

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

**MODELAGEM ESTRATIGRÁFICA DE CLINOFORMAS DEPOSICIONAIS:
CONSTRUÇÃO E APLICAÇÃO DE UM MODELO COMPUTACIONAL BASEADO
EM MECÂNICA ESTATÍSTICA**

JORGE RUI CORRÊA DE MENEZES

Orientador: Dr. NILO CHAGAS DE AZAMBUJA

COMISSÃO EXAMINADORA

Dr. CLAITON MARLON SCHERER

Dr. GILMAR VITAL BUENO

Dr LUIZ FERNANDO CAMPOS RAMOS MARTHA

**Tese de Doutorado apresentada como requisito para
obtenção de Título de Doutor em Geociências.**

Ano de Conclusão 2004

AGRADECIMENTOS

A Petrobras, pela oportunidade e pelo investimento realizado neste projeto;

Ao Dr. Nilo Azambuja, pela confiança e incentivo durante o longo percurso;

A Edmundo Júlio Jung Marques, pela generosidade de seu apoio na fase final de conclusão deste trabalho;

A Gerson José Salomoni Terra, pelo auxílio dispensado nas etapas iniciais da pesquisa;

Aos colegas Plauto Porto Peixoto, Cláudio Duarte, Vânia Campinho e Márcia Nogueira, pela convivência fraternal e produtiva, durante e após o período do curso;

A minha esposa e filhos, pela paciência e pelo estímulo permanentes.

“Não debes acreditar nas respostas.
As respostas são muitas e tua pergunta é única e insubstituível.”

Mário Quintana
Na Volta da Esquina
1979, Ed. Globo

RELAÇÃO DE FIGURAS

RESUMO

ABSTRACT

PARTE I - INTRODUÇÃO E CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

1- INTRODUÇÃO	1
1.1- Tema da tese	2
1.2. – Objetivos gerais	3
1.3- Objetivos específicos	3
2- METODOLOGIA	3
3 – HIPÓTESES DE TRABALHO	4
3.1 - Morfologia das clinofomas	4
3.2 – As variáveis	7
3.3 - Potenciais de acomodação	8
3.4 - Potenciais termodinâmicos	10
3.5 - O modelo de distribuição estatística da tensão de cisalhamento de Grass	12
3.6 - O modelo de Suspensão Dinâmica de Bagnold	13
3.7 - O modelo de Maxwell	14
3.8 - A analogia como abordagem das escalas estratigráficas	16
4 – CONCEITOS BÁSICOS SOBRE MODELAGEM ESTRATIGRÁFICA	19
4.1 - Propriedades dos modelos computacionais	21
4.2 – Teste de modelos	22
4.3 – Modelagem direta e modelagem inversa	23
4.4 - Modelos dedutivos e modelos baseados em regras	23
4.5 - Modelos analíticos e modelos de simulação	24
4.6 - Modelos geométricos e modelos dinâmicos	25
4.7 - Modelos de fluxo de fluido e modelos difusivos	25
4.8 – Modelos geométricos de margem continental	29
4.9 – Modelos dinâmicos de plataforma continental	32
4.10 – Classificação do modelo construído	35
5 – TRABALHOS ANTERIORES DE MODELAGEM DAS CLINOFORMAS	35
5.1 - Modelo de Pirmez et al. (1998)	36

5.2 - Modelo de Driscoll & Karner (1999)	39
5.3 - O modelo de Adams e colaboradores.	40
5.4 - O modelo de O`Grady & Syvitsky (2001)	45
PARTE II – APRESENTAÇÃO DO MODELO ANÁLOGO DE SUSPENSÃO DINÂMICA	
6 - O MODELO ANÁLOGO DE SUSPENSÃO DINÂMICA	46
6.1 – Síntese dos processos deposicionais	46
6.2 - Formalização de uma analogia entre processos	42
6.2.1 – Analogia 1: Calor e energia cinética.	48
6.2.2 – Analogia 2: Temperatura e velocidade de fluxo.	49
6.2.3 – Analogia 3: Distribuição estatística de tensão de cisalhamento e distribuição estatística de velocidades moleculares.	50
6.2.4 – Analogia 4: Suspensão de sedimentos e evaporação como respostas análogas	51
6.3 - Delimitação dos sistemas	52
6.4 - Analogia entre potenciais termodinâmicos	54
7 – CALIBRAÇÃO DOS SISTEMAS	57
7.1 - Calibragem da energia interna associada às classes texturais sedimentares	58
7.1.1 - Condição crítica de transporte parcial de calibragem, ou Regime de transporte parcial 2.	60
7.1.2 - Correspondência entre probabilidade e velocidade molecular.	63
7.1.3 - Correspondência entre probabilidade e temperatura	64
7.1.4 - Correspondência entre temperatura e energia interna	65
7.2- Analogias com transição de fase - os regimes deposicionais	68
7.3 – Calibragem do fator gravitacional ΔT_w	71
7.4 – Equivalente termal da energia hidráulica em função da batimetria marinha (ΔT_s).	73
7.5 – Integração dos potenciais – o funcionamento do modelo deposicional.	75
8 – O PROGRAMA MAXWELL	76
8.1 - Litotipos digitais	78

8.2 – O algoritmo	79
9 – ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DOS POTENCIAIS TERMODINÂMICOS	82
9.1 – Análise de sensibilidade do fator energia interna ΔT_U	82
9.2 – Análise de sensibilidade do fator energia do meio hidrodinâmico ΔT_S	84
9.3 – Análise de sensibilidade do fator energia gravitacional ΔT_W	86
PARTE III – APLICAÇÃO DO MODELO ANÁLOGO DE SUSPENSÃO DINÂMICA À ANÁLISE DA GEOMETRIA DAS CLINOFORMAS	
10 – FATORES CONTROLADORES DO TIPO DE PERFIL DAS CLINOFORMAS	88
10.1 – Efeitos da granulometria dos sedimentos	89
10.2 – Análise da energia hidrodinâmica	90
10.3 – Subida relativa do nível do mar	97
10.4 – Magnitude de Influxo sedimentar	101
10.5 – Resumo sobre os fatores controladores da clinoformas.	102
11 - FATORES CONTROLADORES DA DECLIVIDADE DAS CLINOFORMAS	104
11.1 – Batimetria da bacia	104
11.2 – Correntes transversais à seção	109
11.3 – Resumo sobre os fatores controladores da declividade do perfil das clinoformas	112
PARTE IV – INTERPRETAÇÕES E CONCLUSÕES	
12 – INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS	113
12.1 Caracterização dos tipos geométricos de perfis de clinoformas	113
12.2 – Caracterização da ocorrência dos perfis deposicionais de clinoformas em função das variáveis controladoras	115
13– CONCLUSÕES	120
14 – BIBLIOGRAFIA	125

Relação de figuras:

Fig. 1 – Tipos de perfil deposicional submarino de Adams & Schlager, (2000).	5
Fig. 2– Clinoformas de Sangree & Widmier (1977).	6
Fig. 3 – Potenciais de acomodação de Cant (1989).	9
Fig. 4 – Delimitação da cela deposicional do modelo.	9
Fig. 5 – Interação estatística entre as tensões de cisalhamento, modificado de Grass(1970).	13
Fig. 6 – Distribuição estatística de velocidades moleculares de Maxwell.	15
Fig. 7 – Sistema fechado bifásico.	16
Fig. 8 – Descrição esquemática dos processos operantes nas diversas escalas.	20
Fig. 9 – Exemplo de saída gráfica do modelo de Ross <i>et al.</i> (1995).	30
Fig. 10 – Exemplo de saída gráfica do programa SEDPAK (Kendall <i>et al.</i> , 1991)	30
Fig. 11 – Exemplo da saída gráfica do Modelo Shell (Lawrence <i>et al.</i> , 1990).	31
Fig. 12 – Seção modelada por Rivenaes (1992), com o uso da equação de difusão.	33
Fig. 13 – Seção modelada por Kaufman <i>et al.</i> (1991).	34
Fig. 14 – Diagrama resumo da classificação de modelos de bacia sedimentar.	36
Fig. 15 – Simulação de clinoformas de Pirmez <i>et al.</i> (1998).	37
Fig. 16 – Simulação de taludes submarinos de Schlager & Adams (2001).	43
Quadro 1 – Quadro com o resumo das analogias estabelecidas.	48
Fig. 17 – Analogia entre gráficos de distribuição estatística.	52
Fig. 18 - Delimitação do sistema evaporativo.	53
Quadro 2 - Quadro de analogias entre os potenciais.	55
Quadro 3 - Exemplos de variáveis extensivas e intensivas dos sistemas em estudo.	58
Fig. 19 - Sistema evaporativo na condição fundamental de não-transporte.	59
Fig 20 – Gráfico dos valores de k .	62
Fig. 21 - Curva de distribuição de velocidades mostrando o limiar líquido-vapor.	63
Fig. 22 - Sistema evaporativo na condição crítica de não-transporte	64
Fig. 23 - Gráfico da probabilidade em função da temperatura do sistema .	69
Fig. 24 - Comparação qualitativa do modelo estatístico com o diagrama de Hjulstrom.	70
Fig. 25 – Gráfico da função de energia gravitacional ΔT_w .	73
Fig. 26 – Gráfico do equivalente termal da energia .	74

Fig. 27 – Modelo de simulação tridimensional de linhas de corrente.	78
Fig. 28 – Litotipos digitais.	79
Fig. 29 – Algoritmo do programa <i>MAXWELL</i>	81
Fig. 30 – Análise de sensibilidade da energia interna aos seu parâmetro ΔL .	83
Fig. 31 – Análise de sensibilidade da energia do meio hidrodinâmico.	85
Fig. 32 – Análise de sensibilidade da energia gravitacional ΔT_w .	87
Fig. 33 – Simulação 1: Efeito da variação da composição textural do influxo sedimentar.	91
Fig. 34 – Simulação 2: Análise do fator energia hidrodinâmica para influxo argiloso.	92
Fig. 35 – Simulação 3: Análise do fator energia hidrodinâmica para granulometria mista.	94
Fig. 36 – Simulação 4: Caracterização do perfil sigmoidal de muito alta energia.	96
Fig. 37 - Simulação 5: Clinoforma semelhante à de Sangree & Widmier (1977) .	98
Fig. 38 – Simulação 6: Análise da geometria das clinoformas.	99
Fig.39 – Simulação 7: Análise da geometria das clinoformas .	100
Fig. 40 – Simulação 8: Análise da variação da taxa de influxo argiloso.	103
Fig. 41 – Simulações 9 e 10: Análise da batimetria da bacia .	106
Fig. 42 – Simulação 11: Análise da batimetria das bacias em rampa.	107
Fig. 43– Análise do decaimento da energia hidrodinâmica em bacias em rampa.	108
Fig. 44 – Gráfico dos parâmetros de desvio lateral das linhas de corrente.	109
Fig. 45 – Simulações 12, 13 e 14: Análise do desvio lateral da corrente.	110
Fig. 46 – Gráficos de declividade dos estratos.	111
Fig. 47 – Tipos fundamentais de perfil deposicional obtidos nas modelagens.	114
Fig. 48 – Simulação 15: integração dos tipos fundamentais de perfil deposicional.	117
Fig. 49 – Simulação 16: integração dos tipos fundamentais de perfil deposicional.	118
Fig. 50 – Diagrama de ocorrência dos perfis em função das variáveis controladoras.	119

RESUMO

Sob a premissa de que a geometria do perfil deposicional das clinofomas pode conter informações sobre a composição textural dos sedimentos que as compõem, bem como sobre a energia da coluna d'água, foi desenvolvido um modelo computacional para a análise teórica dos fatores controladores do tipo de curvatura dos *foresets* das clinofomas, e, por extensão dos taludes submarinos. Um modelo análogo de suspensão dinâmica foi implementado experimentalmente com um programa em código Matlab, denominado MAXWELL, e é classificado como um modelo estratigráfico, bidimensional, analítico, determinístico, dinâmico, parcialmente dedutivo e parcialmente baseado em regras. Contém um modelo de escoamento de fluido em linhas de corrente, e trata indiretamente a tensão de cisalhamento no domínio de um sistema fechado bifásico líquido-vapor análogo, a partir a proposta de analogias entre os processos de evaporação e de suspensão de sedimentos. É uma abordagem baseada na competência de transporte do fluxo d'água, pois considera temperatura e velocidade de fluxo combinado onda-corrente como variáveis controladoras análogas da intensidade de transferência de energia. Os processos deposicionais marinhos são reduzidos a um fenômeno da superfície deposicional, que é considerada análoga a uma interface líquido-vapor dentro de um sistema fechado. A equação de distribuição estatística de velocidades moleculares de Maxwell é usada para calcular a proporção de moléculas na fase líquida, considerada análoga à proporção de sedimentos depositados, bem como a proporção na fase vapor, tomada como análoga à proporção de sedimentos em suspensão. O estado energético do sistema é parametrizado por três potenciais: energia interna, como função do tamanho de grão (areia, silte ou argila); energia térmica do meio, como função da energia hidrodinâmica, e energia gravitacional, como função do declive topográfico.

As simulações indicam que os principais fatores controladores do perfil deposicional das clinofomas, e por extensão, dos taludes submarinos em geral, são a energia hidrodinâmica da coluna d'água e a granulometria (ou coesão) do sedimento, que podem ser consideradas dois parâmetros comutáveis, isto é, grãos grossos ou coesos podem produzir sobre a geometria das clinofomas o mesmo efeito da baixa energia hidrodinâmica, e vice-versa. Com base no fator de decaimento da energia hidrodinâmica com o aumento da batimetria, foram definidas três ordens de grandeza da intensidade da energia da coluna d'água: baixa energia (10^{-1}), alta

energia (10^{-2}) e muito alta energia (10^{-3}). Com base nesse critério, foram caracterizados quatro tipos de perfis deposicionais de clinoformas: dois tipos sigmoidais e dois tipos exponenciais. Os tipos sigmoidais podem ser de alta energia ou de muito alta energia, e distinguem-se pela granulometria do sedimento e pela distribuição de declividades em relação à dimensão na direção horizontal. Os perfis de tipo exponencial podem ser tanto de baixa energia, quanto de alta energia.

A subida relativa do nível do mar afeta o tipo geométrico do perfil deposicional apenas de forma indireta, a partir da retenção da fração grossa do influxo sedimentar na plataforma ou *topset*. Os principais fatores controladores do ângulo de declividade do perfil das clinoformas são a granulometria do sedimento, a energia hidrodinâmica, a profundidade d'água da bacia e o desvio lateral da corrente de fundo. A dedução da litofácies a partir da geometria das clinoformas parece promissora apenas para os tipos teóricos sigmoidais, que são distintos na forma e no conteúdo sedimentar.

ABSTRACT

Following the assumption that depositional profile geometry can contain information about the grain size of sediments and the energy level of water column, a computational model was developed for theoretical analysis of the controlling factors of clinoform foresets curvature type, and by extension, of the submarine slopes. A dynamic suspension analog model was experimentally implemented in a Matlab code program called MAXWELL, which is classified as stratigraphic, two-dimensional, analytic, deterministic, dynamic, partially deductive and partially rule-based. It contains a streamline flow field model, and indirectly deals with shear stresses from an analog two-phase liquid-vapor closed system, based upon the proposition of analogies between vaporization and sediment suspension processes. It's a water flow competence-based approach, since it considers temperature and wave-current combined flow velocity as driving forces of energy transfer intensity. Marine depositional processes are reduced to a depositional surface phenomenon, which is analogous to liquid-vapor interface in a closed system. The Maxwell speed distribution equation is used to calculate liquid phase molecules proportion, as an analog to suspended sediment proportion, as well the proportion of vapor-phase molecules, which are analogous to suspended sediment proportion. The energy state of the system is parameterized by three potentials: internal energy, as a function of sediment grain size (sand, silt and clay); thermal energy from the environment, as a function of hydrodynamic energy, and gravitational energy, as a function of topographic gradient.

The simulations indicate that the principal controlling factors of clinoforms depositional profile are the hydrodynamic energy and sediment grain size (or cohesion), which can be considered commutative parameters, i.e., cohesive or coarse grains can produce upon the clinoform geometry the same effect of low energy, and vice-versa. Based on a water-depth controlled hydrodynamic energy decay constant, three magnitude orders of water column energy were defined: low (10^{-1}), high energy (10^{-2}) and very high energy (10^{-3}). With these criteria, four types of clinoform depositional profiles are characterized: two sigmoidal types and two exponential types. Sigmoidal profiles can be high-energy or very-high energy types, and are distinguished by grain size and slope declivity angle distribution with respect to horizontal dimension. Exponential profiles can be either low-energy or high-energy.

Sea level rise affects the geometrical type of depositional profile only in an indirect way, by means of coarse sediment fraction retention on the platform or topsets. The principal controlling factors of declivity angle are grain size, hydrodynamic energy, basin water depth and lateral deviation of bottom current. The deduction of lithofacies from clinoform geometry seems to be promising only for the theoretical sigmoidal types, which are different in shape and sediment content.

PARTE I - INTRODUÇÃO E CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

1 – INTRODUÇÃO

As declarações mais duras sobre modelos e modelagens, não por acaso, são obra do desabafo dos próprios construtores de modelos. Como, por exemplo, a que diz que os modelos, em lugar de representarem a realidade, representam um *pensamento* sobre a realidade (Anderson & Crerar *apud* Watney *et al.*, 1999). Ou ainda, a que considera todos modelos preventivamente errados, embora alguns deles possam ser úteis (Cedric Griffiths, comunicação verbal). Sem dúvida, a experiência de construir um modelo estratigráfico inclui tanto as incertezas da idealização da natureza, quanto o risco de inutilidade de suas respostas. Mas é preciso persistir, porque não há outras alternativas diante da complexidade da natureza.

As últimas décadas foram marcadas pela profusão de experimentos numéricos sob múltiplas abordagens e algoritmos, como se vivêssemos um período Cambriano de diversificação de modelos. No processo de seleção natural, a mortandade das espécies computacionais têm sido alta, pois os critérios de julgamento são bastante rigorosos. No caso dos modelos estratigráficos, a sobrevivência depende da produção de entendimento sobre processos físicos e feições geológicas, além de previsões a respeito do sistema modelado (Emery & Myers, 1996).

Previsões, sobretudo, são mercadorias valiosas. Na área de petróleo, no entanto, não está claro se o investimento de tempo e dinheiro em modelagem estratigráfica é mais vantajoso do que o tradicional método delfico de estimativa de riscos exploratórios (Waltham, 2000). Mas a principal crítica ao uso de modelos computacionais é a ambiguidade de suas respostas: diferentes combinações de parâmetros podem produzir respostas iguais. Esse parece ser, de fato, um obstáculo intransponível se objetivo da simulação é a obtenção de previsões sobre um sistema natural. Contudo, do ponto de vista dos modelos analíticos, onde se estuda o jogo de fatores que levam a um dado resultado, o interesse recai exatamente sobre a própria ambiguidade.

Talvez o principal atributo da modelagem de bacias, em geral, seja o caráter interdisciplinar de sua metodologia de trabalho. A construção de modelos é uma tarefa coletiva que envolve Geologia, Matemática, Física e Computação, pelo menos. Naturalmente, o progresso global dessa arte depende do avanço de cada uma de suas partes. Mesmo que a

capacidade de processamento dos computadores cresça a taxas exponenciais, é somente após os saltos qualitativos do pensamento em cada uma dessas disciplinas, como o que aconteceu com o advento da Estratigrafia de Seqüências, que esse benefício se materializa em melhores modelos.

A construção de modelos estratigráficos para simulação em escala de bacia é, por sua envergadura, é uma tarefa coletiva. O empreendimento individual, no entanto, é viável para construção de modelos chamados analíticos, que são forçosamente simplificados e se destinam a responder a questionamentos específicos, como os nossos. Do ponto de vista epistemológico, os modelos analíticos têm objetivos heurísticos, já que podem revelar comportamentos insuspeitados dos sistemas naturais, que, eventualmente, permitam a conceituação de novas teorias (Hesse, 1972).

E porque é preciso construir mais um modelo, se já existem tantos? Porque julgamos que os modelos acessíveis ao uso não respondem adequadamente ao questionamento que temos:

- 1) Quais os fatores que controlam o tipo do perfil deposicional das cliniformas?
- 2) Podemos deduzir a litofácies depositada a partir de atributos geométricos de seu perfil paleo-batimétrico, como ângulos de mergulho e curvatura de suas superfícies estratais?

Essa mesma motivação acometeu recentemente outros pesquisadores. Ainda assim, sobre suas obras, encontramos espaço para uma abordagem completamente nova do problema. Curiosamente, existe uma origem comum para o questionamento sobre da geometria das cliniformas. Trata-se da figura de Sangree & Widmier (1977), contida no célebre Memoir 26, onde ao lado de uma cliniforma oblíqua está escrito: “*high energy*”, e ao lado de uma cliniforma sigmoidal está escrito: “*low energy*”. Por certo, era uma afirmação qualitativa. Mas, sobretudo, é um desafio aos sucessores: por que?.

1.1 – Tema da tese

O tema da tese é a geometria do perfil deposicional das cliniformas, a qual será estudada com relação a seus fatores controladores.

1.2. – Objetivos gerais

Efetuar estudos procurando responder os seguintes questionamentos principais:

- 1) Quais os fatores que influenciam a geometria das clinofórmias e como eles se inter-relacionam?
- 2) Pode-se deduzir a litofácies a partir dessas geometrias?

1.3– Objetivos específicos

À época do início desta tese, os modelos computacionais de preenchimento de bacias acessíveis nos meios científico e comercial eram essencialmente os modelos baseados na equação de difusão (*e.g.*, STRATA, DIONISOS) e modelos geométricos (SEDPACK). Após o estudo dos fundamentos de cada uma dessas classes de modelos, concluiu-se que havia espaço para a proposição de um modelo mais adequado aos objetivos gerais da pesquisa. Por isso, decidiu-se pela construção do protótipo de um novo modelo computacional de distribuição de sedimentos.

Assim, os objetivos específicos são:

- 1) construir um modelo estratigráfico analítico de distribuição de sedimentos para plataforma continental, baseado em fundamentos da Termodinâmica e fundamentos do processo de transporte e deposição de sedimentos;
- 2) aplicar o modelo na resposta aos questionamentos propostos.

2 – METODOLOGIA

A metodologia de trabalho proposta abaixo é modificada de Paola (2000):

- 1 – Análise dos princípios básicos para construção do modelo computacional: modelagem de preenchimento sedimentar, Hidrodinâmica e Termodinâmica;
- 2 – Construção conceitual do modelo: simplificações e síntese dos processos deposicionais;
- 3 – Elaboração de algoritmos, programa de modelagem estratigráfica e elaboração de saídas gráficas no aplicativo MATLAB;
- 4 – Validação computacional do modelo através de testes de sensibilidade aos parâmetros de entrada;

- 5 – Utilização do modelo na análise do problema da geometria deposicional;
- 6 – Conclusões.

3- HIPÓTESES DE TRABALHO

Os paradigmas utilizados na construção do modelo serão apresentados resumidamente, a seguir. A construção do modelo consiste na integração desses elementos.

3.1 - Morfologia das clinoformas – a caracterização do problema

A estratigrafia, morfologia e estrutura interna dos depósitos deltaicos pleistocênicos do lago Bonneville foi investigada primeiramente por Gilbert em 1885 e 1890, o qual identificou o padrão clinoformal dos estratos e sua classificação em estratos de *topset*, *foreset* e *bottomset*. Desde então, observou-se que a geometria clinoformal dos estratos ocorre em escalas de centímetros a centenas de metros, não só em lagos e mares interiores, mas também nas plataformas e taludes das margens continentais, sob deposição de naturezas siliciclástica, carbonática ou mista. Dada a abundância dessas construções, Mitchum *et al.*, (1977) consideram que os depósitos com geometria clinoformal são o elemento básico das seqüências estratigráficas, o que implica que pertencem à 4ª ordem de duração, ou menores.

Dois tipos básicos de clinoformas são identificados: sigmoidais e oblíquas (Sangree & Widmier, 1977). As clinoformas sigmoidais são caracterizadas por *topsets* agradacionais e por um aumento gradual da declividade na passagem do *topset* para o *foreset*. Essa geometria indica que a taxa de criação de acomodação é igual ou maior que a taxa de acumulação de sedimentos. O segundo tipo é o das clinoformas oblíquas, que tem caráter eminentemente progradacional e caracteriza-se pela mudança abrupta na declividade entre o *topset* e o *foreset*, com *topsets* com pouca ou nenhuma agradação, que sugerem *bypass* de sedimentos e/ou erosão. Formam-se quando a taxa de acumulação de sedimentos supera a taxa de criação de acomodação, e seu *foreset* geralmente tem gradiente mais íngreme, de até 10°. Assim, a espessura dos estratos do *topset* é uma medida da batimetria mínima ao tempo da deposição (Driscoll & Karner, 1999).

Na literatura, o termo clinofoma parece estar restrito à conotação de clinofoma deltaica, ou seja, está associado à escala espacial da plataforma rasa e ao influxo pontual de sedimentos. Ainda que muitos autores acreditem que a deposição de margem continental seja um análogo de grande escala das clinofomas deltaicas, equivalente ao caso especial de um delta prismático, o termo clinofoma não tem sido utilizado para descrever a geometria do perfil deposicional da plataforma continental (Pirmez *et al.*, 1988).

A razão principal é o contraste entre as escalas temporais e espaciais dos dois tipos de construção, porém o indutivismo da nomenclatura original deve ter influência nessa rejeição. É interessante notar que os tipos de clinofoma foram definidos com base no padrão estratal do *topset*. Agradação no *topset* implica geometria sigmoidal e ausência de *topset* implica geometria oblíqua. Para se evitar confusões terminológicas, vamos convencionar que estamos interessados na geometria do *foreset*, exclusivamente, com relação a seus atributos de curvatura e ângulo de declividade. Nesse caso, o perfil deposicional do *foreset* da clinofoma é definidor de sua nomenclatura. Seguindo-se Adams & Schlager (2000), o perfil deposicional dos taludes submarinos pode ser sigmoidal, exponencial ou linear, caso tenham, respectivamente, perfil convexo-côncavo, côncavo ou planar. (Fig. 1).

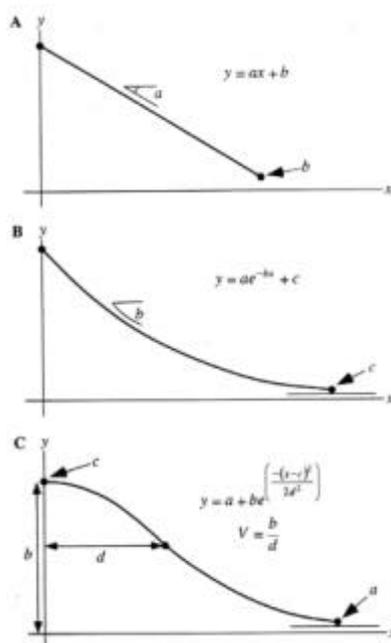


Fig. 1 – Tipos de perfil deposicional submarino de Adams & Schlager, (2000):
 A) linear; B) exponencial; C) sigmoidal.

De qualquer forma, se acreditarmos que a geometria dos estratos independe da escala, tanto o perfil deposicional das cliniformas quanto o perfil deposicional do talude continental vão estar sujeitos às mesmas variáveis controladoras na sua edificação (Posamentier *et al.*, 1992). Existe consenso quanto aos fatores que contribuem para a construção das cliniformas, que são os mesmos que afetam as seqüências que eles compõem, ou seja, cliniformas são o produto da interação complexa entre acomodação, suprimento sedimentar, fisiografia e hidrodinâmica (Pirmez, 1998). Por isso, iremos muitas vezes nos referir a cliniformas sigmoidais com o sentido de cliniformas com o perfil deposicional do *foreset* do tipo sigmoidal.

Com relação ao balanço desses fatores controladores, no entanto, é onde se estabelece polêmica. Sangree & Widmier (*op. cit.*) acreditam que as cliniformas sigmoidais seriam formadas em ambientes deltaicos de baixa energia, e as cliniformas oblíquas seriam formadas em ambientes de água rasa e alta energia. Essa conclusão, publicada sem maiores detalhes sobre seus fundamentos, teve o poder de suscitar trabalhos de modelagem para investigar sua veracidade, inclusive o nosso (Fig. 2).

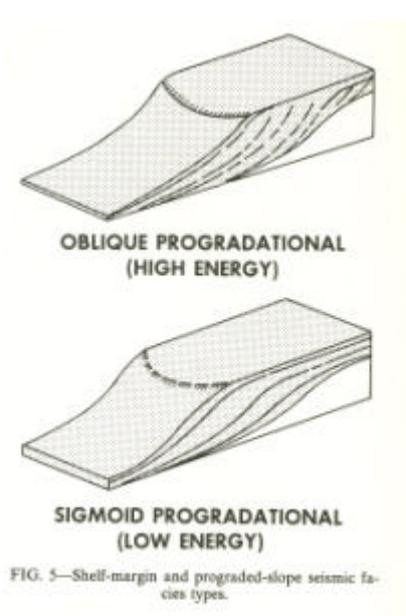


Fig. 2– Cliniformas de Sangree & Widmier (1977).

No entanto, O'Grady & Syvitsky (2001), estudando o talude continental com seu modelo de múltiplos processos deposicionais SEDFLUX, sugerem uma associação exatamente inversa, ou seja, perfis deposicionais sigmoidais estão associados a alta energia, e perfis deposicionais exponenciais (ou oblíquos, por exclusão) a baixa energia.

A pesquisa mais abrangente conduzida a respeito da geometria dos taludes submarinos foi conduzida no âmbito da tese de doutorado de Erwin Adams, defendida em junho de 2001 na Universidade Vrije, em Amsterdam, Holanda. A conclusão que ele e seus colaboradores expressaram em uma série de artigos (que serão detalhados mais adiante) é a de que a geometria das clinoformas depende da oscilação de alta frequência do nível de base de preservação dos sedimentos. Se não há oscilação, os perfis deposicionais são exponenciais. Caso existam oscilações, o perfil exponencial primitivo se altera, dando lugar a um perfil arredondado sigmoidal. Já os perfis lineares seriam produzidos por deposição no ângulo de repouso dos sedimentos.

Resumindo-se as questões apresentadas, as questões pendentes com relação ao perfil deposicional das clinoformas indicam que existe a necessidade de:

- 1) definir-se parâmetros objetivos do que seja alta ou baixa energia hidrodinâmica;
- 2) novas modelagens para aferir a associação entre tipos geométricos de perfil deposicional e energia hidrodinâmica;
- 3) reduzir-se o estudo da geometria das clinoformas ao caráter de seu *foreset*;
- 4) realizar-se o falseamento da hipótese de origem erosiva do perfil deposicional sigmoidal: é possível obter-se a mesma construção sem o auxílio da erosão?
- 5) investigar o papel da granulometria do sedimento na geometria das clinoformas.

3.2 – As variáveis – a redução do problema

Os estratos deposicionais são o produto da interação dinâmica entre sedimentos, energia do fluxo de fluidos e energia gravitacional, dentro de um espaço deposicional limitado e variável – o sistema deposicional. A partir do trabalho dos pioneiros da modelagem, as variáveis envolvidas na simulação do preenchimento de bacias podem ser reunidas em 3

grupos básicos: variáveis relativas às dimensões espaciais e temporais, variáveis relativas ao sedimento e variáveis hidrodinâmicas (e.g. Sloss, 1962; Swift & Thorne, 1991).

1) Variáveis relativas às dimensões espaciais e temporais controlam os movimentos verticais do leito deposicional, promovidos por eustasia, tectônica, compactação, diapirismo e erosão;

2) Variáveis relativas ao sedimento controlam as propriedades físicas dos grãos e a magnitude do influxo sedimentar;

3) Variáveis hidrodinâmicas relacionam-se à direção, sentido, magnitude do fluxo de fluido, bem como sua competência e capacidade de transportar e depositar sedimento.

3.3 - Potenciais de acomodação – a delimitação espacial do sistema.

A evolução da morfologia dos estratos de uma bacia sedimentar depende dos movimentos do embasamento, da acumulação e compactação de sedimentos, e da eustasia. Burton *et al.* (1987) demonstraram que as técnicas existentes para determinar a magnitude das variações eustáticas não permitem o cálculo do valor absoluto dessas variações. O registro sedimentar marinho é sensível à soma dos três fatores, e, por isso, apenas um parâmetro de variação do espaço deposicional pode ser recuperado das rochas. Denomina-se de variação eustática, caso adotemos como *datum* o centro da Terra, ou de variação paleobatimétrica, se o *datum* for o nível do mar .

Com base nessas idéias, Cant (1989) apresentou uma equação de variação espaço disponível para deposição marinha, cuja ênfase é a variação batimétrica:

$$\Delta D = \Delta Sub + \Delta E - \Delta Sed \quad , \quad (1)$$

onde ΔD é um incremento na batimetria, ΔE é um incremento eustático, ΔSub é um incremento de subsidência da superfície deposicional, e ΔSed é um incremento de espessura de sedimentos depositados ou erodidos, ao final de um dado intervalo de tempo. Como consequência dessa implementação, o *datum* das flutuações verticais do espaço de acomodação passa a ser o nível do mar. Ou seja, o nível do mar nesse modelo é fixo, e todas variações espaciais são atribuídas ao leito deposicional (Fig. 3).

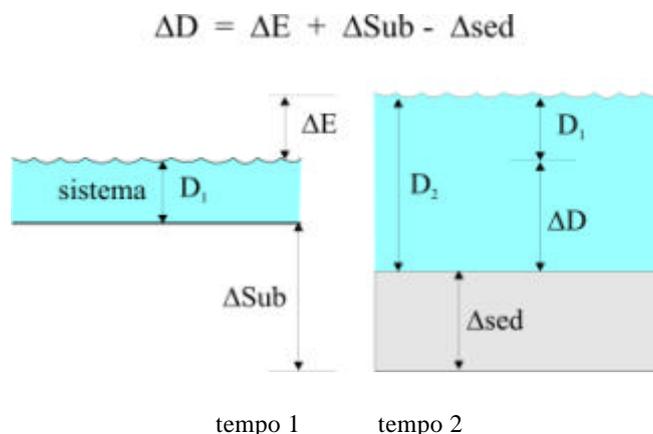


Fig. 3 – Potenciais de acomodação de Cant (1989).

No esquema tradicional da Estratigrafia de Sequências, o *datum* assumido é o centro da Terra, o que implica a adoção de algum valor como raio da Terra. Como a medida da posição do nível do mar em relação ao centro da Terra é uma impossibilidade em qualquer tempo que não seja o atual, Cant (*op. cit.*) assume o próprio nível do mar como referencial, que nesse caso se constitui em um tipo de *datum* classificado pelos físicos como *datum* fictício. Se o nível do mar tem coordenadas fixas, todas as variações na acomodação são variações na batimetria. De qualquer forma, trata-se essencialmente de uma preferência de implementação matemática, que não interfere nos resultados de qualquer modelagem.

Para uso neste trabalho, o sistema deposicional é formado por um volume no espaço definido pelos eixos x , y e z . Esse volume será representado em duas dimensões nos eixos x e z , mas sempre estará implícita a existência de uma superfície deposicional cuja área é Δx multiplicado por Δy . O espaço de acomodação está limitado a lâmina d'água D e o incremento de batimetria ΔD é aplicado a D (Fig. 4).

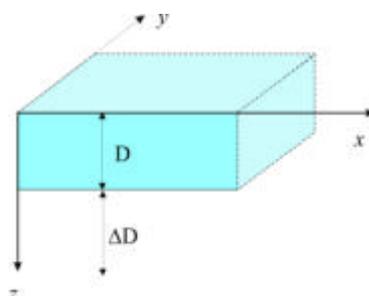


Fig. 4 – Delimitação da cela deposicional do modelo.

3.4 - Potenciais termodinâmicos – os graus de liberdade do sistema

O interesse no papel da energia das correntes marinhas na construção das clinofomas, que está na raiz da motivação deste trabalho, nos remete à Termodinâmica como paradigma central na construção do novo modelo. Se todos os sistemas naturais podem ser definidos em termos de energia interna, energia do meio e trabalho, então o sistema sedimentar também pode assim ser delimitado.

Em primeiro lugar, é interessante relembrar-se algumas definições antes da exposição deste tópico, cuja fonte de consulta compreende, essencialmente, Schroeder (2000) e Resnick & Halliday (1976). Em termodinâmica, *sistema* é definido como uma região do espaço circunscrita por contornos bem definidos. Uma variável de estado é qualquer descrição quantitativa de um sistema capaz de informar qual é o estado em que se encontra o sistema, embora sem indicar os meios empregados para alcançar esse estado. Para calcular uma variável de estado, precisamos conhecer apenas os estados inicial e final, ignorando-se quaisquer estados intermediários. Alguns exemplos de variável de estado são pressão, volume e temperatura.

As variáveis de estado de um sistema termodinâmico, por sua vez, podem ser de dois tipos: variáveis intensivas e variáveis extensivas. Uma maneira simples de diferenciá-las é imaginar-se um dado sistema sendo somado a uma cópia idêntica dele mesmo. As variáveis intensivas são aquelas que conservam o mesmo valor após esse processo de duplicação, tais como temperatura e pressão. As variáveis extensivas, no entanto, serão multiplicadas por dois, como, por exemplo, o volume do sistema.

O sistema termodinâmico análogo que idealizaremos será analisado com o uso das seguintes variáveis de estado: energia interna U , trabalho fornecido ao sistema ou pelo sistema PV (pressão x volume), e a energia que o sistema pode receber da vizinhança na forma de calor TS (temperatura x entropia). Todas têm com dimensão de trabalho (joules ou calorias).

Nos sistemas termodinâmicos clássicos, esses são os modos fundamentais em que energia pode ser intercambiada, também conhecidos como graus de liberdade. Uma quarta

quantidade, a energia livre de Gibbs G , que descreve o balanço energético das variáveis de estado mencionadas acima, completa a lista dos assim chamados potenciais termodinâmicos:

$$G = U - TS + PV . \quad (2)$$

No presente estudo, estamos interessados na aplicação desses potenciais na criação de um sistema. A energia interna de um sistema U é a energia total dentro do sistema, a qual depende do material que compõem o sistema e de sua quantidade. Ou seja, a energia interna caracteriza o material que está contido dentro do sistema. Assim, para criarmos no vácuo um sistema com energia interna U , podemos obter uma parte dessa energia da vizinhança do sistema. Então, só precisamos de $U - TS$, que é um outro potencial conhecido com energia livre de Helmholtz F . Mas se estamos criando nosso sistema em uma vizinhança dotada de pressão maior que zero, então precisamos dispendir mais uma quantia de energia igual a PV , que é o trabalho a ser feito contra a vizinhança para abrir espaço para o sistema. Nesse caso, o mínimo de energia que precisamos é $U + PV$, que é a chamada entalpia H .

A energia livre de Gibbs G representa o estado de equilíbrio de um sistema após a sua criação em uma dada vizinhança. Schroeder (2000) observa que o termo *livre* não faz sentido quando se está tratando da criação de um sistema. Neste caso, a única energia realmente livre (no sentido de gratuita, ou *free*, em inglês) é a energia da vizinhança TS . Os criadores do termo provavelmente pensavam não na criação, mas sim na destruição do sistema, quando de fato o valor G representaria uma quantidade de energia livre, disponível para uso. É interessante notar que a equação (1), de Cant (1989), utiliza um tipo semelhante de balanço de uma variável de estado do sistema, porém com uma convenção de sinais inversa. Nesse caso, o interesse dos estratígrafos recai na criação do espaço de acomodação estática.

Feita essa introdução, estabelecemos então como hipótese de trabalho principal a associação dos potenciais termodinâmicos a 3 graus de liberdade do sistema deposicional:

- 1) o potencial de energia interna U representa a resistência dos grãos ao transporte;
- 2) o potencial de energia do meio (ou vizinhança) TS representa a energia hidrodinâmica da corrente;

- 3) o trabalho a ser feito contra a vizinhança para abrir espaço para o sistema *PV* representa o trabalho associado ao potencial gravitacional.

3.5 - O modelo de distribuição estatística da tensão de cisalhamento de Grass – a descrição do problema da suspensão de sedimentos.

Estudando em detalhe o limiar da instabilidade dos grãos de um leito de areia fina, Grass (1970) descreveu experimentalmente a interação entre duas grandezas: a tensão de cisalhamento instantâneo do fluxo turbulento próximo ao leito (τ_i) e a tensão de cisalhamento instantâneo crítico dos grãos da carga de fundo próximo ao leito (τ_c). A primeira é causada pela ação da turbulência assimétrica que atua sobre o leito sedimentar e depende primariamente da velocidade do fluxo d'água, conforme será visto no próximo tópico. A segunda é uma medida de resistência dos grãos à movimentação, a qual depende de uma série de parâmetros (*e.g.*, forma, peso, posição relativa de cada grão no leito, coesão, coeficiente de atrito). Ambas variáveis têm natureza estatística, já que suas magnitudes modificam-se contínua e aleatoriamente ao longo do tempo, de forma que precisam ser computadas como funções de densidade de probabilidade.

Seus experimentos confirmaram que o limiar da instabilidade de um grão em repouso sobre o leito depende da interação estatística de τ_i e τ_c . Com o aumento da velocidade de fluxo d'água, a distribuição da tensão de cisalhamento instantâneo próximo ao leito do fluxo turbulento (τ_i) desloca-se em direção à distribuição relativamente fixa da tensão de cisalhamento instantâneo crítico próximo ao leito dos grãos da carga de fundo (τ_c), causando o aumento do número de grãos susceptíveis à movimentação. Essa zona de sobreposição das duas distribuições estatísticas contém uma população de grãos instáveis, que está qualificada para integrar as cargas de fundo e de suspensão (Fig. 5).

A determinação precisa de um limiar de instabilidade dentro da zona de sobreposição das duas distribuições estatísticas tem sido objeto de muitas pesquisas experimentais e teóricas, cujos resultados, porém, têm sido discrepantes. A maior dificuldade talvez seja o fato da maioria dos leitos naturais ser composta por misturas bimodais ou polimodais de granulometrias. Sob ação continuada de uma corrente fluvial, as classes texturais menos

móveis tendem a concentrar-se na superfície do leito deposicional, formando uma armadura que impede a movimentação dos grãos subjacentes mais finos. Por isso, o limiar de instabilidade é um dado dinâmico e difícil de monitorar (Leeder, 1999).

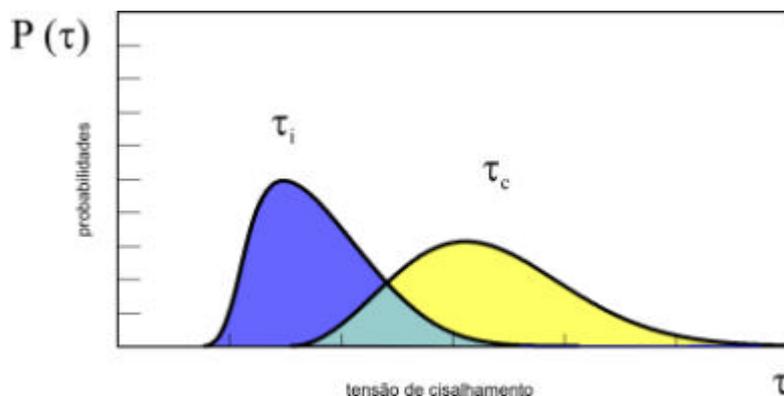


Fig. 5 – Interação estatística entre as tensões de cisalhamento instantâneo próximo ao leito do fluxo turbulento (τ_i) e as tensões de cisalhamento instantâneo crítico próximo ao leito dos grãos da carga de fundo (τ_c), modificado de Grass(1970).

3.6 - O modelo de Suspensão Dinâmica de Bagnold – a condição de equilíbrio estacionário

Bagnold (1966) propôs novas idéias para o estudo do transporte de sedimentos pelos fluidos em movimento, às quais Leeder (*op. cit.*) refere-se como uma teoria de Suspensão Dinâmica de Bagnold. Dado que trabalho mecânico é realizado pelo fluido no deslocamento dos sedimentos, Bagnold (*op. cit.*) assumiu que o fluido em movimento é uma máquina de transporte, na qual:

$$\text{Taxa de trabalho de transporte de sólidos} = \text{Potência total da corrente} - \text{Potência não utilizada.} \quad (3)$$

Em uma forma equivalente, temos:

$$\text{Taxa de trabalho de transporte de sólidos} = \text{Potência total da corrente} \times \text{Eficiência de transformação de energia cinética em energia mecânica.} \quad (4)$$

O autor citado deduziu duas implicações conceituais importantes a partir desses postulados. Em primeiro lugar, concluiu que a massa de grãos em suspensão é constante em

uma corrente fluvial sob condições de equilíbrio estacionário (nessas condições, a velocidade da corrente varia em função do espaço, mas é constante no tempo).

Em segundo lugar, deduziu que, apesar de os grãos individuais que integram essa massa constante mudarem continuamente de posição entre o leito, a carga de fundo e a carga de suspensão, a massa de grãos em movimento pode ser considerada uma quantidade estatística. E se existe uma massa estatisticamente constante em suspensão (a carga de suspensão dinâmica), então é necessário que o momento (massa x velocidade) do fluido em turbulência que sobe em relação ao leito seja maior do o momento do fluido que desce em direção a esse leito. Esse modelo de turbulência assimétrica se contrapôs à visão convencional de uma turbulência isotrópica, mas foi repetidamente confirmado por medições modernas precisas (Leeder, 1999).

Assim, Bagnold (*op. cit.*), a um só tempo, previu o comportamento da carga de suspensão no fluxo turbulento estacionário, e propôs um mecanismo de manutenção da suspensão que se revelou viável. Desse modelo, aproveitaremos dois conceitos básicos:

1) O conceito de carga de suspensão em estado de equilíbrio estacionário, sob condições de fluxo estacionário;

2) O enfoque estatístico do transporte sedimentar, no qual a identidade e o comportamento mecânico de cada grão individual são desprezados em troca da caracterização do estado do sistema sedimentar.

3.7 - O modelo de Maxwell – a solução matemática análoga

Em um dos grandes feitos matemáticos do Século XIX, o britânico James Clerk Maxwell, trabalhando sobre a obra do austríaco Ludwig Boltzmann, deduziu a função de densidade de probabilidade da velocidade molecular v para os gases ideais como:

$$f(v) = 4 \pi \left[\frac{M}{2 \pi RT} \right]^{3/2} v^2 e^{-Mv^2 / 2 RT} , \quad (5)$$

onde R é a constante molar dos gases, T é a temperatura absoluta e M a massa molar do gás ideal. Curiosamente, para cada gás elementar, essa distribuição de velocidades é função apenas da temperatura absoluta. O número de moléculas não afeta a distribuição, que é resultado das colisões elásticas entre as moléculas gasosas e as paredes do recipiente. A figura a seguir mostra a distribuição de velocidades para o hidrogênio em duas temperaturas diferentes (Fig. 6).

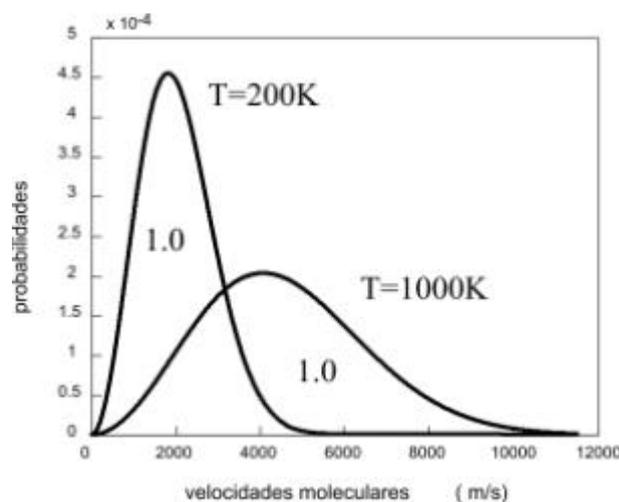


Fig. 6 – Distribuição estatística de velocidades moleculares de Maxwell para o hidrogênio sob duas temperaturas diferentes.

Neste tipo de função, que na verdade é um histograma cujo intervalo de classes é infinitesimal, a probabilidade é medida em áreas sob a curva, isto é, como integrais definidas. Em consequência disso, a probabilidade de que uma molécula esteja se movendo a uma velocidade específica v é igual a zero, e o valor total da área sob a curva tem que ser igual a 1.0 (equivalente a 100%). No entanto, já que a construção matemática de Maxwell não impõe um limite superior para as velocidades moleculares, o valor 1.0 será alcançado somente computando-se a integral de zero até infinito.

Na idealização de sua fórmula, Maxwell imaginou uma esfera no espaço, constantemente atravessada por moléculas em movimento. Isso explica o surgimento do fator π , e implica a validade da lei de distribuição de velocidades da equação (5) para qualquer volume ou plano dentro de sistemas termodinâmicos formados por gases, líquidos e misturas

de líquido e vapor. Se considerarmos um plano constituído pela interface líquido-vapor de um sistema bifásico, podemos deduzir que existe um certo valor limite que separa as moléculas das duas fases. Apenas as moléculas com velocidade maior que podem escapar da superfície do líquido para a fase gasosa, e essa velocidade crítica de evaporação v_c está relacionada às forças de atração molecular encontradas na fase líquida, mas também depende da quantidade de energia calórica adicionada ao sistema. Durante o processo de evaporação, os líquidos em geral permanecem na temperatura de ebulição exatamente porque a energia adicionada é consumida na neutralização das forças de atração molecular (a energia interna). Logo, nessa passagem de fase, a velocidade crítica de evaporação v_c diminui até zero enquanto a temperatura de ebulição permanece constante (Fig. 7).

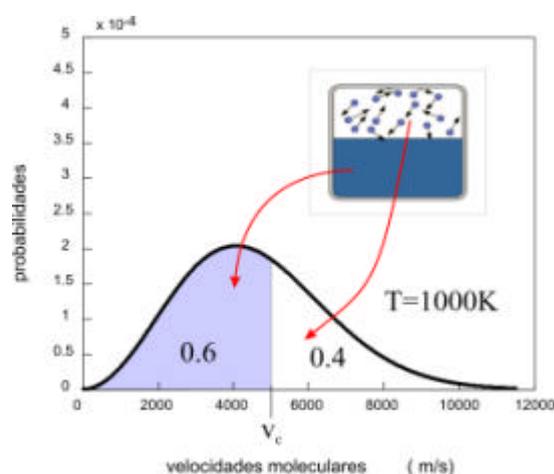


Fig. 7 – Sistema fechado bifásico, com a curva de distribuição estatística da velocidade das moléculas na fase líquida e na fase vapor.

3.8- A analogia como abordagem das escalas estratigráficas – o método

A analogia é a ferramenta científica fundamental adotada pelo homem para a compreensão da natureza. A percepção que temos da natureza é feita através de cinco sentidos que atuam no âmbito de um “nível de acesso humano direto”. Por isso, todo nosso conhecimento ou pensamento abstrato sobre objetos e processos fora dessa escala espacial e temporal precisa estar associado a analogias com processos e objetos materiais pertencentes a esse nível de acesso direto (Del Re, 2000).

Os processos físicos naturais operam em diversas faixas temporais e espaciais, muitos dos quais transcendem à própria escala da existência e da percepção humana. Em geral, processos muito rápidos requerem corpos muito pequenos, e processos muito lentos, corpos muito grandes. Embora a maioria dos processos de transporte e deposição faça parte do nível de acesso direto da sedimentologia, a maioria dos estratos produzidos como resposta tem, contraditoriamente, dimensões temporais e espaciais maiores que essas dimensões cotidianas. Assim, os produtos de longo prazo, que pertencem à escala da Estratigrafia, precisam ser entendidos nos termos dos processos de curto prazo da Sedimentologia.

Do ponto de vista da modelagem estratigráfica, podemos adotar três diferentes tipos abordagens com relação à modelagem de corpos pertencentes às escalas temporal e espacial maiores. No primeiro tipo, totalmente hipotético nos dias de hoje, podemos tentar modelar a natureza de maneira exata em que ela opera: os únicos processos que existem são os de altíssima frequência e o modelo que desejamos se aproximará a uma tradução literal da natureza. Mesmo que um dia consigamos uma capacidade infinita de processamento computacional e a descrição matemática precisa dos processos naturais, ainda assim tal tipo de modelo seria inútil, porque certamente será acometido do chamado *caos determinístico*, isto é, pequeníssimas imprecisões na especificação da condição inicial irão causar grandes desvios nos resultados ao final das numerosas iterações necessárias para representar as escalas estratigráficas que desejamos (Bak, 1996). Os modelos que mais se aproximam de tal utopia são os modelos meteorológicos, que são processados nos mais poderosos supercomputadores hoje em operação, mas que, ainda assim, produzem previsões de tempo aceitáveis somente para até 5 ou 7 dias, no máximo. No segundo tipo de abordagem, podemos extrair apenas uma síntese dos processos deposicionais dominantes na escala sedimentológica, que será mais simplificada e menos sensível à condição inicial (Paola, 2000).

O terceiro tipo de abordagem é a escolha de um processo físico que mostre alguma analogia com os processos de acumulação de sedimentos. Este tipo de modelo é próprio da escala estratigráfica, tais como a equação de difusão e o presente modelo. Um modelo análogo pode ser construído com base em uma teoria válida para outro sistema, que neste caso fornece explicação baseada em algo familiar e inteligível. Segundo Hesse (1972), modelos análogos são máquinas construídas para finalidades expositivas ou para atuar como máquinas de cálculo, quando o sistema modelado não tem especificação matemática conhecida, ou essa

especificação é complexa ou impraticável. A analogia entre as propriedades do sistema e seu modelo sempre implicará relações de diferença (analogias negativas), relações de similaridade (analogias positivas) e relações obscuras (analogias neutras). A validade de um modelo análogo vai depender do gênero e grau das analogias negativas.

Em geral, um modelo mais detalhado é melhor que um modelo mais simples. Esse ponto de vista constitui-se no chamado “literalismo”, um tipo de abordagem na qual modelos teóricos buscam a mais exata, literal e detalhada representação possível. O problema, no entanto, é o risco de incluir-se processos pouco compreendidos nos modelos apenas porque existe capacidade computacional disponível. A capacidade dos computadores cresce exponencialmente, mas a capacidade humana de entender a natureza certamente não. Por essa razão, o limite de desenvolvimento dos modelos com múltiplos processos é o conhecimento sobre os processos físicos, mais do que as habilidades de programação de computadores (Paola, 2000).

O literalismo como objetivo final das modelagens científicas, no entanto, tem seus opositores. Huberman *apud* Gleick (1989) considera que apenas o cientista mais ingênuo acredita que o modelo ideal é aquele que representa perfeitamente a realidade. Tal modelo teria os inconvenientes de um mapa de uma cidade do tamanho da própria cidade, com todos os seus detalhes. Se esse mapa fosse de fato elaborado, não cumpriria seu objetivo, que é o de generalizar e abstrair. Os cartógrafos realçam as características que seus clientes escolhem. Nos modelos estratigráficos, essa representação simplificada e objetiva da síntese dos sistemas naturais foi denominada como abordagem “sintesista” (Paola, *op. cit.*).

Feitas essas considerações, percebe-se que a intenção de elaborar um modelo analítico remete-nos naturalmente ao ideal de síntese dos processos deposicionais, e, nos desdobramentos seguintes, ao emprego da analogia como ferramenta de trabalho. O caminho lógico para essa construção será detalhado mais adiante. Sem embargo, podemos antecipar que a síntese dos processos deposicionais que idealizamos é uma fusão das idéias de Bagnold (1966) e de Grass (1970), que já são reducionistas por elas mesmas. Essa redução será aprofundada até o limite em que os múltiplos processos de transporte e deposição de sedimentos resumem-se a um fenômeno pertinente exclusivamente à superfície deposicional, já que existe um aspecto comum a todos eles: a existência ideal de uma superfície deposicional que separa grãos sedimentares em movimento dos grãos estacionários. E na falta

de um referencial teórico para descrição estatística da carga de suspensão dinâmica sob fluxo estacionário, a equação de Maxwell será adotada como meio de quantificação estocástica do fluxo de grãos que atravessa essa superfície deposicional sintética, configurando assim uma analogia direta entre um sistema sedimentar e um sistema evaporativo. Por último, mas não menos importantes, os potenciais termodinâmicos e de acomodação se encarregarão do balanço da intensidade de tráfego de grãos através da superfície deposicional sintética.

4 – CONCEITOS BÁSICOS SOBRE MODELAGEM ESTRATIGRÁFICA

O termo *modelagem* se refere à construção de modelos representativos das propriedades principais de um sistema natural. Quanto à sua natureza, podem ser modelos físicos, modelos matemáticos, modelos numéricos ou modelos conceituais. Modelos são simples expressões de idéias sobre o funcionamento da natureza, e há quem sustente que as próprias teorias científicas são modelos da realidade (Middleton & Wilcock, 1994).

O termo *modelagem de bacias* refere-se à criação de modelos matemáticos de quaisquer processos físicos que venham a ocorrer dentro de uma bacia sedimentar (Hermanrud, 1993). Esta definição abrange dois tipos básicos de modelagens: modelagem de sistemas petrolíferos e modelagem de preenchimento sedimentar de bacias (Waples, 1994). *Modelagem de sistemas petrolíferos* refere-se à reconstrução da história dos hidrocarbonetos dentro de um ou mais sistemas petrolíferos associados. É composta por modelagens parciais de processos tais como maturação de matéria orgânica, geração de hidrocarbonetos, fluxo de fluidos, compactação, fluxo de calor, sobrepressão, migrações primária e secundária (Hermanrud, *op. cit.*).

Com relação ao tipo de modelagem que é objeto deste trabalho, uma alternativa de nomenclatura pode ser a utilização do termo *modelagem de preenchimento sedimentar de bacias*, a qual refere-se à simulação da geometria estratal conjugada à previsão da estratigrafia e faciologia de uma determinada área sedimentar (Emery & Myers, *op. cit.*).

No entanto, preferimos adotar um termo mais compacto e com conotação mais precisa quanto à escala de trabalho, que é *modelagem estratigráfica*. Trata-se da classificação dos

modelos de bacia em função da escala temporal e espacial em que operam (Cross & Harbaugh, 1990), a qual divide-se em 3 grupos básicos (Fig. 8):

- 1) *Modelagem geodinâmica*: trata das deformações termal e mecânica de grande escala da crosta e litosfera terrestres, e inclui os modelos de sistemas petrolíferos;
- 2) *Modelos de sedimentação*: também conhecidos como modelos de *processo-resposta*, tratam da simulação hidrodinâmica da geração, transporte e deposição de sedimentos ao longo do tempo e do espaço (Syvitski, 1989). A escala temporal em geral está entre 1000 e 20000 anos, e a escala espacial está na ordem de dezenas a milhares de metros;
- 3) *Modelos estratigráficos*: usam aproximações teóricas e empíricas provenientes dos outros dois tipos de modelos para explicar ou prever a distribuição e volumes das litologias dentro de uma bacia. Suas escalas temporal e espacial são intermediárias, normalmente na ordem de 1 a 10 milhões de anos e de algumas dezenas de quilômetros de distância.

EXEMPLOS DE PROCESSOS	Escala de simulação		MODELOS
	tempo	espaço	
Tectônica global	100Ma	10000Km	Upscaling ↑
Variação climática	10Ma	1000Km	
Variação do nível do mar	1Ma	100Km	
Variação de fontes sedimentares	100Ka	10Km	
Resposta isostática	10Ka	1Km	↓ Downscaling
Erosão, transporte e deposição	1Ka	100m	
Fluxo de fluido	100a	10m	
Bioturbação, vegetação	10a	1m	
Comport. individual de grão	1a	10cm	Modelos de engenharia
Tensão superficial, coesão	0.1a	1cm	
	<0.01a	1mm	
			Modelos de sedimentação
			Modelos estratigráficos
			Modelos geodinâmicos

Fig. 8 – Descrição esquemática dos processos operantes nas diversas escalas e sua relação com os diferentes tipos de modelagem (modificado de Tetzlaff, 2000).

4.1 - Propriedades dos modelos computacionais

Os modelos computacionais são imprescindíveis para obtenção de respostas simples a partir de sistemas complexos, ou para respostas quantitativas a partir de sistemas simples (Emery & Myers, 1996). Algumas propriedades são comuns a todos eles:

1) Simplificação: Modelos são tentativas de simplificar as partes mais importantes dos sistemas naturais com o propósito de responder a questionamentos científicos ou econômicos. A modelagem assume a mesma premissa que governa a pesquisa científica como um todo: perante um conhecimento aproximado das condições iniciais de um sistema e o entendimento de suas leis naturais, é possível calcular o comportamento aproximado do sistema (Gleick, 1989).

2) Delimitação: Todos modelos computacionais precisam da especificação de limites espaciais e temporais que os isolem das suas adjacências. As condições nessas fronteiras precisam ser fornecidas como entrada ao modelo, e se dividem em dois tipos: condições iniciais e condições de contorno. Ambas condições limitam a capacidade de previsão do modelo, porque usualmente é difícil estabelecer quais foram essas condições no passado de um sistema natural. Condições iniciais são os valores de inicialização do experimento, que precisam ser estimadas a partir do registro geológico. Condições de contorno especificam a interação entre o sistema modelado e o mundo exterior. São necessárias porque o sistema modelado não pode ser tratado como se fosse fechado, e por isso variáveis externas que afetam o sistema devem ser especificadas, bem como o comportamento das variáveis internas nas bordas do experimento computacional. Modelos de sedimentação, por exemplo, precisam especificar o que acontece com o fluxo nas bordas do sistema para evitar a formação de feições deposicionais ou erosivas artificiais (Tetzlaff, 1990).

3) Resposta específica: Uma vez que não existem modelos de aplicabilidade universal, os modelos destinam-se a responder questões específicas. É fundamental a formulação prévia de uma pergunta a ser respondida pelo modelo. A complexidade ou simplicidade do modelo deve ser adequada à pergunta formulada, pois sempre haverá limites de resoluções espacial e temporal na resposta fornecida por qualquer modelo. Além disso, a qualidade dos resultados

de modelagens computacionais é sempre diretamente proporcional à qualidade das idéias e dos dados de entrada empregados para gerá-los, obedecendo à conhecida máxima ‘*garbage in, garbage out*’ (Paola, 2000).

4) Resposta ambígua: Todos modelos computacionais estão sujeitos ao fenômeno da multiplicidade de combinações de parâmetros de entrada que produzem uma mesma resposta. Diferentes arranjos de parâmetros computacionais podem produzir respostas iguais. Por isso, as conclusões obtidas nas modelagens em geral provam apenas que os parâmetros físicos da maneira como foram processados são *suficientes* para produzir o resultado encontrado. No entanto, é impossível a demonstração de que um determinado arranjo de parâmetros é *necessário* para fornecer resposta em questão (Cross & Harbaugh, 1990). A ambiguidade é, de fato, um problema se o objetivo da simulação é a obtenção de previsões sobre um sistema natural. Contudo, do ponto de vista dos modelos analíticos, onde se estuda o jogo de fatores que levam a um dado resultado, o interesse recai exatamente sobre a própria ambiguidade.

4.2 – Teste de modelos

A avaliação de uma simulação estratigráfica é feita usualmente através da comparação de sua resposta com observações do mundo real. Porém, mesmo que o produto final de uma modelagem pareça similar ao seu equivalente material, ainda assim nunca saberemos se os parâmetros e premissas empregados nessa simulação são corretos. No máximo, poderemos afirmar que o modelo está bem calibrado em relação à natureza, ou seja, que as variáveis independentes foram satisfatoriamente manipuladas para reproduzir uma determinada característica geológica. Para complicar ainda mais o teste de modelos, sabemos que um determinado resultado de modelagem pode ser obtido por diferentes arranjos de valores de parâmetros de entrada, resultando daí que várias calibrações podem estar igualmente corretas. Em conseqüência, a validade interna de nenhum modelo pode ser de fato verificada (Watney *et al.*, 1999).

Além do critério da similaridade, um modelo pode ser testado quanto à sua capacidade de prever feições dos depósitos reais. Griffiths & Hadler-Jacobsen (1995), após realizarem o teste comparativo de dois *softwares* comerciais (SEDPACK e PHIL), em um programa de pesquisa da British Petroleum e Statoil, concluíram que, nesses modelos, os parâmetros de

entrada de uma simulação são as mesmas propriedades que se deseja prever. Um teste efetivo das previsões de um modelo deveria restringir-se a grandezas que não são parâmetro de entrada. Na prática, o papel da modelagem é apenas o de investigar a razoabilidade das premissas e parâmetros de entrada, pois não está claro o que pode ou não ser medido quantitativamente do registro estratigráfico (e.g., Lessenger & Cross, 1996; Burton *et al.*, 1987).

Dada a dificuldade de falseamento da calibragem e da similaridade dos modelos estratigráficos quantitativos com o mundo real, o teste mais viável de um modelo é o seu falseamento por novos modelos melhor fundamentados, o que nada mais é do que a corroboração do postulado de que a Ciência progride mais por falseamento do que por verificação (Popper, 1993).

4.3 – Modelagem direta e modelagem inversa

A modelagem direta (*forward*) busca um resultado a partir de determinadas condições iniciais conhecidas tendo em vista a previsão de um estado futuro do sistema (Emery & Myers, 1996). Em contraste, a modelagem inversa parte do estado presente de um sistema e busca deduzir seu estado inicial, além dos caminhos que produziram esse estado atual. Ou seja, parte de um resultado conhecido e busca identificar condições iniciais desconhecidas. Embora o termo modelagem inversa possa eventualmente sugerir a utilização de processos físicos “invertidos” (fluxos mergulho acima, retorno dos grãos à área fonte, etc...), esse não é o caso. Quase todos os processos naturais são irreversíveis e envolvem um aumento progressivo da entropia, ou seja, degradação da energia em calor (Cross & Harbaugh, 1990). Em termos práticos, a modelagem inversa é efetuada pela iteração de modelagens diretas individuais de tentativa e erro, até que seja reproduzido o resultado desejado. Alguns autores denominam essa técnica de modelagem *pseudo-inversa* (e.g. Tetzlaff, 1990).

4.4 - Modelos dedutivos e modelos baseados em regras

Modelos estratigráficos dedutivos procuram representar processos em termos de leis naturais e relações científicas sólidas, cuja natureza geralmente abrange uma mescla que vai

desde princípios fundamentais até princípios totalmente empíricos. Por conveniência, esse contínuo pode ser dividido em 4 classes, segundo Cross & Harbaugh (*op. cit.*):

1 - *Leis fundamentais*: consistem de relações bem estabelecidas de aplicabilidade universal, como, por exemplo, as leis de conservação;

2 - *Aproximações de primeira ordem*: consistem de relações de aplicabilidade ampla, embora suas simplificações possam apenas aproximar a complexidade do sistema real. A equação de difusão é um exemplo;

3 - *Relações empíricas*: consistem de generalizações de aplicabilidade mais limitada, geralmente envolvendo processos pouco conhecidos. Funções que relacionam compactação de argilas à profundidade de soterramento ou à expulsão de fluidos são um exemplo;

4 - *Relações empíricas grosseiras*: tem aplicabilidade ainda mais limitada, mas podem ser úteis se usadas com critério. Uma forma extrema de tratar a complexidade dinâmica é a construção do modelo a partir de regras, as quais podem variar desde um resumo da essência das leis fundamentais, passando pela abstração da dinâmica que está abaixo do nível de resolução do modelo, chegando até o extremo das adivinhações intuitivas. Modelos baseados nessa abordagem são chamados modelos baseados em regras (*rule-based*), os quais são a única alternativa na simulação de processos de natureza biológica (*e.g.* produção carbonática).

4.5 - Modelos analíticos e modelos de simulação de bacia sedimentar

Modelo analítico é aquele elaborado para analisar comportamentos ou aspectos gerais de um sistema. Em geral são abstratos, de representação reducionista, contemplando apenas os aspectos da dinâmica do problema que o modelador considera essenciais. Modelos analíticos não têm a pretensão de reproduzir casos particulares, mas tentam ilustrar princípios fundamentais ou comportamentos gerais reveladores. Modelos analíticos envolvem um número mínimo de parâmetros e alto grau de simplificação, e são relativamente passíveis de teste.

Modelos de simulação de bacia sedimentar tentam reproduzir detalhes de casos reais, e podem ser encarados como um tipo de modelagem inversa. Sua concepção é mais realista do que os modelos analíticos. Modelos de simulação são, em geral, computacionalmente maiores que os modelos analíticos, e sua flexibilidade usualmente implica maior número de parâmetros

a serem especificados pelo usuário. Como esses parâmetros podem ser “sintonizados” sob múltiplas combinações para produção de uma dada resposta, a veracidade dos resultados dos modelos de simulação é difícil de avaliar.

4.6 - Modelos geométricos e modelos dinâmicos

Modelos geométricos são aqueles nos quais a superfície de sedimentação é representada por uma ou mais superfícies com geometria pré-determinada. Modelos geométricos são computacionalmente simples, e podem reproduzir muitas das feições principais da geometria estratal, mas, em geral, não são baseados em processos reais de transporte sedimentar. Os modelos geométricos incorporam variações da superfície sedimentar pela imposição de limitadores geométricos fixos, como gradientes e dimensões de depósitos, que são tipicamente dependentes do ambiente.

Nos modelos dinâmicos, a superfície dos sedimentos evolui de acordo com certas representações de como sedimentos, transporte e deposição interagem com a subsidência para produzir a superfície topográfica. Neste caso, o termo dinâmico não tem o sentido que lhe é atribuído na Física, pois a maioria dos modelos deposicionais ditos *dinâmicos* são mais cinemáticos (*i.e.* envolvem apenas tempo e espaço, como os modelos baseados na equação de difusão) do que dinâmicos (envolvem espaço, tempo e massa) (Paola, 2000).

4.7 - Modelos de fluxo de fluido e modelos difusivos

Modelos de fluxo de fluido, também conhecidos como modelos de processo-resposta, são mais utilizados em pesquisa hidráulica, através da equação de fluxo de Navier-Stokes. Os algoritmos traçam a trajetória de elementos de fluido individuais, e os grãos sedimentares são depositados ou erodidos em função da velocidade do fluido, granulometria, velocidade de decantação, etc. Essa classe de modelos é computacionalmente muito pesada, especialmente quando as três dimensões espaciais são modeladas. Um exemplo é o modelo tridimensional SEDSIM, desenvolvido na Universidade de Stanford (Tetzlaff & Harbaugh, 1989). Esses modelos são capazes de simular as fácies sob escalas de tempo relativamente curtas em termos geológicos (Rivenaes, 1992). Atualmente, um grupo multidisciplinar do Centro de Pesquisas

da Petrobras e da PUC do Rio de Janeiro está desenvolvendo um modelo estratigráfico com essa mesma abordagem do SEDSIM denominado STENO (Carvalho *et al.*, 2003).

Modelos difusivos, ou de gradiente dinâmico (*dynamic-slope models*), foram primeiro utilizados pelos geomorfólogos para simular a evolução topográfica das vertentes ao longo do tempo. São modelos que usam o princípio da conservação de massa, combinado com uma relação de transporte que representa a média de diversos processos ao longo do tempo, tais como transporte fluvial, solifluxão e escorregamentos (Rivenaes, *op. cit.*). Estes modelos assumem que o transporte de sedimentos é diretamente proporcional ao gradiente topográfico, da mesma forma que a difusão de partículas ionizadas é proporcional à diferença de sua concentração entre dois pontos.

O modelo de difusão é baseado na Lei de Fick, que foi apresentada no século XIX pelo fisiologista alemão Adolf Eugen Fick. O fluxo de partículas é proporcional à diferença de concentração de partículas, o que dá origem a uma constante de proporcionalidade chamada coeficiente de difusão. O coeficiente de difusão depende tanto do tipo de partícula sob difusão quanto do meio onde ocorre a difusão (Schroeder, 2000). Assim:

$$\text{Fluxo de partículas} = \text{coeficiente de difusão} \times \text{concentração de íons} . \quad (7)$$

Ou, retornando a relação para uma forma mais geral:

$$\text{Resposta do sistema} = \text{capacidade} \times \text{intensidade} . \quad (6)$$

Por analogia, os modelos difusivos de transporte sedimentar partem da premissa que a *intensidade* conjunta de todos os processos de transporte de sedimento é linearmente proporcional ao gradiente topográfico do leito deposicional (Kenyon & Turcotte, 1985). A taxa de variação da cota topográfica é o produto desse fator de intensidade com um fator de *capacidade* denominado coeficiente de difusão K , que depende tanto da classe textural do sedimento quanto do ambiente de sedimentação onde ele se difunde. Logo:

$$\text{Variação topográfica} = \text{coeficiente de difusão} \times \text{gradiente topográfico} . \quad (8)$$

Na forma diferencial, obtidas as derivadas parciais em relação ao tempo e ao espaço, e levando-se em conta o princípio da conservação de massa, temos a taxa de variação topográfica:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = K \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$$

O coeficiente de difusão, que tem dimensão L^2T^{-1} (área / tempo), é uma notável simplificação não só dos processos de transporte e deposição como também dos processos de erosão. Na verdade, o modelo de difusão foi originalmente criado para simular os efeitos da erosão (e.g., Culling *apud* Driscoll & Karner, 1999). Isso fica claro se nos ativermos a dois detalhes. O primeiro é a própria delimitação formal do sistema, o qual compreende uma determinada espessura de sedimentos previamente depositados *abaixo* da superfície deposicional. O segundo é o fato de o coeficiente de difusão K ter sinal negativo, ou seja, ele representa a perda de área de uma dada coluna bidimensional da simulação ao final de um dado incremento de tempo. Só haverá aumento da área nessa coluna (acumulação de sedimento) se houver um aporte de área da(s) coluna(s) contígua(s).

A equação de difusão descreve o movimento da superfície deposicional, ou seja, descreve o *efeito* dos diversos processos de erosão, transporte e deposição dependentes do gradiente topográfico. Por isso, os processos de transporte de sedimento que podem ser ditos difusivos restringem-se àqueles que são diretamente dependentes da força gravitacional e que, por conseguinte, podem ser considerados como funções do gradiente topográfico, como os movimentos de massa (*creep*, *debris-flow*, *avalanches*) (Flemings & Jordan, 1989). Relativamente ao modelo original de difusão iônica, então, as forças derivadas do potencial gravitacional são análogas às cargas elétricas de mesmo sinal que propiciam a mútua repulsão entre os íons.

Os grãos sedimentares, porém, não têm comportamento espontâneo como as partículas iônicas. Grande parte do transporte sedimentar realiza-se por transmissão de energia cinética de fluidos em movimento. Nos ambientes fluvial e subaéreo, a proporcionalidade entre a intensidade do transporte sedimentar e o gradiente topográfico resulta válida por vias indiretas, pois nesses ambientes a energia das correntes aquáticas é função do desnível topográfico. No

ambiente marinho, contudo, a intensidade do movimento das massas oceânicas não é necessariamente proporcional ao gradiente do fundo do mar. O movimento d'água pode ocorrer, inclusive, no sentido oposto ao declive das bacias. Por isso, se formos aplicar com rigor o formalismo de Hesse (1972) sobre essa analogia entre intensidade de transporte sedimentar e gradiente topográfico, concluiríamos que o modelo sedimentar difusivo é inválido para o ambiente marinho, já que se trata de uma analogia negativa.

Se o transporte de massa por difusão é zero sempre que o gradiente topográfico do leito deposicional for zero, então como funciona o modelo nesses casos? Para haver transporte difusivo a partir de uma condição inicial de gradiente zero, o sedimento precisa empilhar-se na região onde ocorre a entrada de sedimento, de forma a produzir um gradiente topográfico dentro do espaço de acomodação disponível, ou seja, precisa construir clinformas deltaicas do tipo oblíquo. Se esse é um efeito indesejado, o usuário é obrigado a aplicar taxas de influxo de sedimento suficientemente altas para que todo o espaço deposicional da plataforma seja preenchido e o sedimento consiga ultrapassar a quebra da plataforma.

Considerando-se um estrato depositado em um único incremento de tempo do modelo difusivo, é impossível simular-se linha de costa e quebra da plataforma como entidades geograficamente separadas. É possível obter-se plataformas rasas de baixo ângulo com o uso de altos coeficientes de difusão nas batimetrias mais rasas, como em Kauffman *et al.* (1991). A implicação desse artifício, porém, pode ser a retrogradação erosiva da linha de costa, já que o coeficiente de difusão representa ao mesmo tempo as capacidades de transporte de sedimento e de erosão.

Para contornar esse problema dos baixos ângulos, muitos modelos de preenchimento sedimentar difusivo são complementados por outro tipo de abordagem do transporte sedimentar, como, por exemplo, o modelo de advecção (*e.g.* Driscoll & Karner, 1999). Proveniente dos modelos meteorológicos, o processo de advecção refere-se ao transporte de calor pelo deslocamento de massa na direção horizontal, em contraposição à convecção, que realiza o transporte na direção vertical. Sua formulação é semelhante à da difusão: existe um fator de capacidade do sistema, que no caso é um coeficiente de advecção, e um fator de intensidade que pode ser a profundidade, por exemplo. Nesse caso, o intuito é aumentar a taxa de transporte de sedimentos nas batimetrias mais rasas, simulando a carga de suspensão.

Para concluir, se os modelos difusivos constituem-se em uma solução insatisfatória para o transporte e deposição de sedimentos na plataforma continental, então porque são tão populares? A resposta é a sua simplicidade extrema (Flemings & Jordan, 1989). Através de uma única equação, de sólida reputação, é possível simular-se, ao mesmo tempo, deposição e erosão de sedimentos.

4.8 – Modelos geométricos de margem continental

A modelagem geométrica em duas dimensões de sistemas clásticos começou com Pitman (1978), seguindo as idéias de Sloss (1962). Sua principal conclusão foi que os eventos transgressivos e regressivos podem não ser indicadores de variações eustáticas, já que podem ser produzidos por variações relativas do nível do mar de caráter local.

O modelo geométrico bidimensional de Jervey (1988) foi construído para demonstrar os conceitos da estratigrafia de seqüências clásticas desenvolvida pelo grupo da Exxon. O preenchimento de bacias era modelado a partir da interação entre subsidência, eustasia e influxo sedimentar, e corroborou quantitativamente o papel preponderante da acomodação na criação das geometrias estratais sísmicas. O modelo de Ross *et al.* (1995) relaciona a geometria deposicional à taxa de criação de espaço *versus* suprimento sedimentar, computando a distribuição de lama e areia entre os sistemas fluvial, de plataforma e turbidítico. Foi o primeiro a separar a linha de costa da quebra da plataforma, e levou o autor à conclusão que existem dois tipos básicos de sistemas siliciclásticos: sistemas pobres em areia, típicos de bacias rasas, e sistemas pobres em lama, desenvolvidos durante progradação em bacias de águas profundas (Fig. 9).

A abordagem geométrica de Jervey (*op. cit.*) foi adotada no modelo SEDPAK (Kendall *et al.*, 1991), cujos fundamentos são explicados em Strobel *et al.* (1989). SEDPAK inclui sedimentação tanto clástica quanto carbonática, e, embora enfatize mais a sedimentação do que a subsidência, também leva em conta efeitos flexurais básicos. Juntamente com deposições fluvial, plataformal clástica, plataformal carbonática, de talude continental e marinha profunda, inclui os efeitos de compactação (Fig. 10).

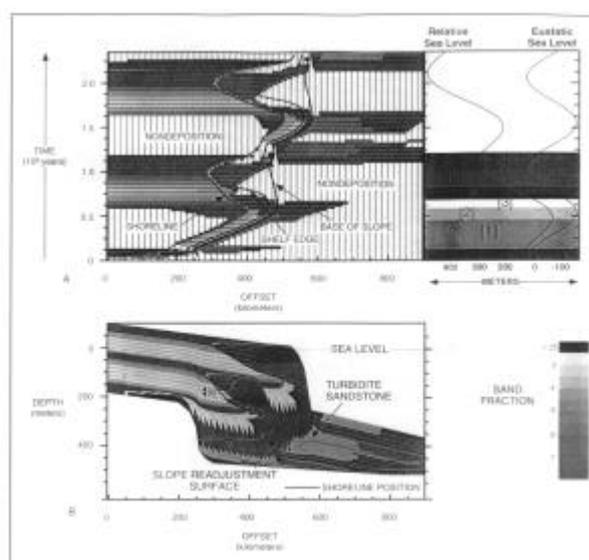


Fig. 9 – Exemplo de saída gráfica do modelo de Ross *et al.* (1995).

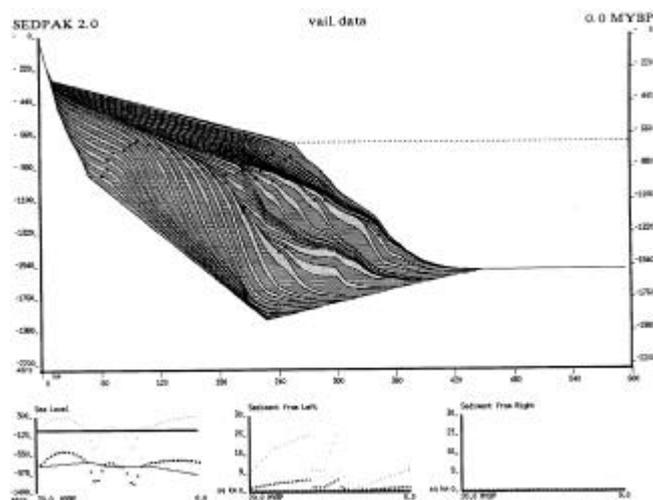


Fig. 10 – Exemplo de saída gráfica do programa SEDPAK (Kendall *et al.*, 1991).

SEDPACK é mais útil para fins de simulação do que analíticos. Seu uso requer a especificação de numerosos parâmetros geométricos pelo usuário, na tentativa de reproduzir uma dada seção estratigráfica.

Cant (1991) e Nummedal *et al.* (1993) apresentaram modelos geométricos de evolução de fácies sedimentares costeiras, com ênfase na movimentação da linha de costa e seus efeitos deposicionais e erosivos associados. Cant (*op. cit.*) concluiu que, dependendo das relações angulares dos estratos de diferentes ambientes deposicionais contíguos, a migração lateral de fácies pode gerar truncamentos locais sem implicar variação de nível de base. Em Nummedal *et al.* (*op. cit.*), a linha de costa migra via “lei de Bruun” (Bruun, 1962), um modelo geométrico de recuo de linha de costa.

Outro modelo que usa sedimentação geométrica acoplada à subsidência dinâmica é o modelo da Shell, descrito por Lawrence *et al.* (1990). À semelhança de SEDPAK, este modelo também trata de sedimentação clástica e carbonática, além de incluir subsidência mecânica. Apesar de ser um modelo estratigráfico bastante completo, não foi liberado para uso fora daquela companhia. Em vários trabalhos publicados, no entanto, foi demonstrado que mostraram que através da “sintonia” do modelo (i.e. ajustando valores de parâmetros para obter a maior semelhança com as observações) eles podem reproduzir uma variedade de seções estratigráficas (Lawrence *et al.*, 1990; Aigner *et al.*, 1989; Shuster & Aigner, 1994; Lawrence, 1994) (fig. 11).

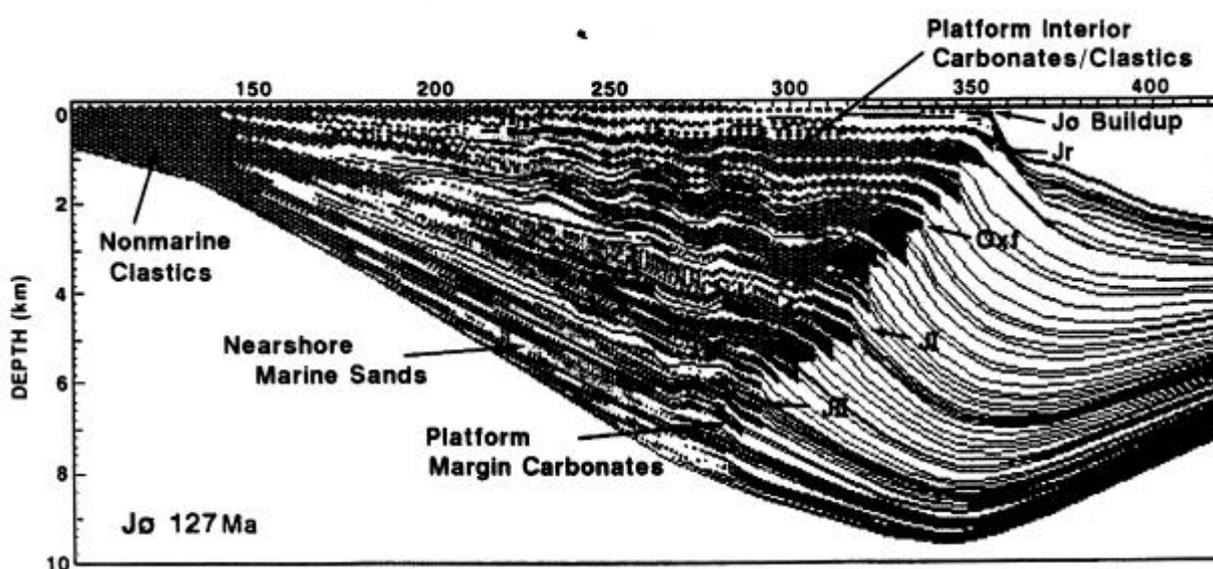


Fig. 11 – Exemplo da saída gráfica do Modelo Shell (Lawrence *et al.*, 1990)

Numerosas feições estratigráficas podem ser modeladas com o uso de geometrias de superfície pré-definidas, onde o foco do estudo é o papel da acomodação no preenchimento sedimentar. Por outro lado, não há dúvida que a morfologia da superfície das bacias é determinada dinamicamente pela interação dos processos de transporte e de acomodação. A dinâmica da superfície sedimentar (a chamada morfodinâmica), sob controles externos e subsidência uniformes, leva a superfície topográfica a evoluir na direção de um estado de equilíbrio, no qual a sedimentação contrabalança a subsidência em todos os pontos. Por isso, os modelos geométricos tendem a evoluir para uma condição onde não apenas os efeitos da acomodação sejam computados, mas também os efeitos dos processos de transporte de sedimentos sejam considerados (Thorne & Swift, 1991)

O modelo SEQUENCE, de Steckler (1999), agrega um tratamento geodinâmico da subsidência, incluindo efeitos isostáticos e flexurais, ao modelamento geométrico da superfície sedimentar. Dois importantes avanços em SEQUENCE são a possibilidade de separação entre a linha de costa e a quebra da plataforma, e a especificação explícita para o tempo necessário para alcançar equilíbrio isostático flexural. Com relação ao primeiro tópico, o autor defende que a posição da praia é controlada pela mudança relativa do nível do mar e a quebra deposicional da plataforma é controlada pelo suprimento sedimentar. Assim, não haveria razão *a priori* para uma coincidência entre as duas feições ou para sincronismo em seus deslocamentos.

4.9 – Modelos dinâmicos de plataforma continental

O desenvolvimento de modelos estratigráficos dinâmicos para a plataforma continental começou com a aplicação de modelos difusivos (ou modelos de gradiente dinâmico), emprestados do modelamento de sistemas fluviais (Paola, 2000). O trabalho a primeiro acoplar difusão e subsidência foi o modelo de flexural de bacia *foreland* de Flemings & Jordan (1989). O modelo foi adaptado para a plataforma de margem passiva por Jordan & Flemings (1991), no qual utilizaram coeficientes de transporte constantes, separados para ambientes acima e abaixo do nível do mar, sendo que o transporte é tipicamente mais eficiente no ambiente continental. Rivenaes (1992, 1997) aprimorou a equação de difusão explicitando-a para duas classes texturais, areia e lama. Esses coeficientes de transporte variam com a elevação

topográfica, e são arbitrados de forma a concentrar areia nos ambientes marinhos rasos, ao passo que a lama é transportada para águas mais profundas (Fig. 12).

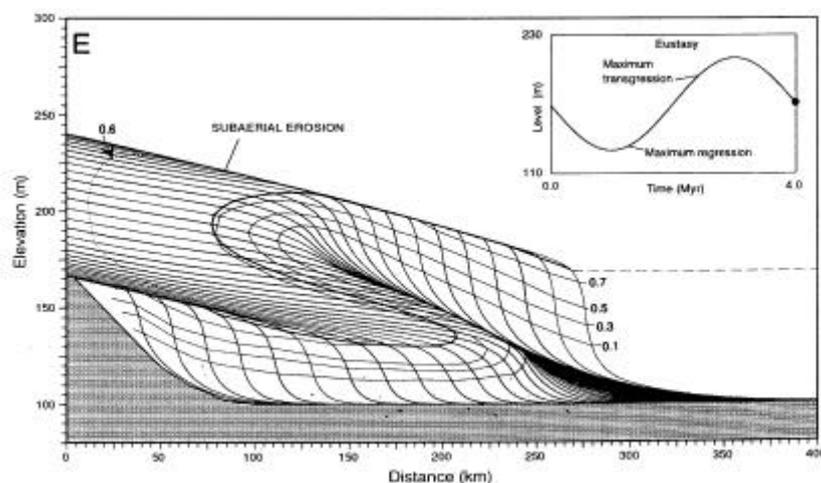


Fig. 12 – Seção modelada por Rivenaes (1992), com o uso da equação de difusão.

Kaufman *et al.* (1991) usaram coeficientes de transporte dependentes da profundidade para contabilizar a atenuação exponencial da energia disponível na coluna d'água das margens continentais para mobilização de sedimentos, embora sem levar em conta a granulometria dos sedimentos. Essa dependência na profundidade produz um *rollover* na topografia que foi interpretado como a representação da quebra de plataforma. (Fig. 13).

Niedoroda *et al.* (1995) propuseram um modelo morfodinâmico de sedimentação para processos marinhos rasos. O transporte de sedimentos segue a abordagem orientada pelo comportamento (*behavior-oriented model*), a qual se apóia em parâmetros que refletem médias semi-empíricas dos fenômenos deposicionais que ocorrem ao longo das diferentes escalas de tempo. O fluxo sedimentar é representado pelo somatório dos processos de suspensão (advecção), tração dominada por ondas, difusão e gravidade, os quais podem ser considerados como difusivos em conjunto.

O modelo de Niedoroda *et al.* (*op. cit.*) foi acoplado a um modelo de subsidência flexural para produzir um modelo da planície costeira por Carey *et al.* (1999). O resultado é um modelo semi-dinâmico: o segmento da plataforma é tratado dinamicamente, mas a linha de costa migra via regra geométrica de Bruun (1962). O sistema fluvial também é tratado geometricamente. Esse modelo, no entanto, não é sensível a um dos principais fatores

morfodinâmicos, a textura dos sedimentos, e foi usado com objetivo analítico, apesar de não ter sido testado em dados reais.

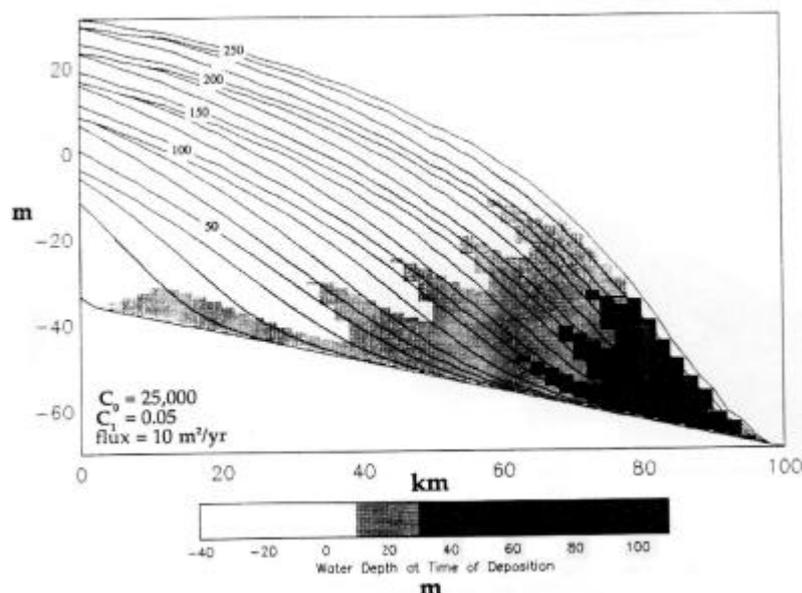


Fig. 13 – Seção modelada por Kaufman *et al.* (1991), com o uso da equação de difusão e coeficientes de transporte dependentes da profundidade.

O modelo tridimensional DIONISOS (*Diffusive Oriented – Normal and Inverse – Simulation of Sedimentation*) utiliza uma equação de difusão modificada para levar em conta o fluxo d'água e a mecânica do transporte de múltiplas granulometrias sedimentares (Granjeon & Joseph, 1999). O modelo computa a precipitação de chuva na área continental, que alimenta rios cujos caudais adentram a bacia, formando correntes que se deslocam segundo o gradiente topográfico do leito do mar. Como o corpo d'água marinho comporta-se de maneira passiva ao fluxo fluvial, os autores assumem que o modelo só é válido para bacias onde o papel das marés, ondas e correntes é menos importante que o potencial gravitacional na distribuição de sedimentos. Trata-se de uma abordagem assumidamente empírica, que têm por objetivo a modelagem inversa do arcabouço e da faciologia de bacias a partir de dados sísmicos e de poços. Foi o primeiro modelo difusivo a combinar o caráter tridimensional ao influxo de múltiplas litologias.

O simulador estratigráfico PHIL (*Process and History Integrated Layers*) é um modelo bidimensional baseado em regras empíricas. Sua implementação não segue equações diferenciais, cujo resultado é válido para toda a seção modelada, mas é operado coluna por coluna, individualmente. É capaz de computar diversos processos geológicos, tais como subsidência mecânica, compactação, erosão, formação de turfa e deposição carbonática, buscando imitar a geometria das clinofomas e o espaço de acomodação dinâmica (Bowman & Vail, 1999). As principais críticas ao modelo PHIL são a desconsideração ao princípio de conservação de massa e o fato de que muito de sua heurística interna relativa a definição de litologias está oculta ao julgamento do usuário (Griffiths & Hadler-Jacobsen, 1995). Seu principal atrativo, no entanto, é a simulação de fluxos gravitacionais, que são programados para reproduzir a geometria e faciologia dos modelos da Estratigrafia de Sequências sempre que a velocidade de queda do nível do mar for maior que 30 m / M.a..

O programa STRATA é um pacote de modelagem estratigráfica 2D, desenvolvido por Flemings & Grotzinger (1996), com base na equação de difusão. Seu objetivo é a modelagem da evolução do preenchimento de bacias, pois é bastante versátil no tratamento de variações da taxa de subsidência, da eustasia e da fisiografia da bacia. Inclui sedimentação siliciclástica e carbonática, e permite a estimar a evolução térmica dos sedimentos. Seu maior mérito é o fato de ser um *freeware*, ou um software de distribuição gratuita, que pode ser obtido pela Internet.

4.10 – Classificação do modelo construído

Com base nos critérios de avaliação apresentados, podemos, então, classificar o modelo objeto da presente tese. Trata-se de um modelo estratigráfico, bidimensional, analítico, determinístico, dinâmico, parcialmente dedutivo e parcialmente baseado em regras. Como encerramento do capítulo, apresentaremos um diagrama mais amplo resumindo os principais atributos dos modelos de bacia (Fig. 14).

5 – TRABALHOS ANTERIORES DE MODELAGEM DAS CLINOFORMAS

São poucos os trabalhos relevantes de modelagem da geometria do perfil deposicional submarino, tanto das clinofomas da plataforma quanto dos taludes da plataforma (Pirmez *et al.*, 1998; Adams *et al.*, 1998; Driscoll & Karner, 1999; Adams & Schlager, 2000; Adams *et*

al., 2001; Schlager & Adams, 2001 e O'Grady & Syvitsky; 2001). A seguir, serão apresentadas e discutidas essas idéias.

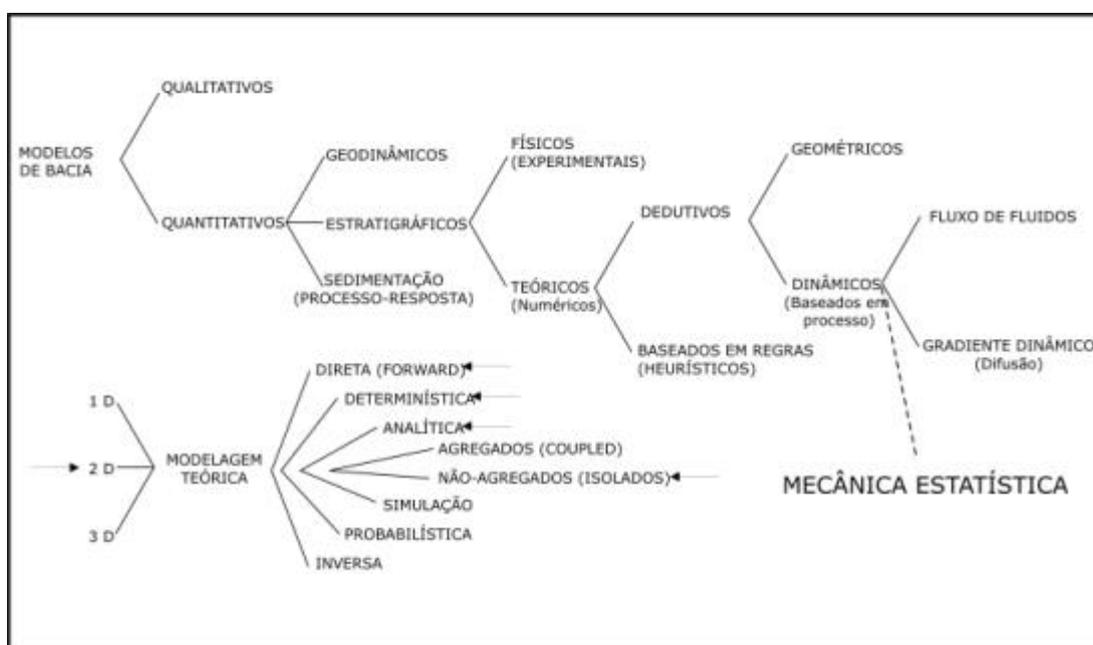


Fig. 14 – Diagrama resumo da classificação de modelos de bacia sedimentar.

5.1 - Modelo de Pirmez *et al.* (1998)

Pirmez *et al.* (1998) construíram um modelo sedimentológico bidimensional para investigação da geometria das clinofórmulas apoiado na interpretação da sedimentação moderna de clinofórmulas como produto da distribuição da tensão de cisalhamento na desembocadura dos rios. Esse modelo utiliza equações conservativas de fluxo d'água e concentração de sedimentos em suspensão, assumindo um influxo estacionário de sedimentos. O sedimento é introduzido horizontalmente em suspensão na bacia, ou seja, desloca-se lateralmente na mesma velocidade do fluido, um processo frequentemente chamado de advecção, e se precipita sobre o leito deposicional em função do balanço entre dois processos que se contrapõem: a decantação gravitacional, baseada na lei de Stokes, e a suspensão vertical turbulenta, esta implementada em uma forma difusiva.

Próximo ao leito deposicional, a deposição ou resuspensão do grão sedimentar é controlada por um valor crítico de tensão de cisalhamento, calculado 1 metro acima do leito.

Em águas rasas, a tensão de cisalhamento é grande demais para permitir a deposição, resultando no *bypass* de sedimentos na região do *topset*. Com o aumento da profundidade d'água e a expansão do fluxo, a tensão de cisalhamento próximo ao leito diminui, permitindo a deposição de sedimento na região do *foreset*, com taxas decrescentes em direção às águas profundas. Esse padrão de sedimentação leva à progradação da superfície clinoformal com o passar do tempo.

A distribuição da tensão *de cisalhamento* próximo ao fundo é função de um fluxo combinado resultante de uma corrente fluvial que adentra uma massa d'água estacionária, e da velocidade orbital horizontal das ondas e marés, cujo decaimento é exponencial com a profundidade. Graças às premissas de conservação de massa utilizadas na circulação d'água, um ponto positivo do modelo é o *feedback* sobre a corrente causado pela mudança da topografia do fundo durante o processo de sedimentação (Fig. 15).

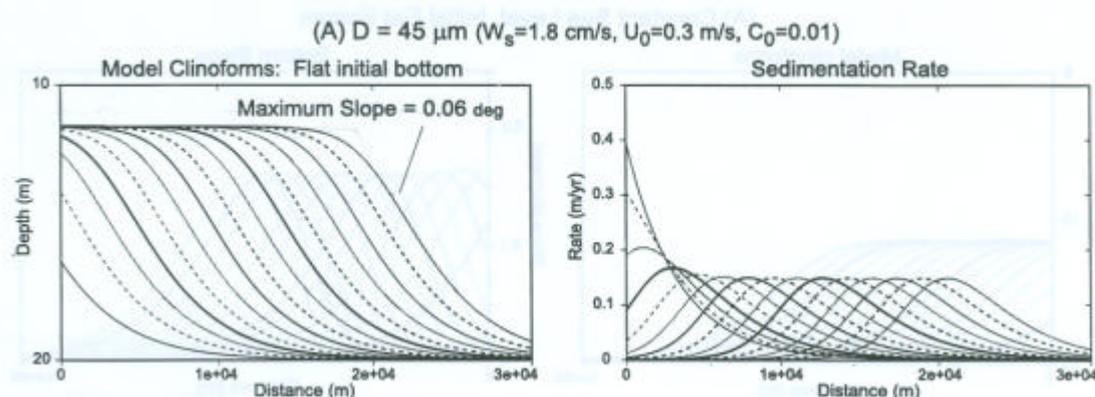


Fig. 15 – Simulação de clinoformas de Pirmez *et al.* (1998).

Algumas características comuns das clinoformas foram reproduzidas nesse modelo:

- 1) o perfil convexo (*rollover*) que separa o *topset* do *foreset* ;
- 2) o aumento da declividade do *foreset* com o aumento do tamanho de grão do sedimento;
- 3) o aumento da declividade do *foreset* durante a progradação das clinoformas em direção a águas profundas, cuja consequência presumível é a ocorrência de fluxo de massa associado a esse tipo de evolução da progradação ;

- 4) a profundidade na região de *topset* depende da distribuição de energia na coluna d'água;
- 5) foi obtida a separação entre o ponto de *rollover*, que é o ponto de maior curvatura no segmento convexo da clinofорма, e a linha de costa, conforme é observado em alguns exemplos modernos e antigos, e ignorado em muitos modelos de Estratigrafia de Seqüências.

Um aspecto importante do trabalho de Pirmez *et al.* (1998) é a medição sistemática de vários exemplos de clinoformas publicados na literatura, a partir da qual alguns padrões repetitivos puderam ser caracterizados:

- 1) os *topsets* mergulham suavemente e a profundidade do ponto de *rollover* é relativamente rasa em lagos de baixa energia e mais profunda em clinoformas de plataforma aberta e deltas subaquosos;
- 2) o mergulho máximo dos *foresets* varia entre 0.5° a $6,3^\circ$, sendo que as maiores amplitudes verticais medidas das clinoformas está associada aos *foresets* mais íngremes;
- 3) a separação entre os pontos de *rollover* e de inflexão tende a zero quanto maior for o mergulho da clinoforma, embora essa distância nunca chegue a ser zero.

Um tipo particular de clinoforma descrito por Pirmez *et al.* (*op. cit.*) são aquelas encontradas nos grandes deltas dos rios Amazonas, Shandong e Ganges, que se caracterizam por um longo *topset* mergulhante de baixo ângulo. Seu modelo simplificado não reproduziu tal feição e os autores especulam sua construção se deve à ação de fluxos hiperpicnais e lamas fluidas, estas ainda pouco estudadas.

Discussão sobre o modelo:

Os perfis deposicionais mostrados são exclusivamente sigmoidais. Embora os perfis exponenciais não tenham sido mencionados neste estudo, o modelo, por sua construção, aparentemente não permite a reprodução dessa geometria. Um possível motivo é a utilização de um tamanho de grão único em cada simulação.

Curiosamente, o efeito da parcela da tensão de cisalhamento proveniente da ação das ondas é apenas citado no texto, sem outros dados ou figuras para sua demonstração. O efeito apregoado para a ação das ondas é a de criação de um perfil tendendo a exponencial, no qual a curvatura do *rollover* tende a aumentar, e a “cauda” a diminuir.

Deve-se ao trabalho de Pirmez *et al.* (*op. cit.*) o mérito de primeiro sugerir que a partir da geometria das clinofórmulas seria possível recuperar-se do registro geológico informações relativas à granulometria do sedimento, nível relativo do mar, suprimento sedimentar e ambiente deposicional, especialmente quando um ou mais desses fatores são conhecidos.

5.2 - Modelo de Driscoll & Karner (1999)

Driscoll & Karner (1999) construíram um modelo tridimensional de preenchimento de bacias para analisar a geometria das clinofórmulas deltaicas sob regimes de transporte e deposição de sedimentos ao longo das direções perpendicular e transversal da linha de costa. Esse modelo simula o transporte de sedimentos através de uma combinação de difusão com advecção. Conforme mostrado anteriormente, difusão pressupõe que o transporte sedimentar é proporcional ao gradiente topográfico, e a advecção é o transporte na direção horizontal. Na prática, a advecção é utilizada para contornar a deficiência da abordagem difusiva quando o gradiente topográfico é muito próximo de zero, tal como ocorre no transporte paralelo à costa e nas plataformas rasas.

O modelo indicou que, em um ambiente marinho raso de baixa energia, a geometria das clinofórmulas deltaicas depende da distância do ponto de entrada de sedimentos. Na região da fonte dos sedimentos a geometria das clinofórmulas é essencialmente exponencial, e ocorre a coincidência entre o *rollover* da clinofórmula e a linha de costa. Em regiões mais distantes da fonte de sedimentos, onde a dispersão de sedimentos segue as correntes litorâneas, a geometria dos estratos muda para seqüências onlapantes de baixo ângulo, de forma que esse pacote pode ser confundido com uma nova seqüência, em uma análise sísmica 2D.

Discussão sobre o modelo:

O foco do modelo de Driscoll & Karner (1999), na verdade, é o estudo do padrão estratal no contexto tridimensional, e a demonstração de que progradação e agradacão podem conviver lado a lado na bacia no mesmo trato de sistemas deposicionais. A geometria dos estratos e sua variabilidade regional seriam controladas diretamente pela direção predominante das forças hidrodinâmicas (difusão e advecção). No entanto, essa interpretação pode ser expandida para termos mais gerais, na medida que mostram o papel do balanço entre as forças hidrodinâmicas de dispersão de sedimento na plataforma e o volume de influxo sedimentar no controle da geometria das clinofomas. No caso em que o influxo é alto relativamente à dispersão de sedimento na plataforma, tal como ocorre na região próxima ao ponto de entrada de sedimentos, os estratos mostram forte caráter progradacional e as clinofomas produzidas são oblíquas. Com o aumento relativo da dispersão em relação ao influxo sedimentar, que se instala com o aumento das correntes litorâneas ou com o afastamento da fonte pontual de descarga de sedimentos, os estratos mostram um caráter progressivamente mais agradacional.

5.3 - O modelo de Adams e colaboradores.

Em sua pesquisa para obtenção do grau de Doutor pela Universidade de Vrije, na Holanda, Erwin Adams e colaboradores publicaram 4 artigos a respeito da curvatura dos taludes subaquáticos, lacustres e marinhos. No primeiro artigo (Adams *et al.*, 1998) encontra-se a mesma motivação de Pirmez *et al.* (1998), qual seja, a de obter da geometria do perfil deposicional informações quantitativas e qualitativas sobre a composição dos sedimentos e sobre os processos de transporte e deposição.

O foco do trabalho é sobre os perfis batimétricos com curvatura exponencial, que se caracterizam por quebras da plataforma abruptas e taludes côncavos. Segundo a amostragem conduzida pelos autores, nessa classe se enquadram 15% dos taludes submarinos atuais, os quais são encontrados em diferentes ambientes deposicionais: plataformas carbonáticas, margens continentais com evidências de cobertura glacial no Quaternário e margens continentais adjacentes a orógenos ativos.

Os perfis foram simulados matematicamente com o ajuste de uma função exponencial, na qual o valor numérico do expoente mostrou-se diferente nos taludes arenosos em relação aos lamosos. Os autores propõem, então, que a curvatura do talude é controlada pelo

decaimento exponencial da capacidade de transporte com a distância a partir da borda da plataforma. Nas porções superior e inferior de alguns perfis, no entanto, os autores observaram traçados que fogem ao ajuste matemático geral. No caso da porção superior, podem ocorrer acúmulos sedimentares devidos à queda brusca da capacidade de transporte logo abaixo da quebra da plataforma. No caso da porção inferior, o desvio pode ser tanto positivo, com a deposição excessiva de turbiditos ou de *debris flows*, quanto pode ser negativo, com a erosão do *rise* continental pelas correntes de fundo.

Com relação aos parâmetros empregados, o grau de curvatura do perfil mostrou boa correlação com a composição do sedimento: taludes dominados por areia tendem a ter uma curvatura maior que aqueles dominados por argila. Mais importante que a façanha matemática da parametrização das equações exponenciais, é a observação sobre o papel da plataforma rasa (*topset*) na estabilidade da geometria exponencial ao longo do tempo. Os autores acreditam que o bom ajuste da equação exponencial aos perfis depende da existência de uma quebra da plataforma. Em cada um dos três ambientes deposicionais estudados, a manutenção do caráter abrupto da borda da plataforma é garantida por um processo capaz de proteger os estratos de *topset* da erosão:

- 1) altas taxas de sedimentação;
- 2) presença de uma capa de gelo que reduza a erosão pelas ondas e correntes marinhas;
- 3) bioconstruções carbonáticas relativamente resistentes à erosão, em períodos de mar baixo.

Em seu segundo artigo (Adams & Schlager, 2000), os autores dão continuidade à metodologia de ajuste matemático de curvas e, ao lado do perfil exponencial apresentado anteriormente, definem mais dois tipos básicos de curvatura do talude: os tipos linear e gaussiano (ou sigmoidal). Com base em uma amostra de 150 perfis batimétricos coletados em margens continentais ao redor do globo, mais de 80% se enquadram nesses três tipos básicos. O tipo sigmoidal é o mais comum, com cerca de 50% da amostra. O tipo exponencial é observado em 20% dos casos, o tipo linear em 12%, e outros tipos abrangem 18% da amostra de 150 perfis (Fig. 1).

Os perfis do tipo linear caracterizam-se pela linearidade na sua parte mais rasa e pela exponencialidade na parte mais profunda. Os mergulhos dos taludes lineares variaram entre 7

e 40° , e a quebra da plataforma é extremamente brusca. Os autores especulam que a linearidade do perfil é devida à acumulação de sedimentos no seu ângulo de repouso. No caso de sedimentos não-coesos, esse ângulo varia com o tamanho de grão e é influenciado pela seleção, forma, angularidade e fábrica de empacotamento desses grãos. Os taludes compostos por argilas coesivas também podem mostrar perfis lineares, com ângulos de mergulho entre 5° e 13° . Nesse caso os autores acreditam que essa geometria seja mantida pela atuação de processos de colapso gravitacional, como solifluxão e deslizamento.

O tipo exponencial, por analogia com o caso subaéreo, que foi relativamente mais estudado pelos geomorfólogos, estaria associado ao decaimento exponencial da capacidade e competência da corrente com a distância a partir da fonte de sedimentos, que neste caso é a borda da plataforma (Adams *et al.*, 1988). Dado que sua origem está associada diretamente ao processo físico de transporte sedimentar, o tipo exponencial seria o tipo primitivo de talude submarino, o qual assumiria outras geometrias apenas em função de processos modificadores como a erosão.

Quanto ao fato de a maioria dos perfis seguir uma curva sigmoidal ou gaussiana, ao invés de exponencial, duas hipóteses são aventadas. A primeira é a redução da taxa de sedimentação na margem da plataforma pela energia das ondas, associada às oscilações do nível de base. A segunda é a erosão por correntes oceânicas durante a progradação de cliniformas, a qual leva ao arredondamento da quebra da plataforma.

No artigo seguinte (Adams *et al.*, 2001) foi feito o teste das hipóteses anteriores na análise da morfologia e da curvatura dos taludes deltaicos dos lagos suíços. Os perfis exponenciais são predominantes, e não mostraram uma correlação clara entre o calibre dos sedimentos e o ângulo dos taludes: diferentes tipos de sedimentos podem depositar-se no mesmo ângulo de repouso. Algumas vezes, os perfis mostram trechos lineares na parte mais rasa, que são explicados pela deposição no ângulo de repouso. Todas as quebras entre os *topsets* e *foresets* pesquisados são bruscas, resultando na ausência de perfis sigmoidais nesses lagos, que os autores atribuem à alta taxa de progradação combinada com a pequena amplitude das oscilações do nível de base.

O último artigo (Schlager & Adams, 2001) é sobre a modelagem da curvatura dos taludes submarinos sigmoidais com o programa STRATA (Jordan & Flemings, 1991; Flemings & Grotzinger, 1996). A conclusão obtida é que o perfil sigmoidal consiste de dois

segmentos geneticamente diferentes. O segmento côncavo inferior, reflete o decaimento exponencial da competência e capacidade dos processos de transporte sedimentar, e, por consequência, da taxa de sedimentação, com a distância da fonte de sedimentos na borda da plataforma. Os processos deposicionais nessa porção são principalmente solifluxão, deslizamento, avalanches e correntes de densidade. A parte superior convexa representa a passagem gradacional entre o domínio de plataforma, onde o sedimento é movimentado por ondas e correntes, e o domínio do talude, onde o sedimento se move por gravidade. Essa região transicional é estreita e a borda da plataforma é abrupta, se o nível de base dos sedimentos permanecer estacionário durante a progradação. A transição plataforma-talude torna-se gradacional e a borda da plataforma torna-se arredondada se tempestades e variações do nível do mar induzirem flutuações significativas no nível de base (Fig. 16, C e D).

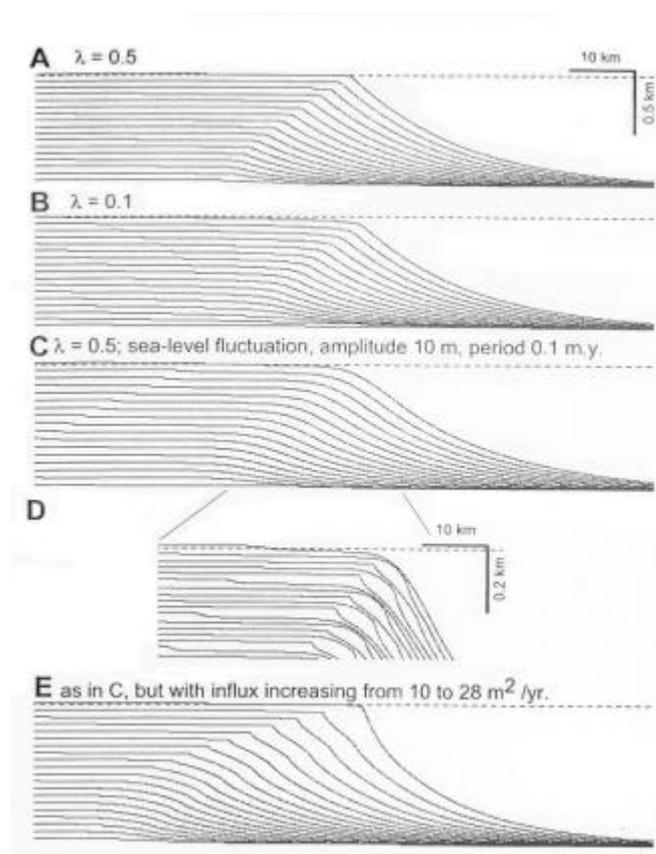


Fig. 16 – Simulação de taludes submarinos de Schlager & Adams (2001).

Tomando como exemplo o delta do Mississippi, os autores enfatizam que a convexidade ou concavidade da parte superior do talude submarino não é função apenas das flutuações do nível de base, mas também dependem da relação entre as taxas de flutuação do nível de base e de progradação. Ao longo desse mesmo delta, encontram-se tanto perfis exponenciais, próximos às desembocaduras, onde a taxa de sedimentação e de progradação são maiores, quanto perfis sigmoidais, nas regiões interdistributárias, onde a taxa de sedimentação é menor.

Discussão sobre o modelo:

Dois aspectos são recorrentes no modelo de Adams e colaboradores. A primeira é hipótese de trabalho que permeia explicitamente seus trabalhos. A primeira é a dependência da geometria na flutuação do nível de base de preservação de sedimentos, a qual pode ser tanto produzida por variações do nível do mar quanto por variações meteorológicas induzidas na energia das ondas. A segunda é a pouca ênfase dada ao transporte de sedimentos por suspensão.

Esses dois pontos de vista convergem para a rejeição do modelo de Pirmez *et al.* (1998), que produziu clinofórmias sigmoidais a partir da deposição da carga de suspensão de origem fluvial em uma plataforma dominada por fluxo combinado de ondas e correntes. Schlager & Adams (2001) consideram esse modelo válido somente para o domínio das desembocaduras fluviais, já que a ocorrência frequente de taludes sigmoidais em plataformas carbonáticas e costas abertas depõem contra a descarga fluvial como requisito para formação de clinofórmias sigmoidais.

Na origem desse embate, vemos um confronto entre uma concepção difusiva dos processos de sedimentação (proporcionais ao gradiente topográfico) e uma concepção advectiva (proporcional à tensão de cisalhamento). O modelo advectivo de Pirmez, em princípio, revelou-se inadequado para reproduzir taludes exponenciais, possivelmente porque lhe faltam os processos de transporte pertinentes à carga de fundo. Já o modelo de Adams e colaboradores provém de uma visão difusiva da sedimentação desde sua construção conceitual, dado o destaque que emprestam aos processos deposicionais dependentes do gradiente topográfico (solifluxão, deslizamento, avalanches e correntes de densidade).

O ponto de vista dos autores de que tanto a redução da taxa de sedimentação na margem da plataforma pela energia das ondas, associada às oscilações do nível de base,

quanto a erosão por correntes oceânicas podem causar o arredondamento da borda da plataforma, ficou demonstrado em suas modelagens com o programa STRATA. Curiosamente, eles dão ênfase ao remodelamento da margem da plataforma pela via erosiva. Porém, em termos de energia hidrodinâmica, as duas soluções parecem equivalentes: os perfis sigmoidais estão associados à alta energia nos dois casos.

5.4 - O modelo de O'Grady & Syvitsky (2001)

O modelo de preenchimento de bacias SEDFLUX, desenvolvido por um grande número de pesquisadores na Universidade do Colorado, em Boulder, foi utilizado por O'Grady & Syvitsky (2001) na modelagem geométrica dos taludes continentais. Esse é um modelo bidimensional que acopla diversos modelos individuais de processo-resposta que atuam na escala sedimentológica de trabalho, com resoluções temporais múltiplas, que podem chegar à duração diária, para os eventos de alta frequência. São simulados ambientes deposicionais ao longo de todo o perfil deposicional de margem continental, desde a planície costeira até o assoalho oceânico, onde se destacam os processos de erosão e deposição por correntes hipo e hiperpicnais em desembocaduras de rios, por tempestades na plataforma e por *debris flows* e correntes de turbidez no talude. Além disso, é capaz de computar efeitos de compactação, subsidência mecânica, falhamentos, ruptura do talude e, naturalmente, variação do nível do mar.

Os resultados das simulações mostraram que a geometria das cliniformas depende de uma associação entre sedimentação hemipelágica e tempestades na plataforma. As cliniformas oblíquas são formadas em ambiente plataformal de baixa energia, ao contrário da opinião de Sangree & Widmier (1977), e as cliniformas sigmoidais são formadas sob condições de maior energia de ondas.

A variação do nível do mar e a subsidência flexural mostraram pouco impacto na forma do perfil deposicional, e os processos associados a *debris flow* e correntes de densidade influem apenas na geometria do talude inferior.

Por fim, os resultados mostraram uma associação sistemática entre o gradiente do talude e a batimetria da bacia: bacias rasas mostram ângulos menores do que as bacias profundas, corroborando as observações de Pirmez *et al.* (1998).

PARTE II – APRESENTAÇÃO DO MODELO ANÁLOGO DE SUSPENSÃO DINÂMICA

6 - O MODELO ANÁLOGO DE SUSPENSÃO DINÂMICA

O modelo aqui denominado de Modelo Análogo de Suspensão Dinâmica tem origem nas hipóteses de trabalho apresentados no tópico 3. O desenvolvimento desse modelo segue os seguintes passos:

- 1) Idealização de uma síntese dos processos deposicionais;
- 2) Formalização de uma analogia entre o processo deposicional sintético e o processo de transição de fase líquido-vapor;
- 3) Proposição de uma metodologia de calibragem do modelo análogo com a natureza.

6.1 – Síntese dos processos deposicionais.

A síntese dos processos deposicionais consiste na simplificação dos diferentes processos de transporte e deposição em torno de um aspecto comum a todos eles: a existência de uma superfície deposicional que separa grãos sedimentares em movimento dos grãos estacionários. Consiste na fusão das idéias de Bagnold (1966) e de Grass (1970) com vistas à abordagem estatística do fenômeno da suspensão de sedimentos nas correntes d'água.

Primeiramente, é interessante fazer-se um paralelo entre a carga de suspensão dinâmica de Bagnold (*op. cit*) e população de grãos instáveis de Grass (*op. cit*). Relembrando as lições da Sedimentologia, sabemos que a carga sedimentar em movimento nas correntes d'água pode ser classificada em três tipos: 1) a carga de tração ou de fundo, que inclui os grãos que viajam junto ao leito por saltação, rolamento e escorregamento; 2) a carga de suspensão, que engloba os grãos alçados temporariamente do leito pelo fluxo turbulento; e 3) o *washload*, que se refere à fração argilosa fina em suspensão mais ou menos permanente no fluxo d'água. A carga de fundo tipicamente move-se mais lentamente que o fluido, e a carga de suspensão e o *washload* movem-se na mesma velocidade do fluido (Leeder, 1999).

Com base nessa classificação formal, notamos que Bagnold (1973) excluiu a carga de fundo da carga de suspensão dinâmica. A saltação foi caracterizada como um transporte “insuspenso” (*unsuspended*), e as modalidades de escorregamento e rolamento seriam formas incipientes de saltação, nas quais o contato com o leito não seria perdido, e, portanto, não

caracterizariam um tipo de suspensão. Sob o ponto de vista estatístico, contudo, a exclusão dos grãos em saltação da carga de suspensão dinâmica parece indevida, pois no estado de equilíbrio estacionário também se esperaria uma massa constante de grãos em transporte por saltação. Além disso, retomando-se o balanço mecânico de Bagnold (1966), reproduzido abaixo, nota-se que uma parte da potência total da corrente é necessariamente utilizada no transporte por saltação, já que se trata uma parte da carga de sólidos em transporte pela corrente:

Taxa de trabalho de transporte de sólidos = Potência total da corrente – Potência não utilizada
(3)

A concepção de Grass (1970), por outro lado, está de acordo com o balanço mecânico acima. Dada a falta da especificação de um limiar preciso de movimentação, deduz-se que a população de grãos instáveis no leito de Grass (*op. cit.*) inclui todos os grãos que serão movimentados de alguma forma, caso seja dado um tempo de equilíbrio suficientemente longo. Assim, para uso neste trabalho, definiremos que a carga de suspensão dinâmica compreende todos os modos de transporte da carga sedimentar em uma corrente turbulenta caracterizados pela perda de contato dos grãos com o leito deposicional, ou seja, inclui a carga de suspensão e a carga de fundo, excetuadas as forma de escorregamento e rolamento desta última.

Como conclusão, acreditamos então que os processos de transporte e deposição por correntes, ondas, marés, tempestades e fluxos de densidade turbulentos, sob condições de equilíbrio estacionário, pode ser sintetizados como um fenômeno da superfície que separa os grãos imóveis do leito de uma carga de suspensão dinâmica.

6.2) Formalização de uma analogia entre o processo deposicional sintético e o processo de transição de fase líquido-gás.

A análise mecânica do trânsito dos grãos através da interface deposicional é a abordagem do processo sedimentar mais encontrada na literatura sedimentológica. Uma abordagem menos desenvolvida refere-se ao caráter estatístico do processo de suspensão

sedimentar, que, como vimos nas seções 3.4 e 3.5, não está acompanhada de uma formulação quantitativa do fenômeno da suspensão sedimentar.

Esse tipo de obstáculo requer o auxílio de um modelo quantitativo análogo, que é um tipo de “máquina de cálculo” construída para estudar aspectos de um sistema que não tenham especificação matemática conhecida (Hesse, 1972). O modelo análogo que construiremos para estudar o processo de suspensão dinâmica de sedimentos é um modelo bifásico de evaporação que obedece à distribuição estatística das velocidades moleculares de James Clerk Maxwell, apresentada em 3.7. A escolha desse modelo está baseada na existência de várias analogias positivas entre os fenômenos de superfície que acontecem no processo de evaporação e no processo de suspensão de sedimentos. A seguir, a viabilidade desse modelo análogo será demonstrada formalmente, com base nas analogias positivas entre as interfaces deposicionais e evaporativas (Quadro 1).

Sistemas Analogias positivas	Interface deposicional	Interface Líquido-Vapor
Analogia 1 Forma de energia em intercâmbio	Energia cinética	Calor / Trabalho
Analogia 2 Variável controladora da intensidade de transferência de energia (<i>driving force</i>)	Velocidade	Temperatura
Analogia 3 Deslocamento provocado no sistema	Tensão de cisalhamento junto ao leito	Distribuição das velocidades moleculares
Analogia 4 Resposta do sistema	Suspensão de grãos	Evaporação de moléculas

Quadro 1 – Quadro com o resumo das analogias estabelecidas entre os sistemas sedimentar e termodinâmico.

6.2.1 – Analogia 1: Calor e energia cinética como formas análogas de energia em intercâmbio.

Comparando-se uma superfície deposicional sob fluxo estacionário turbulento com uma interface líquido-gás em um sistema fechado, observamos que existe uma forma de

energia que atravessa ambas superfícies sempre que ocorrer seu aporte desbalanceado em um dos lados dessa interface. No caso do sistema deposicional, energia cinética tende a transferir-se espontaneamente tanto em nível molecular através do fluido, quanto em nível macroscópico do fluido para os grãos do leito, seguindo as leis de conservação de energia (Schroeder, 2000; Leeder, 1999).

No caso da interface líquido-vapor, a quantidade análoga com esse comportamento é o calor. Calor é um tipo de energia em trânsito de objetos quentes para objetos frios. No caso de um sistema preenchido por moléculas ideais bifásicas, a passagem de calor através da interface líquido-vapor ocorre por colisões inelásticas entre moléculas, que, em última análise, envolve a transferência de energia mecânica vibracional e translacional entre as moléculas, de maneira conceitualmente similar à que ocorre na interface deposicional.

6.2.2 – Analogia 2: Temperatura e velocidade de fluxo como variáveis controladoras da intensidade de transferência de energia análogas (*driving force*).

A partir dos fundamentos da Termodinâmica, sabemos que, se existe uma quantidade de energia atravessando um determinado contorno de um sistema, então existe uma propriedade intensiva, denominada *driving force*, cuja diferença em cada lado desse contorno controla tanto o sentido quanto a taxa de transferência de energia através desse contorno.

Na interface líquido-vapor, a intensidade e o sentido de trânsito de calor são controlados pela diferença de temperatura em ambos lados desse contorno. Logo, temperatura é a variável que controla a intensidade de transferência de calor através da interface líquido-vapor (*driving force*).

Aplicando-se o mesmo raciocínio à superfície deposicional, a intensidade da transferência de energia cinética da corrente para o sedimento do leito depende da diferença de energia cinética entre os dois lados do contorno do sistema sedimentar. Já que o leito, por definição, está em repouso, sua energia cinética é zero. A taxa de transferência de energia depende, então, de uma *driving force* relativa exclusivamente à corrente. Considerando-se um elemento de fluido de massa unitária em movimento, assumiremos que essa *driving force* é a velocidade da corrente u , pois nessas condições, a energia cinética é diretamente proporcional à velocidade.

A Analogia 2 é, naturalmente, uma simplificação que não leva em conta fatores hidrodinâmicos importantes, como viscosidade e densidade da mistura água-sedimento. No entanto, está em consonância com a visão intuitiva da maioria dos geólogos de que a competência de uma corrente é função principalmente da sua velocidade, a despeito da relevância de outros parâmetros, como os números adimensionais, nas escalas de tempo mais breves.

6.2.3 – Analogia 3: Distribuição estatística de tensão de cisalhamento e distribuição estatística de velocidades moleculares como *deslocamentos* análogos provocados nos sistemas.

Um deslocamento do sistema é um efeito que buscamos parametrizar empiricamente com relação a sua *driving force* e seus produtos. Em termos estritos, temperatura é a *driving force* que desloca a entropia (Schroeder, 2000). No entanto, como buscamos uma abordagem conceitual simplificada da teoria cinética dos gases em sistemas fechados, assumiremos que a distribuição maxwelliana da velocidade molecular pode ser considerada uma aproximação (ou *proxy*) da entropia. Ou seja, sempre que a temperatura do sistema mudar, haverá mudança tanto na entropia do sistema quanto na distribuição das velocidades moleculares. Por simplicidade, no presente trabalho trataremos apenas a quantificação desta última propriedade.

Com relação ao sistema sedimentar, uma modificação na magnitude da velocidade da corrente causa uma alteração na distribuição da tensão de cisalhamento instantâneo crítico próximo ao leito dos grãos do leito deposicional (τ_c), conforme observado por Grass (1970) e discutido em 3.5. Como a tensão de cisalhamento também depende da viscosidade do fluido, precisamos assumir uma condição de viscosidade μ constante nesta analogia, segundo a relação de Newton (Leeder, 1999):

$$\tau = \mu \, du / dy \quad , \quad (8)$$

onde o fator du / dy é o gradiente de velocidade na direção vertical.

No ambiente marinho raso, contudo, o movimento oscilatório das ondas gera surtos de aumento na tensão de cisalhamento instantâneo próximo ao leito, intensificando o processo de transporte de sedimentos, resultando no chamado regime de fluxo combinado onda-corrente.

Estudos sedimentológicos indicam que o efeito aditivo, no entanto, seria válido somente para leitos planos. Na crista das ondulações do fundo, as medições de tensão de cisalhamento mostram valores idênticos àqueles obtidos com a ação isolada da corrente. À medida que aumenta o comprimento dos *ripples* com as ondas de tempestade de longo período, a suspensão de sedimentos em fluxos combinados mais fortes aumenta, embora não de forma linear, relativamente ao fluxo isolado (Leeder, 1999).

De qualquer forma, assumimos que, na escala de tempo estratigráfica, a velocidade orbital das ondas concorre para o deslocamento da função de densidade de probabilidade da tensão de cisalhamento instantâneo do fluxo turbulento (τ_i), da mesma forma que o faz a velocidade de fluxo. Por isso, no sistema deposicional, a *driving force* que parametriza a distribuição da tensão de cisalhamento instantâneo crítico dos grãos do leito deposicional (τ_c), qual seja, a velocidade da corrente próximo ao leito, também precisa conter informação sobre essas velocidades orbitais.

6.2.4 – Analogia 4: Suspensão de sedimentos e evaporação como respostas análogas dos sistemas.

Em termos descritivos, a suspensão de sedimentos e a transição de fase líquido/vapor são fenômenos de superfície análogos porque em ambos casos as partículas que abandonam a superfície limite estão energeticamente excitadas além de um certo limiar. Desta forma, a fase líquida é análoga à condição encontrada nos grãos em repouso sobre o leito deposicional e a fase gasosa é análoga ao estado de suspensão dinâmica dos grãos. Se levássemos adiante essa analogia, o que não é o caso, poderíamos ainda correlacionar uma fase sólida desse líquido aos grãos coesos ou litificados.

Sob condições de equilíbrio estacionário, o comportamento dos grãos da carga de suspensão dinâmica na interface deposicional é o mesmo das moléculas na interface líquido-vapor: apesar de haver um fluxo constante de partículas atravessando essas interfaces em ambos sentidos, a massa permanece constante em cada lado das respectivas superfícies. Assim, a massa de grãos movimentados é análoga à massa de moléculas na fase vapor e ambas podem ser tratadas como quantidades estatísticas.

A população de moléculas na fase gasosa pode ser facilmente quantificada porque existe um limiar preciso entre a fase líquida e a fase vapor, que é a velocidade crítica de evaporação v_c . No sistema deposicional, em contraste, não existem métodos sedimentológicos para a quantificação estatística da carga de suspensão dinâmica, análoga à fase vapor. Como vimos, a suspensão depende da interação aleatória de duas distribuições estatísticas de tensões de cisalhamento, relativas à corrente turbulenta e ao posicionamento dos grãos no leito. O trabalho de Grass (1970) apenas menciona uma população de grãos instáveis, a qual contém grão candidatos a integrar a carga de suspensão dinâmica. Por isso, a abordagem análoga é imprescindível (Fig. 17).

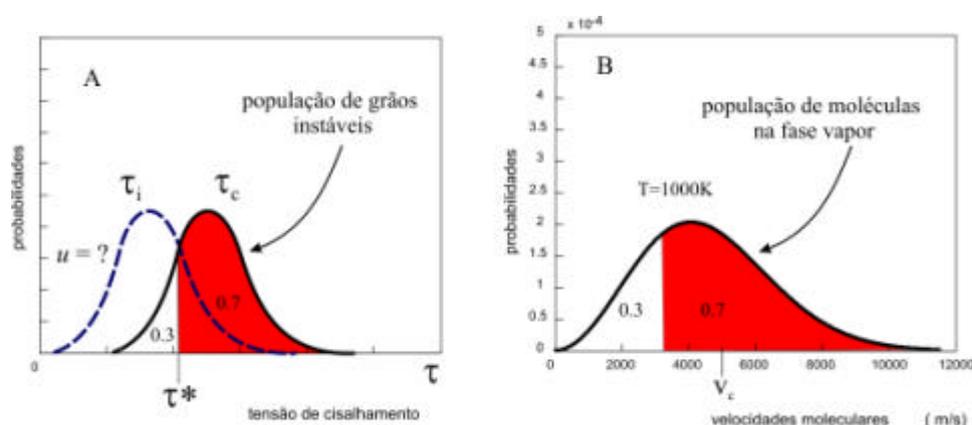


Fig. 17 – Analogia entre gráficos de distribuição estatística: a) população de grãos instáveis (modificado de Grass, 1970); b) população de moléculas na fase gasosa.

6.3 - Delimitação dos sistemas

Os sistemas deposicional e evaporativo precisam ser delimitados no espaço e ser especificados quanto à sua interação com o meio em que se encontram. O sistema deposicional é definido como uma coluna tridimensional prismática, cuja base é a superfície deposicional, e cuja altura é o espaço deposicional que se estende até o nível do mar. Compreende o chamado espaço de acomodação estática, e é um sistema aberto que obedece às leis de conservação de massa. Abaixo desse sistema deposicional, encontra-se um outro sistema composto por rochas e sedimentos pré-depositados, denominado de sistema erosivo, que não será estudado no presente trabalho (Fig. 4).

O sistema líquido-vapor análogo, que desejamos utilizar como “máquina de calcular” graças ao auxílio da equação de Maxwell, pode ser definido como um sistema fechado (ou seja, nenhuma massa pode atravessar seus contornos). Suas dimensões espaciais não precisam ser especificadas, uma vez que os resultados dessa equação independem do número de moléculas e do volume que ocupam. A representação gráfica do sistema é de um êmbolo de paredes isolantes, o qual está apoiado em um reservatório térmico capaz de adicionar ou remover calor do sistema. A substância de trabalho contida nesse sistema foi arbitrada como sendo o hidrogênio, cuja massa é de 0,001 g/mol (Fig. 18).

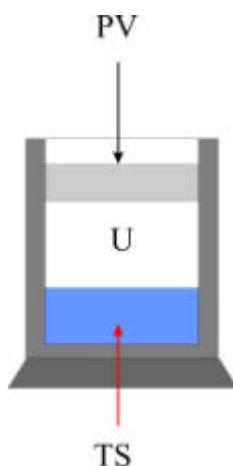


Fig. 18 - Delimitação dos sistema evaporativo.

Durante as transformações do sistema líquido-vapor análogo, que assumimos ocorrerem sob pressão constante, a intenção é acompanhar apenas as variáveis de estado temperatura e velocidade, o que significa dizer que o modelo quantitativo inicia-se na Analogia 2, e a Analogia 1 não será implementada.

Se não sabemos a quantidade de energia que a corrente é capaz de fornecer à carga de sólidos, também não saberemos qual a sua capacidade de transporte de sedimentos. Isso fica claro no enunciado (3) de Bagnold (1966), onde a capacidade de transporte de sedimentos depende da potência total da corrente, que, em última análise, é uma taxa de utilização de energia. Se, em nossa simplificação, a competência da corrente (ou seja, o tamanho dos grãos transportados) é função da velocidade e essa velocidade é uma variável intensiva, então deduzimos que a competência da corrente também é uma variável relacionada à intensidade da transferência de energia cinética da corrente para a carga de sólidos em transporte.

O motivo pelo qual a Analogia 1 não pode ser implementada é a ausência na literatura sedimentológica de base analítica para a determinação do estado energético das correntes de fluidos. Bagnold (1966) mencionou que a complexidade dessa abordagem energética da corrente leva aos estudiosos do transporte sedimentar, incluindo-se ele próprio, a preferirem um tratamento analítico baseado na transferência de momento (massa vezes velocidade). O transporte sedimentar continua sendo tratado, ainda hoje, apenas em termos de competência da corrente, embora exista a noção de que a capacidade de transporte é o fator principal no transporte de sedimento por correntes de densidade (Hiscott *apud* Adams & Schlager, 2000). Por essa razão prática, a relação quantitativa entre a capacidade de transporte de uma dada corrente e a capacidade térmica do sistema evaporativo análogo não será abordada neste trabalho, permanecendo como um desafio a ser enfrentado no futuro.

Em decorrência da impossibilidade de quantificação das transferências energéticas mencionada acima, os sistemas análogos em apreço somente podem existir sob equilíbrio estacionário. Em conseqüência, o trabalho realizado pela corrente também não pode ser quantificado, já que o trabalho realizado por um sistema depende precisamente do caminho percorrido entre o estado inicial e o final, que neste caso são ignorados.

É interessante notar que, sob o ponto de vista da modelagem estratigráfica, o estado de equilíbrio estacionário é provavelmente a única abordagem possível para o preenchimento de bacias. Na melhor das hipóteses, o registro geológico pode fornecer pistas sobre a proveniência e o destino final dos sedimentos, sem nunca sabermos quais as trajetórias que cada grão possa ter percorrido entre esses dois pontos extremos.

6.4 - Analogia entre potenciais termodinâmicos

Após a delimitação dos sistemas evaporativo e deposicional, precisamos definir quais os graus de liberdade de cada sistema e qual a correspondência entre eles. Cada grau de liberdade corresponde a uma forma de intercâmbio de energia do sistema com sua vizinhança, e essa energia está associada a um potencial termodinâmico.

O sistema evaporativo será definido como um sistema termodinâmico clássico, onde o balanço energético é computado através dos três potenciais termodinâmicos apresentados na Seção 3.4: energia interna, energia do meio ambiente e trabalho.

O sistema deposicional, por sua vez, será reduzido a três variáveis relacionadas às propriedades do aporte sedimentar, à velocidade da corrente próximo ao leito deposicional e ao gradiente topográfico do leito. A correspondência entre os graus de liberdade dos dois sistemas será delineada segundo as analogias de 5 a 8, conforme o quadro a seguir (Quadro 2).

Sistemas Analogias positivas	Sistema Evaporativo	Sistema deposicional
Analogia 5 Energia interna	Energia potencial de resistência à evaporação (Forças intermoleculares)	Energia potencial de resistência ao transporte (Granulometria)
Analogia 6 Energia do meio ambiente	Energia termal (Calor fornecido ao sistema)	Energia Hidráulica da corrente, próximo ao leito deposicional
Analogia 7 Trabalho	Energia mecânica associada à expansão volumétrica por pressão diferencial entre sistema e vizinhança	Energia gravitacional associada ao gradiente topográfico, ou pressão dispersiva
Analogia 8 Energia livre de Gibbs	Energia do estado de equilíbrio estatístico das fases líquido e vapor	Energia do estado de equilíbrio estatístico da carga de suspensão dinâmica

Quadro 2 - Quadro de analogias entre os potenciais energéticos dos sistemas evaporativo e deposicional.

Os potenciais termodinâmicos são variáveis de estado extensivas, isto é, dependem do tamanho do sistema, e têm dimensão de energia (joules ou calorias). Porém, como vimos anteriormente, não nos ocuparemos com as quantidades de energia previstas na Analogia 1. Por isso, é necessária uma modificação na equação de estado do sistema evaporativo para que possamos acompanhar os estados do sistema em termos de temperatura, conforme proposto na Analogia 2. Logo:

$$G = U - TS + PV \quad (2) \quad \Leftrightarrow \quad \Delta T_G = \Delta T_U - \Delta T_S + \Delta T_W . \quad (9)$$

Energia interna U é definida como a energia requerida para criar o sistema em ausência de mudanças de temperatura ou volume (Schroeder, 2000). Já que ignoraremos a quantidade de energia envolvida nesse processo, assumimos que energia interna consiste de um

incremento inicial de temperatura ΔT_U medido no líquido de trabalho presente no interior do sistema evaporativo, após o ingresso no sistema da quantidade indeterminada de energia U .

O fator energia interna refere-se a um estado inicial do sistema líquido-vapor, no qual apenas uma fase líquida existe no sistema, de forma que a temperatura inicial ΔT_U é infinitesimalmente maior que uma temperatura de fusão T_f . Essa condição é análoga ao estado inicial do sistema sedimentar, quando todos os grãos jazem sobre o leito deposicional e estão soltos (não coesos) e estacionários sobre um leito horizontal.

Na Analogia 5, estamos associando a energia interna a uma quantidade de energia necessária para vencer as forças de resistência ao transporte sedimentar ou evaporação análogos. Logo, trata-se de uma quantidade que deve ser fornecida ao sistema para a criação do sistema, que por isso têm sinal positivo. Como consequência desse detalhe construtivo do modelo, resulta que o sedimento é um líquido análogo que só existirá se o sistema alcançar o valor de ΔT_U , em função da energia obtida do meio ambiente ou do fator trabalho.

Podemos deduzir, ainda, que quanto maior a energia interna, maior a resistência ao transporte ou à evaporação análoga. Para efeitos de simplificação, a resistência dos grãos ao transporte será assumida como uma função da classe textural do sedimento. Logo, areia, silte e argila mostrarão valores de energia interna sucessivamente decrescentes, conforme ficará claro logo adiante.

O termo relativo à energia recebida da vizinhança na forma de calor é um incremento de temperatura ΔT_S , medido no sistema após o ingresso no sistema da quantidade indeterminada de energia TS . A Analogia 6 é uma decorrência direta da Analogia 4: se evaporação e suspensão são análogas, então energia termal e energia cinética do fluido também o são.

O termo relativo ao trabalho ΔT_W refere-se à energia mecânica associada à expansão volumétrica necessária para abrir espaço para acomodar o sistema em criação na sua vizinhança. Corresponde a uma variação de temperatura ΔT_W medida no sistema evaporativo após o ingresso da quantidade indeterminada de energia PV , que leva o sistema a produzir trabalho mecânico sobre a vizinhança. Trata-se de uma medida do estado de confinamento dos dois sistemas em estudo. No caso do sistema deposicional, é correlacionável à energia potencial gravitacional, e é proporcional à componente da força peso do grão na direção paralela ao leito deposicional. Mas também pode ser encarada como um tipo de pressão

dispersiva, que é mínima quando o leito é horizontal e é máxima acima do ângulo de repouso do sedimento.

Adotaremos a convenção de sinais da Termodinâmica Clássica: sinal positivo para energia entrando no sistema, e negativo para energia deixando o sistema. Assim, a energia mecânica poderá apenas fluir do sistema para a vizinhança, resultando sempre em uma quantidade negativa. O significado físico do sinal negativo é que o próprio sistema possui a capacidade de criar espaço para sua existência, de sorte que o fator ΔT_w é de fato associado a uma pressão dispersiva do sistema.

Apesar de a equação (9) ter dimensão de temperatura, é importante ressaltar que não se trata de uma equação de equilíbrio térmico, pois todas as medições de temperatura são feitas no interior do sistema. Trata-se, na verdade, da resposta do sistema à entrada ou saída de energia do sistema em termos de temperatura. Como consequência, o sistema evaporativo é *isolado* termicamente da sua vizinhança. O aparecimento de temperaturas absolutas negativas é uma decorrência da convenção de sinais adotada, que, como já foi comentado, foi estabelecida no século XIX com foco na destruição do sistema, e não na sua criação.

7 – CALIBRAÇÃO DOS SISTEMAS

Estabelecida a correspondência entre os graus de liberdade de ambos sistemas, precisamos então determinar uma calibração quantitativa entre esses fatores. Até este ponto, foram traçadas analogias entre estados intensivos dos sistemas em estudo, os quais independem da extensão dos sistemas. Ao iniciarmos o modelo na Analogia 2, não sabemos as quantidades de energia envolvidas nas transformações dos sistemas evaporativo e deposicional, as quais dependem exatamente do tamanho dos sistemas. Por isso, precisamos importar do sistema deposicional alguma quantidade extensiva que permita estabelecer a equivalência de um dado estado intensivo do sistema evaporativo com um estado extensivo do sistema deposicional. Como veremos a seguir, a variável extensiva que utilizaremos para efeito de calibragem é uma distância.

Relembrando, uma maneira simples de verificar se uma variável é intensiva ou extensiva é realizar a operação hipotética de somar ao sistema uma cópia dele mesmo, ou seja, dobrar o seu tamanho. As variáveis que dobram seu valor serão classificadas como extensivas

e aquelas que permanecem com o mesmo valor serão ditas intensivas (Schroeder, 2000). No sistema líquido-vapor, os exemplos de variáveis intensivas que nos interessam são temperatura e pressão; no sistema sedimentar, as variáveis extensivas que nos interessam são velocidade da corrente, volume, massa e distância (Quadro 3).

Sistemas \ Variáveis	Variáveis Extensivas	Variáveis Intensivas
Sistema Evaporativo	Calor, G , U , TS e PV	T , P
Sistema Sedimentar	Energia cinética, massa, volume, áreas e distâncias	Velocidade da corrente, gradiente topográfico

Quadro 3 - Exemplos de variáveis extensivas e intensivas dos sistemas em estudo.

7.1 - Calibragem da energia interna associada às classes texturais sedimentares

A análise sedimentológica da plataforma continental revela que os sedimentos se dispersam na bacia a distâncias que são inversamente proporcionais ao tamanho do grão (Kendall *et al.*, 1991). Essa distância é alcançada na escala de tempo estratigráfica ($> 10\text{Ka}$) com a contribuição de diversos processos multidirecionais de sedimentação e ressedimentação marinha. Considerando-se um intervalo de tempo suficientemente longo, todos esses processos e eventos deposicionais ficam abaixo da resolução, e podem ser assumidos como um único processo unidirecional que atua em condição de equilíbrio estacionário – o processo deposicional sintético proposto na Seção 6.1. Assim, os estratos depositados são a resposta integrada desses processos deposicionais.

O ponto de partida de calibração entre os sistemas sedimentar e termodinâmico é a determinação de uma distância de dispersão de sedimento (ΔL) para cada classe textural individual que compõe o influxo sedimentar, sob uma dada velocidade crítica de fluxo de fluido, que será definida apenas no domínio termal análogo. Neste modelo, é assumido que a distância de calibração da dispersão de sedimentos é obtida sob um fluxo constante de água sobre um leito horizontal. Isto significa que, para fins de calibração, a energia do declive não está envolvida no movimento dos grãos, o que não é uma condição realista considerando-se o ambiente deposicional marinho plataformar, porém é uma simplificação necessária que

eventualmente pode ser factível em termos experimentais. A segunda premissa para calibração é a arbitragem de uma velocidade crítica termal equivalente, cujo valor é de 1000K (Kelvin). Para efeitos de simplificação, essa mesma velocidade termal é assumida para todas as classes texturais modeladas.

No modelo computacional, o influxo de sedimento é dividido em 3 classes texturais: areia, silte e argila. Como exemplo, consideremos grãos de areia média e assumamos uma distância de dispersão (ΔL) de 20km, sofrendo a ação de uma velocidade crítica termal equivalente próximo ao leito de 1000K, sobre um leito horizontal hipotético. Considerando o caso particular de um modelo cujas celas tenham os mesmos 20km de comprimento, então todo o influxo dessa areia será depositado em uma única cela. Já que a área sob a curva de distribuição das velocidades moleculares representa a probabilidade de 100%. Essa condição fundamental de calibragem está representada a seguir (Fig. 19).

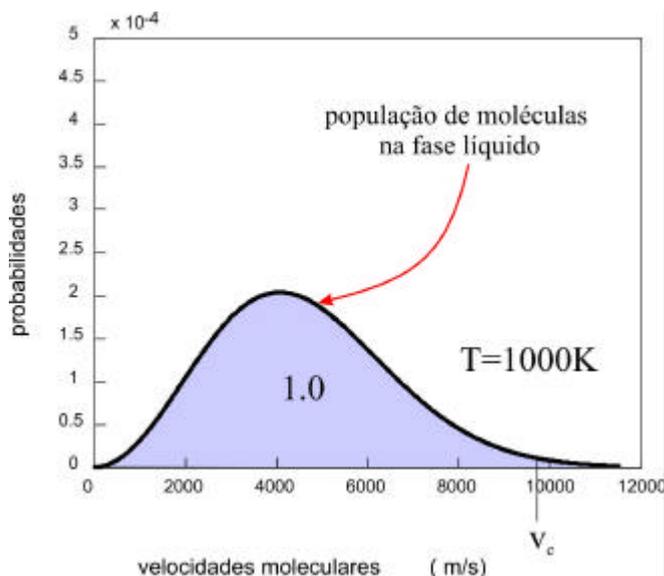


Fig. 19 - Sistema evaporativo na Condição Fundamental de Não-transporte.

Com base na equação (2), podemos organizar os potenciais termodinâmicos na calibragem da condição fundamental de não-transporte, que chamaremos de Regime de Leito Estável 1, após o estabelecimento de equilíbrio termal com a vizinhança, da seguinte forma:

$$\Delta T_G = \Delta T_U - \Delta T_S + \Delta T_W = 1000 - 1000 - 1000 = - 1000 \quad (10)$$

Podemos traduzir essa relação para uma linguagem coloquial da seguinte forma: “Para a criação de um sistema cuja temperatura ΔT_U seja 1000K, podemos obter essa energia térmica a partir do meio ambiente, que, neste caso, é capaz de fornecer energia suficiente para o sistema atingir a temperatura ΔT_S de 1000K. A energia mecânica necessária para criar espaço para acomodar esse sistema em seu meio ambiente vem do próprio sistema, que é capaz de expandir-se de forma que sua temperatura final seja $|\Delta T_G|$ ”.

Conforme convenção de sinais da Termodinâmica Clássica, o sistema recebe energia no caso de ΔT_U e ΔT_S , que tem sinal positivo. Quanto a ΔT_W , assumiremos que o sistema precisa realizar trabalho relativo ao gradiente topográfico, mesmo em caso de leito horizontal, logo $\Delta T_W = -1000$. Por isso, o fator gravitacional ΔT_W pode ser entendido como um diferencial positivo de pressão inicial do sistema em relação à vizinhança, no domínio do sistema líquido-vapor.

7.1.1 - Condição crítica de transporte parcial de calibragem, ou Regime de Transporte Parcial 2.

Abordaremos agora a calibragem da condição crítica de transporte parcial, na qual a cela do modelo é menor que distância de dispersão de uma dada classe textural, e apenas parte do influxo se deposita em cada cela. Se decidirmos reduzir a cela para 1 km, por exemplo, a quantidade depositada de sedimento em cada cela deverá decair a uma taxa constante, já que, para efeito de calibragem, as condições do leito e do fluxo são constantes. No caso particular apresentado anteriormente, essa taxa era de 100%, ou 1.0. No caso geral, para a deposição de 100% do sedimento em 10 km é preciso distribuir esse influxo total em 10 celas de 1 km, sendo que cada cela receberá porcentagens iguais do influxo. O desafio matemático, então, é o cálculo dessa porcentagem de deposição local constante em função da distância de dispersão e do comprimento da cela.

A chave para essa calibragem encontra-se no modelo estratigráfico simples de Harbaugh & Bonham-Carter (1970) para a deposição na margem continental. Eles assumiram que a geometria da plataforma pode ser representada em duas dimensões por uma série de colunas que se estendem desde a costa até águas profundas. Uma certa quantidade de

sedimento ingressa na bacia na primeira cela cujo topo esteja abaixo do nível do mar. Em cada uma das celas, uma porcentagem constante k é sucessivamente retida, resultando em um decaimento exponencial da deposição em direção ao alto mar. Apesar de sua simplicidade, esta regra de simulação da geometria da plataforma inspirou uma grande variedade de outros modelos 2D, tanto no meio acadêmico quanto na indústria do petróleo, alguns dos quais ainda estão em uso hoje (Tetzlaff & Priddy, *apud* Merriam & Davis, 2001). No presente modelo, essa mesma abordagem será adaptada com o objetivo de calibrar termodinamicamente a dispersão de cada classe textural de grão sedimentar.

Representando-se como M massa total do influxo sedimentar em nossa “bacia” de calibração, que tem um leito horizontal e condições de fluxo *steady state*, e como m a massa de sedimento depositado localmente em cada cela, definimos que:

$$m = M \cdot k \quad . \quad (11)$$

Logo, a massa depositada sucessivamente em cada cela pode ser representada pela seguinte série:

$$\text{Cela 1: } m_1 = M \cdot k ;$$

$$\text{Cela 2: } m_2 = (M - m_1) k ;$$

$$\text{Cela 3: } m_3 = (M - m_1 - m_2) k ;$$

.

.

$$\text{Cela } n : m_n = (M - m_1 - m_2 - \dots - m_{n-1}) k \quad (12)$$

Ou, conforme foi apresentada por Harbaugh & Bonham-Carter (1970):

$$\text{Cela } n : m_n = k M (1 - k)^{n-1} \quad (13)$$

No modelo de Harbaugh & Bonham-Carter (*op. cit.*), o valor de k é arbitrado pelo usuário, e esse parâmetro define a taxa de deposição em cada coluna do modelo ao longo de toda simulação. Em nosso modelo, diferentemente, o valor de k não é arbitrado diretamente

pelo usuário, pois trata-se de uma incógnita que é calculada internamente pelo programa apenas para fins de calibração do fator energia interna em relação ao sistema deposicional, a partir do fornecimento de uma distância de dispersão ΔL e do tamanho da cela Δx .

Assim, o número de celas (n) nas quais 100% do influxo vai se depositar é dado por:

$$n = \Delta L / \Delta x \quad . \quad (14)$$

Para cada n existe um k , de modo que

$$k = f(n) \quad . \quad (15)$$

Na implementação adotada no programa, um arquivo ($K_{10000}.mat$) é carregado no início da simulação contendo uma matriz de 10000 valores de k , os quais são pré-calculados por uma função iterativa externa ao programa de modelagem. O índice dessa matriz é n , e o valor lido nessa posição n é o k desejado. Os valores de k dessa matriz variam entre 0.99 quando $n = 1$, até 0.0004485 quando $n = 10000$ (Fig. 20).

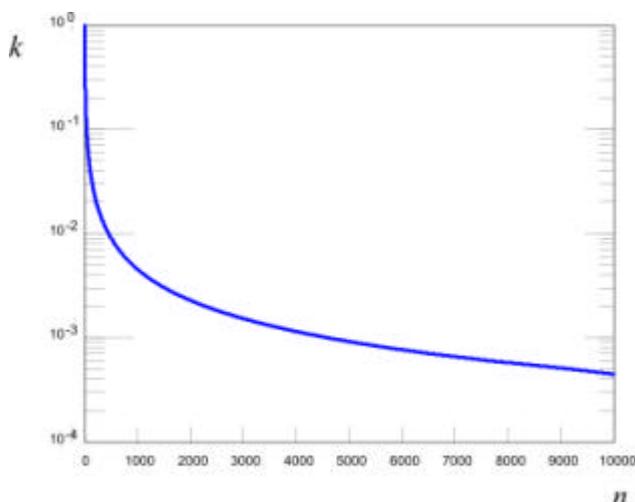


Fig 20 – Gráfico dos valores de k .

O motivo porque $k(1) = 0.99$, e não 1.0, se deve ao fato da área sob a curva de Maxwell ser igual a 1.0 apenas quando as velocidades moleculares tenderem ao infinito. Teoricamente, então, o número de celas para dispersar 100% do sedimento também tende a infinito. Para contornar esse detalhe numérico, um valor arbitrário igual a 0.99 é utilizado em

lugar de 1.0. A implicação material dessa operação é que 1% do influxo será sempre exportado da “bacia” de calibragem sob a forma de *washload*, o que é um efeito previsto pela lei de velocidades de Stokes.

O próximo passo é a utilização do k proveniente do comportamento do sistema sedimentar na calibragem da substância de trabalho contida no sistema líquido-vapor. Sabemos que no domínio da função de densidade de probabilidade de Maxwell, definida na equação (1), áreas sob a curva correspondem a probabilidades, e vice-versa. Então, podemos atribuir à percentagem k um caráter de probabilidade, e uma área respectiva sob a curva de distribuição de velocidades moleculares.

7.1.2 - Correspondência entre probabilidade e velocidade molecular.

Postulado 1 : Se $k(n)$ é uma probabilidade, então $k(n)$ é uma área sob a curva de Maxwell. Logo, existe uma velocidade molecular $v(k)$ que delimita a área $k(n)$, onde $v(k) = f[k(n)]$.

A área definida por $k(n)$ equivale à proporção de moléculas na fase líquido, e o seu complemento $0.99 - k(n)$ equivale à proporção de moléculas na fase gás. Portanto, velocidade $v(k)$ representa o limiar da evaporação ou da suspensão análoga, conforme mostra a Fig. 21.

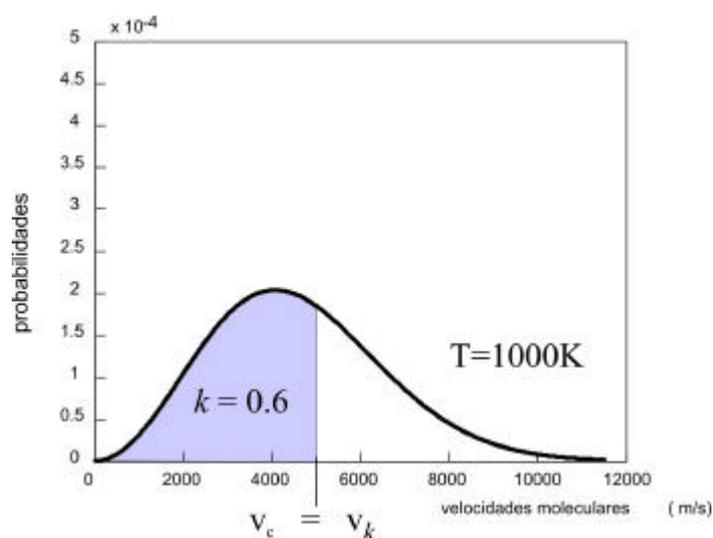


Fig. 21 - Curva de distribuição de velocidades mostrando o limiar líquido-vapor.

Na implementação adotada no programa, um arquivo (*A2.mat*) é carregado no início da simulação contendo uma matriz de 9709 valores de áreas $k(n)$, as quais são calculados previamente por uma função iterativa externa ao programa de modelagem (*gerador_A2.m*). O índice dessa matriz é $v(k)$ e o valor lido na posição $v(k)$ é a área $k(n)$ desejada. Os valores de $k(n)$ dessa matriz variam entre $1.1093e-11$ quando $v(k) = 1$, até 0.99001 quando $v(k) = 9709$ m/s.

7.1.3 - Correspondência entre probabilidade e temperatura

Postulado 2 : Existe uma temperatura T menor que 1000K, que, aplicada à distribuição de velocidades moleculares de Maxwell, fornece área sob a curva cujo valor é 0.99, quando medida entre as velocidades zero e $v(k)$ (Fig. 22).

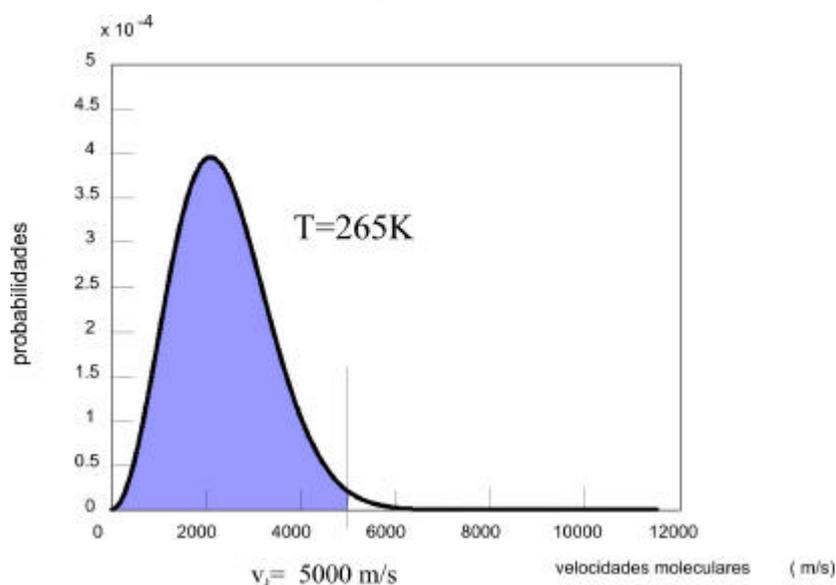


Fig. 22 - Sistema evaporativo na condição crítica de não-transporte, ou Regime de Leito Estável.

Na implementação adotada no programa, um arquivo (*TU2.mat*) é carregado no início da simulação contendo uma matriz de 9709 valores de ΔT_U , os quais são calculados por uma função iterativa externa ao programa de modelagem. O índice dessa matriz é $v(k)$ e o valor lido na posição $v(k)$ é ΔT_U o desejado. Os valores de ΔT_U dessa matriz variam entre zero quando $v(k) = 1$ m/s, até 1000 quando $v(k) = 9709$ m/s.

7.1.4 - Correspondência entre temperatura e energia interna.

Postulado 3 : Se $v(k)$ for uma velocidade crítica de evaporação (v_c), então T equivale a ΔT_U . Logo, esses parâmetros caracterizam um líquido a uma temperatura infinitesimalmente superior à sua temperatura de fusão.

Tal como fizemos no caso particular de calibragem, agora podemos organizar os potenciais termodinâmicos, referidos na equação (2), com o seguinte exemplo numérico:

Arbitrando-se $\Delta L = 20\text{km}$ e $\Delta x = 1\text{km}$, o programa calcula que:

$$n = \Delta L / \Delta x = 20 ,$$

$$k = 0.2057 ,$$

$$v(k) = 2925\text{m/s} ,$$

$$\Delta T_U = 90\text{K} .$$

Assim, na calibragem da condição crítica de transporte parcial, na qual o equivalente termal da velocidade da corrente é $\Delta T_S = 1000$, o sistema estará no seguinte estado:

$$\Delta T_G = \Delta T_U - \Delta T_S + \Delta T_W = 90 - 1000 - 90 = -1000 \quad (16)$$

Como regra geral, o valor mínimo do potencial gravitacional ΔT_W é sempre igual à energia interna ΔT_U . Como vimos no caso particular, o fator gravitacional ΔT_W pode ser entendido como uma força de confinamento dos grãos, equivalente à força peso no sistema sedimentar, e à pressão atmosférica da vizinhança no sistema líquido-vapor.

Com essa formulação do sistema, percebemos que o transporte de sedimentos (ou a evaporação análoga) só pode existir a partir de um valor mínimo de energia fornecido pelo meio ΔT_S , expresso como:

$$\Delta T_G = \Delta T_U - \Delta T_S + \Delta T_W = 90 - 90 - 90 = -90 \quad . \quad (17)$$

Nessa condição singular, mostrada no postulado 2, a corrente cujo equivalente termal da velocidade ΔT_S seja inferior a 90K não terá nenhum efeito sobre os grãos. Se $\Delta T_G < -90$, então 100% dos grãos serão depositados na cela. No sistema líquido-vapor, essa condição implica o início do congelamento do líquido de trabalho, já que, como mencionado acima, ΔT_U é uma temperatura infinitesimalmente superior à uma temperatura de fusão. Se $\Delta T_S < \Delta T_U$, então $\Delta T_G < \Delta T_U$.

Caso comparativo de calibragem:

Dada uma modelagem cuja cela Δx é de 1km, o influxo sedimentar apresentará o seguinte comportamento:

Areia	Argila
$\Delta L_{areia} = 20\text{km}$	$\Delta L_{argila} = 200\text{km}$
$n_{areia} = \Delta L_{areia} / \Delta x = 20$	$n_{argila} = \Delta L_{argila} / \Delta x = 200$
$k_{areia} = 0.2057$	$k_{argila} = 0.0228$
$v(k)_{areia} = 3790\text{m/s}$	$v(k)_{argila} = 1298\text{m/s}$
$\Delta T_{Uareia} = 90\text{K}$	$\Delta T_{Uargila} = 17\text{K}$

A energia interna relativa à classe textural é maior para grãos mais grossos. O significado físico disso é que o limiar da movimentação dos grãos mais grosso ocorre a uma velocidade equivalente termal mais alta. Se mudarmos a distância de dispersão ΔL , o valor de ΔT_U também muda. Maior ΔL corresponde a menor energia interna ΔT_U , e vice versa, como podemos verificar no exemplo acima.

Quando mudamos o comprimento da cela Δx , o valor de ΔT_U também muda. Para o mesmo exemplo acima, com cela $\Delta x = 2\text{km}$, temos:

Areia	Argila
$\Delta L_{areia} = 20\text{km}$	$\Delta L_{argila} = 200\text{km}$
$n_{areia} = \Delta L_{areia} / \Delta x = 10$	$n_{argila} = \Delta L_{argila} / \Delta x = 100$
$k_{areia} = 0.3691$	$k_{argila} = 0.0451$
$v(k)_{areia} = 3790\text{m/s}$	$v(k)_{argila} = 1649\text{m/s}$
$\Delta T_{Uareia} = 152\text{K}$	$\Delta T_{Uargila} = 28\text{K}$

Em comparação com a situação anterior, vemos que os valores de energia interna são maiores para celas maiores. Fisicamente, isso significa que quanto maior a cela, maior a quantidade maior de energia necessária para que o sedimento consiga escapar dela. No sistema evaporativo, esse efeito equivale à utilização de uma substância de trabalho com ponto de fusão mais alto.

Na condição ideal de calibragem, pode-se demonstrar matematicamente que a quantidade de sedimento a ser depositada em uma cela de 2km de comprimento é a mesma que é depositada em duas celas de 1km de comprimento:

$$\text{Deposição de areia em uma cela de 2 km} = M \times 0.3691 ; \quad (18)$$

$$\text{Deposição em 2 celas de 1 km} = M \times 0.2057 + [(M - (M \times 0.2057 \times 0.2057))] = M \times 0.3691. \quad (19)$$

É interessante observar que essa equivalência estatística entre celas de tamanho diferente é válida apenas para a condição de calibragem, na qual o leito é horizontal e ΔT_G é constante. No uso do programa de modelagem desenvolvido, essas condições geralmente não são encontradas, e por isso duas simulações com celas de tamanhos diferentes, mesmo mantidos todos outros parâmetros iguais, mostram resultados visivelmente diferentes.

7.2- Analogias com transição de fase - os regimes deposicionais

Como vimos na seção 7.1, o limiar da suspensão dinâmica de grãos foi caracterizado como uma analogia com a transição de fase do estado sólido para o estado líquido, onde a temperatura calculada pelo programa para a energia interna ΔT_U equivale a uma temperatura de fusão T_f . A essa analogia nos referiremos como Analogia 9. Na continuidade da construção lógica do modelo, associaremos a condição crítica de transporte parcial, que ocorre a uma temperatura arbitrária de 1000K para todas as classes texturais de sedimentos, com a passagem do estado líquido para o estado gasoso. Conseqüentemente, essa temperatura crítica de 1000K é uma temperatura de ebulição T_e , a qual consiste na Analogia 10.

Para implementação da Analogia 10, precisamos retomar alguns conceitos evaporativos apresentados anteriormente. Primeiramente, relembramos que um líquido em ebulição mantém-se a uma temperatura constante durante a passagem das moléculas líquidas para a fase gasosa, e que isso ocorre porque toda energia calórica é utilizada para neutralização das forças de atração entre suas moléculas (Seção 3.6).

Além disso, demonstramos na seção anterior que a calibragem da energia interna implica a caracterização de um líquido de trabalho análogo para cada classe textural de sedimento, cujo principal atributo é uma velocidade molecular crítica v_c que separa as fases líquida e gasosa.

De posse desses conceitos válidos para o domínio evaporativo, o comportamento análogo esperado para o sistema deposicional é o surgimento de um regime deposicional diferenciado quando a velocidade de fluxo equivalente à temperatura T_e de 1000K é excedida. Se no sistema evaporativo o excesso de energia termal é utilizado na redução da velocidade crítica v_c , então no sistema deposicional o excesso equivalente de energia cinética da corrente seria empregado na redução da tensão de cisalhamento crítica dos grãos da superfície deposicional (τ_c). O efeito esperado seria um aumento na pressão dispersiva entre os grãos e uma conseqüente aceleração na taxa de suspensão de grãos. Como o limite superior da ebulição é a passagem total das moléculas líquidas para a fase vapor, acompanhada pela redução da energia interna até zero, assumimos, por analogia, que o limite superior do processo de redução da tensão de cisalhamento crítica dos grãos da superfície deposicional (τ_c) é a quebra total da resistência dos grãos ao transporte. Deduz-se então que esse o regime

deposicional diferenciado válido para temperaturas do sistema evaporativo análogo entre $1000K$ e $1000K + \Delta T_U$, o qual denominaremos Regime deposicional 3, ou Regime de Transporte Parcial Acelerado.

Na condição extrema encontrada quando a temperatura do sistema evaporativo alcança $1000K + \Delta T_U$, todo o sedimento introduzido no sistema deposicional passa a fazer parte da carga de suspensão dinâmica e não existe deposição. Surge, então, um novo regime deposicional, cuja energia é capaz de manter em suspensão a totalidade dos sedimentos introduzidos e ainda é capaz de causar erosão no leito deposicional, ao qual denominamos Regime 4 (Regime de Transporte Total e de Erosão dos estratos pré-existentes). A figura a seguir ilustra através de um exemplo com todos os regimes apresentados até agora. A probabilidade representada refere-se à fração depositada (Fig. 23).

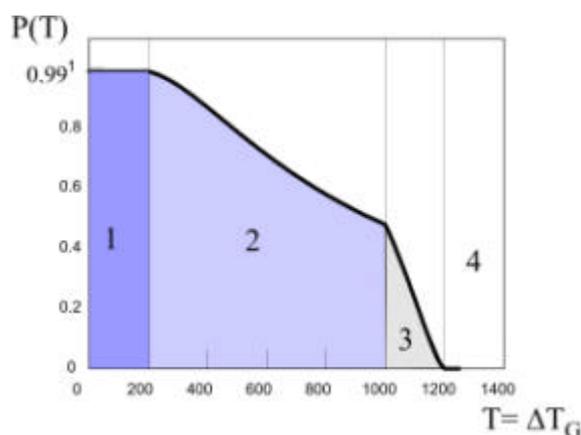


Fig. 23 - Gráfico da probabilidade em função da temperatura do sistema evaporativo mostrando os Regimes de fluxo: 1) Regime de leito estável; 2) Regime de transporte parcial; 3) Regime de transporte parcial acelerado; 4) Regime de transporte total e erosão do leito.

Com relação ao Regime 4, ressaltamos que a erosão dos estratos pré-existentes não foi implementada na atual versão do modelo. O principal motivo é a crença que a presente formulação do modelo deposicional contempla implicitamente os processos de erosão sin-sedimentar, conforme será abordado mais adiante. No entanto, a título de discussão sobre uma futura implementação da erosão sob a presente abordagem, podemos antecipar que essa tarefa envolveria o arbítrio de uma espessura de denudação como variável extensiva de calibragem, nos mesmos moldes da distância de dispersão de sedimentos. O aumento da coesão em

sedimentos pré-depositados poderia ser parametrizado pelo aumento dos valores de energia interna ΔT_U .

Em termos de analogia com o sistema evaporativo, a quebra da coesão e da litificação pelo intemperismo seria equivalente ao processo de aquecimento e fusão de uma fase sólida. Por isso, o grande desafio seria uma implementação da denudação baseada em quantidades intercambiadas de energia, cuja parametrização mais apropriada requer a definição de uma propriedade extensiva análoga ao calor específico da substância de trabalho, ao invés de uma espessura de denudação arbitrária. Contudo, essa implementação energética passa pelos mesmos obstáculos de viabilização apontados para a Analogia 1.

Definidos os regimes de fluxo, podemos agora comparar qualitativamente o comportamento do modelo com o diagrama de Hjulstrom. Notamos que ambos são divididos em grandes campos de erosão, transporte e deposição. O modelo estatístico, contudo, tem o campo de deposição subdividido em dois sub-campos de diferentes intensidades deposicionais, caracterizando a não-linearidade do processo deposicional análogo. O diagrama de Hjulstrom, por outro lado, mostra o aumento da resistência ao transporte em direção às granulometrias mais argilosas. Nos termos empregados pelo nosso modelo estatístico, trata-se de um aumento na energia interna do sedimento causado pelo aumento da coesão dos leitos argilosos, do qual não nos ocuparemos (Fig. 24).

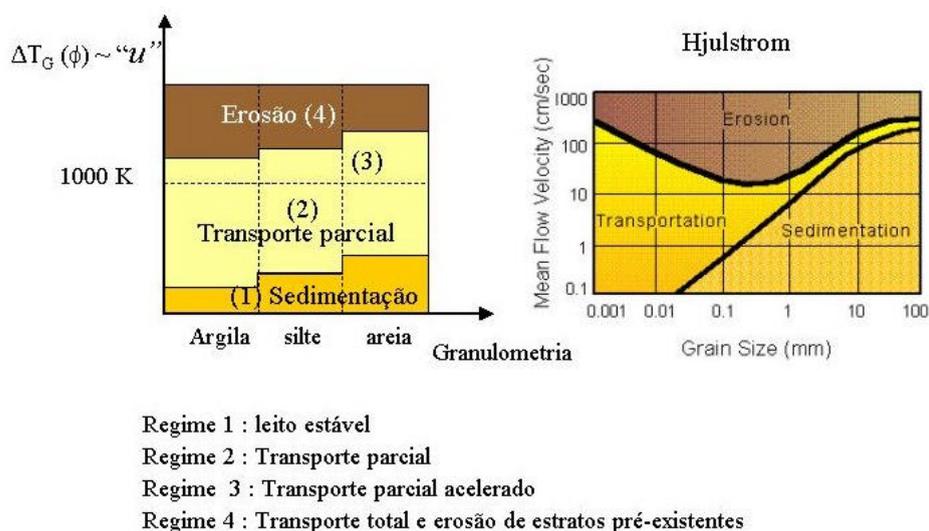


Fig. 24 - Comparação qualitativa do comportamento do modelo estatístico com o diagrama de Hjulstrom.

7.3 – Calibragem do fator gravitacional ΔT_w

O potencial gravitacional, que está associado ao gradiente topográfico, é computado no fator relativo ao trabalho mecânico ΔT_w . Em um leito inclinado, a decomposição do vetor peso mostra uma resultante paralela à superfície deposicional. Como conseqüência, os grãos que jazem sobre um leito inclinado são menos resistentes ao arrasto hidrodinâmico, relativamente à condição de leito horizontal.

Retomando-se o trabalho de Grass (1970), presume-se que o efeito da declividade do leito é o deslocamento da função de distribuição de probabilidades em direção a valores menores de tensão de cisalhamento instantâneos críticos (τ_c), resultando no aumento do número de grãos da carga de suspensão dinâmica. Como premissa básica para a calibragem do potencial gravitacional, assume-se que exista uma equivalência entre os efeitos produzidos pelo aumento da velocidade de corrente e o aumento da declividade do leito. O aumento da massa da carga de suspensão dinâmica pode ser causada pelo deslocamento da curva de (τ_c) em direção a valores menores ou de (τ_i) em direção a valores maiores.

Dado que já estabelecemos o comportamento do modelo análogo com relação à velocidade termal equivalente da corrente ΔT_s , agora podemos calibrar os estados críticos equivalentes dos sistemas relativamente ao potencial gravitacional ΔT_w . Trata-se essencialmente de atribuir o mesmo efeito causado pela corrente ao gradiente topográfico do leito. Na calibração da energia do meio ΔT_s , o transporte de sedimentos foi atribuído exclusivamente à corrente. Já na calibração do trabalho gravitacional, o transporte de sedimentos será atribuído exclusivamente ao gradiente topográfico do leito. O quadro abaixo sintetiza os valores assumidos no limiar superior de cada um dos 3 regimes deposicionais. É importante lembrar que a variável ΔT_U é completamente dinâmica, de modo que o valor de 200K serve apenas para compor o exemplo (Quadro 4).

Potenciais Regimes Deposicionais	Equações de estado para calibragem da Energia do meio $\Delta T_G = \Delta T_U - \Delta T_S + \Delta T_W$	Equações de estado para calibragem do Trabalho gravitacional $\Delta T_G = \Delta T_U - \Delta T_S + \Delta T_W$
Regime 1 Leito estável	$\Delta T_G = 200 - \mathbf{200} - 200 = -200$ (10)	$\Delta T_G = 200 - 200 - \mathbf{200} = -200$
Regime 2 Transporte parcial	$\Delta T_G = 200 - \mathbf{1000} - 200 = -1000$	$\Delta T_G = 200 - 200 - \mathbf{1000} = -1000$
Regime 3 Transporte parcial acelerado	$\Delta T_G = 200 - \mathbf{1200} - 200 = -1200$	$\Delta T_G = 200 - 200 - \mathbf{1200} = -1200$

Quadro 4 – Quadro comparativo da calibragem das equações de estado no limiar superior dos regimes deposicionais

Conforme ressaltamos na Analogia 5, a energia interna ΔT_U é uma quantidade de energia que tem que ser obtida do meio ambiente ΔT_S ou do fator trabalho ΔT_W . É interessante notar que mesmo quando tentamos atribuir o transporte de sedimentos ao fator trabalho gravitacional, ainda assim precisamos da energia do meio (ou energia hidráulica análoga), conforme pode ser constatado nos valores de ΔT_S na terceira coluna do quadro acima. O sedimento, no presente modelo, só pode existir em presença de um valor mínimo de energia hidráulica análoga igual à energia interna. Excetuando-se considerações de natureza filosófica sobre a possível relação de dependência entre as definições de corrente e sedimento, a única implicação prática dessa singularidade é a inadequação desta abordagem para simulação da sedimentação pelágica.

Com base nas calibrações acima, podemos então construir uma função para o fator de energia gravitacional ΔT_W para cada classe textural de sedimento (ϕ):

$$\Delta T_W(\beta, \phi) = 1000 + \Delta T_U + \left\{ -1000 \cdot \left[\left(1 - |\beta / \beta_{\text{rep}}| \right)^{1/fnl} \right] \right\} \quad (20)$$

onde β é o ângulo de declividade do leito deposicional, β_{rep} é o ângulo de repouso dos grãos da classe textural ϕ e f_{nl} é um fator de não-linearidade arbitrário para a função. O fator de não-linearidade destina-se a simular arbitrariamente o chamado fenômeno de dilatação a que os grãos individuais em repouso sobre a superfície deposicional estão sujeitos. Para que um grão estacionário se desloque sobre o leito deposicional, ele precisa primeiro elevar-se acima dos grãos adjacentes, consumindo para isso uma certa quantidade de energia, a qual é inversamente proporcional ao ângulo do leito (Fig. 25).

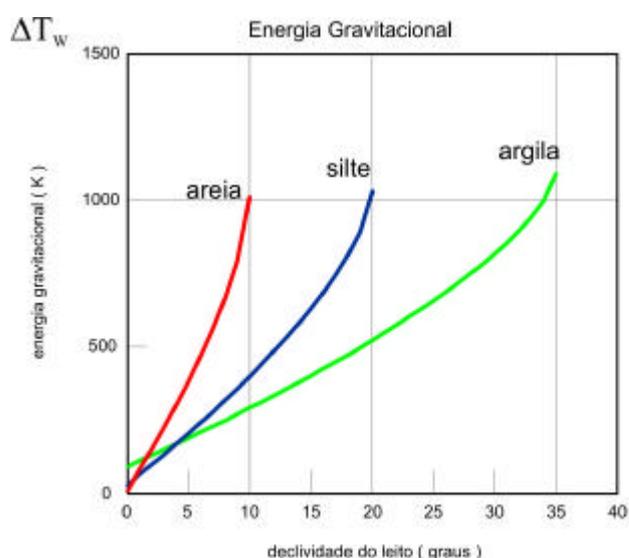


Fig. 25 – Exemplo de gráfico de função de energia gravitacional ΔT_w para cada classe textural de sedimento (ϕ).

Com relação ao ângulo de repouso, os valores típicos utilizados no programa são de 10 graus para argila, 25 graus para silte e 35 graus para areia (Kenter, 1990).

7.4 – Equivalente termal da energia hidráulica em função da batimetria marinha (ΔT_S).

A modelagem estratigráfica utiliza incrementos de tempo na ordem de milhares a centenas de milhares de anos, de sorte que os inumeráveis eventos multidirecionais de ondas, marés, correntes e tempestades estarão todos abaixo da resolução temporal dos incrementos de

tempo. Para a implementação da Analogia 2, é preciso fornecer parâmetros de energia hidráulica análoga que consistem de uma média temporal da velocidade de fluxo combinado próxima ao fundo, estimada em função da cota batimétrica marinha. Essa função velocidade $u(z)$ deve representar o vetor velocidade resultante na direção e sentido *dip* de bacias de margem continental. Da forma que foi concebido o presente modelo, não é possível a simulação de fluxos d'água no sentido do continente.

A energia do oceano depende da profundidade d'água e decresce exponencialmente com a profundidade simulando a diminuição da velocidade orbital das ondas (Nittrouer & Wright, 1994; Komar & Miller *apud* O'Grady & Syvitsky, 2001). Os modelos difusivos, em geral, adotam uma função para o coeficiente de difusão cujo decaimento é exponencial com a batimetria marinha (*e.g.*, Rivenaes, 1992). Utilizando-se essa mesma premissa, podemos arbitrar uma média temporal do equivalente termal da velocidade de fluxo próximo ao leito em função da cota batimétrica (ΔT_S) da seguinte forma:

$$\Delta T_S(z) = \Delta T_{S \max} + [(\Delta T_{S \max} - \Delta T_{S \min}) \cdot e^{(-\lambda \cdot |z|)}] \quad (21)$$

onde $\Delta T_{S \max}$ é ao nível do mar, $\Delta T_{S \min}$ é o equivalente termal da velocidade de fluxo o equivalente termal da velocidade de fluxo mínima alcançada abaixo de uma certa profundidade, λ é uma constante de decaimento e z é a cota abaixo do nível do mar (Fig. 26).

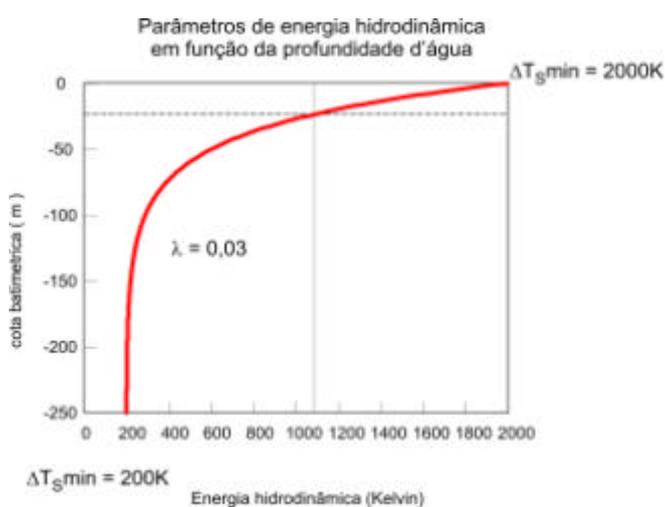


Fig. 26 – Gráfico do equivalente termal da energia hidráulica em função da batimetria marinha (ΔT_S).

Observa-se que, ao nível do mar ($z = 0$), a velocidade da corrente é máxima e a coluna d'água é nula. Nessas condições, a velocidade é associada às ondas e é de natureza majoritariamente orbital.

7.5 – Integração dos potenciais – o funcionamento do modelo deposicional.

Ao longo do presente capítulo, buscamos a quantificação estatística da intensidade do processo de suspensão dinâmica no seu domínio evaporativo análogo. Como vimos na Seção 4.7, ao tratarmos da abordagem difusiva do transporte de sedimentos, a resposta de um sistema natural que envolva transferência de massa ou energia requer especificações quanto à sua capacidade de transporte dessas quantidades, para atender à seguinte relação:

$$\text{Resposta do sistema} = \text{capacidade} \times \text{intensidade} \quad . \quad (6)$$

No modelo em construção, o fator intensidade é a proporção de grãos da carga de suspensão dinâmica, a qual é calculada no domínio do sistema evaporativo como a probabilidade de moléculas do gás de trabalho na fase líquida, a partir da equação de Maxwell. Apresentaremos a seguir um exemplo esquemático de determinação do fator intensidade de suspensão dinâmica de sedimentos.

O fator de capacidade é uma taxa de aporte sedimentar em cada cela deposicional, cuja dimensão é massa por unidade de tempo (MT^{-1}). Como cada classe textural do influxo sedimentar é computada separadamente, a massa de sedimento de uma dada classe textural que é depositada em uma cela deposicional $m_{dep}(\phi)$ é:

$$m_{dep}(\phi) = M_{in}(\phi) \cdot P_{dep}(\phi) \quad , \quad (22)$$

onde $M_{in}(\phi)$ é a massa de sedimento que ingressa na cela deposicional e $P_{dep}(\phi)$ é a proporção dessa massa que se deposita na cela. Para atender ao princípio de conservação de massa, estabelecemos que $m_{susp}(\phi)$ é a massa que continua em suspensão dinâmica e é exportada para a cela deposicional seguinte:

$$m_{\text{susp}}(\phi) = M_{\text{in}}(\phi) - m_{\text{dep}}(\phi) \quad . \quad (23)$$

No modelo computacional, as massas depositadas de cada classe textural são calculadas separadamente e posteriormente somadas, obtendo-se a massa total de sedimentos depositados na cela M_{total} da seguinte forma:

$$M_{\text{total}} = m_{\text{dep}}(\text{areia}) + m_{\text{dep}}(\text{silte}) + m_{\text{dep}}(\text{argila}) \quad . \quad (24)$$

Com o auxílio de um valor arbitrário pré-definido de densidade d , calcula-se o volume ocupado pela massa total de sedimentos depositados na cela. Como o espaço disponível para deposição é limitado verticalmente entre a superfície da cela deposicional e o nível do mar, se houver excesso de volume de sedimento a ser depositado em relação ao volume disponível para acomodação, o excesso será acrescentado à massa de sedimento em suspensão dinâmica que ingressa na cela seguinte.

No modelo computacional, cada cela deposicional será operada individual e seqüencialmente, no sentido de fluxo da linha de corrente. Sob esse ponto de vista, trata-se de uma implementação “1D” (em uma dimensão), que no conjunto consiste no chamado “multi-1D”. Por esse motivo, a deposição sedimentar em cada cela ocorre sob condições energéticas locais constantes ao longo de toda a espessura depositada, desde a base até o topo do estrato.

Esse é um problema puramente matemático, que depende de equações diferenciais que não será perseguidas no presente trabalho. Contudo, a representação excessivamente irreal do empilhamento pode ser mais facilmente evitada empregando-se incrementos de tempo pequenos nas simulações.

8 – O PROGRAMA *MAXWELL*

Um programa computacional, apelidado de *MAXWELL*, foi idealizado para teste, validação e aplicação do modelo análogo de suspensão dinâmica. Foi desenvolvido no ambiente de programação MATLAB, e se destina a simular alguns processos de preenchimento de bacia que julgamos importantes na origem das clinofomas.

Um aspecto relevante no estudo da geometria das margens continentais é a direção de transporte dos sedimentos. Vários estudos que se ocuparam da medição das taxas de transporte de sedimento por suspensão em plataformas continentais de alta energia atuais revelaram o predomínio de direções longitudinais de transporte, ao passo que as direções transversais de transporte de sedimento estão comumente associadas a eventos de inundação ou de tempestade (*e.g.* Cacchione & Drake, 1990). Durante quedas do nível do mar, no entanto, o transporte de sedimento perpendicular à linha de costa torna-se predominante. Por isso, a abordagem estratigráfica bidimensional não simula adequadamente a geometria deposicional nas áreas distantes do ponto de entrada de sedimentos (Driscoll & Karner, 1999).

O modelo *MAXWELL* é um modelo essencialmente 2D, pois a saída gráfica das simulações é constituída por uma seção bidimensional no plano dos eixos x e z . Contudo, foi desenvolvida uma solução para incorporar o efeito de desvio lateral das correntes litorâneas e correntes de fundo em relação ao sentido mergulho deposicional. Consiste de um modelo simplificado de linhas de corrente, que se baseia, em última análise, na variação do comprimento da cela deposicional no eixo y .

Para que ocorra o desvio lateral da linha de corrente, é necessário o fornecimento pelo usuário de parâmetros que consistem de ângulos de rotação em função da batimetria, os quais podem variar linearmente de zero a 99 graus entre duas profundidades arbitradas. O efeito desse desvio lateral é o aumento do comprimento da cela e conseqüentemente da área da cela deposicional.

Sendo a área deposicional A_1 definida como:

$$A_1 = \Delta x \cdot W \quad . \quad (25)$$

onde Δx é o comprimento original da cela deposicional e W é a largura constante da linha de corrente.

Se θ é o ângulo de desvio lateral da corrente fornecido, então a nova área da cela é:

$$A_2 = \Delta x / \cos \theta \cdot W \quad . \quad (26)$$

Logo, a área rotacionada A_2 é maior que a área original A_1 , e o efeito esperado nas simulações é a deposição de uma espessura menor nas celas rotacionadas relativamente às não rotacionadas.

A figura a seguir mostra uma visão esquemática do funcionamento desse recurso tridimensional (Fig. 27).

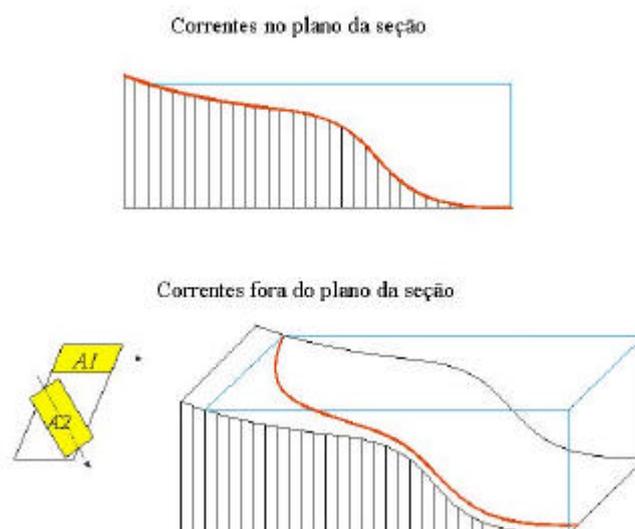


Fig. 27 – Modelo de simulação tridimensional de linhas de corrente.

Nesta versão do modelo, a rotação de 90 graus não é possível, pois resultaria em uma cela deposicional de comprimento infinito. Da mesma forma, rotações maiores que 90 graus também não podem ser acomodadas em duas dimensões, de sorte que o modelo é válido para transporte de sedimento somente na direção *dip* da bacia.

8.1 Litotipos digitais

Os litotipos digitais são as litologias sedimentares que podem ser obtidas como produto da aplicação do programa *MAXWELL*. Na literatura, o termo fácies digital tem sido empregado com sentido semelhante.

Dado que o influxo sedimentar se processa em 3 classes texturais (areia, silte e argila), a litologia dos estratos produzidos pelo modelo depende da proporção em massa desses três insumos. Por isso, os litotipos produzidos no presente modelo são os definidos por Folk (1974), quais sejam: arenito, siltito, lamito e folhelho. Cada um dos litotipos é identificado nas saídas gráficas com uma cor diferente (Fig. 28).

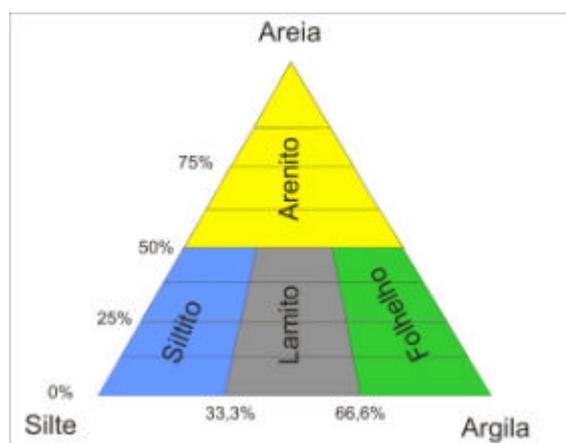


Fig. 28 – Litotipos digitais

8.2 – O algoritmo

O ambiente de programação MATLAB (*Matrix Laboratory*) se caracteriza pela operação de variáveis na forma de matrizes, ou vetores. A principal vantagem desse software comercial é a disponibilidade de um grande número de funções prontas, tanto para cálculos matemáticos e estatísticos, quanto para processamento de gráficos e imagens. Utiliza uma linguagem de programação própria que incorpora elementos de outras linguagens, e que é relativamente amigável.

Os programas e funções criados no MATLAB só podem ser executados no próprio MATLAB, e são identificados pela extensão *.m*. Os arquivos de parâmetros de entrada das simulações também são organizados na forma de matrizes, e são caracterizados pela extensão *.dat*. Esses arquivos de dados são carregados em uma área do disco rígido do computador, alocada como espaço de trabalho (*workspace*). Esse espaço virtual também é utilizado para criação de matrizes e alocação de resultados da simulação. Ao final da execução do programa de modelagem, todo o conteúdo do *workspace* é gravado em um arquivo de extensão *.mat*, de

forma a preservar, para análise posterior, o valor atribuído a todos parâmetros e variáveis em qualquer fase da execução do programa.

Os parâmetros das modelagens estão contidos em arquivos de parâmetros, editados pelo usuário. Esses arquivos são os seguintes: parâmetros dimensionais (*pdim.dat*), parâmetros de subsidência (*psub.dat*), parâmetros de eustasia (*peus.dat*), parâmetros de condição inicial (*pin.dat*), parâmetros de energia hidráulica (*pux.dat*), parâmetros de desvio lateral da corrente (*puy2.dat*), parâmetros de densidade do litotipo depositado (*pden.dat*), parâmetros de influxo sedimentar (*pis.dat*) e parâmetros de declividade do leito (*pdl.dat*).

A entrada de dados foi concebida de forma a minimizar o tamanho dos arquivos digitados pelo usuário. Por exemplo, o arquivo de parâmetros de subsidência (*psub.dat*) precisa conter apenas alguns pares tempo-profundidade de algumas colunas da simulação. Durante o pré-processamento, esses valores serão interpolados de forma a produzir-se uma matriz com os incrementos de subsidência ΔSub para cada tempo e coluna da simulação.

O algoritmo do programa *MAXWELL* está dividido em 3 módulos de Pré-processamento, Processamento e Pós-processamento. Os dois primeiros módulos estão contidos no programa *MAXWELL*, propriamente dito, e o módulo de Pós-processamento é constituído por programas independentes de geração de gráficos de parâmetros e de resultados para análise das simulações.

O módulo de Pré-processamento inclui as funções de leitura de arquivos de parâmetros, criação e inicialização de matrizes de variáveis, além do cálculo dos valores iniciais de energia interna para as 3 classes texturais. A criação de matrizes, nas quais todos os resultados numéricos das modelagens serão armazenados, tem o objetivo de alocar espaço virtual na chamada área de trabalho (*workspace*) do MATLAB. O índice de linha das matrizes corresponde a um incremento de tempo e o índice de coluna corresponde a uma cela deposicional, ou a uma coluna bidimensional da seção geológica modelada.

O módulo de Processamento compreende essencialmente dois grandes laços iterativos (*loops*). O laço maior se refere ao incremento do índice de linha das matrizes (incremento de tempo) e o laço menor se refere ao incremento de coluna ou cela deposicional. Em última análise, o objetivo do processamento é o preenchimento das matrizes de variáveis com os valores calculados ao longo de toda a simulação.

O Pós-processamento compreende o uso de uma série de programas independentes cujo objetivo é a visualização gráfica dos parâmetros de entrada e dos resultados obtidos em uma dada modelagem (Fig. 29).

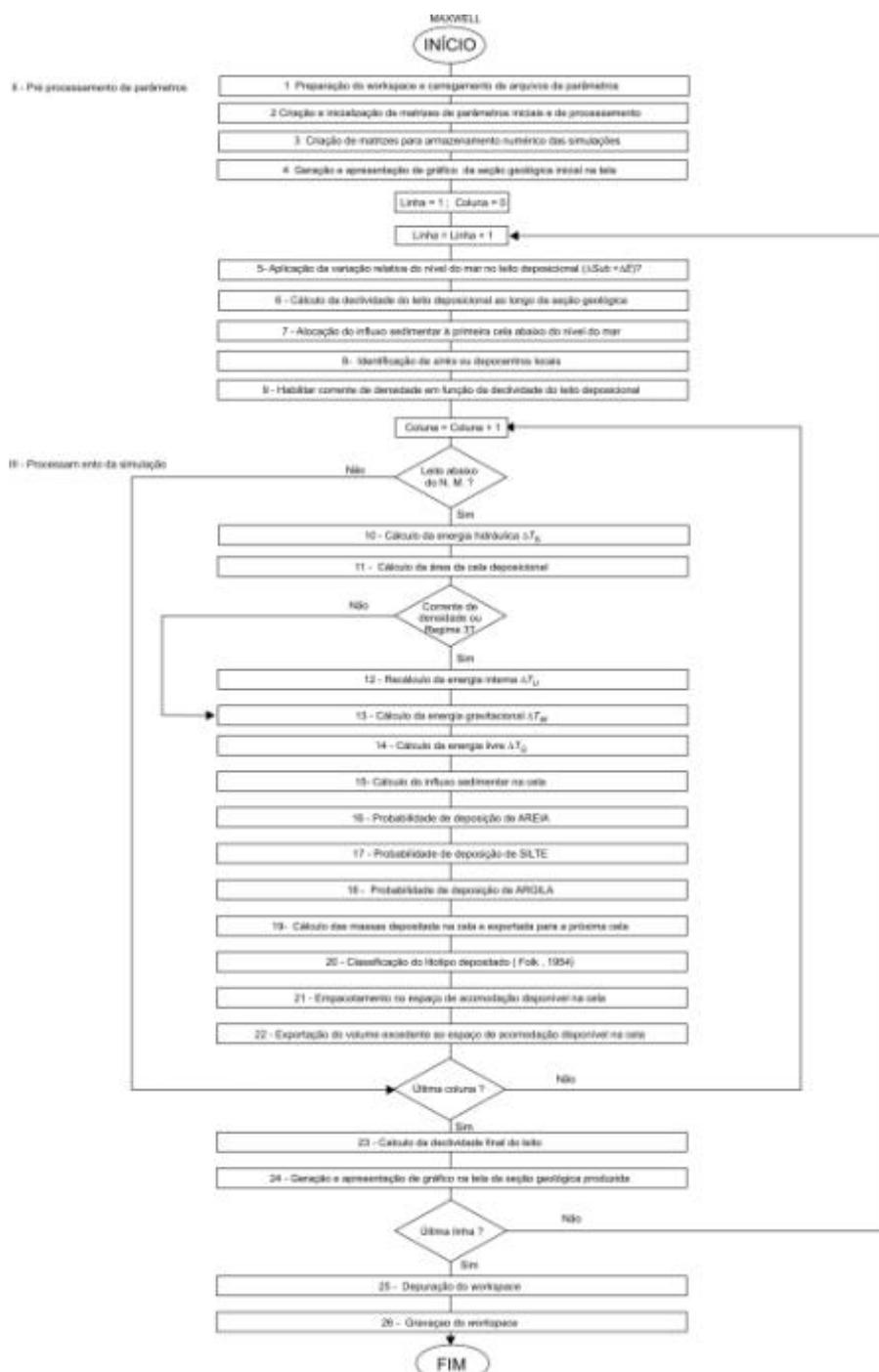


Fig. 29 – Algoritmo do programa MAXWELL.

O andamento da simulação pode ser acompanhado visualmente na tela com a plotagem da seção geológica ao final de todos incrementos de tempo, ou, opcionalmente, segundo uma razão de amostragem definida pelo usuário (de 5 em 5 incrementos de tempo, por exemplo). Esses *displays* intermediários da simulação também são gravados em disco, e podem ser vistos posteriormente na forma de animação. Ao término da fase de processamento, todas as matrizes relevantes do espaço de trabalho são gravadas para uso no módulo de pós-processamento.

9 – ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DOS POTENCIAIS TERMODINÂMICOS

A análise de sensibilidade de um determinado parâmetro de modelagem se destina à avaliação de sua influência individual sobre os resultados. Para isso, é preciso realizar diferentes simulações com diferentes valores do parâmetro em estudo, nas quais os valores dos demais parâmetros de simulação permanecem constantes.

Entende-se que parâmetros são grandezas independentes que servem de entrada para o cálculo das variáveis que lhes são dependentes (Watney *et al.*, 1999). No momento, interessam-nos os parâmetros que influem nos potenciais termodinâmicos, e que, por conseguinte, controlam os dados de saída da modelagem. Assim, será analisada a sensibilidade aos parâmetros de energia interna associada à resistência do sedimento ao transporte, de energia do meio hidrodinâmico e da energia potencial gravitacional do gradiente.

9.1 – Análise de sensibilidade do fator energia interna ΔT_U

Com relação à energia interna associada à resistência do sedimento ao transporte, os parâmetros controladores dessa variável são a distância de dispersão ΔL e o comprimento da cela deposicional Δx . Como vimos anteriormente, a distância de dispersão ΔL é uma distância de calibragem dentro da qual 99% do sedimento se deposita, dada uma corrente cuja velocidade mantém-se sob o valor crítico de 1000K. Esse valor de ΔL precisa ser arbitrado pelo usuário para fins de calibragem da energia interna de cada uma das classes texturais que compõem o influxo sedimentar.

Quanto maior o valor de ΔL , menor o valor de ΔT_U e menor a resistência do sedimento ao transporte. Portanto, os valores maiores de ΔL correspondem às argilas, e os valores menores correspondem à areia. A análise de sensibilidade ao segundo parâmetro da energia interna, o comprimento da cela Δx , é de menor interesse, porque o resultado geral da distribuição estatística de sedimento se mantém o mesmo. A figura a seguir mostra visualmente o efeito da variação isolada de ΔL (Fig. 30).

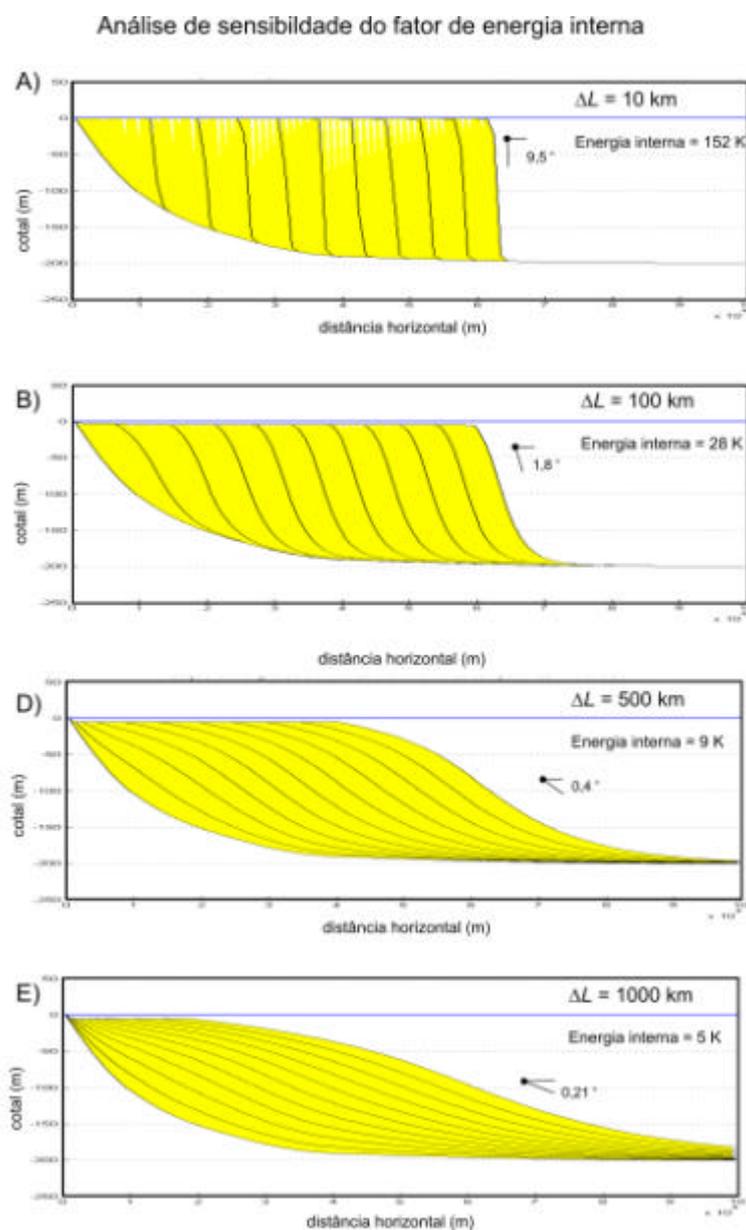


Fig. 30 – Análise de sensibilidade da energia interna em função do parâmetro ΔL .

9.2 – Análise de sensibilidade do fator energia do meio hidrodinâmico ΔT_S

Com relação à energia do meio hidrodinâmico associada à corrente d'água, os parâmetros controladores são três: um valor máximo de energia hidrodinâmica ao nível do mar $\Delta T_{S_{\max}}$, uma constante de decaimento λ e um valor mínimo de energia hidrodinâmica a ser atingido nas profundezas marinhas $\Delta T_{S_{\min}}$ em função do decaimento exponencial. Analisaremos apenas a sensibilidade do modelo aos dois primeiros fatores, que são os mais importantes.

O valor máximo de energia hidrodinâmica ao nível do mar $\Delta T_{S_{\max}}$ é função do nível de energia das ondas e tempestades, e tem relação com o nível de base de preservação dos sedimentos. Da forma como foi construído o presente modelo, o Regime 4 (regime de transporte total e de erosão dos estratos pré-existentes) se instala para uma dada granulometria de sedimento quando o valor da energia hidrodinâmica da corrente atinge um valor de $\Delta T_{S_{\max}}$ maior que um valor crítico definido por $1000K + \Delta T_U$. Então, podemos estabelecer que um valor de $\Delta T_{S_{\max}}$ menor que o valor crítico de $1000K + \Delta T_U$ *areia* é apropriado para representar ambientes costeiros de baixa energia, onde ocorre a progradação da linha de costa. No cenário inverso, valores de $\Delta T_{S_{\max}}$ maiores que $1000K + \Delta T_U$ *areia* produzem o aprofundamento do nível de base de preservação dos sedimentos na plataforma e a implantação de uma certa lâmina d'água livre de sedimentos.

A constante de decaimento λ , por seu turno, tem relação com o estado energético da coluna abaixo do nível de base de preservação de sedimentos. Se o valor de decaimento λ é baixo, o valor máximo de energia hidrodinâmica ao nível do mar $\Delta T_{S_{\max}}$ diminui lentamente com a profundidade, de forma que $\Delta T_{S_{\min}}$ é alcançado a uma profundidade maior do que no caso de uma constante de decaimento baixa. Assim, podemos estabelecer que o meio hidrodinâmico em profundidade é de alta energia quando a constante de decaimento λ é menor, e é de baixa energia quando λ é maior.

Baixos valores de decaimento estão acompanhados pelo aprofundamento do nível de base de preservação de sedimentos, caso a parte rasa da coluna d'água marinha apresente alta energia. Nesse contexto, a análise de sensibilidade indica que os valores significativos de λ restringem-se a três ordens de grandeza (entre 0.1 e 0.001), pois valores menores que esses

causam um rebaixamento inverossímil do nível de base de preservação de sedimentos. Para uso em nosso trabalho, convencionamos, então, que valores de λ na ordem de 10^1 serão chamados de baixa energia hidrodinâmica, valores de λ na ordem de 10^2 serão chamados de alta energia hidrodinâmica e valores de λ na ordem de 10^3 serão chamados de muito alta energia hidrodinâmica (Fig. 31).

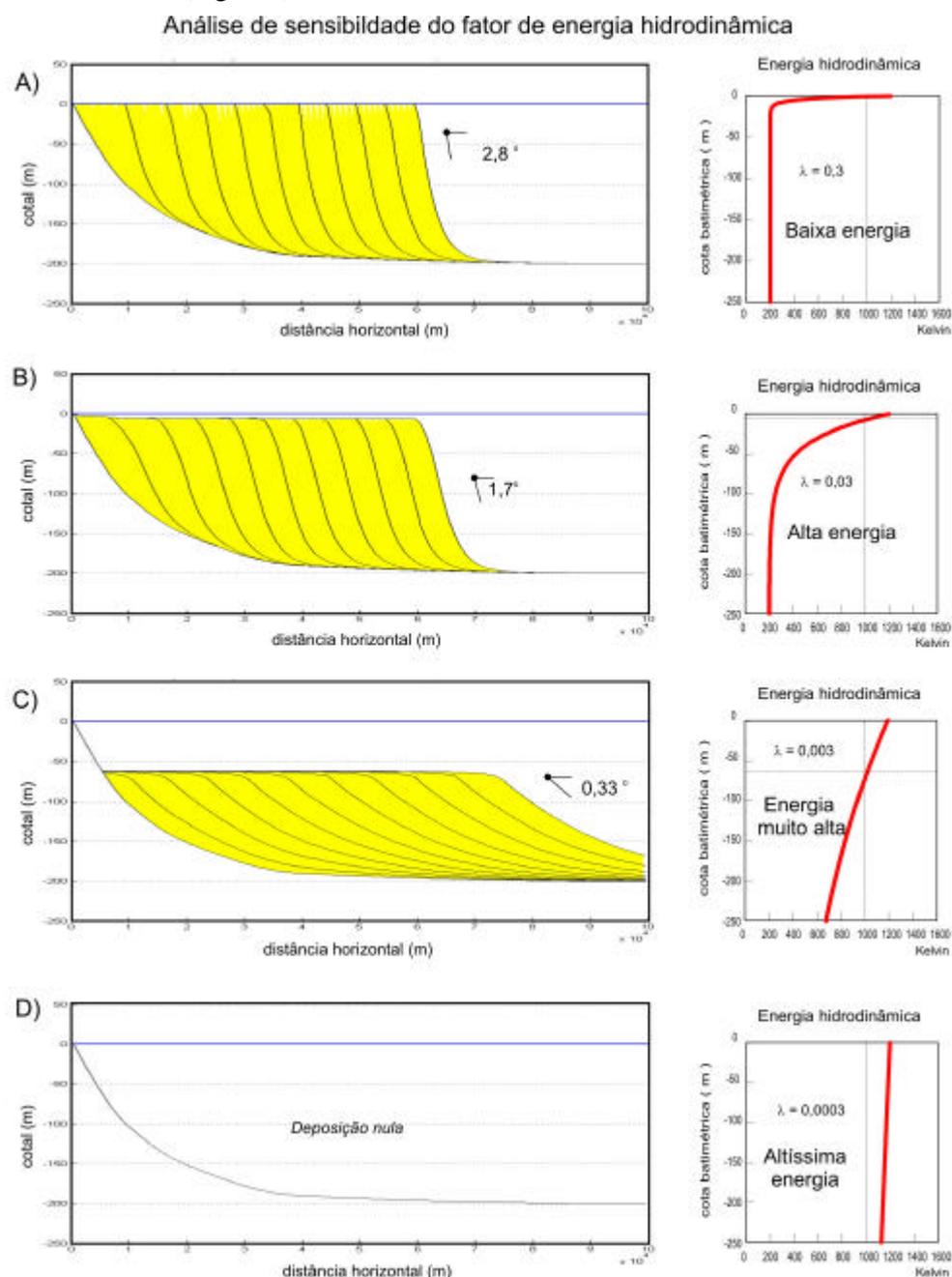


Fig. 31 – Análise de sensibilidade da energia do meio hidrodinâmico com relação a constante de decaimento λ . A) Alto decaimento da energia hidrodinâmica com a profundidade; nível de base

próximo ao nível do mar; $\lambda = 0.3$; B) Decaimento intermediário da energia hidrodinâmica com a profundidade; nível de base a cerca de 5m de profundidade; $\lambda = 0.03$; C) Baixo decaimento da energia hidrodinâmica com a profundidade; nível de base a cerca de 60m de profundidade; $\lambda = 0.003$; D) Decaimento excessivamente baixo da energia hidrodinâmica com a profundidade; nível de base abaixo de 200m de profundidade; $\lambda = 0.0003$. Notar também que a declividade dos estratos é função da energia hidrodinâmica.

A existência de dois parâmetros principais na especificação do fator energia do meio hidrodinâmico, um deles relativo à parte rasa da coluna d'água marinha e outro à sua parte profunda, sugere certo cuidado no uso de termos descritivos tais como alta energia e baixa energia. Sob esse ponto de vista, é possível conceber-se uma condição tal que a alta energia de ondas e tempestades na porção superior do oceano conviva com energia relativamente baixa na parte mais profunda. Mais adiante, veremos a importância desse detalhe no entendimento dos controles da geometria das clinofomas.

9.3 – Análise de sensibilidade do fator energia gravitacional ΔT_W

Por fim, trataremos da análise de sensibilidade dos parâmetros de energia potencial gravitacional ΔT_W associado ao gradiente topográfico do leito. Como vimos na Seção 7.3, da forma em que foi construído o modelo, o potencial gravitacional ΔT_W é função principalmente de um parâmetro fornecido pelo usuário do modelo, que é o ângulo de repouso dos grãos da classe textural β_{rep} . Nas simulações mostradas a seguir, quanto maior o ângulo de repouso atribuído a uma dada classe textural, tanto maior será o ângulo deposicional dos estratos depositados, e conseqüentemente, maior será a resistência desse tipo de grão ao transporte (Fig. 32).

Em comparação com os dois potenciais abordados anteriormente, a contribuição da componente da força gravitacional paralela ao leito deposicional, no caso ordinário de leitos deposicionais com ângulos baixos (entre 1 e 2 graus), é relativamente pequena, ainda que esteja penalizada com a utilização de um fator de não linearidade para simular o efeito de dilatação. Essa participação relativamente discreta do gradiente topográfico no transporte de sedimentos contrasta com o papel preponderante que lhe é atribuído no modelo difusivo. De qualquer forma, o fator ΔT_W torna-se importante para ângulos próximos ao ângulo de repouso, acima do qual se implanta o regime de transporte total e de erosão dos estratos pré-existentes.

Análise de sensibilidade do fator de energia gravitacional

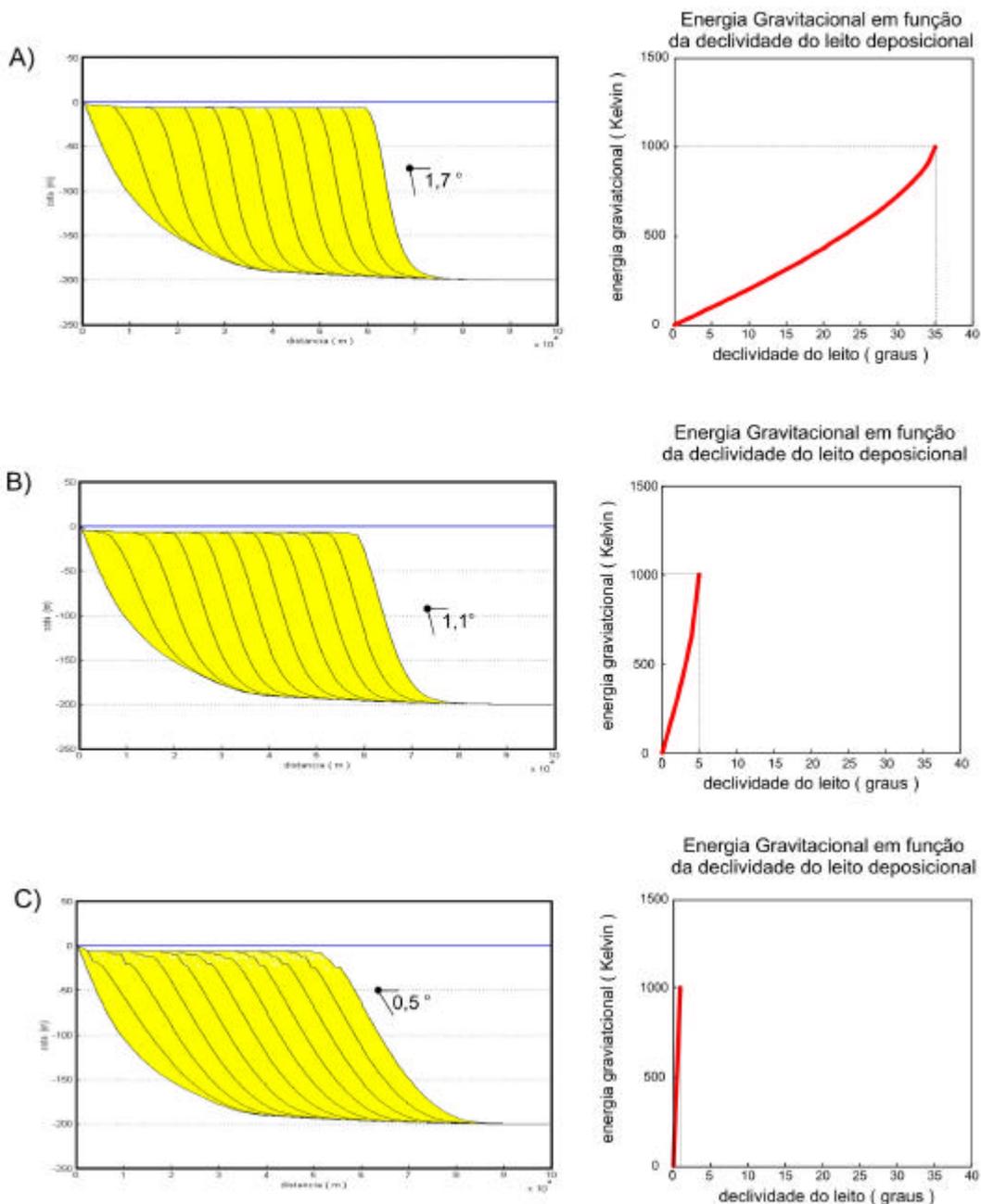


Fig. 32 – Análise de sensibilidade da energia gravitacional ΔT_W associada ao gradiente topográfico do leito em função do parâmetro ângulo de repouso dos grãos da classe textural β_{rep} . A) Ângulo de repouso de 35 graus, mergulho máximo produzido de 1.7 graus; B) Ângulo de repouso de 5 graus, mergulho máximo produzido de 1.1 grau; C) Ângulo de repouso de 1 grau, mergulho máximo produzido de 1 grau. Notar que a declividade dos estratos depositados varia com o fator energia gravitacional.

PARTE III – APLICAÇÃO DO MODELO ANÁLOGO DE SUSPENSÃO DINÂMICA À ANÁLISE DA GEOMETRIA DAS CLINOFORMAS

10 – FATORES CONTROLADORES DO TIPO DE PERFIL DAS CLINOFORMAS

A seguir, serão apresentados os resultados obtidos a partir das simulações analíticas efetuadas com o programa computacional *MAXWELL*, o qual resulta da implementação do modelo análogo de suspensão dinâmica.

Como vimos anteriormente, a principal característica dos modelos analíticos é o número reduzido de parâmetros de entrada, associado a um alto grau de simplificação dos processos deposicionais. Por isso, os processos de erosão e ressedimentação estão ausentes, dado que nossa hipótese de trabalho é o teste dos processos construtivos, em detrimento dos destrutivos, na configuração geométrica das clinoformas. Para efeitos de simplificação, ignoramos também os processos de compactação e subsidência mecânica, principalmente para preservar as declividades originais da deposição.

Com o objetivo de otimizar a quantidade de simulações a apresentar, a maioria dos experimentos numéricos a seguir é concebido à maneira de uma análise de sensibilidade, onde, durante uma dada simulação, é aplicada uma variação linear dos parâmetros selecionados para teste. São quatro esses parâmetros:

- 1) granulometria dos sedimentos;
- 2) energia hidrodinâmica;
- 3) subida relativa do nível do mar
- 4) magnitude do influxo sedimentar.

O caso de queda do nível do mar não será modelado porque a hipótese de trabalho que desenvolvemos contempla a ausência de erosão.

Em geral, a batimetria inicial utilizada nas modelagens está na faixa de 200m, compatível com progradações de clinoformas sobre a plataforma. Como nosso objetivo é puramente analisar as geometrias deposicionais, e acreditamos que elas são independentes da escala espacial e temporal, as taxas dependentes do tempo são arbitrárias. Ainda assim, acreditamos que as proporções que imprimimos às simulações são compatíveis com a 3ª ou 4ª ordens de duração, com incrementos de tempo individuais na faixa de 10 a 30 mil anos e

duração total dos experimentos entre 700 mil anos e 2 M.a. Por fim, ressaltamos que a maioria das simulações foi realizada sem variação relativa do nível do mar, exceto nos casos em que for explicitada a ação da eustasia e da subsidência.

10.1 – Efeitos da granulometria dos sedimentos.

A modelagem da influência do calibre dos sedimentos na geometria das clinofomas é, curiosamente, ausente das publicações pertinentes ao tema, apesar da óbvia importância dessa propriedade na distribuição dos sedimentos.

Os trabalhos anteriores de modelagem estratigráfica das clinofomas não tratam da equivalência da resposta entre granulometria do sedimento e energia da corrente. Os modelos difusivos permitem a simulação de duas granulometrias de influxo (Rivenaes, 1992), mas não foi utilizado com esse propósito nem mesmo por Schlager & Adams (2001), em suas simulações dos perfis deposicionais. Os modelos advectivos, que simulam o transporte por suspensão de classes texturais finas, por outro lado, mostram perfis somente sigmoidais (Pirmez *et al.* 1998). Já os modelos de processos deposicionais múltiplos, em tese, poderiam ser ajustados para a análise da influência da granulometria na geometria deposicional. Porém, como têm construção relativamente mais intrincada e número considerável de parâmetros a serem arbitrados pelo usuário, são menos apropriados ao uso analítico.

O presente modelo permite a simulação de três classes texturais (areia, silte e argila), cujos influxos podem variar independentemente em quaisquer proporções ou magnitudes. Para demonstrar a importância da granulometria do influxo sedimentar sobre a geometria dos estratos, idealizamos uma situação simples em que o sistema deposicional converge, primeiramente, para um perfil de equilíbrio de geometria sigmoidal, e a seguir assume contornos exponenciais graças ao aumento da proporção relativa de sedimentos grossos.

Nessa primeira simulação, o perfil sigmoidal é obtido com influxo argiloso e sob condições de energia hidrodinâmica classificadas como de alta energia, conforme nossa convenção ($\lambda=0.03$). A partir do tempo em que ocorre o equilíbrio do perfil deposicional sigmoidal ($t=25$), a taxa de influxo de argila sofre redução linear da sua massa, a qual é substituída por uma massa idêntica de areia e silte. Sob condições constantes de alta energia da coluna d'água, o efeito observado é a mudança do caráter sigmoidal para exponencial.

A evolução entre os dois tipos também fica clara no gráfico de distribuição de declividades dos estratos em função do eixo x , que mostra a transição de uma curva de distribuição estatística normal para uma curva de distribuição exponencial.

Duas conclusões inéditas emergem dessa simulação. A primeira é que, sob condições constantes de energia da coluna d'água, o tipo de perfil deposicional depende da granulometria do influxo sedimentar. A segunda, é a existência de clinofomas exponenciais de alta energia, conforme proposto por Sangree & Widmier (1977) (Fig.33).

10.2 – Análise da energia hidrodinâmica

Relembrando, o fator de energia hidrodinâmica (ΔT_S) tem dois parâmetros de entrada no modelo *MAXWELL*, quais sejam, um valor máximo de energia hidrodinâmica ao nível do mar $\Delta T_{S_{\max}}$ e uma constante de decaimento λ . O primeiro está associado ao nível de energia das ondas e tempestades, e tem influência sobre o nível de base de preservação dos sedimentos. O segundo controla o decaimento do primeiro em função da profundidade, e pode controlar também a profundidade do nível de base de preservação de sedimentos, caso a parte rasa da coluna d'água marinha apresente alta energia.

Serão modelados separadamente dois tipos de influxo, um de natureza argilosa, e outro composto por uma mistura relativamente grossa de areia, silte e argila. Em cada caso, apenas a magnitude da energia hidrodinâmica sofrerá variação.

Para estudo da variação da energia hidrodinâmica com influxo argiloso (Simulação 2), partiremos da mesma condição de equilíbrio inicial da simulação anterior (Simulação 1), que apresenta um perfil de equilíbrio de geometria sigmoidal. A partir do tempo em que ocorre o equilíbrio do perfil deposicional ($t=25$), a constante de decaimento λ aumenta linearmente de 0.03 para 0.3 (de energia alta para energia baixa), enquanto se mantém constante a taxa de influxo de argila.

O efeito observado é a mudança gradual do caráter sigmoidal para exponencial, idêntico ao efeito causado pelo engrossamento relativo do influxo na simulação anterior. O tipo de perfil da clinofoma, portanto, tem relação direta com o decaimento da energia hidrodinâmica na coluna d'água, corroborando as conclusões obtidas por Kaufman *et al.* (1991) com o uso de um modelo difusivo.

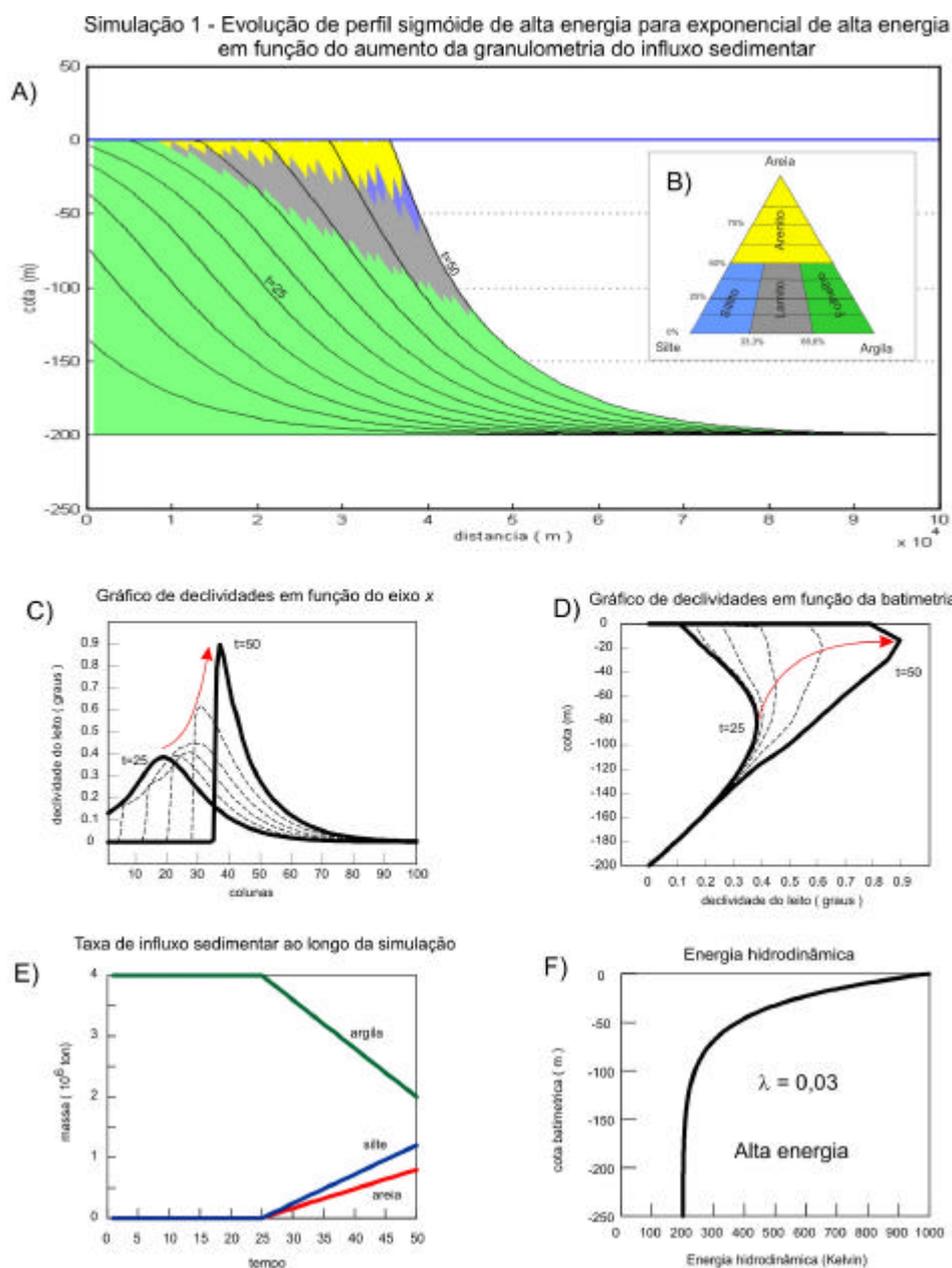


Fig. 33 – Simulação 1: Efeito da variação da composição textural do influxo sedimentar: taxa total constante de $4,0 \times 10^6 \text{ ton / incr. de tempo}$, variando a composição textural linearmente a partir do tempo 25. Seção geológica(A) com estratos de 5 em 5 incr. de tempo; B) Diagrama de Folk para as litologias depositadas; C) Distribuição de declividades dos estratos em função do eixo x , mostrando variação de uma curva de distribuição estatística normal para uma distribuição exponencial; D) Declividade dos estratos em função do eixo z , com diminuição batimétrica no ponto de mergulho máximo; E) Taxas de influxo sedimentar em função do tempo; F) Curva do fator energia hidrodinâmica em função do eixo z , considerado como de alta energia. A geometria sigmoidal muda para exponencial com o aumento da proporção de grãos grossos, mostrando que o tipo de perfil

deposicional depende da granulometria do influxo sedimentar, e indicando a existência de clinofomas exponenciais de alta energia.

Outro aspecto notável da Simulação 2 é a obtenção de formas exponenciais de baixa energia hidrodinâmica, que diferem das sigmóides exponenciais de alta energia da Simulação 1 por apresentarem um ângulo máximo de declividade dos estratos menor, graças à sua textura mais fina (Fig. 34).

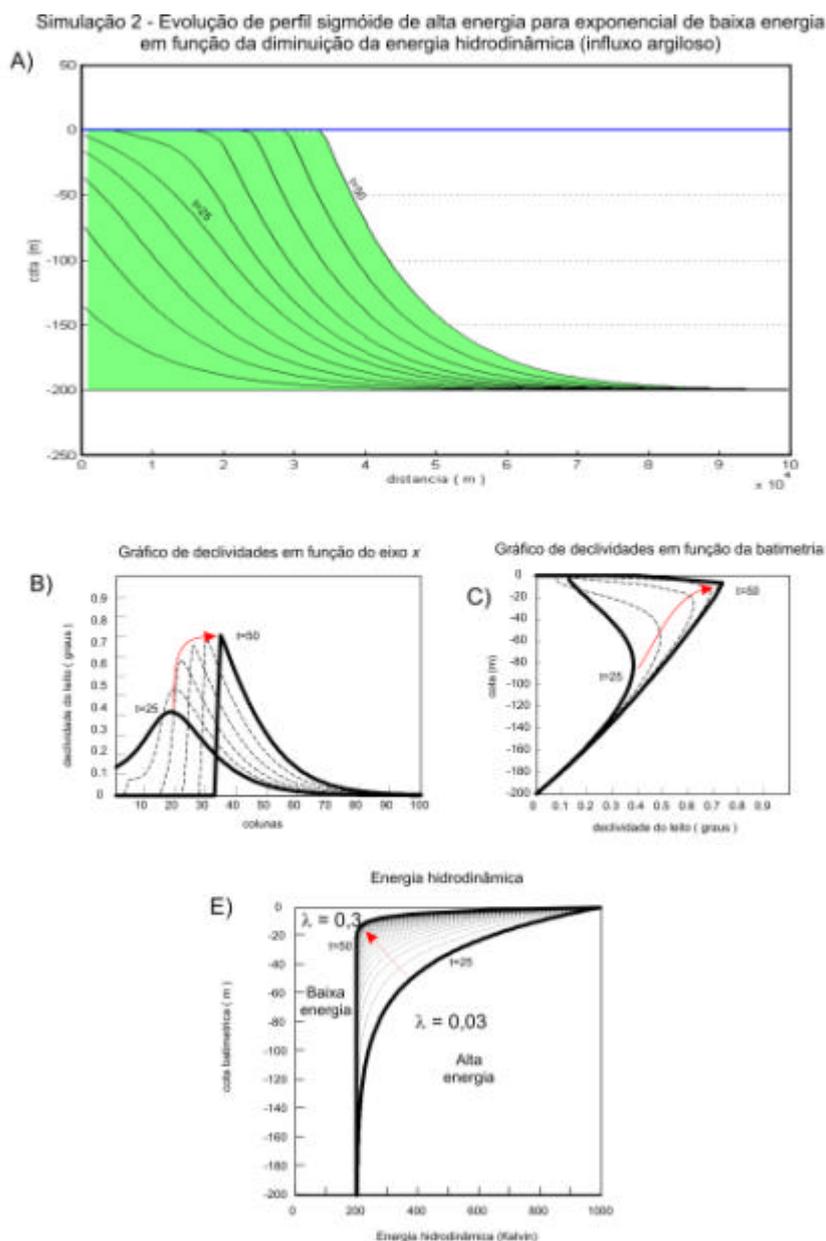


Fig. 34 – Simulação 2: Análise da variação do fator energia hidrodinâmica para influxo argiloso. Argila = $4,0 \times 10^6$ ton / incr. de tempo. A) Seção geológica, com estratos de 5 em 5 incr. de tempo; B)

Distribuição de declividades dos estratos em função do eixo x ; C) Declividade dos estratos em função do eixo z , com diminuição batimétrica no ponto de mergulho máximo; D) Curvas do fator energia hidrodinâmica em função do eixo z . A geometria sigmoidal muda para exponencial com a diminuição da energia hidrodinâmica de alta para baixa (aumento da constante de decaimento λ de 0.03 para 0.3). Notar a semelhança com a Simulação 1.

Na simulação 3, destinada ao estudo do efeito da energia hidrodinâmica sob influxo sedimentar composto por areia, silte e argila, foi efetuada com fatores de energia hidrodinâmica relativamente maiores para compensar a maior resistência dos sedimentos grossos ao transporte. Neste caso, então, analisaremos a transição de correntes de energia muito alta para energia alta.

O perfil de equilíbrio inicial foi obtido após 40 incrementos de tempo, sob energia hidrodinâmica muito alta ($\lambda = 0.003$ e $\Delta T_{S \text{ max}} = 1200$ K), resultando uma clinofórmula de aspecto sigmoidal, cujo nível de base de preservação dos sedimentos se encontra a cerca de 40m de profundidade. Entre os incrementos de tempo 40 e 70, a constante de decaimento λ aumenta linearmente para o valor de 0.03, configurando uma diminuição na energia hidrodinâmica desde muito alta até alta.

A redução da energia hidrodinâmica produz o efeito de rasamento do nível de base de preservação dos sedimentos, o qual causa um aumento do espaço de acomodação dinâmica sobre a plataforma. O padrão estratal produzido sugere, falsamente, a ocorrência de variação relativa do nível do mar, tanto na seção geológica quanto nos perfis sintéticos de raios gama desta simulação. Esses *logs* apresentam a porcentagem depositada de areia ao longo de uma dada coluna da simulação, aos quais são associados a cor dos litotipos digitais, conforme definido anteriormente.

Em seção geológica, o resultado mostra novamente que, com a queda da energia hidrodinâmica, o perfil deposicional evolui de uma geometria sigmoidal para uma geometria exponencial, de forma semelhante ao do exemplo com influxo argiloso. Porém, a curvatura do perfil sigmoidal desta simulação é diferente da observada caso argiloso. A curva de distribuição das declividades no eixo x segue um padrão em cúspide, enquanto que a sigmóide argilosa segue o padrão de uma curva de distribuição normal (Fig. 35).

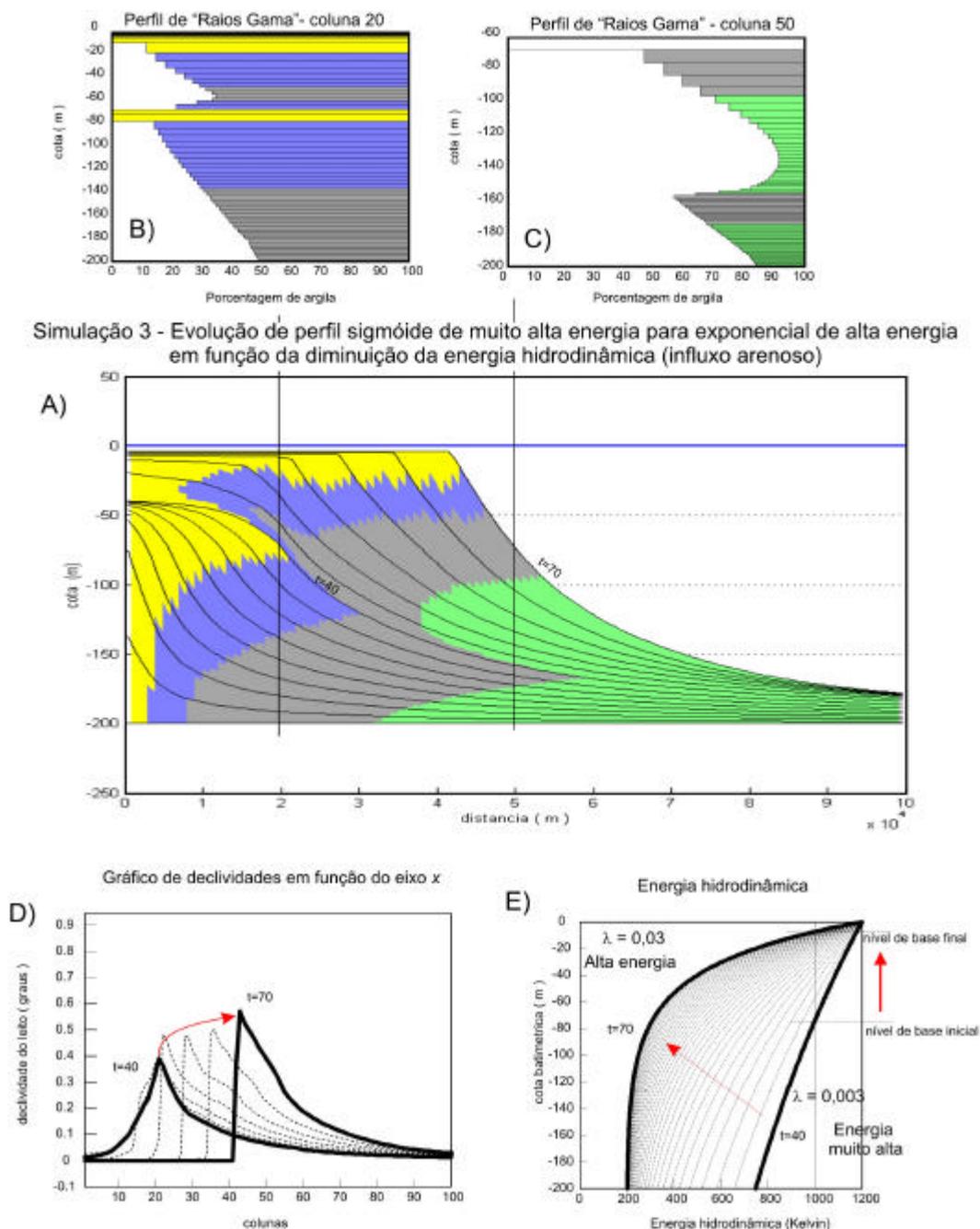


Fig. 35 – Simulação 3: Análise da variação do fator energia hidrodinâmica para influxo de granulometria mista (areia = $0,8 \times 10^6$ ton / incr. de tempo ; silte = $1,2 \times 10^6$ ton / incr. de tempo ; argila = $2,0 \times 10^6$ ton / incr. de tempo). A) Seção geológica, com estratos de 5 em 5 incr. de tempo; B) Perfil sintético de raios gama na coluna 20; C) Perfil sintético de raios gama na coluna 50; D) Distribuição de declividades dos estratos em função do eixo x; E) Curva do fator energia hidrodinâmica em função do eixo z. A geometria sigmoidal muda para exponencial (A) com o aumento da constante de decaimento λ de 0.003 para 0.03 (E), e o nível de base sobe, causando o aumento da acomodação dinâmica sobre a plataforma que imita uma subida relativa do nível do mar. Os perfis sintéticos B e C

mostram limite de seqüência e superfície de inundação máxima em ausência de variação relativa do nível do mar.

O perfil deposicional sigmoidal de muito alta energia hidrodinâmica é um achado teórico da utilização do modelo MAXWELL. Seu gráfico de declividades em função da coordenada x é descrito por uma curva de distribuição semelhante à uma função estatística de distribuição de Laplace. A convexidade, ou *rollover*, do talude mostra uma curvatura que aumenta exponencialmente entre os pontos A e C , de forma que a quebra do *rollover* coincide com o ponto de maior declividade C . Nas simulações, este tipo especial de geometria foi observado somente com a condição de muito alta energia na parte rasa da coluna d'água e com influxo de granulometria mista. O requisito essencial parece ser a separação das classes texturais na zona rasa de muito alta energia, onde somente se deposita areia, com *bypass* dos sedimentos mais finos. O plote da porcentagem depositada de cada classe textural na seção geológica produzida por esse tipo de simulação suporta essa conclusão (Fig. 36).

Como nossa pesquisa não se ocupou do levantamento de campo de perfis deposicionais, a existência na natureza do perfil deposicional sigmoidal de alta energia nos termos em que o definimos permanece indeterminada, sobretudo porque a inspeção visual não é suficiente para essa tarefa. Contudo, especulamos que esses perfis podem estar associados a *rollovers* construtivos de pequeno porte, ou talvez a *rollovers* destrutivos produzidos por erosão de clinoformas de perfil exponencial com sedimentos grossos ou coesos.

Nossas simulações 1 e 2 introduzem um cenário mais complexo quanto aos tipos geométricos de perfil e seus fatores controladores. Com relação à energia hidrodinâmica, encontramos dois tipos sigmoidais e dois tipos exponenciais. Daí resulta que corroboramos parcialmente tanto O'Grady & Syvitsky (2001) quanto Sangree & Widmier (1977). Comparando nossos resultados com os do primeiro citado, concordamos que o perfil exponencial parece mesmo estar associado à baixa energia, e o perfil sigmoidal a alta energia. No entanto, observamos um tipo exponencial de alta energia, associado à sedimentação de granulação grossa, ou coesa, que corrobora parcialmente o segundo trabalho citado, e contradiz parcialmente ao primeiro.

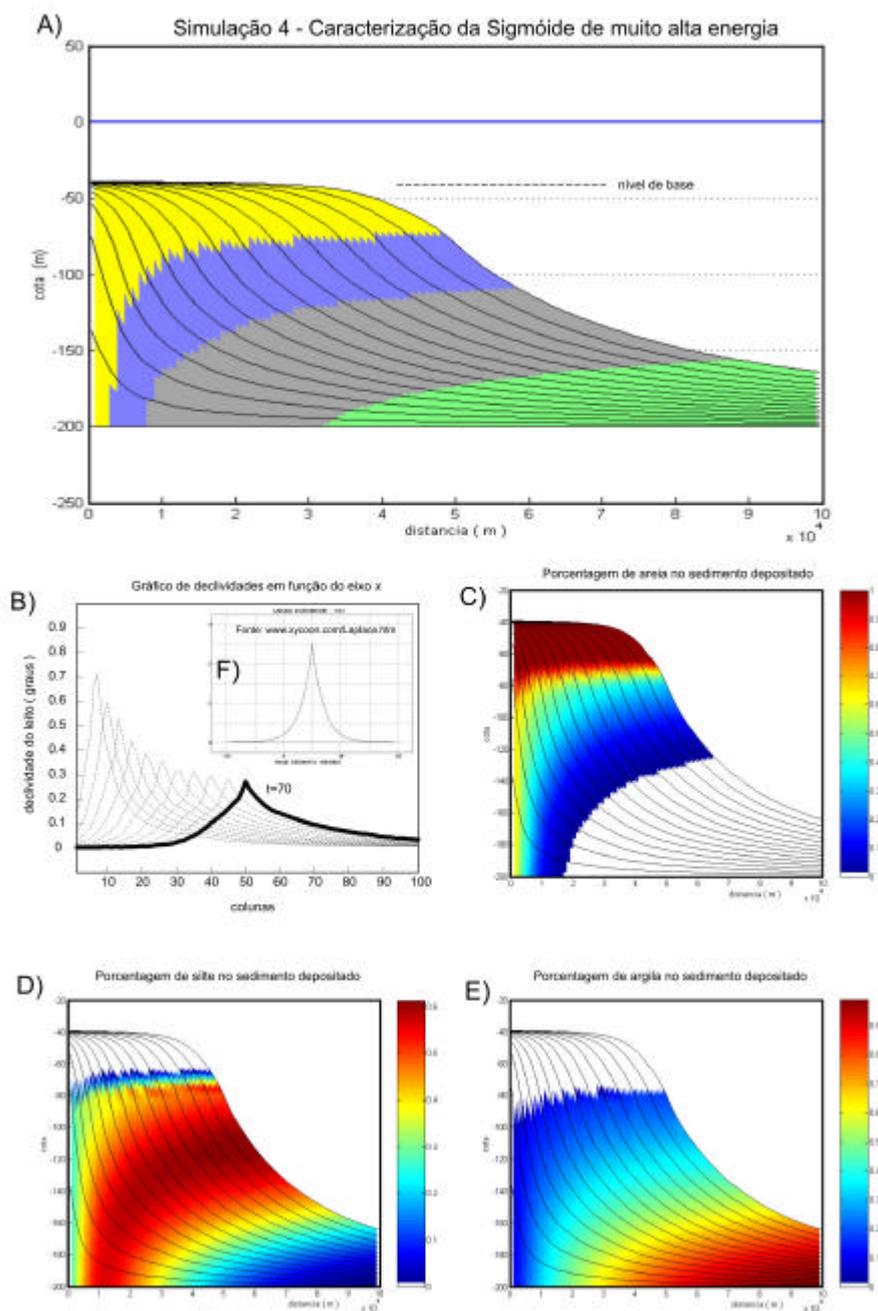


Fig. 36 – Simulação 4: Caracterização do perfil deposicional sigmoidal de muito alta energia. A) Seção geológica com litologias depositadas; B) Distribuição de declividades dos estratos em função do eixo x ; C) Seção geológica com porcentagem depositada de areia; D) Seção geológica com porcentagem depositada de silte; E) Seção geológica com porcentagem depositada de argila; F) Função de distribuição estatística de Laplace. Notar que na região do *topset* ocorre a deposição exclusiva de areia.

Para concluir a análise da influência da energia hidrodinâmica, apresentaremos uma modelagem que contempla, provavelmente, a situação imaginada por Sangree & Widmier (*op. cit.*). Em nosso modelo, existem dois parâmetros principais na especificação do fator energia do meio hidrodinâmico, um deles relativo à parte rasa da coluna d'água marinha ($\Delta T_{S \text{ max}}$) e outro à sua parte profunda (λ). A simulação 5 foi realizada com alta energia tanto na parte rasa quanto na profunda ($\Delta T_{S \text{ max}} = 2000 \text{ K}$ e $\lambda = 0,03$), mas deve seu caráter exponencial principalmente à proporção considerável do influxo composto de litologia resistiva ao transporte (areia, no caso). Essa condição é comum para litologias coesivas como em plataformas carbonáticas (Eberli *et al.*, 1994) (Fig. 37).

10.3 – Subida relativa do nível do mar

Pirmez *et al.* (1998) modelaram a formação de clinoformas sob efeito de variação relativa do nível do mar. Como vimos anteriormente, seu modelo advectivo permite a análise de influxo com apenas uma granulometria sedimentar, e a geometria produzida é exclusivamente sigmoidal. O'Grady & Syvitsky (2001), com seu modelo SEDFLUX, concluíram que a variação relativa do nível do mar tem pouca influência sobre a geometria do perfil deposicional. Nossas simulações, no entanto, mostram que, indiretamente e sob certas condições, a oscilação do espaço de acomodação e estático pode alterar a geometria clinoformal.

A Simulação 6, com influxo sedimentar composto por areia, silte e argila, e sob regime de nível do mar ascendente e energia hidrodinâmica constante, mostrou a mudança de uma geometria exponencial inicial, construída no limbo de queda da curva eustática, para uma geometria sigmoidal, no limbo de subida. A causa dessa alteração do perfil deposicional é o afinamento relativo do sedimento que chega à quebra da plataforma, causado pela retenção dos sedimentos mais grossos no espaço de acomodação criado na região da plataforma durante a subida do nível do mar (Fig. 38).

Para falseamento da hipótese de, na Simulação 6, ser a variação granulométrica relativa o agente principal da transformação geométrica das clinoformas, o experimento foi repetido, agora com influxo sedimentar exclusivamente argiloso. A Simulação 7 confirma nossa hipótese, ao mostrar que o tipo sigmoidal de perfil deposicional se mantém imperturbável com a subida do nível do mar. A variação relativa do nível do mar, portanto, tem um papel coadjuvante na transformação geométrica (Fig. 39).

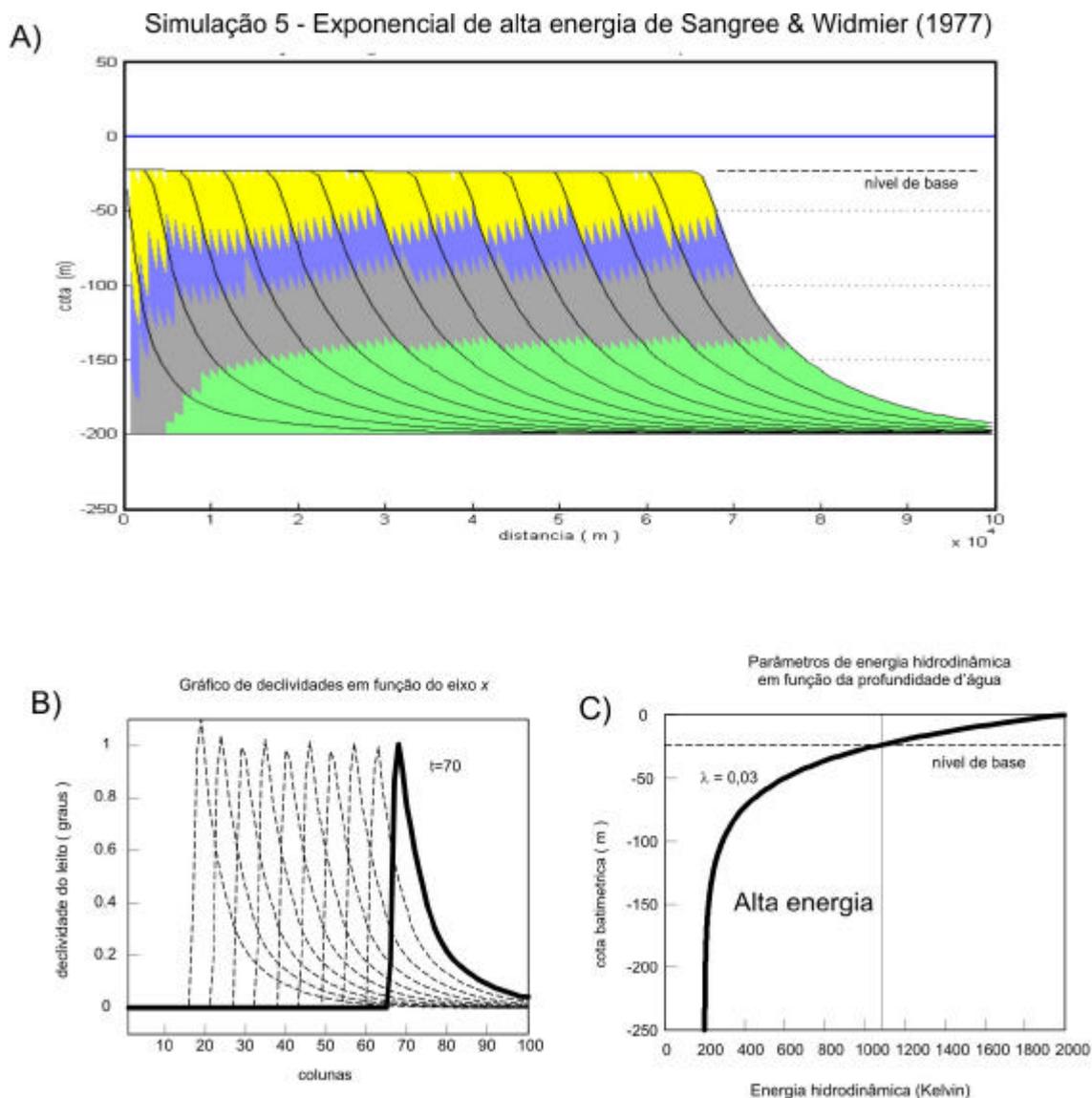


Fig. 37 - Simulação 5: Clinoforma de perfil exponencial de alta energia semelhante à de Sangree & Widmier (1977), com alta energia na parte rasa da coluna d'água ($\Delta T_{S \max} = 2000 \text{ K}$) e na parte profunda ($\lambda = 0,03$), e influxo de granulometria mista (areia = $0,8 \times 10^6 \text{ ton / incr. de tempo}$; silte = $1,2 \times 10^6 \text{ ton / incr. de tempo}$; argila = $2,0 \times 10^6 \text{ ton / incr. de tempo}$). A) Seção geológica, com estratos de 5 em 5 incr. de tempo; B) Distribuição de declividades dos estratos em função do eixo x ; C) Curva do fator energia hidrodinâmica em função do eixo z . A geometria exponencial se forma sob alta energia nas partes rasa e profunda da coluna d'água, se o sedimento for relativamente grosso, ou coeso, como no caso das plataformas carbonáticas.

Simulação 6 - Evolução do perfil exponencial de alta energia para sigmóide de alta energia em função da retenção de sedimentos grossos na plataforma, durante subida relativa do nível do mar

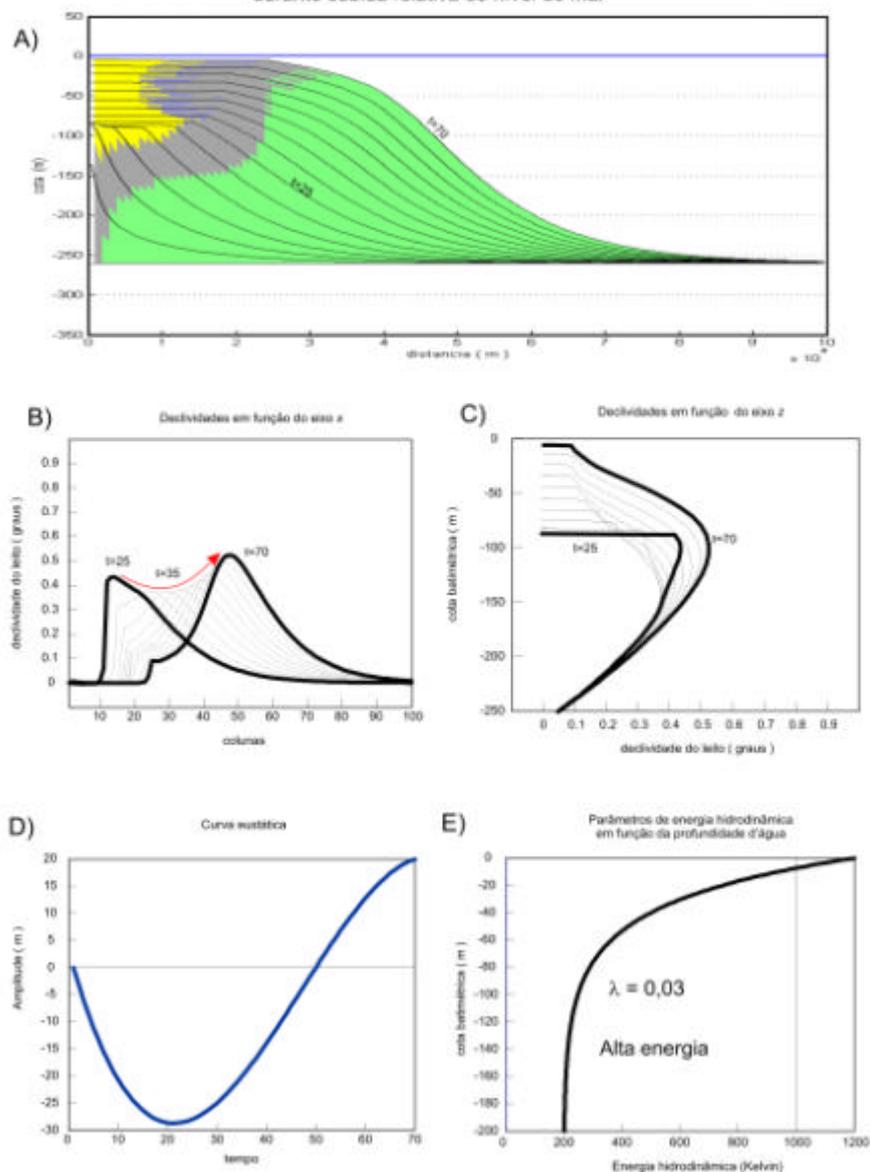


Fig. 38 – Simulação 6: Análise da geometria das clinofomas em função da variação relativa do nível do mar, com influxo de granulometria mista: (Influxo: areia= $0,4 \times 10^6$ ton/ incr. de tempo; silte = $0,6 \times 10^6$ ton/ incr. de tempo; argila = $3,0 \times 10^6$ ton/ incr. de tempo; taxa de subdência uniforme de 0.6m/ incr. de tempo ; $\lambda=0.03$). A) Seção geológica, com estratos de 5 em 5 incr. de tempo; B) Distribuição de declividades dos estratos em função do eixo x; C) Declividade final do leito em função do eixo z; D) Curva eustática; E) Curva do fator energia hidrodinâmica em função do eixo z. A geometria exponencial, construída no limbo de queda, muda para sigmoidal durante a transgressão devido à retenção dos sedimentos mais grossos na plataforma. A declividade do leito aumenta com o aprofundamento relativo da bacia, apesar do afinamento relativo do influxo sedimentar entre os tratos de mar baixo e transgressivo.

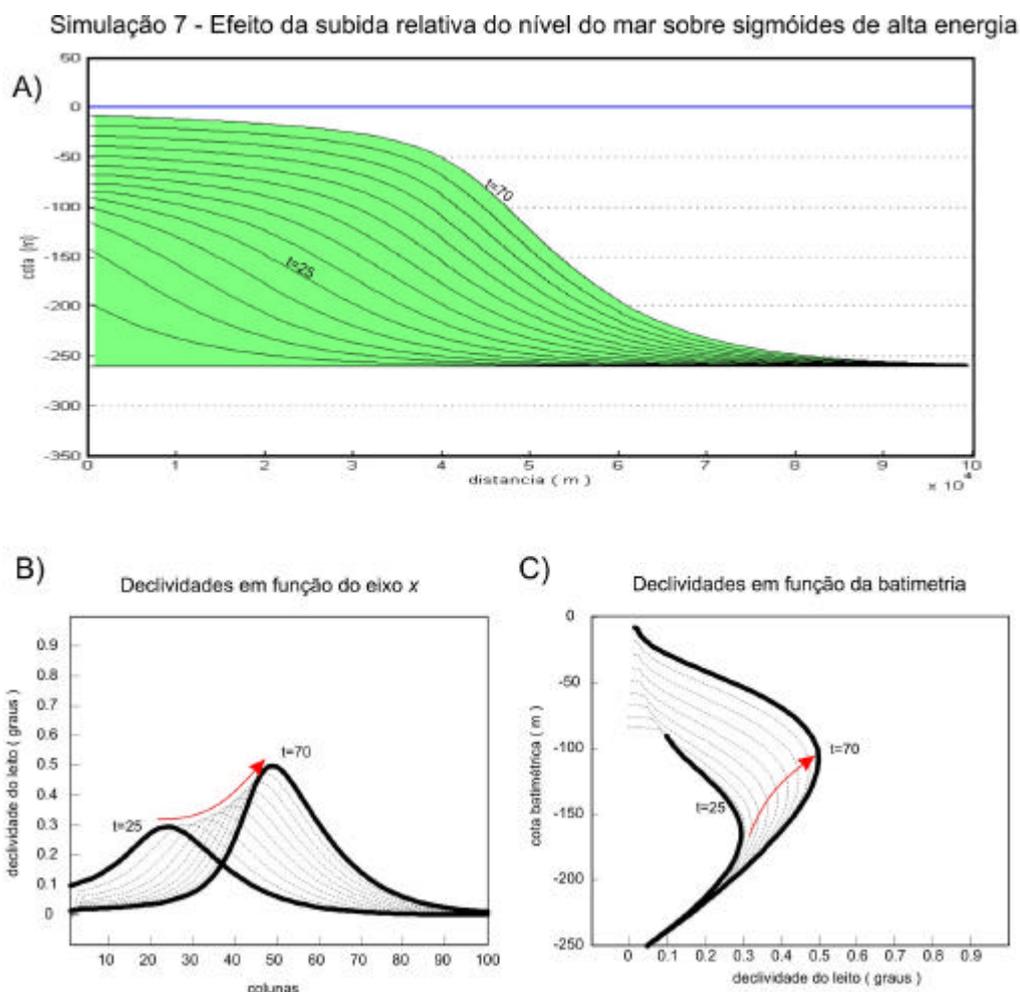


Fig.39 – Simulação 7: Análise da geometria das clinofomas em função da variação relativa do nível do mar, com influxo argiloso: (Influxo: argila = $4,0 \times 10^6$ ton/ incr. de tempo; taxa de subsidência uniforme de 0.6m/ incr. de tempo ; $\lambda=0.03$). A) Seção geológica, com estratos de 5 em 5 incr. de tempo; B) Distribuição de declividades dos estratos em função do eixo x ; C) Declividade final do leito em função do eixo z . A geometria sigmoidal inicial não se altera durante a transgressão. A comparação com a figura anterior indica que a variação granulométrica relativa é o agente principal da transformação geométrica das clinofomas sob influxo de granulometria mista. A declividade do leito aumenta com o aprofundamento relativo da bacia, tal como na simulação anterior.

Outras feições deposicionais importantes surgem das duas simulações anteriores. É interessante notar que os ângulos de mergulho do leito deposicional do talude são menores na situação de queda eustática do que na de subida eustática, em ambas simulações. No caso da Simulação 6, trata-se de uma aparente contradição ter o trato de sistemas de mar baixo, que tem sedimentos mais grossos, ângulos deposicionais menores do que o trato de sistemas de mar alto, de composição argilosa. A Simulação 7, com influxo argiloso, também mostra uma

variação angular semelhante entre os dois tratos de sistemas, indicando que o ângulo deposicional depende da batimetria (Fig 39B e Fig. 39C).

Esta relação será demonstrada em detalhe mais adiante. Porém, na Simulação 6, podemos estabelecer que na transição entre os limbos de queda e subida eustáticas, ocorrem dois *feedbacks* opostos: a redução da granulometria conduz a mergulhos estratais menores, e o aumento relativo da batimetria no trato transgressivo leva a mergulhos maiores. O equilíbrio entre os dois *feedbacks* ocorre no tempo $t=35$, separando as duas tendências opostas (Fig. 38B).

10.4 – Magnitude de Influxo sedimentar

Na presente implementação do modelo análogo de suspensão dinâmica, que, como vimos, leva em conta o estado energético de equilíbrio do sistema deposicional análogo em detrimento das quantidades de energia que o levaram a tal estado, talvez a magnitude do influxo sedimentar em cada incremento de tempo seja o parâmetro mais impropriamente simulado.

Como sabemos, nosso modelo é baseado na *competência* das correntes em transportar sedimentos, a qual depende exatamente do seu estado energético. A *capacidade* de transporte de sedimentos, por outro lado, depende das quantidades de energia disponíveis no sistema e sua vizinhança, as quais ignoramos. A intuição em tempo real, mais provavelmente dirá que, se um sistema sedimentar receber uma massa de sedimentos acima de sua capacidade de transporte, a superfície deposicional terá que responder a essa condição de não-equilíbrio com uma geometria diferente à da condição de equilíbrio. Por outro lado, a intuição de uma capacidade de transporte máxima pode não ser válida para o *upscale* do processo sedimentar. Se considerarmos um lapso de tempo de milhares de anos, a disponibilidade de energia hidrodinâmica pode ser suficiente para produção de uma superfície deposicional de equilíbrio. Nosso modelo foi construído sobre essa premissa.

Uma simulação foi efetuada para demonstrar essa peculiaridade do modelo. A taxa de influxo sedimentar, composto por argila, aumenta linearmente de 4 para 16×10^6 ton/ incr. de tempo. A geometria das clinofomas conserva-se a mesma ao longo do experimento, indicando que o modelo mostra sempre um perfil de equilíbrio deposicional. Nota-se apenas um pequeno aumento da declividade no ponto de inflexão da clinofoma sigmoidal com o tempo, o qual

denuncia um discreto estado de não-equilíbrio que, no entanto, provavelmente desapareceria se o modelo fosse implementado com equações diferenciais (Fig. 40).

Os modelos difusivos foram construídos exatamente para satisfazer a visão intuitiva mencionada acima (Jordan & Flemings, 1991). O coeficiente de difusão K é um fator de capacidade do sistema deposicional, o qual se constitui em uma taxa de acumulação negativa de sedimentos. Se nenhum sedimento chegar a um leito cuja declividade seja maior que zero, inevitavelmente haverá erosão. Isto significa que nesses modelos não existe um perfil de equilíbrio, e tampouco um verdadeiro dimensionamento da capacidade de transporte. Existe, na verdade, um balanço entre a chegada e a saída de sedimento, que simula indiretamente a capacidade de transporte do sistema sedimentar. De qualquer forma, é útil ressaltar que Schlager & Adams (2001) realizaram uma simulação com o programa STRATA na qual a geometria exponencial modificou-se para exponencial com o aumento da taxa de influxo sedimentar (Fig 17,E). Na falta de um avanço na questão, compartilhamos da intuição de que o excesso de influxo possa originar sigmóides exponenciais.

10.5 – Resumo sobre os fatores controladores da clinofomas.

Foram estudados quatro parâmetros: a granulometria dos sedimentos, a energia hidrodinâmica, a subida relativa do nível do mar e a magnitude do influxo sedimentar.

As variáveis controladoras principais são do perfil deposicional das clinofomas são a energia hidrodinâmica da coluna d'água e a granulometria (ou coesão) do sedimento, que podem ser consideradas duas formas de energia comutáveis, isto é, alta energia interna (grãos grossos ou coesos) pode produzir sobre a geometria das clinofomas o mesmo efeito da baixa energia hidrodinâmica (simulações 1 e 2).

Foram identificados dois tipos de perfis sigmoidais e dois tipos de perfis exponenciais de clinofomas. Os tipos sigmoidais são de alta energia e de muito alta energia. Distinguem-se pela granulometria do sedimento e pela distribuição de declividades no eixo x .

Os tipos sigmoidais de alta energia são argilosos e seguem uma curva normal de distribuição de declividades. Os tipos sigmoidais de muito alta energia são arenosos, e seguem uma curva de distribuição de declividades de Laplace.

Os tipos exponenciais podem ser de baixa energia e de alta energia. O tipo de baixa energia pode ser argiloso ou arenoso, e o tipo de alta energia é exclusivamente de grão grosso, ou coeso.

A subida relativa do nível do mar é um fator coadjuvante nos casos em que afeta a granulometria do sedimento que chega à região do *rollover* da clinoforma.

A magnitude do influxo sedimentar não pode ser testada adequadamente com esta versão do programa MAXWELL.

Simulação 8 - Efeito do aumento da taxa de influxo sobre perfil exponencial de alta energia

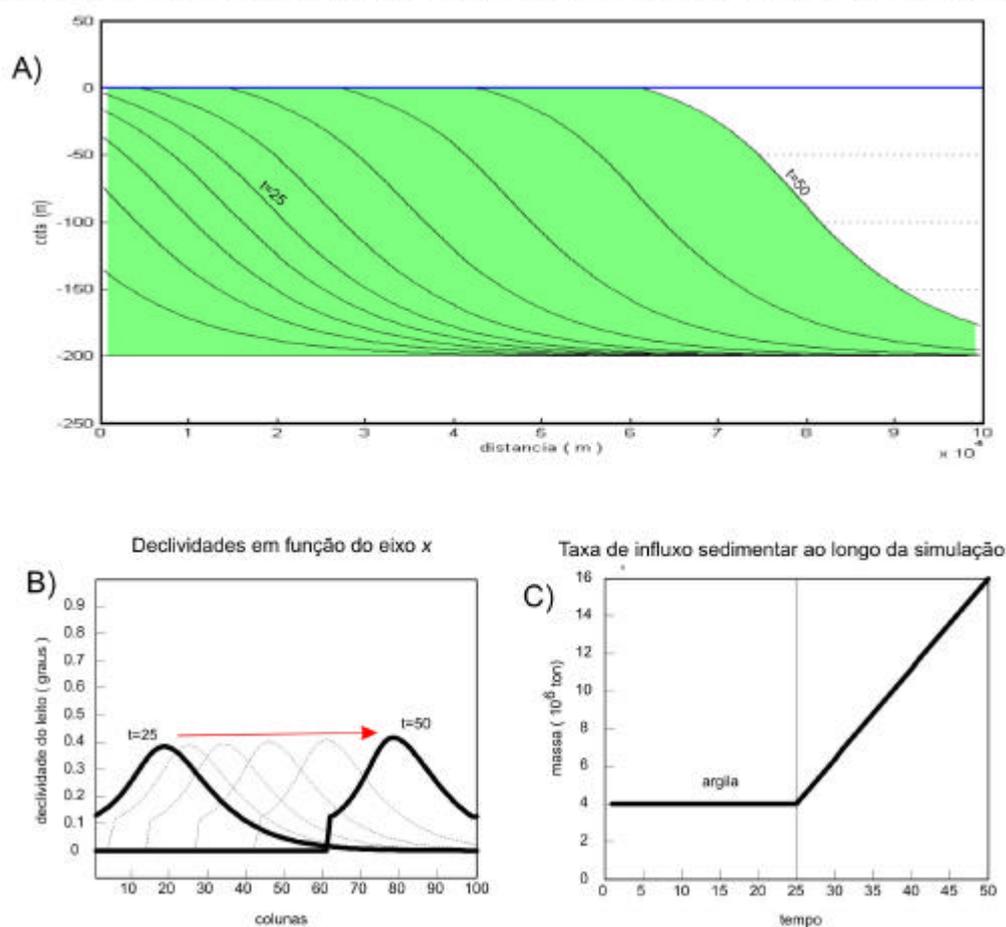


Fig. 40 – Simulação 8: Análise da variação da taxa de influxo argiloso, de 4×10^6 ton / incremento de tempo para 16×10^6 ton / incremento de tempo. A) Seção geológica, com estratos de 5 em 5 incr. de tempo; B) Distribuição de declividades dos estratos em função do eixo x ; C) Taxas de influxo sedimentar ao longo do tempo. A geometria sigmoidal se repete, indicando que em cada tempo (excetuados os primeiros 25 incrementos, destinados à construção de uma condição inicial) a deposição alcançou um perfil de equilíbrio deposicional. O aumento discreto da declividade com o tempo provavelmente indica não-equilíbrio de origem numérica.

11 - FATORES CONTROLADORES DA DECLIVIDADE DAS CLINOFORMAS

Segundo os trabalhos de modelagem das clinofomas analisados no Capítulo 5, os principais fatores controladores da declividade das clinofomas são a granulometria dos sedimentos, a batimetria do leito deposicional (Ross *et al.* 1995) e a taxa entre a agradação e progradação (Driscoll & Karner, 1999).

A influência da granulometria na declividade do perfil deposicional é consensual e dispensa maiores digressões. Todos os modelos sedimentológicos e estratigráficos consultados e citados anteriormente, mostram que sedimentos mais grossos tendem a empilhar-se em estratos mais íngremes. Em nossas modelagens, consideramos suficiente a Simulação 1, na qual, mantidos constantes todos os outros parâmetros, o engrossamento do influxo sedimentar mostra o aumento dos ângulos deposicionais.

Com relação ao balanço entre a agradação e progradação, entendemos que essas são duas medidas espaciais que são meramente o *efeito* do processo deposicional. Os fatores controladores de interesse são as *causas* da agradação e da progradação.

Nossa contribuição à modelagem dos fatores controladores da declividade das clinofomas compreende a análise da profundidade d'água da bacia, a qual servirá principalmente para reproduzirmos os resultados de outros modelos. Ao final, a título de inovação abordaremos o papel das correntes litorâneas e de fundo, com o uso do desvio lateral da linha de corrente.

11.1 – Batimetria da bacia

A influência da profundidade d'água da bacia sobre o mergulho do leito deposicional é um fenômeno comum nas modelagens de diversos pesquisadores. Driscoll & Karner (1999) observaram esse mesmo efeito em suas modelagens advectivo-difusivas, porém acreditam que o aumento de mergulho dos estratos também é afetado pela razão entre o suprimento sedimentar e a acomodação. Em sua simulação, o aprofundamento relativo da bacia foi obtido pela subida do nível do mar, o que causou um aumento de acomodação sobre a plataforma, acompanhado de aumento do mergulho do talude. As simulações de subida do nível do mar que realizamos também mostram esse efeito (Figs. 9 e 10; simulações 6 e 7).

Para analisar isoladamente o papel da profundidade d'água da bacia, foram realizadas simulações sem variação relativa do nível do mar. Sob condições iniciais de leito plano, repetiu-se o experimento com profundidades diferentes, e foram mantidos constantes os demais fatores. Os resultados comprovam que, para uma dada granulometria, o mergulho dos estratos parece ser, de fato, função da batimetria da bacia (Fig. 41).

Antes de analisarmos as causas do aumento da declividade do perfil deposicional com a batimetria, apresentaremos uma simulação sob variação contínua da batimetria do fundo da bacia. A progradação de um delta argiloso sobre uma bacia em rampa mostra que o *foreset* torna-se mais íngreme com o tempo, e que os estratos depositados tornam-se mais espessos. Com o tempo de simulação tendendo ao infinito, teoricamente o ângulo de repouso seria alcançado, e a espessura dos estratos tenderia a zero. A geometria do perfil clinoformal se conserva sigmóide, porém com marcada assimetria às custas da expansão do segmento côncavo (Fig. 42).

Essa simulação reproduz os resultados de Pirmez *et al.* (1998), que observaram esse tipo de feição na progradação de um delta no lago de uma represa do Rio Colorado, nos Estados Unidos. Sua explicação para o aumento da declividade do *foreset* com a batimetria do fundo da bacia é a expansão e desaceleração crescentes do campo de escoamento d'água, sobre o qual se baseia seu modelo. Em conseqüência, a deposição tenderia a ocorrer dentro de distâncias cada vez menores, o que explicaria o aumento de espessura dos estratos depositados que observamos. Porém, antes dessa coincidência de resultados significar uma aferição do comportamento da natureza, ela significa em primeiro lugar uma coincidência na abordagem dos dois modelos, ambos baseados na tensão de cisalhamento e na existência de um campo de escoamento. Em nosso modelo, contudo, esse campo de escoamento é implícito, pois não tratamos da conservação de massa d'água ao lidarmos com o *upscale* do fluxo combinado onda-corrente.

Uma maneira de visualizar essa explicação sobre a expansão do campo de escoamento é através da taxa de variação horizontal da energia hidrodinâmica junto ao leito deposicional. Como vimos, a curva de variação vertical da energia hidrodinâmica é função da profundidade. Se projetarmos os valores dessa curva horizontalmente sobre o leito sedimentar, teremos uma curva de variação horizontal da energia hidrodinâmica sobre o leito, a partir da qual extraímos sua taxa de variação coluna a coluna.

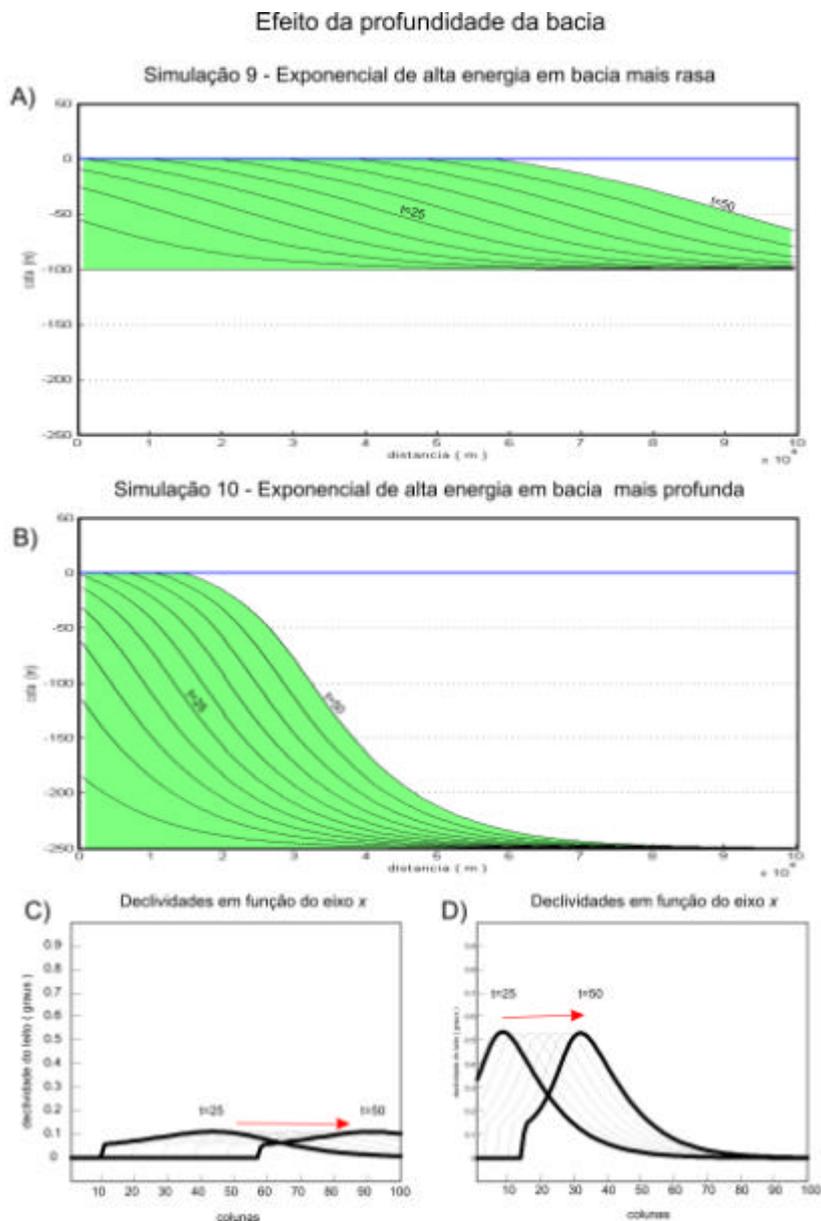


Fig. 41 – Simulações 9 e 10: Análise da batimetria da bacia sobre a declividade das clinoformas. Taxa de influxo argiloso, de 4×10^6 ton / incremento de tempo; com baixa energia na parte rasa da coluna d'água ($\Delta T_{s \text{ max}} = 1000$ K) e energia alta na parte profunda ($\lambda = 0.03$). A) Seção geológica, profundidade constante de 100m; C) Declividade final do leito em função do eixo x , referente a A; B) Seção geológica, profundidade constante de 250m; D) Distribuição de declividades dos estratos em função do eixo x , referente a B. A declividade do perfil deposicional aumenta com a batimetria da bacia.

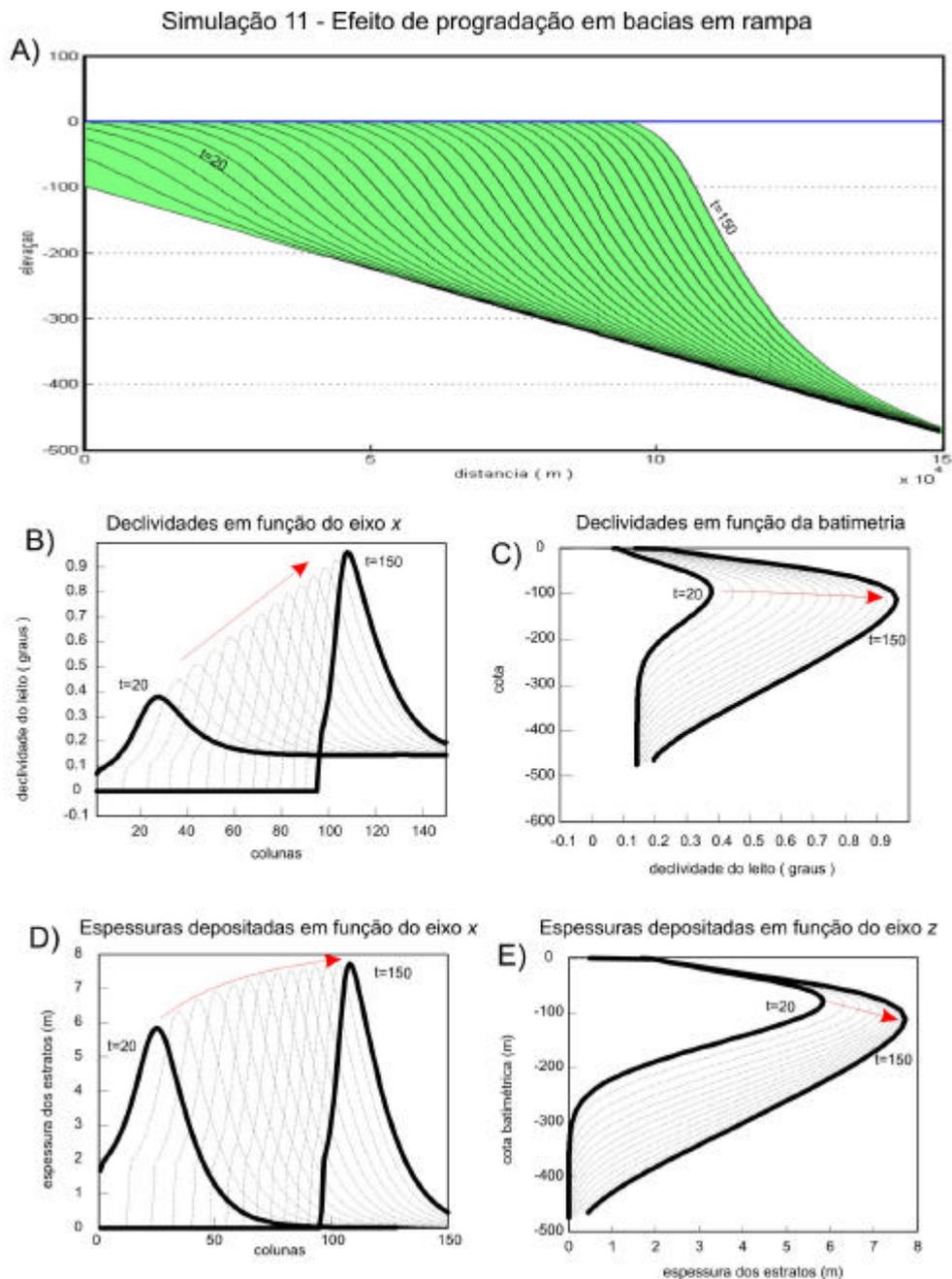


Fig. 42 – Simulação 11: Análise da batimetria das bacias em rampa sobre a declividade das clinoformas. Duração de 150 incrementos de tempo, taxa de influxo argiloso = 4×10^6 ton / incremento de tempo, $\Delta T_{S \text{ max}} = 1000$ K e $\lambda = 0.03$. A) Seção geológica, incremento de batimetria da bacia de 2,5 m / km; B) Declividade final dos leitos em função do eixo x , mostrando o aumento contínuo da declividade, que, em um tempo infinito, deve alcançar o ângulo de repouso; C) Declividade final dos leitos em função do eixo z , mostrando a permanência do ponto de mergulho máximo a uma profundidade constante; D) Espessura dos estratos depositados em função do eixo x , onde se nota o aumento não linear da espessura com o tempo. Se for mantida constante a taxa de influxo sedimentar,

porém, a espessura tende a zero em um tempo infinito; E) Espessura dos estratos depositados em função do eixo z , mostrando que a profundidade do ponto de espessura máxima aumenta com o tempo.

A visualização desses dados confirma a explicação de Pirmez *et al.* (1998), pois a taxa variação horizontal da energia hidrodinâmica sobre o leito torna-se cada vez mais negativa com o avanço da progradação sobre águas mais profundas. Além disso, a distância horizontal em que se processa o decaimento da energia hidrodinâmica torna-se, de fato, cada vez mais curta, explicando por que as espessuras depositadas e os ângulos de mergulho dos estratos tendem a aumentar (Fig.43).

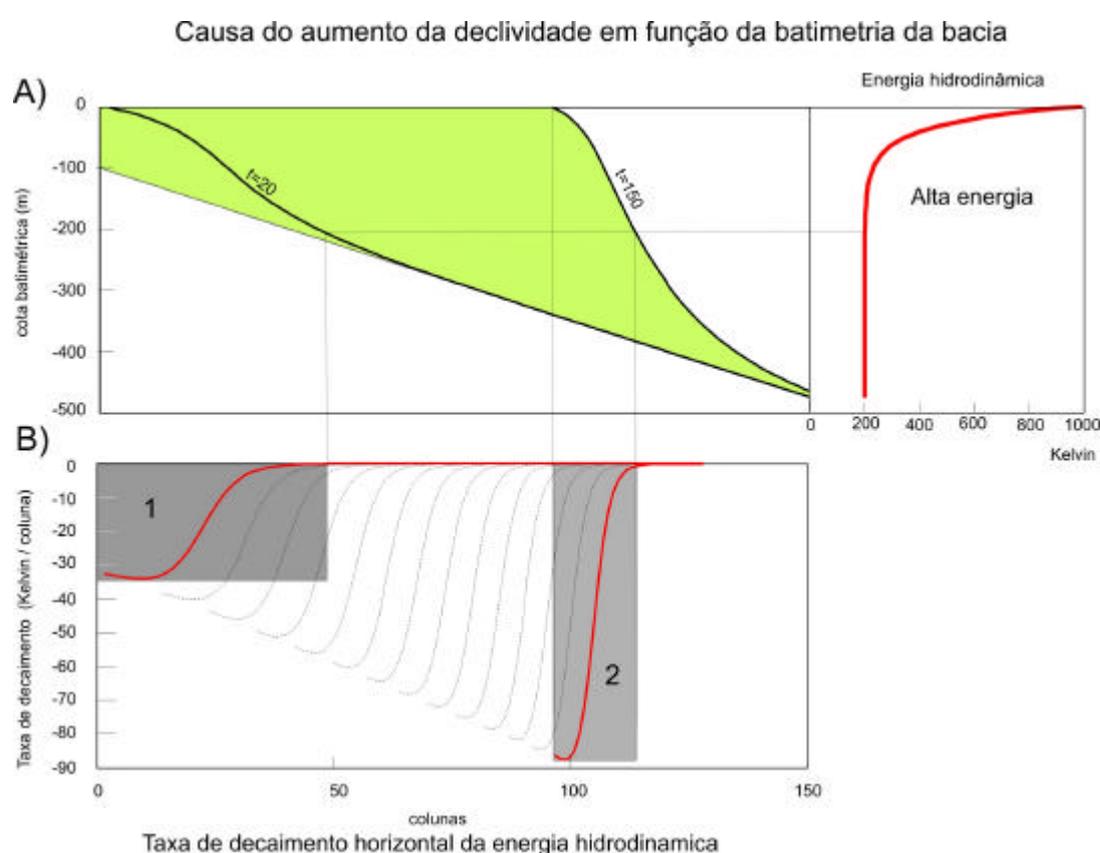


Fig. 43– Análise do decaimento da energia hidrodinâmica em bacias em rampa, referente à Simulação 11. A) Seção geológica simplificada, com o topo dos estratos nos tempos 20 e 150; e curva de variação do fator de energia hidrodinâmica da coluna d'água em função do eixo z ; B) Gráfico da taxa de variação horizontal do fator de energia hidrodinâmica sobre o leito em função do eixo x . Em B, comparando-se os retângulos 1 e 2, observa-se que o decaimento da energia hidrodinâmica torna-se mais acentuado com a progradação sobre águas mais profundas (altura do retângulo), e a distância horizontal em que se processa o decaimento diminui (largura). Isso implica o aumento da espessura dos estratos em função do encurtamento da faixa deposicional.

11.2 – Correntes transversais à seção

Graças à implementação do conceito de linhas de corrente no modelo construído, podemos simular o efeito do desvio da corrente obliquamente ao plano da seção sobre o *foreset*. Duas situações básicas serão enfocadas: correntes na parte rasa da lâmina d'água e correntes de fundo.

O desvio lateral da corrente é simulado através do aumento da área da cela deposicional proporcionalmente ao ângulo de rotação especificado pelo usuário em função da batimetria. No caso de correntes rasas, os parâmetros utilizados para ilustrar esse efeito estabelecem a variação linear da linha de corrente entre 89° e 0° , desde o nível do mar e a cota batimétrica de -100m , respectivamente (Fig. 44).

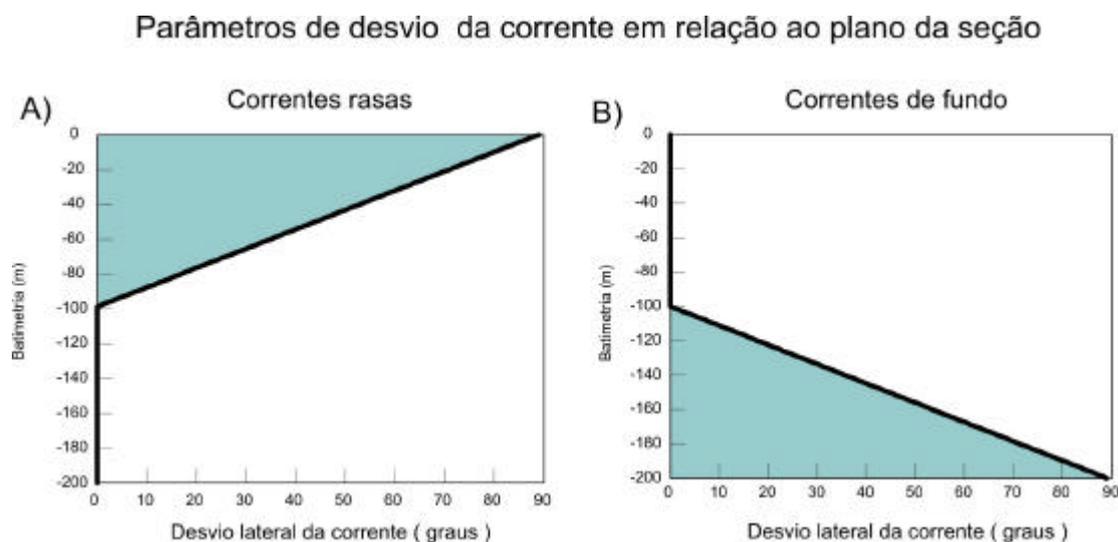


Fig. 44 – Gráfico dos parâmetros de desvio lateral das linhas de corrente para as simulações 13 e 14. A) Caso com correntes na parte rasa da lâmina d'água: variação linear do desvio da linha de corrente entre 89° e 0° , desde o nível do mar e a cota batimétrica de -100m , respectivamente; B) Caso com correntes próximo ao fundo: variação linear do desvio da linha de corrente entre 0° e 89° , desde a cota batimétrica de -100m , até o fundo da bacia, respectivamente.

Em comparação com a situação simulada sem desvio de correntes, a inspeção visual indica que o efeito das correntes rasas é de redução da espessura dos estratos do *foreset*, imitando uma redução da massa do influxo sedimentar, sem alteração da geometria da clinoforma. No caso de correntes profundas, no entanto a mudança geométrica é acentuada (Fig. 45).

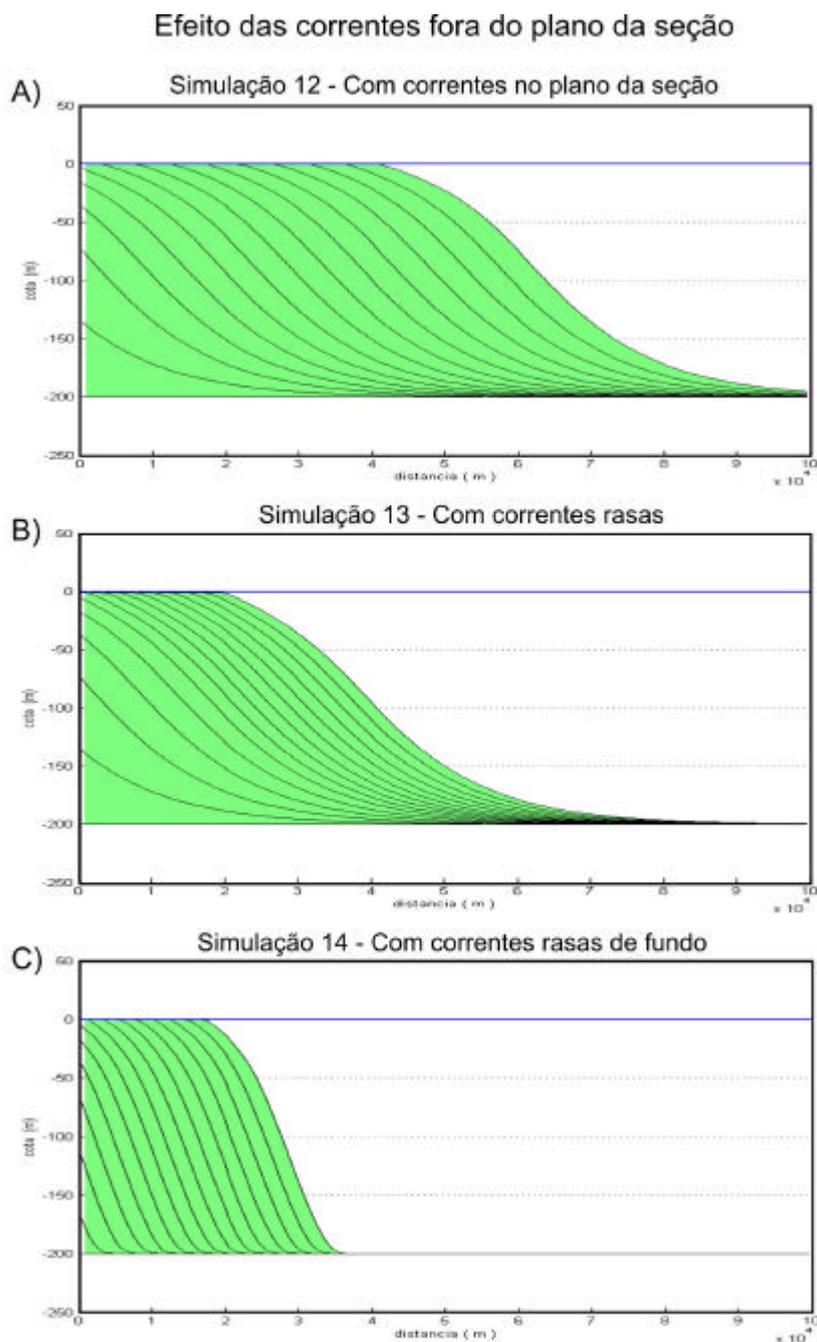


Fig. 45 – Simulações 12, 13 e 14: Análise do desvio lateral da corrente. Duração de 70 incrementos de tempo, taxa de influxo argiloso = 4×10^6 ton / incremento de tempo, $\Delta T_{S \max} = 1000$ K e $\lambda = 0.03$; parâmetros de desvio da corrente conforme figura anterior. Seções geológicas, linhas cada 5 incr. de tempo: A) Sem desvio lateral da corrente; B) Desvio lateral da corrente na parte rasa, mostrando redução relativa da espessura dos estratos e aspecto geométrico inalterado, à semelhança de uma redução na taxa de influxo; C) Desvio lateral da corrente de fundo, mostrando redução relativa da espessura dos estratos, aumento da declividade dos estratos e alteração do perfil geométrico.

Os gráficos de declividade permitem uma comparação quantitativa dos parâmetros geométricos das três simulações em questão. As simulações sem desvio e com desvio na parte rasa são idênticas quanto à forma e declividade das clinofórmulas produzidas. No caso de correntes profundas, a redução da espessura dos estratos na região de *downlap* causa um aumento acentuado da declividade do perfil deposicional e o aprofundamento do ponto de declividade máxima (Fig. 46).

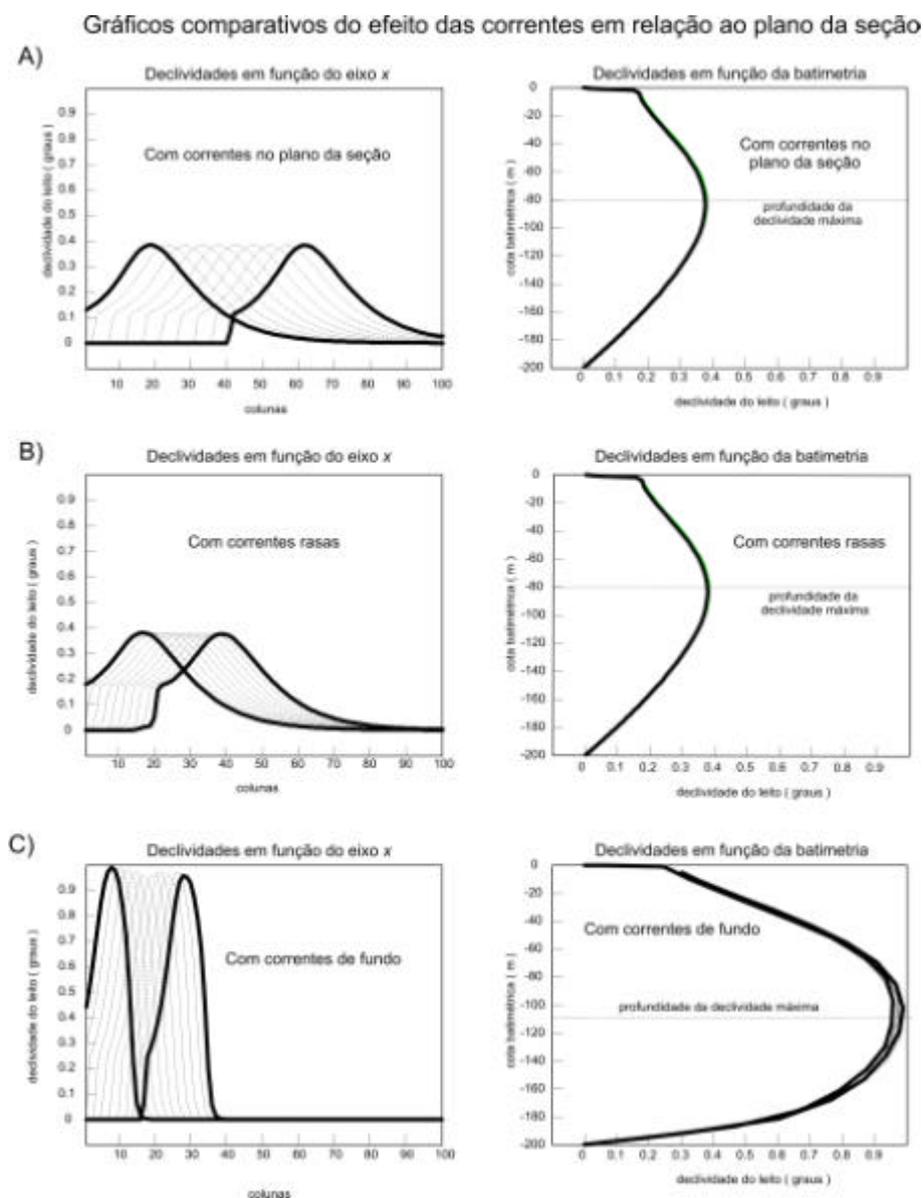


Fig. 46 – Gráficos de declividade dos estratos produzidos nas simulações do desvio lateral da corrente. Na coluna da esquerda: gradiente topográfico em graus em função do eixo x ; na coluna da direita,

gradiente topográfico em graus em função batimetria (eixo z). A) e B) Simulação 12: Caso sem desvio lateral da corrente; C) e D) Simulação 13: Caso com desvio lateral da corrente na parte rasa; E) e F) Simulação 14: Caso com desvio lateral da corrente de fundo, mostrando o ângulo de mergulho dos estratos e o aprofundamento do ponto de declividade máxima.

11.3 – Resumo sobre os fatores controladores da declividade do perfil das clinoformas

Os principais controladores da declividade do perfil das clinoformas são a granulometria do sedimento, a energia hidrodinâmica, a profundidade d'água da bacia e o desvio lateral da corrente de fundo.

As análises de sensibilidade da energia interna, equivalente à granulometria do sedimento (Fig. 30), e da energia hidrodinâmica (Fig. 31) mostram claramente a influência desse dois parâmetros sobre a declividade dos estratos. São efeitos comutáveis, altas energias internas (grão grosso ou coeso) e baixas energias hidrodinâmicas fornecem altos ângulos de declividade, e vice-versa.

A profundidade d'água da bacia afeta a declividade na razão direta da expansão e desaceleração crescentes do campo de escoamento d'água. Quanto maior a taxa de decaimento horizontal da energia hidrodinâmica junto ao leito deposicional, maior a declividade dos estratos. Bacias rasas tem baixa taxa de decaimento e baixos ângulos de declividade, bacias profundas tem alta taxa de decaimento e altos ângulos.

O desvio lateral da corrente de fundo aumenta o ângulo de declividade das clinoformas ao reduzir a taxa de sedimentação no segmento exponencial inferior das clinoformas.

PARTE IV – INTERPRETAÇÕES E CONCLUSÕES

12 – INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

12.1 Caracterização dos tipos geométricos de perfis de clinoformas

Com base nas simulações efetuadas, podemos discriminar três tipos fundamentais de perfis deposicionais: o perfil sigmoidal com distribuição normal de declividades, o perfil sigmoidal com distribuição laplaciana de declividades e o perfil exponencial.

Em perfil batimétrico, os dois tipos sigmoidais assemelham-se a uma metade da curva em forma de sino. Contudo, quando analisamos a distribuição de seus ângulos de mergulho em relação à horizontal, esses dois perfis deposicionais mostram caráter completamente distinto.

O tipo com distribuição normal de declividades apresenta 5 pontos que delimitam segmentos com padrões de curvatura distintos. No domínio do espaço (perfil batimétrico), o ponto *A* é a quebra da plataforma ou a linha de costa, a depender da posição do nível de base; os pontos *B* e *D* são pontos de menor curvatura; o ponto *C* é um ponto de inflexão em que o perfil muda de convexo para côncavo, e o ponto *E* é um ponto distal onde, teoricamente, se encerra a deposição de natureza terrígena. O gráfico de declividades em função da coordenada *x* (equivalente à primeira derivada) tem a forma de sino característica da distribuição estatística normal, onde os pontos *B* e *D* são pontos de inflexão da variação de declividade, e o ponto *C* é o ponto de mergulho máximo desse tipo de perfil.

O tipo com distribuição laplaciana de declividades é delimitado por apenas três pontos, os quais, no domínio do espaço, separam dois segmentos cuja curvatura diminui continuamente em direção ao ponto de inflexão central *BCD*. Seu gráfico de distribuição de declividades em função da coordenada *x* tem a forma de cúspide que os estatísticos denominam de distribuição de Laplace.

A nomenclatura que propomos é diferente daquela utilizada por Adams & Schlager (2000). Suas sigmóides gaussianas foram caracterizadas no domínio do espaço, através de uma equação paramétrica de ajuste de curvas baseada na curva de distribuição estatística de Gauss, reduzida a sua metade. Neste trabalho, a caracterização é feita no domínio das declividades em relação ao eixo *x*, com a precaução de referir-nos à distribuição normal, ao invés de sua

designação equivalente, distribuição de Gauss. Assim, dividimos as sigmóides gaussianas de Adams & Schlager (*op. cit.*) em sigmóides normais e sigmóides laplacianas.

Com relação ao perfil exponencial que obtivemos nas simulações, eles são semelhantes ao caracterizado por Adams & Schlager (*op. cit.*), e mostram uma geometria exponencial tanto em seção geológica quanto nos gráficos de declividade. No domínio do espaço, divide-se em dois segmentos de proporções variáveis. A quebra da plataforma ou a linha de costa situa-se no ponto *A*, e o ponto *BCD* é o ponto de mergulho máximo desse tipo de perfil, o qual decai exponencialmente até ponto de *downlap* aparente *E* (Fig. 47).

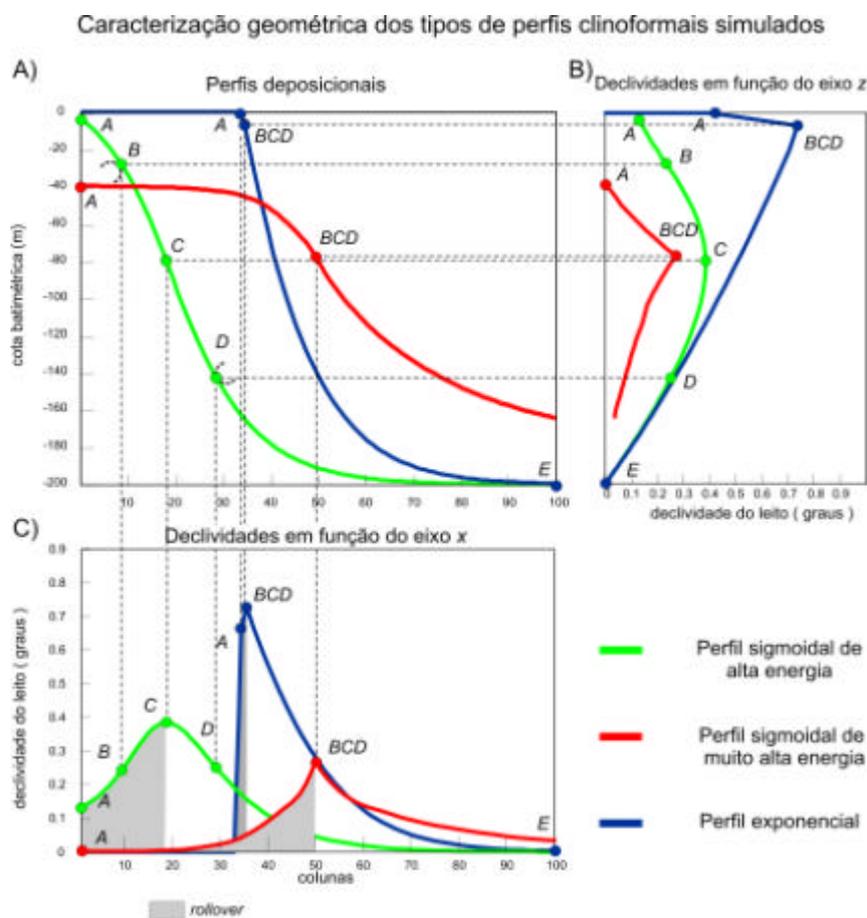


Fig. 47 – Tipos fundamentais de perfil deposicional obtidos nas modelagens: A) Perfis deposicionais; B) Gráficos de declividade em função batimetria (eixo *z*); C) Gráficos de declividade em função da distância horizontal (eixo *x*). Os três tipos fundamentais de perfis deposicionais são o perfil sigmoidal com distribuição normal de declividades, o perfil sigmoidal com distribuição laplaciana de declividades e o perfil exponencial. Distinguem-se pelas distribuições de declividades diferentes.

Com os parâmetros utilizados nas simulações, os ângulos máximos não excederam 1° . Porém, dependendo dos valores da batimetria da bacia, da granulometria do sedimento e da energia hidrodinâmica, as declividades tenderão a assumir outros valores. Como regra geral, o tipo exponencial é relativamente mais íngreme, o tipo sigmoidal laplaciano é menos íngreme e o tipo sigmoidal normal tem valores intermediários, sendo que o valor máximo de declividade dos perfis ocorre no ponto C.

12.2 – Caracterização da ocorrência dos perfis deposicionais de clinofomas em função das variáveis controladoras

Dois aspectos importantes que emergem de nossas modelagens são, primeiro, que as variáveis controladoras do perfil deposicional das clinofomas são a energia hidrodinâmica da coluna d'água e a granulometria (ou coesão) do sedimento, e, segundo, que elas podem ser consideradas duas formas de energia comutáveis. Grãos grossos ou coesos podem produzir sobre a geometria das clinofomas o mesmo efeito da baixa energia hidrodinâmica, e vice-versa. Cabe, então, demonstrar esses princípios de forma integrada, através de modelagem da evolução de um tipo geométrico de perfil de clinofoma para outro.

Como premissas básicas para isolar os efeitos da granulometria do influxo e da energia hidrodinâmica, não serão aplicadas variações relativas do nível do mar e a bacia terá fundo plano. Acima de tudo, a intenção é estudar a passagem gradual de um tipo geométrico de perfil para outro, sem “saltos” repentinos nos parâmetros de sedimentação.

Dado que o tipo exponencial pode formar-se sob baixa ou alta energia hidrodinâmica, a depender da granulometria do influxo, então são possíveis dois caminhos diferentes na condução de uma simulação única capaz de reproduzir todos os tipos geométricos que foram propostos:

- 1) Clinofomas sigmoidais de muito alta energia, que passam a clinofomas exponenciais de alta energia, que por sua vez, passam a sigmoidais de alta energia (Simulação 15);
- 2) Clinofomas sigmoidais de muito alta energia, que passam a clinofomas exponenciais de alta energia, que por sua vez, passam a clinofomas exponenciais de baixa energia, que passam a sigmoidais de alta energia (Simulação 16);

Partindo-se da sigmóide de muito alta energia, a Simulação 15 começa com parâmetros constantes de alta energia hidrodinâmica e influxo misto grosso, e se estende por 40 incrementos de tempo. Entre os tempos $t=40$ e $t=80$, são aplicados dois *feedbacks* opostos: a redução da energia hidrodinâmica, que leva à concavidade do perfil deposicional, e afinamento relativo do influxo, que propicia o surgimento de *rollover* convexo. Durante esse intervalo de tempo, o *feedback* exponencial é mais intenso até o tempo $t=60$, cede a igualdade no tempo $t=75$, e é sobrepujado no tempo $t=80$ pela tendência sigmoideal normal.

Por fim, o gráfico das espessuras depositadas nos tempos-chave mostra que as espessuras máximas estão associadas aos pontos de maior declividade, corroborando as simulações de Pirmez *et al.* (1998) (Fig. 48).

A Simulação 16 é semelhante à simulação anterior. Destina-se a mostrar outra sucessão completa possível de perfis exponenciais. Diferencia-se por apresentar uma queda acentuada e gradual de energia hidrodinâmica entre os tempos $t=40$ e $t=60$, acompanhada do afinamento gradual do influxo sedimentar. O resultado é o surgimento, primeiro, do perfil exponencial de alta energia, que é necessariamente de granulação grossa, seguindo-se o perfil exponencial de baixa energia, caracteristicamente argiloso. Em comparação com a Simulação 16, a declividade e a espessura dos estratos de perfil exponencial são maiores, graças à baixa energia hidrodinâmica (Fig. 49).

Para concluir a interpretação dos resultados das simulações com o programa MAXWELL, podemos organizar os resultados obtidos nas modelagens em um diagrama que relaciona os tipos geométricos de perfil deposicional com os principais fatores controladores envolvidos.

Nos eixos do gráfico, estão representados os dois principais fatores controladores, que são a composição textural do sedimento e a intensidade da energia hidrodinâmica. O perfil sigmóide de alta energia (1) é essencialmente argiloso. Já o perfil sigmóide de muito alta energia (4) requer sedimento mais grosso, com mistura de granulometrias. O perfil exponencial de alta energia (3) é necessariamente de sedimentação mais grossa (ou coesa). O perfil exponencial de baixa energia, por outro lado, pode ter qualquer mistura de granulometria, e distingue-se provavelmente pela faciologia.

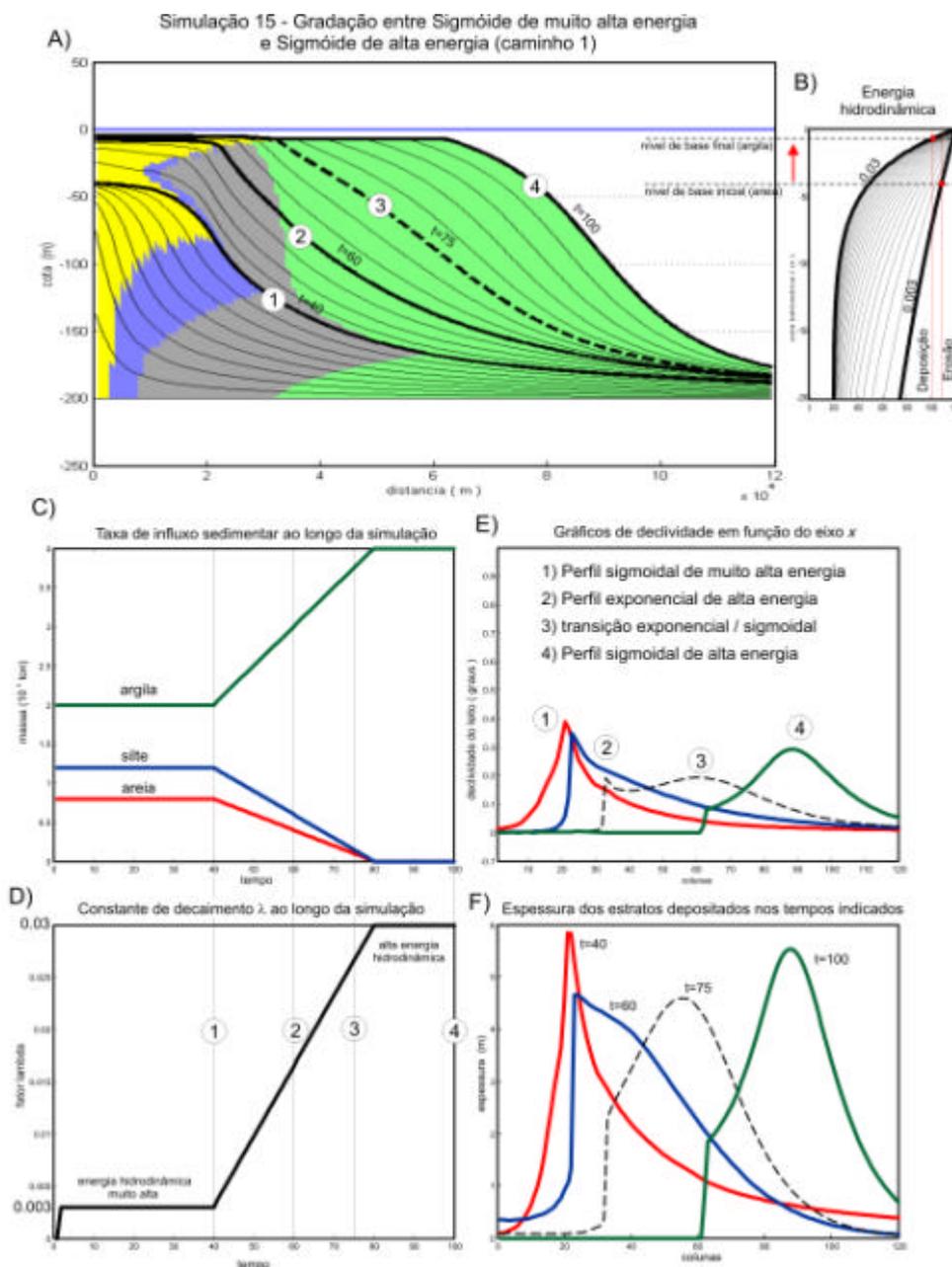


Fig. 48 – Simulação 15: integração dos tipos fundamentais de perfil deposicional: A) Seção geológica; B) Gráficos do fator energia hidrodinâmica em função da batimetria (eixo z); C) Gráficos da taxa de influxo sedimentar ao longo da simulação; D) Gráfico de variação da constante de decaimento λ ; E) Gráficos de declividade em função do eixo x ; F) Espessura dos estratos depositados nos tempos indicados. Três tipos fundamentais de perfis deposicionais se sucedem gradacionalmente ao longo da simulação (A), em função da aplicação de dois *feedbacks* opostos entre os tempos $t=40$ e $t=80$, quais sejam: redução da energia hidrodinâmica (D), que leva à concavidade do perfil deposicional, e afinamento relativo do influxo (C), que propicia o surgimento de *rollover* convexo. O *feedback* exponencial é mais intenso até o tempo $t=60$, mas iguala-se ao *feedback* sigmoidal no tempo $t=75$, quando se forma um tipo limítrofe de perfil. A partir daí, até o tempo $t=80$ e o final da simulação, a tendência é francamente sigmoidal normal. O espaço de acomodação é exclusivamente dinâmico, pois

provém da subida do nível de base de preservação de sedimentos associada à redução da energia hidrodinâmica (B). A espessura máxima depositada está associada às maiores declividades (E e F).

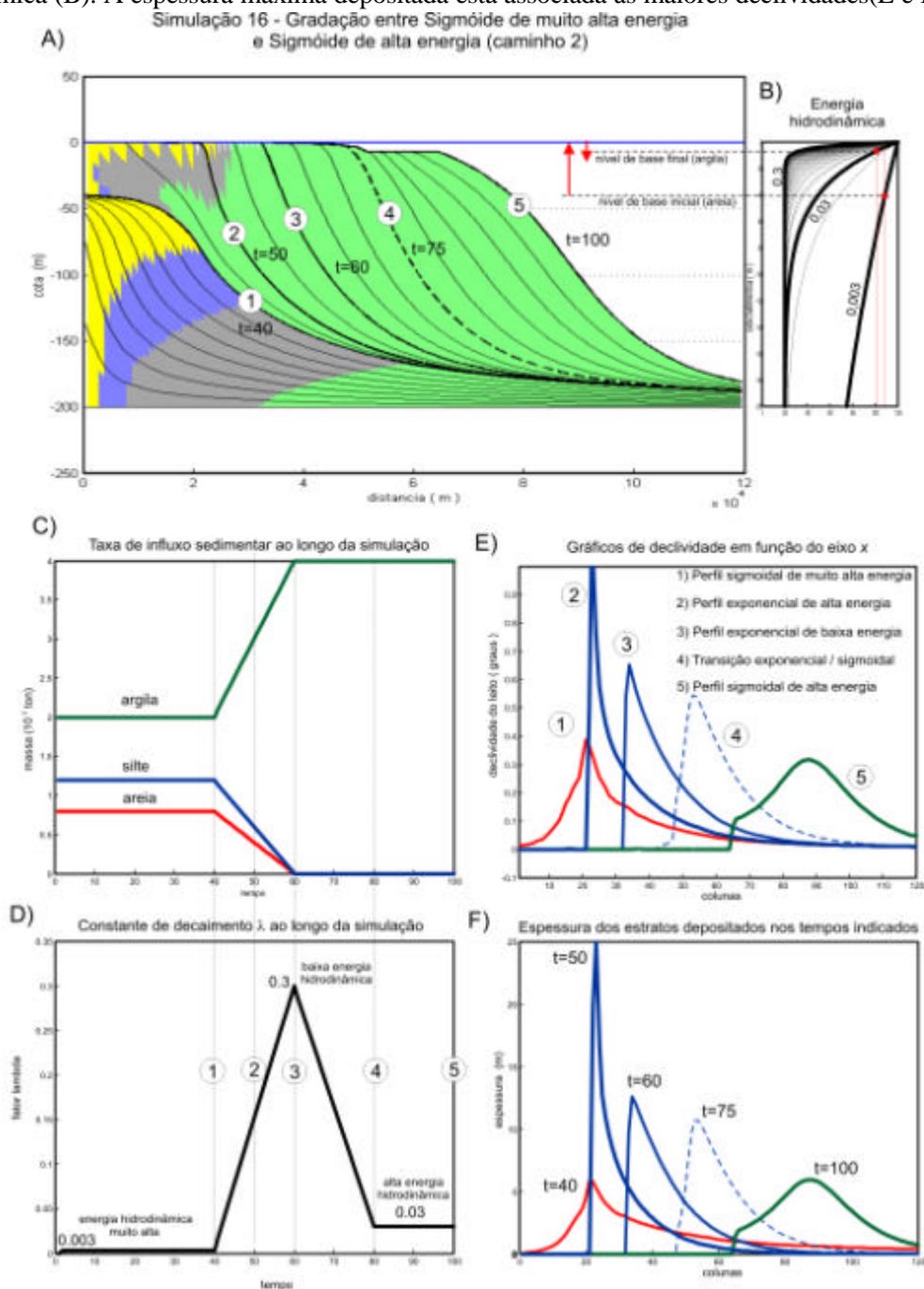


Fig. 49 – Simulação 16: integração dos tipos fundamentais de perfil deposicional: A) Seção geológica; B) Gráficos do fator energia hidrodinâmica em função da batimetria (eixo z); C) Gráficos da taxa de influxo sedimentar ao longo da simulação; D) Gráfico de variação da constante de decaimento λ ; E) Gráficos de declividade em função do eixo x ; F) Espessura dos estratos depositados nos tempos indicados. Quatro tipos fundamentais de perfis deposicionais se sucedem gradacionalmente ao longo da simulação (A). Dois tipos de perfil exponencial se sucedem entre os tempos $t=40$ e $t=60$, o tipo de

alta energia e o tipo de baixa energia, graças à redução combinada da energia hidrodinâmica e da granulometria do influxo. As geometrias inicial e final desta simulação são idênticas às da Simulação 15. Os tipos exponenciais intermediários, contudo, são mais íngremes e espessos que o caso anterior.

O diagrama de ocorrência dos perfis deposicionais de cliniformas indica que é possível a evolução gradual de um tipo geométrico para outro com a variação dos parâmetros controladores, excetuando-se apenas a passagem direta do tipo sigmoidal de muito alta energia para o exponencial de baixa energia. Os caminhos aproximados percorridos pelas simulações mais importantes que realizamos estão indicados (Fig. 50).

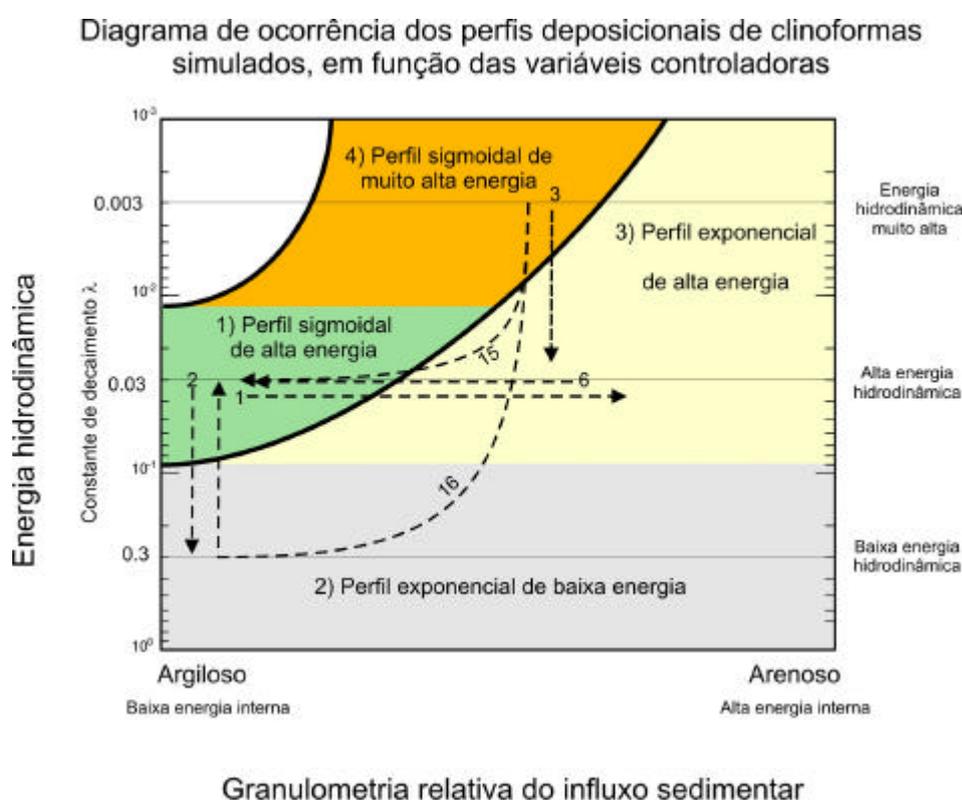


Fig. 50 – Diagrama de ocorrência dos perfis deposicionais de cliniformas simulados em função das variáveis controladoras. Os principais fatores controladores são a composição textural do sedimento e a intensidade da energia hidrodinâmica. O perfil sigmóide de alta energia (1) é essencialmente argiloso. Já o perfil sigmóide de muito alta energia (4) requer sedimento mais grosso, com mistura de granulometrias. O perfil exponencial de alta energia (3) é necessariamente de sedimentação mais grossa (ou coesa). O perfil exponencial de baixa energia, por outro lado, pode ter qualquer mistura de granulometria, mas distingue-se provavelmente pela faciologia. As setas tracejadas indicam o caminho aproximado percorrido pelos parâmetros nas simulações mais importantes, que serviram de base para elaboração deste diagrama, e ao seu lado se encontram os números dessas simulações.

13 - CONCLUSÕES

Conclusões sobre os fatores controladores do perfil deposicional das clinofomas:

Através de simulações com o programa MAXWELL, baseado no modelo análogo de suspensão dinâmica, foram estudados os efeitos de quatro parâmetros sobre a geometria das clinofomas: granulometria dos sedimentos, energia hidrodinâmica, subida relativa do nível do mar e a magnitude do influxo sedimentar.

Os principais fatores controladores do perfil deposicional das clinofomas, e por extensão, dos taludes submarinos em geral, são a energia hidrodinâmica da coluna d'água e a granulometria (ou coesão) do sedimento, que podem ser consideradas dois efeitos comutáveis, isto é, grãos grossos ou coesos podem produzir sobre a geometria das clinofomas o mesmo efeito da baixa energia hidrodinâmica, e vice-versa. Essa é uma contribuição inédita ao estudo das clinofomas.

Com base em análise de sensibilidade do fator de decaimento da energia hidrodinâmica com a batimetria λ , foram definidos critérios para classificar a intensidade da energia da coluna d'água. Com validade para as simulações efetuadas, três ordens de grandeza abrangem o espectro de baixa energia (10^{-1}), alta energia (10^{-2}) e muito alta energia (10^{-3}).

Em função dos fatores controladores, e da classificação de intensidade da energia hidrodinâmica proposta, foram identificados quatro tipos de perfis deposicionais de clinofomas: dois tipos sigmoidais e dois tipos exponenciais.

Os tipos sigmoidais são de alta energia ou de muito alta energia. Distinguem-se pela granulometria do sedimento e pela distribuição de declividades ao longo do eixo horizontal x . Os tipos sigmoidais de alta energia são argilosos, e seguem uma curva normal de distribuição de declividades. Os tipos sigmoidais de muito alta energia são arenosos, e seguem uma curva de distribuição de declividades de Laplace.

Os tipos exponenciais podem ser de baixa energia ou de alta energia. O tipo de baixa energia pode ser argiloso ou arenoso, mas o tipo de alta energia é exclusivamente de grão grosso ou coeso.

O perfil deposicional sigmoidal de muito alta energia hidrodinâmica é um achado teórico da utilização do modelo MAXWELL. Como nossa pesquisa não se ocupou do levantamento de campo de perfis deposicionais, a existência na natureza desse tipo de perfil

deposicional permanece indeterminada, sobretudo porque a inspeção visual não é suficiente para essa tarefa. A discriminação dos perfis exponenciais em dois tipos, de alta e de baixa energia também é uma proposta inédita.

As modelagens permitiram a elaboração de um diagrama de ocorrência dos tipos de perfis deposicionais em função da granulometria e da intensidade da energia hidrodinâmica, no qual se constata que é possível a evolução gradual de um tipo geométrico para outro com a variação dos parâmetros controladores, excetuando-se a passagem direta do tipo sigmoidal de muito alta energia para o exponencial de baixa energia.

A associação entre o tipo geométrico de perfil deposicional com a intensidade da energia hidrodinâmica obtida corrobora parcialmente tanto O'Grady & Syvitsky (2001) quanto Sangree & Widmier (1977). Em relação ao primeiro citado, concordamos que o perfil exponencial parece mesmo estar associado à baixa energia, e o perfil sigmoidal a alta energia. No entanto, observamos um tipo exponencial de alta energia, associado à sedimentação de granulação grossa ou coesa, que corrobora parcialmente o segundo trabalho citado, e contradiz parcialmente ao primeiro.

A tentativa de falseamento da hipótese de origem erosiva do perfil deposicional sigmoidal de Schlager & Adams (2001) pelo uso de um modelo sem erosão explícita de sedimentos pré-depositados se revelou infrutífera. O remodelamento da margem da plataforma por oscilações de alta frequência do nível de base, proposto por esses autores, e o uso de uma média temporal representativa da energia hidrodinâmica que utilizamos parecem ser duas soluções equivalentes: os perfis sigmoidais estão associados à alta energia nos dois casos.

A subida relativa do nível do mar pode afetar o tipo geométrico do perfil deposicional apenas de forma indireta. Durante a transgressão, o sedimento grosso é retido na plataforma, causando um afinamento relativo do influxo do sedimento que chega à região de quebra da plataforma. Por esse processo, um perfil deposicional exponencial de alta energia pode passar a sigmoidal de alta energia apenas pelo afinamento do influxo sedimentar. A mesma simulação efetuada com influxo argiloso comprova que o tipo geométrico do perfil não sofre alteração com a transgressão.

A magnitude do influxo sedimentar não pode ser testada adequadamente com esta versão do programa MAXWELL, já que, por sua construção, o modelo é sensível à

competência e não à capacidade de transporte da corrente. Por conseguinte, os perfis produzidos por ele representam sempre uma condição de equilíbrio do sistema deposicional.

Os perfis deposicionais obtidos são um perfil de equilíbrio, ou seja, instalam-se sob a premissa de que cada incremento de tempo seja longo o suficiente para que o equilíbrio seja atingido. Contudo, já que não foi implementado nenhum mecanismo de erosão, esses perfis podem ser considerados de equilíbrio apenas sob condições de influxo positivo de sedimentos.

Conclusões sobre os fatores controladores da declividade do perfil das clinofomas:

Os principais fatores controladores da declividade do perfil das clinofomas são a granulometria do sedimento, a energia hidrodinâmica, a profundidade d'água da bacia e o desvio lateral da corrente de fundo.

As análises de sensibilidade da energia interna, a qual é equivalente à granulometria do sedimento, e da energia hidrodinâmica mostram claramente a influência desse dois parâmetros sobre a declividade dos estratos. Já que são efeitos comutáveis, altas energias internas (grão grosso ou coeso) e baixas energias hidrodinâmicas fornecem altos ângulos de declividade do perfil deposicional, e vice-versa.

A profundidade d'água da bacia afeta a declividade na razão direta da expansão e desaceleração crescentes do campo de escoamento d'água. Quanto maior a taxa de decaimento horizontal da energia hidrodinâmica junto ao leito deposicional, maior a declividade dos estratos. Bacias rasas têm baixa taxa de decaimento e baixos ângulos de declividade, bacias profundas tem alta taxa de decaimento e altos ângulos.

O desvio da corrente de fundo obliquamente ao plano da seção modelada aumenta o ângulo de declividade das clinofomas ao reduzir a taxa de sedimentação no segmento exponencial inferior das clinofomas.

Em resposta ao segundo questionamento original da tese, se é possível deduzir a litofácies a partir da geometria das clinofomas, a estimativa da classe textural através da tipologia do perfil deposicional parece promissora apenas para os tipos sigmoidais, que são distintos na forma e no conteúdo. Porém, a sigmóide arenosa de muito alta energia é uma feição teórica. A quantificação de ângulos de estratos parece ainda mais ambígua, devido ao número maior de fatores controladores.

Conclusões sobre modelo analítico construído:

Quanto ao modelo análogo de suspensão dinâmica, implementado no programa MAXWELL, é classificado como um modelo estratigráfico, bidimensional, analítico, determinístico, dinâmico, parcialmente dedutivo e parcialmente baseado em regras. Contém um modelo de escoamento de fluido implícito, e trata indiretamente a tensão de cisalhamento no domínio de um sistema bifásico líquido-vapor análogo, a partir da formalização de analogias entre o processo de evaporação e o processo de suspensão de sedimentos, seguindo as idéias de Bagnold (1966), sobre o processo de suspensão dinâmica de sedimentos, e de Grass (1970), sobre o limiar de movimentação dos grãos no leito.

É uma abordagem baseada na competência e não na capacidade de transporte das correntes, pois considera temperatura e velocidade de fluxo como variáveis controladoras da intensidade de transferência de energia análogas. Os processos deposicionais marinhos são reduzidos a um fenômeno da superfície deposicional, que é considerada análoga à uma interface líquido-gás em um sistema fechado. A equação de distribuição estatística de velocidades moleculares de Maxwell é usada para calcular a proporção de moléculas na fase líquida, análoga à proporção de sedimentos depositados, e a proporção na fase vapor, análoga à proporção de sedimentos em suspensão.

O sistema evaporativo é rastreado com relação à sua temperatura, a qual é calculada como uma forma equivalente da energia livre de Gibbs, a partir dos potenciais termodinâmicos de energia interna, este tomado como equivalente ao tamanho do grão ou sua resistência ao transporte, de energia do meio, correlacionada à energia hidrodinâmica da coluna d'água, e de trabalho realizado pelo sistema, associado à energia gravitacional do gradiente topográfico do leito deposicional. A calibragem desses potenciais requer tão somente a arbitragem de uma distância de dispersão de sedimento para cada classe textural (areia, silte e argila), em uma situação hipotética de calibragem.

O modelo foi efetivo no tratamento de três classes texturais de influxo sedimentar e na viabilização de uma classificação objetiva da intensidade da energia hidrodinâmica da corrente, cumprindo seu objetivo analítico. Para tornar-se um modelo de simulação de bacias, porém, falta-lhe um salto científico: a implementação de uma analogia entre energia cinética da corrente e calor adicionado ao sistema evaporativo como formas análogas de energia em

intercâmbio através da superfície deposicional, tornando-se, assim, um modelo baseado na capacidade de transporte.

14 – BIBLIOGRAFIA

- ADAMS, E. W.; SCHLAGER, W.; WATTEL, E. Submarine slopes with an exponential curvature. **Sed. Geol.**, v. 117, p. 135-141. 1998.
- ADAMS, E. W.; SCHLAGER, W. Basic Types of Submarine Slope Curvature. **J. Sed. Res.**, v. 70, p. 814-828. 2000.
- ADAMS, E. W.; SCHLAGER, W.; ANSELMETTI, F. S. Morphology and curvature of delta slopes in Swiss lakes: lessons for the interpretation of clinofomas in seismic data. **Sedimentology**, v. 48, p. 661-679. 2001.
- AIGNER, T.; DOYLE, M.; LAWRENCE, D.; EPTING, M.; VAN VLIET, A. Quantitative modeling of carbonate platforms: some examples. In: CREVELLO, P. D. (ed.) **Controls on Carbonate Platform and Basin Development**. Soc. Econ. Paleont. Miner. p. 323-338. (Spec. Publ., 44) .1989.
- BAK, P. **How nature works: the science of self-organized criticality**. New York: Springer-Verlag. 212 p. 1996.
- BAGNOLD, R. A. An Approach to the Sediment Transport Problem from General Physics. **U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 422-I**, p. 231-291. 1966.
- BAGNOLD, R. A. The nature of saltation and of “bed-load” transport in water. **Royal Soc. London Proc.**, A332, p. 473-504. 1973.
- BOWMAN, S. A., VAIL, P. R. Interpreting the Stratigraphy of the Baltimore Canyon Section, Offshore New Jersey with PHIL, a Stratigraphic Simulator. In: HARBAUGH, J.; WATNEY, L.; RANKEY, G.; SLINGERLAND, R.; GOLDSTEIN, R.; FRANSEEN, E. (ed.) **Numerical Experiments in Stratigraphy**. Soc. Econ. Paleont. Miner. p. 117-149. (Spec. Publ., 62) .1999.
- BRUUN, P. Sea-level rise as a cause of shore erosion. **Waterways Harbors Division, ASCE**, v. 88, p. 117-130.1962.
- BURTON, R.; KENDALL, C. G. S. C.; LERCHE, I. Out of our depth: on the impossibility of fathoming eustasy from the stratigraphic record. **Earth Sci. Rev.**, v. 24, p. 237-277. 1987.
- CACCHIONE, D. A.; DRAKE, D. E. Shelf sediment transport: An overview with applications to the Northern California continental shelf. In: LEMEHAUTE, B.; HANES, D. M. (ed.) **Ocean Engineering Science**. New York: John Wiley and Sons. p. 729-773. (The Sea, 9). 1990.
- CANT, D. J. Simple equations of sedimentation: applications to sequence stratigraphy. **Basin Research**, v. 2, p. 73-81.1989.

CANT, D. J. Geometric modeling of facies migration: theoretical development of facies successions and local unconformities. **Basin Research**, v. 3, p. 51-62.1991.

CAREY, J. S.; SWIFT, D. J. P.; STECKLER, M.; REED, C. W.; NIEDORODA, A High resolution sequence stratigraphic modeling: effects of sedimentation processes. In: HARBAUGH, J.; WATNEY, L.; RANKEY, G.; SLINGERLAND, R.; GOLDSTEIN, R.; FRANSEEN, E. (ed.) **Numerical Experiments in Stratigraphy**. Soc. Econ. Paleont. Miner. p. 151-164. (Spec. Publ., 62) .1999.

CARVALHO, C. V. A.; LOPES, A. A. O.; FACCION, J. E.; MARTHA, L. F. Simulation of transport and deposition of siliciclastic sediments in platform, slope, and basin environments. Proceedings of 23rd GOCAD Meeting, Nancy, France, p. 13-28. 2003.

CROSS, T. A.; HARBAUGH, J. W. Quantitative Dynamic Stratigraphy: A Workshop, A Philosophy, A Methodology. In: CROSS, T. A. (ed.) **Quantitative Dynamic Stratigraphy**. Englewood Cliffs: Prentice Hall. p. 3-20. 1990.

DEL RE, G. **Models and analogies in science**. [online].<http://www.hyle.org/journal/issues/6/delre.htm>. (18/01/2002). 2000.

DRISCOLL, N. W.; KARNER, G. D. Three-dimensional quantitative modeling of clinoform development. **Mar. Geol.**, v. 154, p. 383-398. 1999.

EBERLI, G. P.; KENDALL, C. G. S. C.; MOORE, P.; WHITTLE, G L. Testing a seismic interpretation of Great Bahama Bank with a computer simulation. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, v. 78, p. 981-1004. 1994.

EMERY, D.; MYERS, K. J. (ed.) **Sequence Stratigraphy**. London: Blackwell. 297 p. 1996.

FLEMINGS, P. B.; JORDAN, T. E. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. **J. Geophys. Res.**, v. 94, p. 3851-3866. 1989.

FLEMINGS, P. B.; GROTZINGER, J. P. STRATA: Freeware for Solving Classic Stratigraphic Problems. **GSA Today**, v.6, p. 1 - 7. 1996.

FOLK, R. L. Petrology of Sedimentary Rocks. Austin: Hemphill. 182 p. 1974.

GLEICK, J. **Caos - A construção de uma nova Ciência**. 1^a ed. Lisboa: Gradiva. 420 p. 1989.

GRANJEON, D.; JOSEPH, P. Concepts and applications of a 3D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modeling. In: HARBAUGH, J.; WATNEY, L.; RANKEY, G.; SLINGERLAND, R.; GOLDSTEIN, R.; FRANSEEN, E (ed.) **Numerical Experiments in Stratigraphy**. Soc. Econ. Paleont. Miner. p. 151-164. (Spec. Publ., 62) .1999.

GRASS, A. J. Initial instability of fine bed sand. **J. Hydr. Div.**, Am. Soc. Civil Eng. Proc., v. 96, HY3, p. 619-631. 1970.

GRIFFITHS, C. M.; HADLER-JACOBSEN, F. Practical dynamic modelling of sequence stratigraphy. In: Steel, R. J. *et al.* (ed.) **Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin**. Amsterdam: Norwegian Petroleum Society. p. 31-49. (NPF Special Publication, 5). 1995.

HESSE, M. B. Models and analogies in science. In: The Encyclopedia of Philosophy. New York: MacMillan. p. 354-359.1972.

HARBAUGH, J. W.; BONHAM-CARTER, G. **Computer simulation in geology**. New York: Wiley-Interscience. 575 p.1970.

HERMANRUD, C Basin modeling techniques - an overview. In: DORÉ, A. G. (ed.) **Basin Modelling: Advances and Applications**. Amsterdam: Elsevier. p. 1-34. (Spec. Publ., 3). 1993.

JERVEY, M. T. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; POSAMENTIER, H. W.; VAN WAGONER, J.; ROSS, C. A.; KENDALL, C. G. S. C. (ed.) **Sea-level changes - an Integrated Approach** Soc. Econ. Paleont. Miner. p. 47-69. (Spec. Publ., 42) .1988.

JORDAN, T. E.; FLEMINGS, P. B. Large-scale stratigraphic architecture, eustatic variation and unsteady tectonism: a theoretical evaluation. **J. Geophys. Res.**, v. 96B, p. 6681-6699. 1991.

KAUFFMAN, P.; GROTZINGER, J. P.; MCCORMICK, D. S. Depth-dependent diffusion algorithm for simulation of sedimentation in shallow marine depositional systems. In: FRANSEEN, E. K.; WATNEY, W. L.; KENDALL, C. G. S. C.; ROSS, W. (ed.) **Sedimentary Modeling: Computer Simulations and Methods for Improved Parameter Definition**. Kansas Geol. Surv. Bull. p. 489-508. (Bull. 233). 1991.

KENDALL, C. G. S. C.; MOORE, P.; STROBEL, J.; CANNON, R.; PERLMUTTER, M.; BEZDEK, J.; BISWAS, G. Simulation of the sedimentary fill of basins. In: FRANSEEN, E. K.; WATNEY, W. L.; KENDALL, C. G. S. C.; W., R. (ed.) **Sedimentary Modeling: Computer Simulations and Methods for Improved Parameter Definition** Kansas Geol. Surv. p. 9-30. (Bull. 233) .1991.

KENTER, J. A. M. Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. **Sedimentology**. v.37, p. 777-794. 1990.

KENYON, P. M.; TURCOTTE, D. L. Morphology of a delta prograding by bulk sediment transport. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 96, p. 1457-1465. 1985.

LAWRENCE, D. T. Evaluation of eustasy, subsidence and sediment input as controls on depositional sequence geometries and the synchronicity of sequence boundaries. In: WEIMER, P.; POSAMENTIER, H. (ed.) **Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications**. Am. Assoc. Petr. Geol. (Memoir, 58). 1994.

LAWRENCE, D. T.; DOYLE, M.; AIGNER, T. Stratigraphic simulation of sedimentary basins: concepts and calibration. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, v. 74, p. 273-295. 1990

LEEDER, M. R. **Sedimentology and Sedimentary Basins: From Turbulence to Tectonics**. Oxford: Blackwell Science, 592 p.1999.

LESSENGER, M. A.; CROSS, T. A. An inverse stratigraphic simulation model - Is stratigraphic inversion possible? **Energy Exploration & Exploitation**, v. 14, p. 627-637. 1996.

MERRIAM, D. F.; DAVIS, J. C. (ed.) **Geologic Modeling and Simulation: Sedimentary Systems**. Kluwer Academic/ Plenum, 362 p. 2001.

MIDDLETON, G. V.; WILCOCK, P. R. **Mechanics in the Earth and Environmental Sciences**. Cambridge University Press. 459 p. 1994.

MITCHUM Jr. R. M.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In: PAYTON, C. E. (ed.) **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa: AAPG, p. 117-133. (Memoir 26). 1977.

NIEDORODA, A. W.; REED, C. W.; SWIFT, D. J. P.; ARATO, H.; HOYANAGI, K. Modeling shore-normal large-scale coastal evolution. **Marine Geology**, v. 126, p. 181-199. 1995.

NITTROUER, C. A.; WRIGHT, L. D. Transport of particles across continental shelves. **Rev. Geophys.**, v. 32, p. 85-113. 1994.

NUMMEDAL, D.; RILEY, G. W.; TEMPLET, P. L. High resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. In: POSAMENTIER, H. W.; SUMMERHAYES, C. P.; HAQ, B. U.; ALLEN, G. P. (ed.) **Sequence Stratigraphy and facies associations**. Int. Assoc. Sedimentol. p. 55-68. (Spec. Publ., 18) .1993.

O'GRADY, D. B.; SYVITSKI, P. M. Predicting profile geometry of continental slopes with multiprocess sedimentation model. In: MERRIAM, D. F.; DAVIS, J. C. (ed.) **Geologic Modeling and Simulation: Sedimentary Systems**. Kluwer Academic/ Plenum, p. 99-117. 2001.

PAOLA, C. Quantitative models of sedimentary basin filling. **Sedimentology**, v. 47, p. 121-178, (Supl. 1). 2000.

PIRMEZ, C.; PRATSON, L. F.; STECKLER, M. S. Clinoform development by advection-diffusion of suspended sediment: Modeling and comparison to natural systems. **Jour. Geophys Res.**, v. 103, p. 24141-24157. 1998.

PITMAN III, W. C. Relationship between eustacy and stratigraphic sequences on passive margins. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 89, p. 1389-1403. 1978.

- POPPER, K. R. **A Lógica da Pesquisa Científica**. 9^a ed. São Paulo: Cultrix. 567 p. 1993.
- POSAMENTIER, H. W.; ALLEN, G. P.; JAMES, D. P. High Resolution Sequence Stratigraphy – The East Coulee Delta, Alberta. **J. Sediment. Petrol.**, v. 62, p. 310-317. 1992.
- RESNICK, R.; HALLIDAY, D. **FÍSICA**. 2^a ed., Rio de Janeiro: Livros Técnicos Ed., 759 p. 1976.
- RIVENAES, J. C. Application of a dual-lithology, depth-dependent diffusion equation in stratigraphic simulation. **Basin Res.**, v. 4, p. 133-146. 1992.
- RIVENAES, J. C. Impact of sediment transport efficiency on large-scale sequence architecture: results from stratigraphic computer simulation. **Basin Res.**, v. 9, p. 91-105. 1997.
- ROSS, W. C.; WATTS, D. E.; MAY, J. A. Insights from stratigraphic modeling: Mud-limited versus sand-limited depositional systems. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, v. 79, p. 231-258. 1995.
- SANGREE, J. B.; WIDMIER, J. M. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 9: Seismic Interpretation of Clastic Depositional Facies. In: PAYTON, C. E. (ed.) **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa: AAPG, p. 165-184. (Memoir 26). 1977.
- SCHLAGER, W.; ADAMS, E. W. Model for the sigmoidal curvature of submarine slopes. **Geol.**, v. 29, p. 883-886. 2001.
- SCHROEDER, D. V. **An Introduction to Thermal Physics**. San Francisco: Addison-Wesley, 421 p. 2000.
- SHUSTER, M. W.; AIGNER, T. Two-dimensional synthetic seismic and log cross sections from stratigraphic forward models. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, v. 78, p. 409-431. 1994.
- SLOSS, L. L. Stratigraphic models in exploration. **J. Sediment. Petrol.**, v. 32, p. 415-422. 1962.
- STECKLER, M. S. High resolution sequence stratigraphic modeling: The interplay of sedimentation, erosion and subsidence. In: HARBAUGH, J. W.; WATNEY, L.; RANKEY, G.; SLINGERLAND, R.; GOLDSTEIN, R.; FRANSEEN, E. (ed.) **Numerical Experiments in Stratigraphy**. Soc. Econ. Paleont. Miner. p. 139-150. (Spec. Publ., 62) .1999.
- STECKLER, M. S.; MOUNTAIN, G. S.; MILLER, K. G.; CHRISTIE-BLICK, N. Reconstruction of Tertiary progradation and clinof orm development on the New Jersey passive margin by 2-D backstripping. **Mar. Geol.**, v. 154, p. 399-420. 1999.
- STROBEL, J.; CANNON, R.; KENDALL, C. G. S. C.; BISWAS, G.; BEZDEK, J. Interactive (SEDPACK) simulation of clastic and carbonate sediments in shelf to basin settings. **Computers & Geoscience**, v. 15, p. 1279-1290. 1989.

SYVITSKI, J. P. M. The Process-Response Model in Quantitative Dynamic Stratigraphy. In: Cross, T. A. (ed.) **Quantitative Dynamic Stratigraphy**. Englewood Cliffs: Prentice Hall. p 309-334. 1989.

SWIFT, D. J. P.; THORNE, J. A. Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. **Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.**, v. 14, p. 3-31. 1991.

TETZLAFF, D. M.; HARBAUGH, J. W. **Simulating Clastic Sedimentation**. New York: Van Nostrand Reinhold, 202 p. 1989.

TETZLAFF, D. M. Limits to predictive ability of dynamic models that simulate clastic sedimentation. In: CROSS, T. A. (ed.) **Quantitative Dynamic Stratigraphy**. Englewood Cliffs: Prentice Hall p. 55-65. 1990.

TETZLAFF, D. M. Scaling issues in sedimentary process models. In: Congresso Internacional de Geologia, 31., Rio de Janeiro, 2000. **Anais...** Rio de Janeiro: Soc. Bras. Geol., CD-ROM). 2000.

THORNE, J. A.; SWIFT, D. J. P. Sedimentation on continental margins, II: application of the regime concept. In: SWIFT, D. J. P.; OERTEL, G. F.; TILLMAN, R. W.; THORNE, J. A. (ed.) **Shelf Sand and Sandstone Bodies**. Oxford: Blackwell. p. 33-58. (Spec. Publ., 14) .1991.

WALTHAM, D. **Making stratigraphic models useful and more used: Abstracts of British Sedimentological Research Meeting at The Geological Society, Burlington House, London (11-12 September 2000)**. [on-line]. <http://www.brdg.esci.keele.ac.uk/modelconf/htmlcode/waltham.htm>. (15/01/2001) .2000.

WAPLES, D. W. Modeling of Sedimentary Basins and Petroleum systems. In: Magoon, L. B.; Dow, W. G. (ed.) **The petroleum system- from source to trap**. Am. Assoc. Petr. Geol. p. 307-322. (Memoir, 60) .1994.

WATNEY, W. L.; RANKEY, E. C.; HARBAUGH, J.W. perspectives on Stratigraphic Simulation Models: Current Approaches and Future Opportunities. In: HARBAUGH, J. W.; WATNEY, L.; RANKEY, G.; SLINGERLAND, R.; GOLDSTEIN, R.; FRANSEEN, E. (ed.) **Numerical Experiments in Stratigraphy**. Soc. Econ. Paleont. Miner. p. 3-21. (Spec. Publ., 62) .1999.