Carmópolis, Formação, 150, 234  
carpetes de grão, 135, 189  
carvão, 100, 121, 141, 142, 174  
Cassiporé, bacia de, 195  
*CDP (common depth point)*, 63  
Ceará, bacia do, 195, 233, 235  
chaminés de fluidização, 143  
Chapada Diamantina, 154, 161, 179, 180, 186  
ciclos de Milankovitch, 107, 108  
cinzas vulcânicas, 43  
*clay plugs*, 154  
clima, 38, 53, 71, 75, 158, 204, 209  
*climbing ripples*, 39, 130, 131, 138, 163, 164, 172, 173  
*climbing ripples* transladantes subcríticos, 130  
*coarse-grained point bar*, 151  
compensação de espessuras, 146  
complexos de canais-transbordamento, 69  
Complexos de ciclos básicos de Karogodin, 86, 87  
concordância relativa, 100, 201, 202  
conjuntos de camadas (CAM), 103  
contornitos, 58, 70, 189, 192  
convoluções, 39, 142  
correlação litoestratigráfica versus correlação cronoestratigráfica, 109  
corrente de contorno, 189  
corrente de gradiente, 139, 140, 185  
corrente de turbidez, 32, 33, 125, 134, 135, 136, 139, 170, 207  
corte em catenária, 185, 187  
Cretáceo, 36, 37, 45, 101, 143, 144, 155, 157, 189, 190, 208, 222, 223, 224, 234  
*crevasse-splay lobes*, 163  
*crevassing*, 163

crista da barra, 163, 178  
cronoestratigrafia, 44, 101  
Cumuruxatiba, bacia de, 195, 217  
cunha de mar baixo, 91, 113, 226, 227  
Curuá, Formação, 161  
curva de Vail, 46, 63, 101  
curva eustática, 74, 77, 83, 88, 110, 111, 219

## D

*debris flow*, 33, 58, 134, 135, 150, 164  
dedo do talude, 113  
*deep basin – shallow water*, condição de, 234  
delta do Mississippi, 56, 136, 162  
delta Gilbert, 164  
depósitos de águas profundas, 187  
depósitos de ambientes dominados pela ação de maré, 174  
depósitos de ambientes dominados pela ação de ondas, 161  
depósitos de leques aluviais, 149, 151  
depósitos de plataforma dominada pela maré, 175  
depósitos de praias, 182  
depósitos de rios entrelaçados, 152, 153, 177  
depósitos de sistemas desérticos, 155  
depósitos deltaicos dominados por ação fluvial, 162  
depósitos de deltas dominados por ação de ondas, 184  
depósitos fluviais, 70, 79, 100, 150, 168  
depósitos glaciais, 158, 161  
Devoniano, 34, 146, 154, 161, 171, 173, 237  
diagrama cronoestratigráfico, 116, 117, 118  
diamictito, 135, 142, 159, 233, 236, 237  
diápiros de argila, 43  
*dipmeter*, 201, 215  
discordância, 46, 48, 63, 68, 71, 78, 79, 81, 82, 86, 89, 94, 95, 98, 100, 115, 118, 127, 197, 198, 199, 200, 201, 203, 215, 216, 219, 220, 222, 223, 224, 225, 226, 228, 230, 236, 237  
*dish*, 39, 142, 143, 164  
dobras convolutas, 142, 143  
dobras de escorregamento (*slumping folds*), 143  
*downlap*, 65, 66, 68, 69, 70, 81, 94, 95, 113, 117, 118, 197, 200, 222, 224, 225, 226  
drape, 69, 70, 132, 133, 181  
drenagem por emersão, 176

## E

*ejecta*, 37, 43  
elipsóide de deformação, 52  
*emergence runoff*, 176  
Eoceno, 41, 75, 135, 214, 216, 221, 222, 223  
equilíbrio pontuado da evolução, 48  
escape d'água, 42, 138, 142, 164, 173  
Escola da Exxon, 63, 65, 71, 73, 78, 90  
esforços intraplacas, 76  
Espírito Santo, bacia do, 190, 191, 195, 208  
estágio de água parada (*slack water*), 132  
Estância, Formação, 41  
estase, 48  
estratificação cruzada acanalada, 121, 123, 124, 129, 134, 205  
estratificação cruzada eólica "óbvia", 132  
estratificação cruzada *hummocky*, 34, 35, 36, 55, 139, 141, 163, 166, 172, 174, 186, 210, 232  
estratificação cruzada planar, 129  
estratificação lenticular, 133, 178, 184  
estratificação ondular, 133, 176, 184  
estratigrafia de seqüências, 46, 53, 57, 63, 64, 70, 71, 72, 73, 76, 79, 80, 86, 95, 101, 102, 115, 167, 195, 196, 197, 199, 208, 211, 217, 218, 229, 234  
estratigrafia moderna, 120  
estratigrafia por eventos, 50, 71  
estrias glaciais, 159, 233  
estruturas aerodinâmicas e hidrodinâmicas geradas por correntes, 128  
estruturas deformacionais, 39, 128, 143  
estruturas geradas pela corrente de maré, 132  
estruturas geradas pelo vento, 130  
estruturas produzidas por fluidização, 143  
*estuarine shoal massifs*, 179  
estuário, 39, 83, 96, 175, 177, 178, 179  
eustasia, 67, 71, 72, 74, 75, 76, 77, 79, 82, 85, 88, 110, 230  
excentricidade, 83, 202

## F

face da praia (*shoreface*), 182, 208  
fácies de espessura grossa (*thick-bedded facies*), 144  
fácies glaciofluviais, 158  
fácies glaciolacustres, 158



fácies glaciomarinhas, 158  
fácies sedimentares, 51, 79, 121, 122, 125, 126, 127, 215, 228  
fácies sísmicas, 65, 67, 69, 70, 112, 116  
fácies turbidíticas, 58, 134, 135, 137  
Falha de Salvador, 41  
falhas de crescimento, 73, 114, 164  
*fan-deltas*, 149, 166, 168, 202, 203, 206  
Fanerozóico, 82  
fase de cicatrização, 92, 94, 224  
fase rifte, 33, 171, 199, 200, 206, 220, 236  
festão, 122, 129, 153, 163, 177  
filosofia *bootstrap*, 50  
*flaser*, 133, 176  
fluidizações, 40  
fluxo de detritos, 33, 134, 135  
fluxo fluidizado, 134  
fluxo granular, 125, 130, 134, 142, 156  
*flysch*, 37, 58, 136, 164, 172, 173, 198, 203, 207  
força da matriz, 134, 135  
formas de leito, 128, 129, 151, 179  
Foz do Amazonas, bacia da, 155  
Furnas, Formação, 38, 150, 154, 173, 186

## G

geocronometria, 45  
glauconita, 94, 98, 213  
gradualismo, 29, 30, 50  
gráficos de Fischer, 103  
*grain flow*, 142  
*grès cloisonnés*, 159  
Guaritas, Formação, 157

## H

*herringbone*, 134, 176, 177, 180, 181  
hiato significativo, 79  
hiperpical, 39, 136, 165  
hipopical, 136  
holístico, 50, 51, 53, 55, 71, 86, 122, 149  
holoestratigrafia, 53

holograma, 52, 54  
homogeneização, 39, 40  
homogenito, 39, 40, 42, 125  
homopical, 39, 136, 138, 164  
*hummocky*, 34, 35, 36, 55, 56, 139, 140, 141, 163, 166, 172, 174, 182, 184, 185, 186, 210, 224, 225, 232

## I

ignição, 35, 141, 169  
ilhas de barreira, 92, 182, 184, 213  
inframaré, 175, 176  
intermaré, 133, 176, 209  
inundação em lençol, 39, 150  
inundações catastróficas, 34, 43, 141, 165, 166, 167, 172, 174, 186  
inundações de Bretz, 43  
inversão textural, 156  
Irati, Formação, 43, 98  
irídio, 37, 98  
Itajaí, bacia de, 195  
Itararé, Grupo, 161, 164

## J

Jacuípe, bacia de, 195  
Jandaíra, Formação, 179, 181, 208  
Jatobá, bacia do, 195  
Jequitinhonha, bacia de, 195, 217  
*johkulhaupt*, 43

## L

*lag*, 110, 153, 154, 177  
*lago mare*, 223  
lamito seixoso, 135  
Lei de Walther, 49, 126, 127  
leque de assoalho de bacia, 90, 113, 167, 223, 225, 226, 227, 228, 229  
leques aluviais, 38, 127, 149, 151, 201, 216

leques submarinos, 127, 187, 189, 231  
limite de seqüência tipo, 80, 81  
limite de seqüência tipo, 80, 81, 89  
linha de baía (*bayline*), 112  
linha de charneira, 73  
linha de praia, 77, 86, 90, 91, 92, 94, 99, 110, 112, 210, 211, 213  
*linsen bedding*, 177  
litoestratigrafia, 44  
Livramento, Folhelho, 200, 202  
lobos sigmoidais, 38, 39, 40, 132, 136, 138, 164, 173, 207, 237, 238  
Longá, Formação, 161

## M

Macaé, Formação, 208  
Marajó, bacia de, 195  
margas a *Turritella*, 146  
megacamadas, 40, 41  
*megaripples*, 128, 176  
Messiniano, 100, 223  
método do *zoom*, 53, 54, 122  
*microhummocky*, 139, 182  
Mississippiano, 146  
modelo de Mutti & Ricci Lucchi (turbiditos), 187, 188  
Monte Alegre, Formação, 157, 232  
Morro do Chapéu, Formação, 179, 180, 181, 186  
Motuca, Formação, 157  
*mounds*, 69, 70, 115  
Mucuri, bacia do, 194  
*mud-flat*, 176  
*multiple channelling*, 150

## N

Neocarbonífero, 157, 236  
Neógeno, 75, 91, 101, 102  
Neotriássico, 82  
número de Froude, 129

# O

*offlap*, 69, 80, 81, 96, 114, 196, 197, 205, 212, 223, 231  
*offshoots*, 130  
Oligoceno, 78, 98, 221, 224, 225, 226  
olistolitos, 40, 41  
*onlap*, 46, 63, 65, 66, 70, 73, 77, 78, 110, 112, 117, 118, 154, 197, 202, 215, 224, 225, 226, 227, 230  
*onlap* costeiro, 46, 63, 77, 78, 110, 112, 117, 197, 215, 225  
*Ophiomorpha*, 144

# P

*PAC's (punctuated aggradational cycles)*, 87, 88, 103, 104, 105, 106  
paleobatimetria, 69, 71, 76  
Paleógeno, 102  
paleossolos, 144, 233  
parabrechas intraclásticas, 39, 43  
paradigma, 48, 50, 53, 55, 56, 57, 71, 86, 97, 122, 149, 184  
Paraíba-Pernambuco, bacia de, 195  
parasseqüência, 63, 66, 71, 78, 83, 84, 86, 97, 110, 115, 116, 141, 183, 202, 207, 226, 233  
Parnaíba, bacia do, 34, 37, 38, 49, 55, 144, 146, 154, 155, 156, 157, 161, 164, 172, 173, 186, 187, 195, 229, 230, 232, 233, 235, 236, 237  
Pastos Bons, Formação, 37, 157, 172  
Pedra de Fogo, Formação, 49, 144, 234  
Pelotas, bacia de, 195, 218, 219, 221, 228, 229  
Pendência, Formação, 150, 155, 199, 201, 203, 205  
penepiano, 81, 167  
Piauí, Formação, 157, 232, 234  
pilares, 143  
Pirambóia, Formação, 127, 157  
Pitanga, Membro, 42  
*pitfalls*, 230  
planície de maré, 174, 175, 176, 177, 180, 182  
Plataforma de Florianópolis, 218, 219, 220, 221, 222, 223, 224, 225, 226, 227, 228  
Plataforma do Pará-Maranhão, bacia da, 195  
plataforma dominada pela maré, 179  
plataformas em rampa, 208, 211  
Pleistoceno, 198

ponto de equilíbrio, 111, 112  
pontos de inflexão da curva eustática, 74  
pós-praia (*backshore*), 184  
Potiguar, bacia, 150, 155, 172, 179, 181, 186, 195, 197, 199, 207, 208  
Pré-Cambriano, 41, 82, 154, 157, 161, 180, 236  
precessão, 108  
preenchimento da frente do talude, 69, 70  
pressão neutra, 134, 143  
primeira linha de cachoeiras (*knickpoint*), 89

## Q

queda de grãos, 130

## R

rampa externa, 210, 211  
rampa intermediária, 210, 211  
rampa interna, 209, 211, 213  
rebaixamento eustático, 75, 80, 86, 111, 233  
Recôncavo, bacia do, 38, 39, 40, 41, 42, 74, 103, 125, 132, 150, 151, 154, 155, 159, 164, 171, 186, 190, 191, 195, 197, 198  
reflexões sísmicas e linhas de tempo geológico, 68  
regime de fluxo inferior, 128, 151  
regime de fluxo superior, 128, 151  
regressão, 77, 86, 90, 91, 93, 99, 110  
regressão forçada, 90, 93  
revoluções científicas, 48, 56, 57  
Rio Bonito, Formação, 43, 48, 126, 154, 164, 171, 172, 174, 233  
Rio Pitanga, Formação, 150  
rios entrelaçados, 31, 151, 152, 153, 154, 156, 177  
rios meandantes, 151, 152, 153, 154, 155  
*ripples*, 39, 43, 128, 129, 130, 131, 133, 134, 139, 146, 151, 156, 163, 164, 173, 176, 182, 184, 188, 192, 211  
*ripples* bimodais, 188  
*Ripples* de aderência, 133  
rodolitos, 135  
*rollover*, 69, 114  
Rotliegenden, Formação, 232

# S

- saltação, 130, 157
- Salvador, Formação, 150, 151
- sand flat*, 133, 138
- Santos, bacia de, 195, 218, 219
- São Francisco, bacia de, 195
- São Luís, bacia de, 195
- São Tomé, Formação, 150
- seção condensada, 94, 99, 211
- seções sísmicas, 64, 66, 67, 68, 197, 199, 215, 223
- seixos caídos, 159
- seixos facetados, 161, 174
- seqüência cíclica, 102
- seqüência de Bouma, 33, 34, 37, 38, 54, 134, 135, 143, 163, 164, 172, 173, 189, 191
- seqüência deposicional, 52, 63, 97, 234
- seqüência em perfis, 65
- seqüência estratigráfica genética, 46, 94, 97
- seqüência rítmica, 102
- seqüência sísmica, 65
- Sergi, Formação, 154
- Sergipe-Alagoas, bacia de, 40, 86, 101, 150, 161, 172, 190, 195, 208, 214, 216, 217, 223, 235
- Serraria, Formação, 154, 205
- setup* costeiro, 36, 49, 139, 185
- sheet flood*, 38, 136, 150
- shoreface*, 182, 184, 209, 213, 214
- sigmóides, 38, 39, 40, 138, 164, 171, 173, 176, 180
- sismo, 39, 40, 41, 42, 48
- sismoestratigrafia, 46, 57, 62, 145
- sismogramas sintéticos, 65, 66
- sismoturbiditos, 40
- sistema deposicional deltaico, 88
- sistema deposicional meandrante, 88
- sistema distributário (leque submarino), 188
- sistema receptor (leque submarino), 188
- sistemas de canal-dique marginal (*channel-levee systems*), 90
- sistemas deposicionais, 43, 44, 86, 88, 92, 95, 96, 97, 149, 158, 165, 171, 147, 148, 202, 211, 212, 213, 238
- Skolithos*, 144
- slurry*, 42
- Solimões, bacia de, 195, 229, 236
- spreiten*, 144, 145

*stream flow*, 142, 170  
*stress pillars*, 159  
 subsidência, 67, 71, 73, 74, 75, 77, 78, 80, 85, 88, 96, 103, 104, 110, 111, 197, 219, 220, 230, 231  
 superfície de inundação marinha, 82, 84  
 superfície de inundação máxima, 87, 93, 94, 95, 96, 98, 197, 200, 201, 205, 206, 226, 227, 228, 232, 234, 235, 236  
 superfície de ravinamento, 83, 92, 93  
 superfície real do terreno (*actual land surface*), 78  
 superfície transgressiva, 92  
 supramaré, 175, 184

## T

Tacutu, bacia de, 195  
 talude de barra, 163  
 tectonossequência, 198  
 tempestitos, 32, 34, 35, 48, 49, 55, 56, 58, 90, 126, 127, 136, 138, 140, 145, 171, 182, 184, 185, 186, 198, 210, 230, 232, 234, 238  
 tensão dispersiva dos grãos, 142  
 teoria das catástrofes, 46  
 teoria holográfica, 52  
*tepees*, 143, 234, 235  
*Thalassinoides*, 144  
*tidal bundles*, 133, 177, 179, 181  
 tilito de ablação, 159  
 tilito de alojamento, 159  
 Tombador, Formação, 154, 157  
*toplap*, 65, 69, 70, 117, 118  
 tração-mais-suspensão (*traction plus fallout*), 163  
 tracionitos, 189  
 transgressão, 77, 92, 93, 94, 95, 97, 99, 110, 232, 234  
 transição praia-plataforma (*beach transition*), 182  
 trato de sistemas de mar alto, 77, 88, 93, 99, 100, 224, 227  
 trato de sistemas de mar baixo, 77, 88, 89, 90, 112, 225, 226, 228, 230, 232  
 trato de sistemas de mar baixo inicial, 89  
 trato de sistemas de mar baixo tardio, 89, 90  
 trato de sistemas de margem de plataforma, 88, 100, 197  
 trato de sistemas transgressivo, 88, 91, 92, 93, 95, 115, 197, 213, 220, 224, 225, 227, 228, 232, 233  
 Triássico, 75, 157, 233  
 truncamento aparente, 65  
*truncated wave cross-bedding*, 55

*tsunamis*, 32, 35, 36, 39  
tsunamitos, 32, 35, 43  
Tucano, bacia do, 155, 195  
turbiditos, 32, 33, 34, 35, 37, 38, 39, 41, 49, 57, 58, 59, 84, 91, 113, 114, 134, 135, 136, 144, 164, 165, 166, 167, 187, 188, 189, 190, 191, 201, 205, 207  
turbulência, 46, 134, 145

## U

uede (*wadi*), 155, 156  
Una, Grupo ,161  
uniformitarismo, 29, 30, 44, 121

## V

vales incisos, 80, 92, 93, 213, 225, 226, 228, 232  
variação eustática, 71, 73, 74, 75, 77, 82, 88, 96, 110, 111, 112, 197, 216  
variação relativa do nível do mar, 46, 52, 74, 75, 76, 77, 197  
vitrênio, 141

## W

*wavy bedding*, 176  
*wildflysch*, 41

## Z

Zechstein, Formação, 232  
zen-budismo, 73  
*Zoophycos*, 144





# FUNDAMENTOS DE ESTRATIGRAFIA MODERNA

*Este livro resgata a origem e a evolução da estratigrafia moderna no mundo e sobretudo no Brasil. É leitura essencial a todas as pessoas interessadas em travar contato ou aprofundar seu conhecimento sobre estratigrafia, para aplicação na área acadêmica e na revigorada indústria nacional do petróleo.*



**PETROBRAS**

ISBN 85-7511-001-2



9 788575 110010