

COMPLEXIDADE EM SISTEMAS DEPOSICIONAIS

ANDRÉ OLIVEIRA SAWAKUCHI¹ & PAULO CÉSAR FONSECA GIANNINI²

Resumo Sistemas deposicionais envolvem a interação entre processos sedimentares que atuam em diversas escalas de tempo e espaço. Esta interação apresenta dinâmica complexa e gera produtos de grande variabilidade, os depósitos sedimentares, cujas partes elementares são as fácies deposicionais. A compreensão da distribuição das fácies deposicionais é de extrema importância, seja para a interpretação das condições reinantes durante a formação do depósito, seja para a exploração de bens minerais nele contido. Para tanto, é necessário entender a dinâmica dos sistemas deposicionais não apenas na escala de tempo dos processos passíveis de serem observados, mas em todas as escalas abrangidas pelo tempo de atividade do sistema. Modelos de fácies elaborados puramente a partir da observação de sistemas deposicionais modernos não contemplam este aspecto, de modo que são mais úteis para a classificação do que para o entendimento do funcionamento dos sistemas deposicionais. A interpretação do registro sedimentar em termos de modelos de fácies baseia-se no pressuposto de que as fácies sedimentares materializam seus processos geradores. No entanto, processos distintos podem gerar fácies semelhantes ou idênticas. Os processos de produção, erosão, transporte e deposição de sedimentos são irregulares e descontínuos no tempo. Isto confere caráter incompleto ao registro sedimentar. Deste modo, ambigüidade e descontinuidade são duas características inerentes aos modelos de fácies. Estes fatores devem ser levados em consideração ao descrever o registro sedimentar em termos de modelos de fácies. O entendimento da variabilidade do registro sedimentar e de seu significado só será possível mediante compreensão da dinâmica dos sistemas deposicionais, cujo estudo deve utilizar-se de abordagem mais preditiva e relacional, distinta da abordagem analógica e descritiva comumente adotada nos modelos de fácies.

Palavras-chave: sistemas deposicionais, modelos de fácies, descontinuidade e variabilidade do registro sedimentar.

Abstract *COMPLEXITY IN DEPOSITIONAL SYSTEMS.* Depositional systems comprise sedimentary processes acting in different space and time scales. These systems show complex dynamics and generate products of high variability, the sedimentary deposits, whose elementary blocks are the depositional facies. The understanding of facies distribution within sedimentary deposits is of great importance to historical geology and to mineral exploration or petroleum production. Thus, it is necessary to understand depositional systems dynamics not only in the time scale of processes that can be directly observed, but in all time scales comprised by depositional systems lifetime. Facies models formulated through observation of modern depositional systems do not consider the scale aspect. Thus, they are more adequate to classification purposes than to the understanding of depositional systems dynamics. The use of facies models to interpret the sedimentary record is based on the assumption that sedimentary facies materialize sedimentary process. However, distinct processes can produce the same facies. Furthermore, the production, erosion, transport and deposition of sediments are irregular and discontinuous along time, giving incomplete character to the sedimentary record. Therefore, ambiguity and discontinuity must be considered when the sedimentary record is described by facies models. The understanding of the variability of sedimentary deposits will be possible through the knowledge of depositional systems dynamics that should be studied in a more predictive and relational way, distinct of the analogical and descriptive way commonly adopted in facies models explanations.

Keywords: depositional systems, facies models, discontinuity and variability of the sedimentary record.

INTRODUÇÃO O preenchimento de bacias sedimentares envolve a interação entre processos de diferentes taxas e atuantes em diversas escalas. Estes processos podem ser variáveis e descontínuos no espaço e no tempo. Os depósitos sedimentares apresentam heterogeneidades desde microscópicas até megascópicas, as quais resultam da variabilidade temporal e espacial dos processos que controlam desde a geração, transporte e deposição de sedimentos, nas escalas de grão e de fácies, até o preenchimento de bacias sedimentares, na escala da arquitetura deposicional.

A maneira como as propriedades sedimentológicas (mineralogia, textura¹, petrografia², estruturas³ e geometria externa) de um depósito sedimentar relacionam-se entre si constitui um dos problemas fundamentais da geologia sedimentar. Em escala mesoscópica (decimétrica a métrica), os produtos formados por processos sedimentares podem ser classificados em termos de fácies. Desta forma, os depósitos sedimentares constituem agrupamentos de fácies geneticamente relacionadas, os sistemas deposicionais. Assim, a dinâmica de um sistema deposicional, e conseqüentemente sua heterogeneidade faciológica, é expressa pela variação temporal e espacial dos processos sedimentares responsáveis pelo seu funcionamento. Considerando-se esta

relação processo-produto, o estudo da dinâmica (processos) de sistemas deposicionais possibilita compreender a maneira como as propriedades sedimentológicas de um depósito sedimentar (produtos) relacionam-se entre si.

A compreensão da relação entre a variabilidade temporal e espacial dos processos sedimentares e as propriedades sedimentológicas dos depósitos gerados por estes processos é de grande importância para o entendimento da história da Terra. Tal relação também apresenta importância econômica, por exemplo, para a modelagem de reservatórios de hidrocarbonetos, cujo problema fundamental é a caracterização das heterogeneidades petrofísicas, as quais dependem da variabilidade das propriedades sedimentológicas. Segundo Tyler & Finley (1991), extraem-se, em média, apenas 34% do total de óleo contido nos reservatórios descobertos nos EUA. Esta parcela varia de acordo com a complexidade do reservatório, que é definida pelo sistema deposicional que o constitui. Parcela significativa do óleo descoberto apresenta-se economicamente ou tecnologicamente não recuperável. Isto deve-se, em parte, à dificuldade em caracterizar adequadamente o efeito das variações das propriedades petrofísicas dos reservatórios sobre o fluxo de óleo. Esta dificuldade é expressa pela incapacidade em prever satisfatoriamente

1,2 - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, Cidade Universitária, 05508-900, São Paulo, SP. Fax:11-3091-4207. E-mail: andreos@usp.br, psgianni@usp.br.

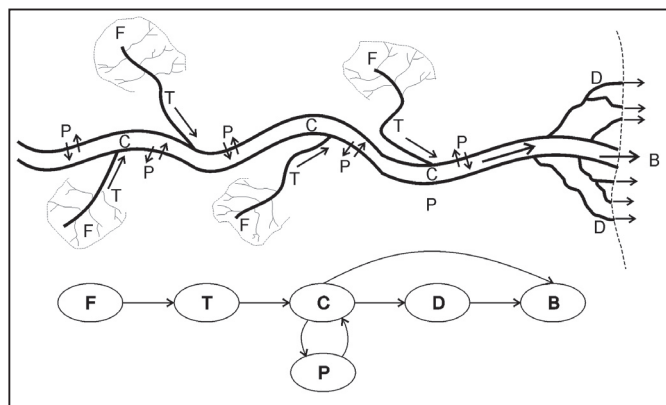


Figura 1 – Modelo conceitual de sistema deposicional fluvial. F = área fonte, T = canal tributário, C = canal principal, P = planície de inundação, D = canal distributário e B = foz (planície aluvial, lago ou mar). As setas indicam o sentido do fluxo de sedimentos entre as partes do sistema.



Figura 2 – Exemplo de sistema fluvial quaternário. Área fonte (F), canais tributários (T), planície de inundação (P) e canal principal (C) da bacia de drenagem do rio Jáchal (San Jose de Jáchal, Argentina). Foto de Sérgio Willians de Oliveira Rodrigues (2004).

as heterogeneidades do reservatório nas diversas escalas, que pode ser atribuída, pelo menos em parte, à abordagem com ênfase descritiva comumente adotada no estudo de depósitos sedimentares. Este tipo de abordagem desfavorece a elaboração de modelos processo-produto com capacidade de predição.

FÁCIES SEDIMENTARES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS A introdução do termo “fácies” na geologia é atribuída a Gressly (1838 *apud* Anderton, 1985). A partir de meados do século XX, o termo fácies passou a ser utilizado de forma mais freqüente e adquiriu sentidos diversos na geologia. Na geologia sedimentar, este termo é utilizado para descrever volume de rocha ou sedimentos caracterizado por conjunto de propriedades, tais como granulação, geometria e estruturas, que o torna distintivo. Até a década de 1950, o termo fácies era utilizado em sentido quase puramente descritivo, para referir-se a variações laterais em unidades litoestratigráficas. A partir do final da década de 1950, o avanço e a popularização dos estudos sobre ambientes de sedimentação modernos permitiram associar processos sedimentares a seus respectivos produtos. Assim, o termo fácies adquiriu um significado interpretativo em termos de processos deposicionais (Anderton, 1985).

O conceito de *sistemas deposicionais* ganhou popularidade na geologia sedimentar a partir do trabalho de Fisher & McGowen (1969). Para analisar o contexto deposicional de ocorrências de petróleo, estes autores dividiram os depósitos sedimentares do Grupo Wilcox (Terciário do Texas, EUA) em sistemas deposicionais, os quais foram denominados de acordo com ambientes fisiográficos de sedimentação modernos (sistemas planície costeira, lagunar, plataformar etc). Sistemas deposicionais contemporâneos de uma mesma bacia sedimentar comunicam-se entre si através das entradas e saídas de sedimentos de cada sistema. Além disto, cada sistema deposicional compreende um conjunto de partes que interagem entre si. Estas interações ocorrem por meio de processos sedimentares (produção, transporte, deposição e erosão de sedimentos), os quais regem a dinâmica destes sistemas. As fácies sedimentares são produtos desta dinâmica. Na abordagem por sistemas deposicionais, destaca-se a relação genética entre as partes do sistema e entre sistemas vizinhos. Isto a torna mais explicativa e distinta de abordagem puramente descritiva, tal como a litoestratigrafia.

Os sistemas deposicionais passaram a ser representados por modelos de fácies, os quais serviriam de norma para a análise de depósitos sedimentares antigos (Walker & James, 1992). No

entanto, a concepção excessivamente descritiva destes modelos, com ênfase na escala de arquitetura deposicional e seu suposto caráter de norma fizeram com que servissem mais como esquemas classificatórios do que como base para a compreensão do funcionamento destes sistemas. Este tipo de enfoque não prioriza o funcionamento dos sistemas e o entendimento da geração de seus produtos. Isto dificulta a compreensão da variabilidade dos produtos nas diversas escalas e a formulação de modelos gerais com capacidade de predição.

Relações processo-produto podem ser bem estabelecidas na escala de processos básicos de transporte e deposição, tais como queda e fluxo de grãos ou migração de formas de leito. Diversos trabalhos demonstram esta relação na escala de formas de leito (laminacão e estratificação) para diferentes modos de transporte e deposição (Bagnold, 1941; Sundborg, 1956; Rubin & McCulloch, 1980; Wasson & Hyde, 1983; Anderson & Bunas, 1993; Makse *et al.*, 1997). A dinâmica de sistemas deposicionais envolve essencialmente a sucessão no tempo e espaço destes processos básicos, os quais apesar de serem individualmente bem compreendidos, não permitem a descrição precisa do depósito como um todo. A elaboração de modelos de sistemas deposicionais em termos de processos básicos (ou dos seus respectivos produtos) requer o conhecimento da variabilidade no tempo e no espaço destes processos, assim como também dos processos de erosão que provocam a destruição de depósitos previamente formados. Portanto, o problema em questão também pode ser visto pela perspectiva da escala. Neste caso, o desafio para elaboração de modelos processo-produto consistiria na compreensão da variabilidade dos processos básicos nas escalas de tempo e espaço de desenvolvimento de sistemas deposicionais.

Todo sistema deposicional pode ser descrito em termos dos fluxos de entrada e saída de sedimentos do sistema e das partes que constituem o sistema (fácies). O sistema fluvial, por exemplo, pode ser representado pelo fluxo de sedimentos da área fonte para os canais tributários, destes para o canal principal, dos canais para as áreas de planície de inundação e vice-versa e do canal principal ou de canais distributários para uma planície aluvial, lago ou mar (figuras 1 e 2).

A dinâmica do sistema fluvial é controlada pelos processos responsáveis pelo fluxo de sedimentos entre as partes do sistema. A probabilidade de certo volume de sedimentos permanecer em determinada parte do sistema e ser incorporado ao registro

sedimentar é variável. A preservabilidade dos sedimentos da planície de inundação, por exemplo, depende da frequência de cheias, as quais possibilitam o transporte de sedimentos a partir do canal, e da migração lateral do canal, que pode erodir os sedimentos da planície de inundação. Este exemplo ilustra que apesar dos sistemas fluviais apresentarem sempre os mesmos elementos, a distribuição espacial e a proporção entre os produtos (fácies) gerados pela sua dinâmica podem ser extremamente variados.

MODELOS DE FÁCIES E O PAPEL DA OBSERVAÇÃO

Segundo Rosemblyeth & Weiner (1945), *“Nenhuma parte substancial do Universo é tão simples que possa ser compreendida e controlada sem abstração. A abstração consiste em substituir a parte do Universo em estudo por um modelo semelhante, porém de estrutura mais simples. Os modelos constituem, portanto, uma necessidade primordial de qualquer procedimento científico.”* Os modelos permitem a manipulação experimental de sistemas reais, de modo que possibilitam avaliar a maneira como a alteração de certos aspectos influencia o comportamento do sistema. Um modelo deve reunir duas qualidades conflitantes: realismo e simplicidade. O realismo confere precisão à abstração do sistema real enquanto a simplicidade permite sua manipulação experimental.

Modelos de fácies propostos para descrever sistemas deposicionais, tais como os apresentados por Walker & James (1992), são baseados em observações de sistemas deposicionais modernos. Muitas vezes, estes modelos são vistos como norma. Segundo Anderton (1985), modelos de fácies serviriam como norma apenas sob o ponto de vista de um universo determinista, onde a variabilidade não afetaria as características de sistemas do mesmo tipo, os quais também não poderiam sofrer mudanças ao longo do tempo. Porém, se for considerado que os processos atuantes em sistemas deposicionais são governados por fenômenos probabilísticos, sistemas do mesmo tipo admitem múltiplas possibilidades e distinguir-se-iam entre si no que diz respeito à distribuição de suas fácies. Assim, tais modelos apoiam-se em princípio contestável e não são capazes de explicar de modo satisfatório a variabilidade faciológica dos depósitos sedimentares (Anderton, 1985).

Problemas associados a sistemas geológicos em geral (incluindo os sistemas deposicionais) frequentemente admitem múltiplas explicações, as quais são muito mais históricas e descritivas (sucessão de fatos) do que dedutivas. O modo como estes modelos são elaborados leva a rever o papel da observação na ciência. Na abordagem histórico-descritiva, as explicações (modelos) são formuladas com base em lógica comparativa e em geral são expressas em termos de sistema de referência, cujo funcionamento não precisa ser necessariamente compreendido para fornecer tais explicações. Para tanto, deve ser assumida *a priori* a existência de sistemas equivalentes. A equivalência passa a ser um problema fundamental sobre o qual se apoiam tais modelos de fácies. A lógica comparativa tem alcance limitado, pois é restrita ao que se observa. Assim, esta equivalência fica restrita aos elementos observados, que nem sempre compreendem todos os elementos existentes. Além disto, tais explicações são pouco preditivas, ou seja, não favorecem a inferência de possibilidades não observadas (a serem testadas). Soma-se a isto o fato deste método utilizar-se de lógica indutiva, pois proposições gerais são formuladas a partir de enunciados singulares, baseados nas observações realizadas. As observações devem alimentar problemas, cujas explicações devem ser baseadas em proposições universais. Estas, por sua vez, devem apresentar caráter preditivo para orientar novas observações, que servirão de teste de consistência do modelo elaborado. Esta lógica implica caráter infinito para a ciência, pois um modelo negado por nova

observação deve ser substituído por outro mais geral (Popper, 1934). Relações de causa e efeito inferidas por observações não apresentam justificativa lógica, pois nunca é possível observar ou estar ciente de que foram observados todos os casos existentes. Relações de causa e efeito são comumente utilizadas na interpretação de estruturas sedimentares ou fácies deposicionais, de modo que podem ser evocadas diversas associações entre processos e produtos sedimentares que posteriormente mostraram-se errôneas no sentido de não constituírem relações unívocas. Podem ser citadas como exemplo a associação entre estruturas heterolíticas e transporte e deposição por maré ou a associação entre tamanho de série de estratificações cruzadas e dunas eólicas. Esta é mais uma questão que limita a proposição de enunciados diretamente baseados em observações e que deve ser considerada para os modelos de fácies elaborados a partir da observação de sistemas deposicionais modernos.

CONVERGÊNCIA, DIVERGÊNCIA E CLASSIFICAÇÃO DE SISTEMAS DEPOSICIONAIS

Problemas cujas explicações permitem múltiplas hipóteses, excludentes ou não entre si, são comuns na geologia. É comum ouvir que não há consenso sobre a idade de uma unidade estratigráfica, sobre a paleogeografia ou sobre os sistemas deposicionais de dada bacia, sobre a origem de certa forma circular de relevo, sobre os fatores que provocaram a extinção de um conjunto de espécies etc. A geologia está repleta de exemplos deste tipo, ou seja, situações que admitem diversas explicações. Esta multiplicidade de explicações pode ser atribuída à atuação de processos convergentes. Ou seja, processos distintos que produzem resultados semelhantes. Por outro lado, também é comum deparar-se com situação inversa. Isto quer dizer, encontrar produtos com aspectos distintos produzidos por processos semelhantes. Por exemplo: a queda do nível de base pode aumentar a erosão nas partes mais próximas à borda de uma bacia e a deposição nas partes mais distantes. O degelo após um período glacial faz com que haja elevação do nível relativo do mar em algumas zonas e rebaixamento em outras, devido à glacioisostasia. Neste caso, um mesmo processo apresenta efeitos diversos.

Convergência e divergência constituem apenas parte das controvérsias que devem ser levadas em consideração ao estudar-se sistemas geológicos. Schumm (1991) apresenta os problemas de abordagem fundamentais que afetam diretamente a lógica comparativa frequentemente adotada como base das explicações a questões relacionadas a sistemas geológicos. Dentre estes problemas, destacam-se os seguintes:

a) Problemas de escala: envolvem variações que ocorrem em função da escala e da posição de observação. Comportamentos distintos podem estar associados a observações tomadas em escalas distintas de tempo e espaço ou a particularidades do local onde foram realizadas. O tamanho e o intervalo de tempo determinam a sensibilidade do sistema a mudanças. A velocidade de resposta de um sistema a uma perturbação dependerá do tamanho do primeiro e da intensidade da última. Desta forma, o tamanho do sistema em relação à intensidade e duração da perturbação controla sua sensibilidade à mudança (inércia). Assim, sistemas de tamanho elevado serão pouco sensíveis a mudanças de intensidade pequena e de curta duração. Isto afeta diretamente o uso de modelos baseados em observações de sistemas naturais modernos para interpretar sistemas antigos que formam o registro geológico. O estado atual de dado sistema pode ser em grande parte resultado de uma série de perturbações passadas, as quais não ocorrem atualmente. Portanto, o estado atual de um sistema seria, em parte, devido a acontecimentos passados (herança) e, em parte, devido aos processos atuais. A parcela de explicação que cabe à herança e a parcela que cabe aos processos atuais dependem do tamanho do sistema, pois sistemas menores

seriam mais susceptíveis a mudanças e, portanto, mais influenciados por processos de menor intensidade e maior frequência de ocorrência. A idade do sistema também influenciaria estas parcelas, pois sistemas mais antigos foram expostos a maior variedade de processos, principalmente processos de baixa frequência de ocorrência e alta intensidade. Assim, “quanto maior o intervalo de tempo e a área, menos exatas serão as previsões e interpretações baseadas nas condições presentes” (Schumm, 1991), e menor será a validade do atualismo.

b) Problemas de causa e efeito: dizem respeito a variações que ocorrem devido à relação entre perturbações a um sistema e seus efeitos. Esta relação pode apresentar: b1. divergência: perturbações podem gerar processos semelhantes que produzem efeitos distintos. Assim, a variabilidade dos processos é menor que a dos efeitos. b2. convergência: processos distintos podem ter efeitos semelhantes. Neste caso, a variabilidade dos processos é maior que a dos seus efeitos. b3. Eficiência: refere-se à relação entre a intensidade da perturbação e a intensidade da resposta a esta perturbação.

Todos os problemas formulados por Schumm (1991) estão relacionados à variabilidade dos processos ou produtos gerados por um sistema. Sob este ponto de vista, sistemas deposicionais do mesmo tipo poderiam gerar depósitos sedimentares com características diversas. Paradoxalmente, poderia se pensar por exemplo que, sob alguns aspectos, certos depósitos sedimentares eólicos poderiam ser mais parecidos com certos depósitos fluviais do que com outros depósitos eólicos. Neste caso, a classificação dos sistemas deposicionais baseada em critério fisiográfico não seria muito funcional para se atingir certos objetivos. Esta classificação pouco auxilia, por exemplo, na resolução de problemas relacionados à cronologia de depósitos sedimentares ou à distribuição espacial de fácies sedimentares. Assim, coloca-se a seguinte questão: *haveria critério de classificação que permitisse explicar com maior precisão a constituição temporal e espacial de depósitos sedimentares?*

Classificações são baseadas em semelhanças. Atualmente, os sistemas deposicionais são classificados a partir de semelhanças descritivas de suas partes (fácies). Ou seja, um sistema é do tipo A se for composto pelas fácies X, Y e Z, do tipo B se for composto pelas fácies M, N, e X etc. Uma mesma fácies pode ocorrer em mais de um sistema deposicional, de modo que um sistema se distingue do outro através do conjunto de fácies. Assim, levanta-se a questão: *um mesmo conjunto de fácies poderia representar dinâmicas distintas?* Para expressar de forma mais clara esta questão, considere-se o seguinte exemplo. Duas cidades de tamanhos distintos são compostas pelos mesmos elementos: veículos, edifícios, casas e pessoas. Se utilizarmos como critério de classificação o conjunto de elementos, ambas cidades seriam equivalentes e corresponderiam ao mesmo tipo de sistema. Porém, se for considerada a distribuição espacial e a proporção entre elementos, as duas cidades podem ser extremamente diferentes entre si, principalmente no que diz respeito à sua dinâmica.

Se a variabilidade faciológica de um depósito sedimentar depende da dinâmica do respectivo sistema deposicional, porque não classificar os sistemas deposicionais com base na dinâmica de funcionamento? Talvez assim a variabilidade faciológica poderia ser melhor descrita e prevista. Porém, tal classificação só seria possível através do conhecimento da relação entre a dinâmica dos sistemas e seus respectivos depósitos.

DESCONTINUIDADE DO REGISTRO SEDIMENTAR
Segundo Ager (1993), o registro estratigráfico é incompleto, com estratos e fósseis de ampla distribuição, porém separados por hiatos deposicionais cuja duração supera o intervalo de tempo representado nos estratos preservados. Esta proposição baseia-se em observações, realizadas em escala global, de fósseis e unidades

estratigráficas e levou o autor citado a propor a famosa analogia entre a história da Terra e a vida de um soldado: “...the history of any part of the earth, like the life of a soldier, consists of long periods of boredom and short periods of terror” (Ager, 1993, pg.141). Portanto, o registro sedimentar seria descontínuo.

Sadler (1981) observou que taxas de sedimentação aumentam com a diminuição do intervalo de tempo utilizado para calculá-las (Figura 3). Esta constatação deriva da análise de dados compilados de trabalhos realizados em diversos depósitos sedimentares com idades distintas. Segundo este autor, a relação inversamente proporcional entre taxas de acumulação e intervalo de tempo resulta da irregularidade dos processos sedimentares. Assim, quanto maior o intervalo de tempo envolvido na evolução de um depósito sedimentar, maior a frequência de ocorrência de descontinuidades (intervalos de não deposição ou erosão), que implica menor quantidade de processos representados por depósitos.

Os dados compilados por Sadler (1981) e apresentados na Figura 3 indicam que taxa de sedimentação e intervalo de tempo apresentam correlação linear negativa em escala logarítmica. Sendo S a taxa de sedimentação e t o intervalo de tempo, temos que (Equação 1):

$$\log S(t) = -m \log t \quad (1)$$

O parâmetro m corresponde ao coeficiente angular da reta ajustada ao gráfico de $S(t)$ em escala bilogarítmica. A correlação linear em escala logarítmica indica que a taxa de sedimentação pode ser descrita por uma função de potência do intervalo de tempo. Assim, temos que (Equação 2):

$$S(t) = t^{-m} \quad (2)$$

Ivanov (1996) estimou o coeficiente angular (m) da reta ajustada ao gráfico da Figura 3. O valor de m obtido por Ivanov (1996) foi 0,85. Assim, a taxa de sedimentação S (m/1000 anos) em função do intervalo de tempo t (anos) pode ser expressa pela seguinte equação (Equação 3):

$$S(t) = t^{-0,85} \quad 10^{-5} < t < 10^5 \quad (3)$$

A maior variação da taxa de sedimentação (S) ocorre para intervalos de tempo menores que 10.000 anos (Figura 4).

Segundo Sadler (1981) e Sadler & Strauss (1990), o “grau de completude” (*stratigraphic completeness*) de uma seção estratigráfica, em escala de tempo t , corresponde à fração dos intervalos de tamanho t que deixam registro sedimentar. Em uma seção completa, todos os intervalos de tempo de tamanho t deixaram registro sedimentar. Assim, uma seção completa não é necessariamente uma seção desprovida de hiatos. É apenas uma seção cujos hiatos não apresentam duração maior que t . O grau de completude equivale a uma proporção e pode assumir valores entre 0 e 1. Isto permite interpretá-lo em termos probabilísticos como sendo a probabilidade de preservação de certo volume de sedimentos depositados durante um intervalo de tempo t . De acordo com Sadler & Strauss (1990), o grau de completude de uma seção estratigráfica é controlado por três fatores principais: i) magnitude da taxa de sedimentação, ii) variabilidade da taxa de sedimentação e iii) idade. Quanto maior a taxa de sedimentação, maior a probabilidade dos sedimentos depositados resistirem a eventos erosivos. A idade também influencia a probabilidade de preservação de sedimentos previamente depositados, porém em escala de tempo maior. Sedimentos mais distantes do topo da seção (maior idade) seriam menos susceptíveis à erosão e portanto apresentariam maior probabilidade de preservação. A variabilidade da taxa de sedimentação influenciará a variação da

taxa de sedimentação e da idade dos sedimentos de uma seção. Além destes fatores, também deve ser considerada a influência da subsidência sobre a preservação do registro sedimentar. Os fatores mencionados por Sadler & Strauss (1990) terão maior importância caso exista espaço de acomodação suficiente para armazenar todo sedimento transportado para a bacia. Assim, a importância destes fatores para a preservação do registro estratigráfico seria favorecida pela elevação da taxa de subsidência.

O grau de completeza (C) pode ser expresso (Equação 4) pela razão entre a taxa de sedimentação mínima (S), calculada a partir do intervalo de tempo envolvido na formação de toda sucessão sedimentar em questão, e a taxa de sedimentação média para um determinado intervalo de tempo (S^*).

$$C = \frac{S}{S^*} = \left(\frac{t}{t^*} \right)^{-m} \quad (4)$$

Na Equação 4, t é o intervalo de tempo envolvido na formação de todo o depósito sedimentar, t^* é o intervalo de tempo envolvido na formação de determinada parcela do depósito e m é o expoente da função $S(t)$. O valor de m varia conforme o sistema deposicional. O “grau de completeza esperado” de determinada unidade sedimentar pode ser calculado conhecendo-se o intervalo de tempo envolvido na sua geração (t) e utilizando-se a Equação 4. O valor de m de alguns tipos de depósitos sedimentares (fluviais, platformais terrígenos, platformais carbonáticos, lacustres e abissais carbonáticos) pode ser obtido em Sadler (1981). Por exemplo, considere-se uma unidade de calcários platformais com 300 m de espessura, cujas idades do topo e da base são respectivamente 250 e 280 Ma. Assim, o va-

lor de t é 30 Ma. O valor de m para este tipo de depósito é 0,35 (Sadler, 1981). O “grau de completeza esperado” para intervalos de tempo de 10 Ma (t^*) é (Equação 5):

$$C = \left(\frac{30}{10} \right)^{-0,35} = 0,68 \quad (5)$$

Este resultado indica que 68% dos intervalos de tempo de 10 Ma são materializados por sedimentos e que 32% são materializados por descontinuidades erosivas ou não deposicionais. Se forem considerados intervalos de 1 Ma, o grau de completeza será aproximadamente 0,30, ou seja, apenas 30% destes intervalos de tempo serão representados por sedimentos. O gráfico de $C(t^*)$ para o exemplo apresentado pode ser visto na Figura 5.

Ainda em relação ao exemplo apresentado, considere-se a seguinte questão: “Qual seria a idade do horizonte situado 100 m abaixo do topo da seção?”. Se for considerada taxa de sedimentação uniforme e contínua (0,1 Ma/m), a idade deste horizonte seria 260 Ma. Porém, levando-se em consideração que cerca de 1/3 do intervalo de tempo de 10 Ma não apresenta registro sedimentar, ter-se-iam estimativas bastante diversas. Este intervalo de tempo não registrado pode estar distribuído por toda seção ou, nos casos extremos, concentrar-se na base ou no topo da seção. Se o intervalo não registrado situar-se no topo, o horizonte de 100 m teria idade de 266,4 Ma, e caso se situasse na base, idade de 256,8 Ma (Figura 6). Este exemplo ilustra a incerteza em definir-se a cronologia de eventos interpretados a partir do registro sedimentar. Tal fato é de suma importância para a geologia histórica, para a interpolação de idades e para a correlação estratigráfica baseada em descontinuidades físicas.

Korvin (1992) denominou de “paradoxo da taxa de sedimentação” a discrepância observada entre taxas de sedimentação calculadas para intervalos de tempo diferentes de um mesmo depósito. Isto demonstra a irregularidade da construção do registro sedimentar (Ivanov, 1996) e contraria o conceito de sedimentação contínua. O paradoxo da taxa de sedimentação leva à reconsideração do uso potencial dos modelos de fácies, confeccionados com base em analogias com sistemas deposicionais modernos, para prever a distribuição de fácies em depósitos sedimentares antigos. Diversos modelos de fácies são elaborados a partir de sistemas deposicionais recentes (com duração de dezenas a poucas centenas de milhares de anos), sendo freqüente o uso destes modelos para descrever e interpretar depósitos cujo intervalo de tempo de formação alcança dezenas de milhões de anos. Apesar das fácies sedimentares, que constituem o registro estratigráfico, serem reconhecidas em sistemas deposicionais recentes, a observação da dinâmica destes sistemas em curto período de tempo não permite compreender as sucessões de fácies que formam o registro estratigráfico. Portanto, os estudos baseados em analogias com ambientes de sedimentação modernos são sustentados por uma suposta equivalência entre depósitos gerados em intervalos de tempo substancialmente distintos. As conclusões de Sadler (1981) contrapõem-se a esta suposta equivalência, pois quanto maior o intervalo de tempo envolvido na geração do depósito, maior o número de descontinuidades, menor o número de partes geneticamente relacionadas e maior a disparidade com cenários de sedimentação modernos, os quais compreendem intervalo de tempo relativamente curto. Portanto, estudos baseados em modelos análogos, tais como os modelos de fácies usuais (Walker & James, 1992), apresentam limitações para o entendimento da gênese do registro estratigráfico.

O paradoxo da taxa de sedimentação apresenta também implicações importantes quanto à sensibilidade da sedimentação em registrar separadamente eventos sucessivos no tempo ou condições de freqüência de ocorrência variável e que não inter-

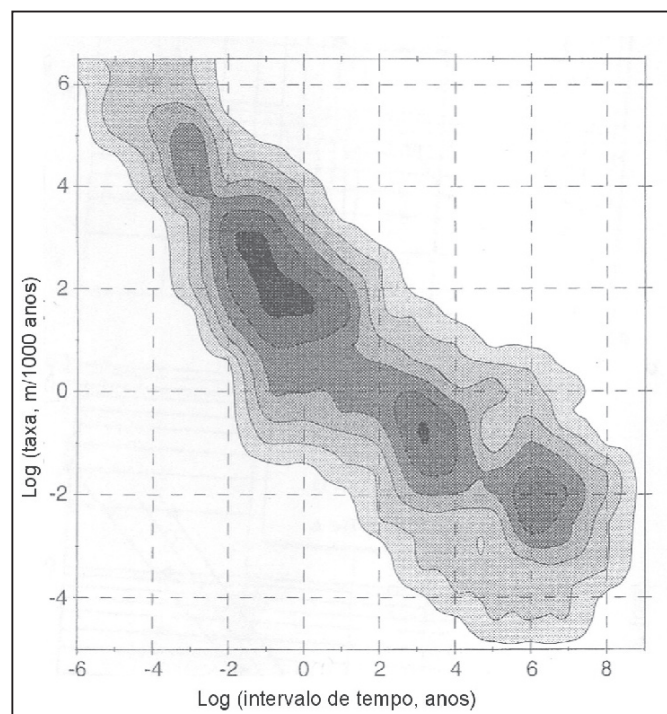


Figura 3— Variação das taxas de acumulação de sedimentos em função do intervalo de tempo. As isolinhas definem a densidade de dados (número de dados = 25.000). A separação entre zonas de máxima densidade resulta das quatro técnicas de estimativa utilizadas: medidas contínuas, observações históricas, datações radiocarbono e datações por bioestratigrafia. Adaptado de Sadler (1981 apud Ivanov, 1996).

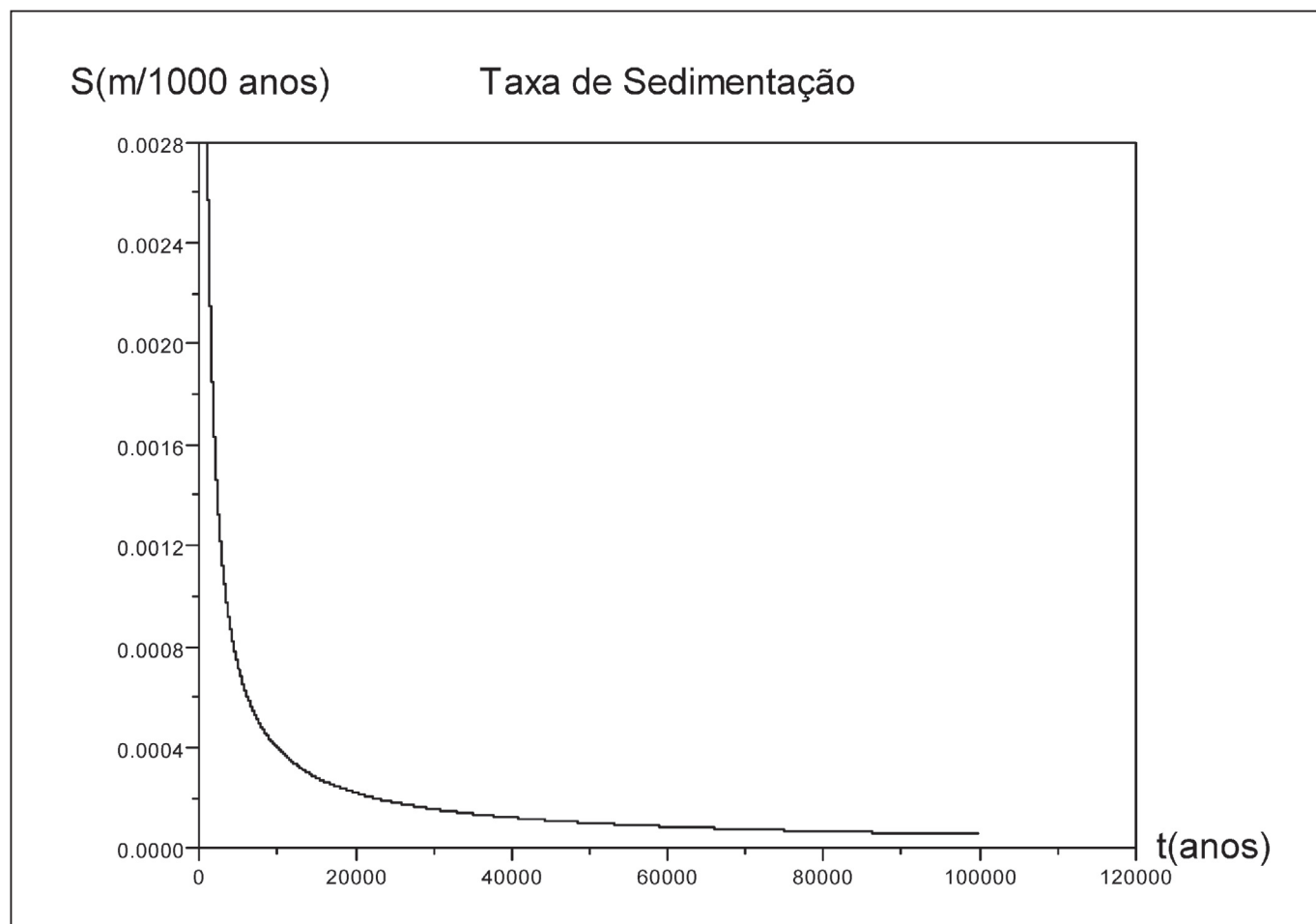


Figura 4 – Variação da taxa de sedimentação S (m/1000 anos) em função do intervalo de tempo t (anos). Gráfico da função $S(t) = t^{-0,85}$

ferem de modo significativo na taxa de sedimentação, como, por exemplo, mudanças associadas à evolução biológica expressas pela incorporação de fósseis ao registro estratigráfico. Sob taxas de sedimentação elevadas, os produtos de diferentes processos sucessivos de curta duração ocupariam posições diferentes na coluna estratigráfica. Já sob taxas de sedimentação reduzidas, estes processos sucessivos de curta duração poderiam ocorrer num mesmo horizonte estratigráfico, o que impossibilitaria o reconhecimento de sua sucessão no tempo. Esta questão define a leitura do registro estratigráfico.

Sadler (1981) também observou correspondência entre taxas de movimentação tectônica vertical (soerguimento e subsidência) e intervalo de tempo. Assim como as taxas de sedimentação, as taxas de movimentação tectônica vertical também aumentam com a diminuição do intervalo de tempo. Há uma relação de proporcionalidade entre taxas de acumulação de sedimentos e de movimentação tectônica vertical para intervalos de tempo superiores a 1000 anos (Sadler, 1981). Esta relação deve ser levada em consideração na correlação de depósitos gerados em regimes tectônicos diferentes baseada em descontinuidades físicas. Quanto maior forem as taxas de movimentação vertical em uma bacia, maior serão as taxas de acumulação de sedimentos e menor será a frequência de ocorrência de descontinuidades. Logo, depósitos gerados em regimes tectônicos diferentes apresentarão frequências distintas de descontinuidades.

VARIABILIDADE DE PROCESSOS SEDIMENTARES
Eventos de grande magnitude e baixa frequência de ocorrência

são denominados “catastróficos”. Clifton (1988) utiliza a designação “convulsivo” para referir-se a eventos de energia extraordinariamente elevada e abrangência regional. No entanto, quando se trata de observações diretas de curto período de tempo, eventos catastróficos do ponto de vista humano podem não ser catastróficos do ponto de vista geológico. Wolman & Miller (1960) e Hsü (1983; 1989) estudaram a importância dos eventos de alta intensidade na dinâmica de sistemas geológicos.

Os processos que atuam na superfície terrestre dependem da interação entre uma força constante (gravidade) e forças altamente variáveis, tais como as derivadas da dinâmica atmosférica. Para que estes processos operem, é necessário que um esforço crítico (τ_c) seja ultrapassado (Wolman & Miller, 1960). No caso do transporte de sedimentos, o valor deste esforço crítico depende do diâmetro dos grãos e da força que os mantém coesos e o esforço responsável pelo movimento dos grãos (τ) pode ser representado por correntes geradas por ondas, ventos, rios etc. O transporte só será efetivado se a força τ superar a força crítica τ_c . Neste caso, a quantidade de material transportado (q) relaciona-se com a diferença entre τ e τ_c , conforme a Equação 6 (Wolman & Miller, 1960).

$$q = k(\tau - \tau_c)^n \quad (6)$$

onde k é uma constante relacionada às características do material transportado e n é um número positivo. O fluxo de material transportado q é uma função de potência da diferença entre

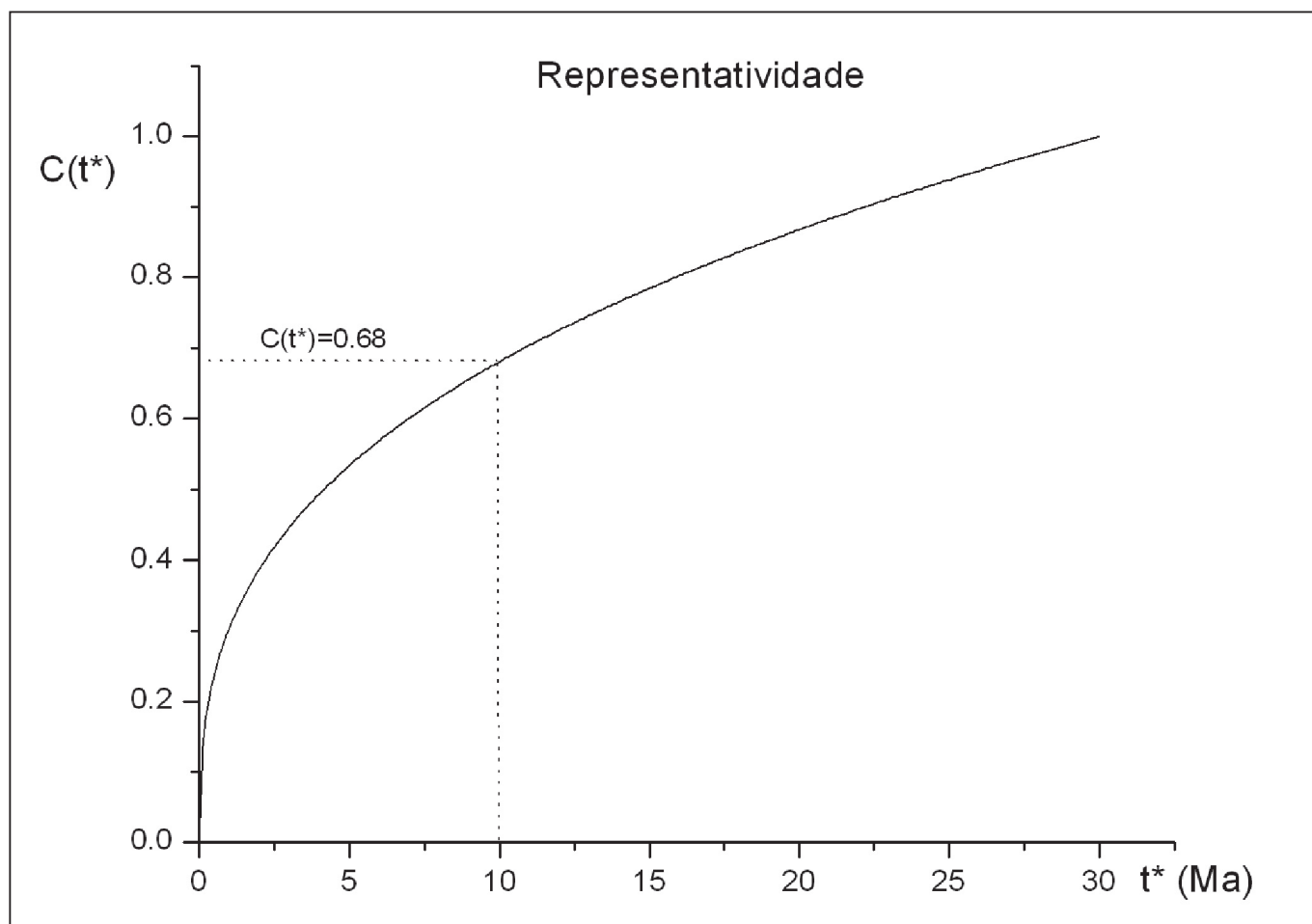


Figura 5 - Gráfico do grau de completude C em função do intervalo de tempo t^* para o exemplo da Equação 5. O intervalo de tempo envolvido na formação do depósito é 30 Ma. Se a seção for dividida em intervalos de 10 Ma, tem-se grau de completude de 0,68 (68%). Isto indica que apenas cerca de dois dos três intervalos de 10 Ma são representados por sedimentos. Nota-se que o grau de completude diminui para intervalos de tempo menores.

τ e τ_c . A Equação 6 pode ser expressa de maneira simplificada (Equação 7):

$$q(x) = x^n \quad (7)$$

A variável x representa a força excedente a uma força crítica. O intervalo de variação da força τ pode ser muito maior que o da força crítica (τ_c). Assim, podem haver eventos cuja magnitude seja muito maior que a magnitude da força crítica. Desta forma, a taxa de sedimentos transportados também será altamente variável.

Se q for o fluxo de sedimentos transportados, o valor da força associada ao transporte (x) pode ser suficiente para transportar uma quantidade de sedimentos maior do que a disponível no sistema. Neste caso, o valor de q será limitado pelo tamanho do sistema e não pela variabilidade de x .

Neste estudo, define-se *evento deposicional* como sendo “resultado dos processos atuantes durante o intervalo de tempo delimitado pelo instante em que τ supera τ_c e pelo instante em que τ volta a ser inferior a τ_c ”. Segundo Wolman & Miller (1960), a eficiência (E_i) de um evento qualquer depende da sua magnitude (τ_i) em relação à magnitude da força crítica (τ_c) e da sua frequência de ocorrência (F_i) (Equação 8).

$$E_i = F_i(\tau_i - \tau_c)^n \quad (8)$$

De acordo com Wolman & Miller (1960), a magnitude de diversos eventos naturais, tais como inundações, ventos e chuvas, apresenta distribuição lognormal. Desta forma, eventos de grande magnitude apresentam baixa frequência de ocorrência. Considerando que o fluxo de material transportado é uma função de potência da magnitude destes eventos, o produto entre o fluxo de material transportado e a distribuição de frequência (lognormal) da magnitude dos eventos apresentará um valor máximo (máxima eficiência). A frequência de ocorrência deste valor máximo e a magnitude do evento correspondente a este valor caracterizam os processos mais eficientes do sistema e servem de parâmetro comparativo para determinar a importância relativa dos processos de intensidade elevada e baixa frequência de ocorrência na dinâmica do referido sistema (Figura 7).

Wolman & Miller (1960) concluíram que, em sistemas fluviais, a maior parcela de sedimentos é transportada por eventos que ocorrem uma ou duas vezes por ano e que os eventos mais eficientes são os de magnitude moderada. Para estes autores, o transporte de sedimentos pelo vento também segue esta mesma tendência. Ventos com velocidades moderadas transportam a maior parcela de sedimentos. No entanto, a importância dos eventos menos frequentes e de maior intensidade aumenta com a diminuição do tamanho do sistema. Em rios com bacia de

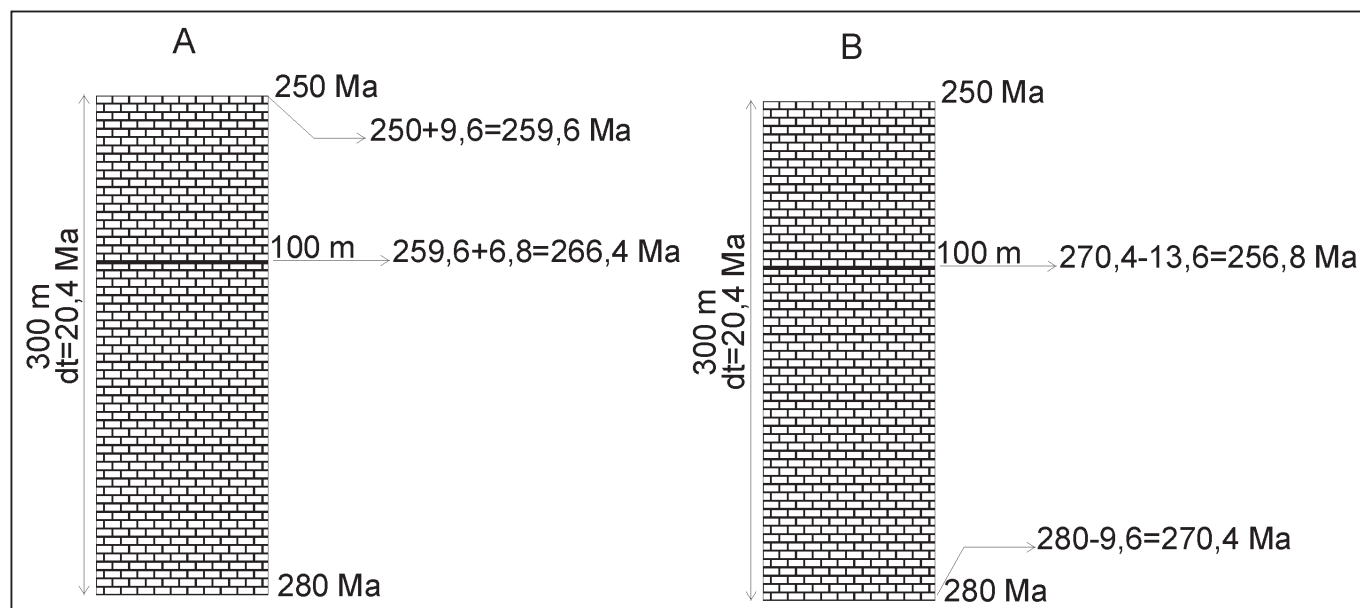


Figura 6 – Idade do horizonte situado 100 m abaixo do topo da seção. O grau de completeza permite avaliar a imprecisão da estimativa. Para intervalos de tempo de 10 Ma, esta seção apresenta grau de completeza igual a 0,68. Assim, 20,4 Ma (68%) seriam representados por sedimentos e 9,6 Ma (32%) por discontinuidades. A) Caso extremo em que o intervalo não registrado situa-se no topo da seção. B) Caso extremo em que o intervalo não registrado situa-se na base da seção. O intervalo de tempo representado por sedimentos é expresso por dt ($dt=20,4$ Ma, que corresponde a 68% do intervalo de tempo abrangido pela seção).

drenagem pequena, cerca de 90% dos sedimentos são transportados por eventos que ocorrem uma vez a cada cinco anos (Wolman & Miller, 1960). Isto sugere que a eficiência dos eventos de maior magnitude e menor frequência também depende do tamanho do sistema. Wolman & Miller (1960) utilizaram dados derivados de observações diretas, os quais apresentam abrangência temporal limitada. Isto faz com que eventos de baixa frequência e com magnitude suficiente para afetar significativamente os sistemas maiores não sejam contemplados. Ou seja, tal fato induziria à supervalorização dos eventos de frequência e magnitude moderada. No entanto, isto não invalida o modo de abordagem proposto, que se destaca por enfatizar aspectos da dinâmica do sistema.

Se considerarmos que a magnitude de um evento é registrada através do volume de material remobilizado e depositado, o volume de sedimentos disponível para transporte sedimentar pode ser fator limitante para o registro da variabilidade dos eventos atuantes no sistema. Neste caso, a magnitude máxima registrada equivaleria ao máximo volume de sedimentos disponíveis ao transporte, que por sua vez pode estar relacionado ao tamanho do sistema. Assim, sistemas de tamanhos distintos, apesar de sujeitos aos mesmos processos, poderiam gerar depósitos diversos. Além disto, a magnitude da força associada a determinado agente de transporte (x) relaciona-se de modo não-linear com o volume de sedimentos transportados durante determinado intervalo de tempo ($q(x)=xn$). Esta relação gera supervalorização do volume de sedimentos remobilizados por eventos de maior magnitude. Assim, a representatividade espacial do registro sedimentar não equivale à sua representatividade temporal. Para expressar melhor a não-equivalência entre os processos sedimentares e seus produtos, considere-se o seguinte exemplo: dois sistemas com tamanhos $D1$ e $D2$ ($D1 < D2$), cujos volumes de sedimentos disponíveis ao transporte são proporcionais aos seus tamanhos. Suponha-se que estes dois sistemas estão sujeitos a eventos deposicionais cujas magnitudes (x) apresentam a mesma distribuição de probabilidades (ex. distribuição normal). Valores do fluxo de sedimentos transportados ($q(x)$) por agentes

de magnitude x podem ser calculados por meio da Equação 7 e simulação da variável x segundo a distribuição normal. A distribuição de frequências de $q(x)$ para n igual a 2 e x com distribuição normal. A distribuição de frequências de $q(x)$ apresenta assimetria positiva, que a distingue da distribuição de frequências simétrica de x . Na distribuição de frequências de x , valores maiores e menores que a média estão igualmente representados. A assimetria positiva da distribuição de frequências de $q(x)$ indica que valores acima da média são proporcionalmente mais representados e mais variáveis que os valores abaixo da média. Isto indica que os eventos de maior magnitude, além de apresentarem maior variabilidade, compõem a maior parcela do registro sedimentar. com média 5 e desvio padrão 1 pode ser observada na Figura 8.

O valor máximo de $q(x)$ é limitado pelo volume de sedimentos disponíveis ao transporte durante certo intervalo de tempo. Se for considerado que os dois sistemas em questão apresentam volumes disponíveis distintos, seus respectivos valores máximos de $q(x)$ também serão distintos, sendo $q(x)_{\max 1} < q(x)_{\max 2}$. Eventos cuja magnitude seja suficiente para gerar fluxos maiores que $q(x)_{\max}$ serão registrados como eventos de magnitude " $q(x)_{\max}$ ", e, portanto, não serão registrados com magnitude real. Suponha-se que $q(x)_{\max 1}=20$ e $q(x)_{\max 2}=40$ (para a distribuição de frequências de $q(x)$ da Figura 8). A distribuição de frequências dos eventos registrados pelos dois sistemas será distinta da distribuição de frequências dos eventos ocorridos (Figura 9). A distribuição dos eventos registrados seria equivalente à dos eventos ocorridos apenas se $q(x)$ dos eventos ocorridos não sofresse restrição pelo volume de sedimentos disponíveis. Somente neste caso é que o registro seria completo. A limitação de $q(x)$ pela disponibilidade de sedimentos no sistema gera distribuição de frequências truncada no sentido dos eventos de maior magnitude. Neste caso, haverá subvalorização dos eventos de maior magnitude no registro sedimentar. Além disto, não só o tamanho mas a variabilidade (em termos de $q(x)$) do registro nos sistemas 1 e 2 seria diferente. De maneira análoga, a variação da força crítica (τ_c) exerceria a mesma influência sobre o sistema que a

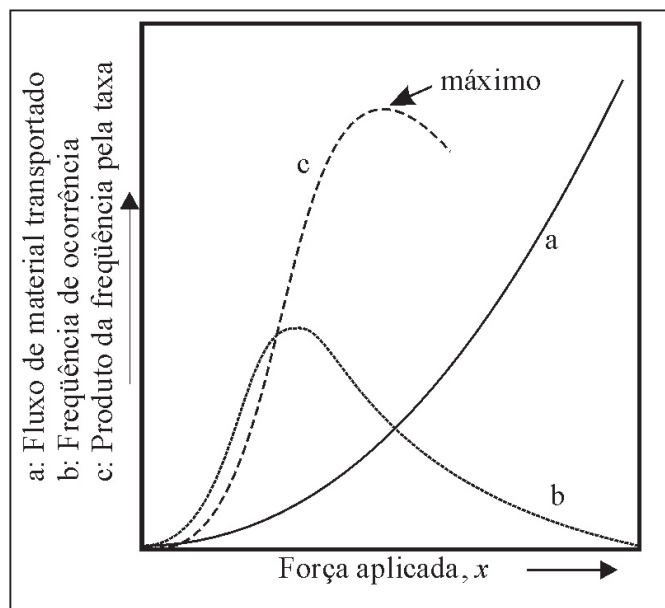


Figura 7– Eficiência dos eventos deposicionais de um sistema (Wolman & Miller, 1960). a) Fluxo de material transportado em função da magnitude da força associada ao agente de transporte ($q(x)$). b) Distribuição de freqüências (lognormal) da magnitude da força associada ao agente de transporte ($f(x)$). c) Eficiência da força associada ao agente de transporte ($E(x)=q(x)f(x)$). A eficiência ($E(x)$) apresenta um valor máximo. Notar que os eventos mais eficientes diferem dos mais freqüentes e dos mais intensos (maior fluxo).

variação do tamanho.

As fácies de um sistema deposicional podem ser condicionadas pelo fluxo de sedimentos de modo que a variabilidade faciológica estaria diretamente ligada à variabilidade do fluxo de sedimentos. Neste caso, sistemas do mesmo tipo, porém de tamanhos e/ou forças críticas diferentes, podem ter constituição faciológica distinta. Esta relação tem implicação importante, por exemplo, para reconstituição de cenários passados a partir da análise de fácies sedimentares e para a caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos. No primeiro caso, a variação de tamanho de um sistema deposicional no decorrer de sua existência pode aparentar mudança ambiental, pois a variação faciológica poderia estar relacionada apenas a características do sistema (variação de tamanho e/ou força crítica). Reservatórios de hidrocarbonetos são comumente classificados a partir de sistemas deposicionais. Tal classificação é útil, pois supõe-se forte associação entre tipos de sistemas e heterogeneidades petrofísicas. Porém, um mesmo tipo de sistema pode ser altamente variável no que diz respeito à distribuição espacial de suas heterogeneidades sedimentológicas (petrofísicas).

CRITICALIDADE AUTO-ORGANIZADA EM SISTEMAS GEOLÓGICOS A magnitude e freqüência de ocorrência de diversas variáveis associadas a processos geológicos, tais como terremotos, extinções e sedimentação, associam-se entre si através de leis de potência (*power laws*) (Rothman *et al.*, 1994; Bak, 1997; Gomez *et al.*, 2002). Estas variáveis apresentam distribuição de freqüências com cauda positiva, tal como a distribuição exponencial por exemplo. Variáveis que seguem leis de potência apresentam relação linear em escala bilogarítmica (Figura 10).

Freqüência (N) e magnitude (s) das variáveis da Figura 10 podem ser representadas através da seguinte expressão (Equa-

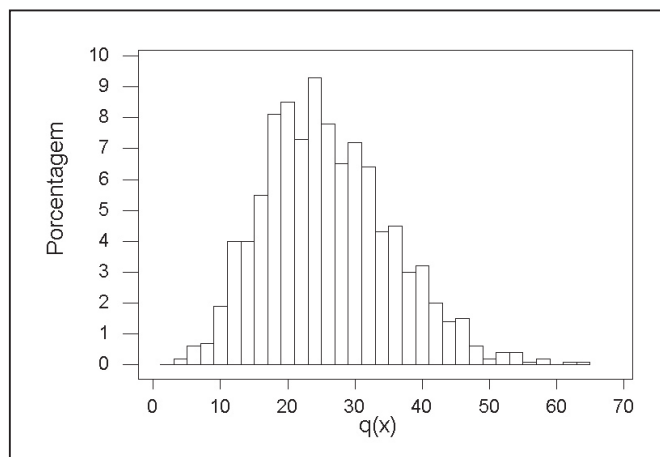


Figura 8 – Distribuição de freqüências de $q(x)$ ($q(x)=x^n$) para n igual a 2 e x com distribuição normal de média 5 e desvio padrão 1 ($N=1000$). Notar a assimetria positiva da distribuição de freqüências.

ção 9):

$$N(s) = s^{-\eta} \quad (9)$$

Ao extrair-se o logaritmo da Equação 9, nota-se que o expoente η corresponde à inclinação da reta do gráfico de $N(s)$ em escala logarítmica. Este expoente pode apresentar valores diversos de modo que pode ser considerado parâmetro característico da função $N(s)$. Leis de potência também descrevem feições ligadas a produtos gerados por processos geológicos. Assim, há feições com grande variação de tamanho, porém com mesmas características geométricas e geradas pelos mesmos mecanismos. Desta forma, a grande variabilidade de tamanho de certas feições ou eventos geológicos seria inerente à dinâmica do sistema em questão. Sob este ponto de vista, extinções de espécies em massa, por exemplo, poderiam ser regidas pelos mesmos mecanismos que pequenas extinções, sem que haja necessidade da evocação de fato particular para explicá-las.

Segundo Bak (1997), sistemas cujas variáveis seguem leis de potência evoluem de modo irregular, caracterizado pela alternância entre períodos longos com pequenas transformações e períodos curtos de grandes transformações. Tal comportamento seria característico de sistemas complexos alimentados por energia externa e com processos cuja ocorrência depende da superação de uma força crítica (“atrito interno”). Este comportamento foi denominado de “criticalidade auto-organizada” (CAO) (*self-organized criticality*) por Bak *et al.* (1987). Sistemas com CAO são sistemas que convergem naturalmente para um estado crítico. No estado crítico, alterações locais no sistema podem provocar grandes revoluções que se desenvolvem através de processos em cadeia. Tais sistemas são alimentados por fonte externa de energia e evoluem através de períodos de acumulação seguidos de períodos de dissipação concentrada de energia. A CAO deve ser robusta ao ponto de não ser afetada pela variabilidade das variáveis que compõem o sistema.

Avalanches em pilhas de areia foi o modelo clássico utilizado por Bak *et al.* (1987) para descrever e estudar o comportamento crítico auto-organizado. Ao se despejar areia sobre uma superfície plana, as avalanches se iniciam somente a partir do momento em que a pilha atingir certa altura. As avalanches ocorrerão sempre que o ângulo de inclinação de algum flanco da pilha superar o ângulo máximo de estabilidade da areia.

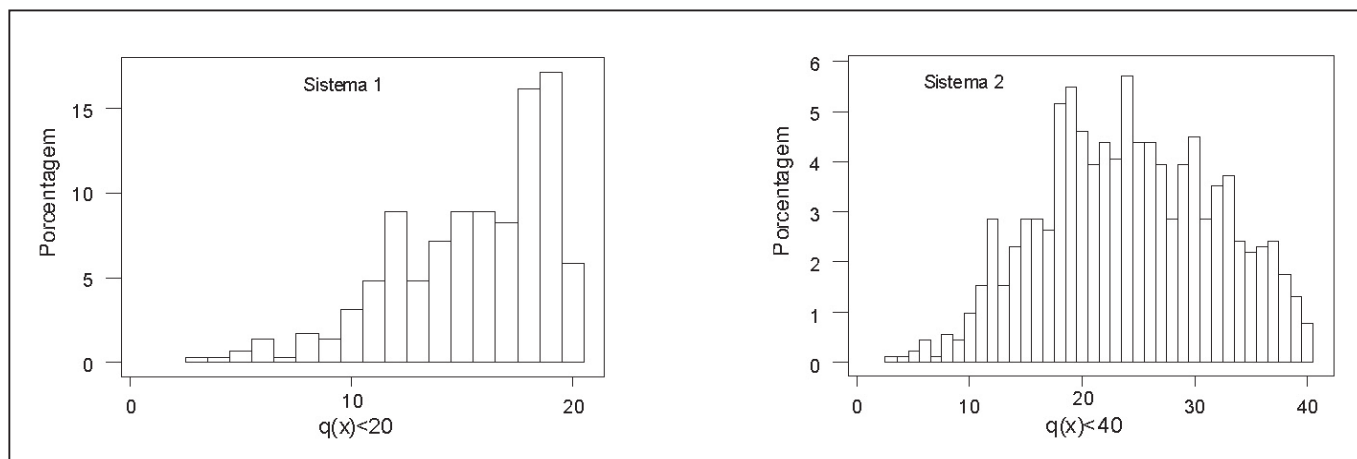


Figura 9 – Distribuição de frequências dos fluxos $q(x)$ registrados pelos sistemas 1 ($N=292$) e 2 ($N=913$). Estas distribuições diferem da distribuição de $q(x)$ dos eventos ocorridos (Figura 8), pois $q(x)_{max1}=20$ (sistema 1) e $q(x)_{max2}=40$ (sistema 2).

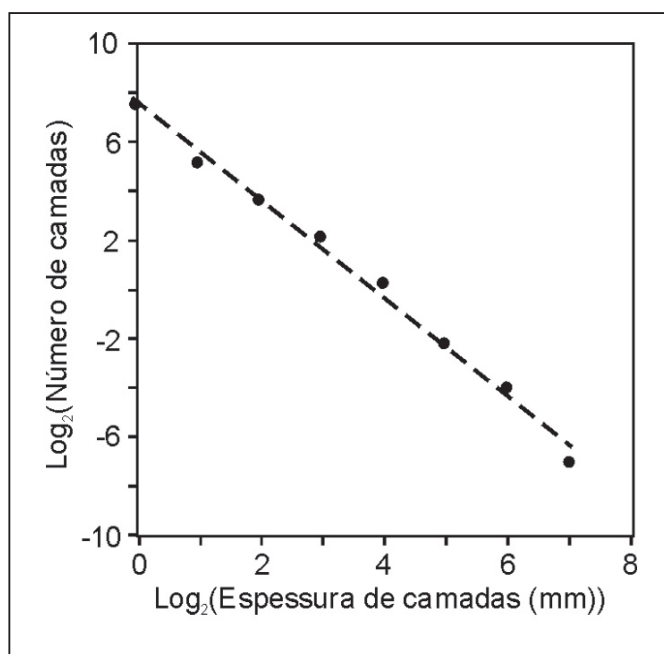


Figura 10 - Frequência e espessura (magnitude) dos depósitos de escorregamento gerados durante tempestade nas encostas do lago Tutira, Nova Zelândia (Gomez et al., 2002).

Mesmo através da manutenção da alimentação regular da pilha, uma nova avalanche só ocorrerá quando a inclinação crítica for superada. A alimentação regular torna as avalanches inevitáveis e estas apresentam grande variedade de tamanho, mas forma invariável.

Apesar do mecanismo de funcionamento das avalanches da pilha de areia ser conhecido, não é possível prever de forma determinística o momento e o tamanho de uma avalanche. Pode-se apenas realizar previsões probabilísticas.

Avalanches de todos os tamanhos podem ser iniciadas pela entrada de apenas um grão de areia. A dimensão da avalanche dependerá do deslocamento sucessivo de grãos sobre áreas da pilha com inclinação próxima ao ângulo crítico. Assim, o tamanho da avalanche dependeria apenas da organização dos grãos na pilha no instante da superação da inclinação crítica em determinado local. Assim, avalanches seriam processos em cadeia e

a dimensão destas não dependeria de fatores externos. A pilha de areia apresenta comportamento estável até que o estado crítico seja alcançado em determinada parte. O tempo necessário para alcançar o estado crítico é em geral maior que o período de desenvolvimento das avalanches. Isto faz com que sistemas com comportamento crítico auto-organizado evoluam de modo intermitente (Bak & Boettcher, 1997). Este padrão corresponde ao proposto por Gould & Eldridge (1977) para explicar o modo como a evolução das espécies se processa. Estes autores denominaram tal padrão evolutivo de “*equilíbrio pontuado*”. A evolução de sistemas com equilíbrio pontuado pode ser descrita por curva do tipo escada (“*devil's staircase*”).

Seções estratigráficas envolvem intervalos de erosão ou não deposição de modo que a história completa da acumulação de sedimentos nunca pode ser totalmente recuperada. Os intervalos de tempo de não-deposição ou erosão podem ser superiores aos intervalos de deposição. Isto faz com que os incrementos de sedimentos preservados em função do tempo apresentem padrão em escada (Figura 11a) (Sadler & Strauss, 1990). Logo, os sistemas responsáveis pela deposição e preservação de sedimentos operariam de modo inconstante. Se for tomado como exemplo as superseqüências estratigráficas que compõem a Bacia do Paraná (Milani & Ramos, 1998), nota-se que o grau de completude na escala de tempo de dezenas de milhões de anos é inferior a 0,5 (Figura 11b). Ou seja, a maior parte dos intervalos de tempo não seria contemplada pelo registro sedimentar.

Rothman et al. (1994), Ivanov (1996) e Gomez et al. (2002) demonstraram através de observações ou dados de simulação que sistemas deposicionais podem apresentar CAO. Do ponto de vista conceitual, sistemas deposicionais apresentam características comuns a sistemas com CAO, pois recebem fluxo de energia ou materiais externos e os processos de transporte e deposição operam através da superação de valores críticos das forças de coesão entre grãos detríticos. Assim, o modelo de criticalidade auto-organizada poderia ser utilizado para descrição da dinâmica de sistemas deposicionais.

DINÂMICA DE SISTEMAS DEPOSICIONAIS E A LEITURA DO REGISTRO SEDIMENTAR Os conceitos expostos nos itens anteriores ilustram a complexidade da sedimentação. O caráter aleatório de diversos processos e a ambigüidade das relações processo-produto fazem com que a abordagem probabilística seja preterida em detrimento de abordagem determinística. A compreensão do significado do registro sedimentar requer estudos que tenham como foco o funcionamento dos sis-

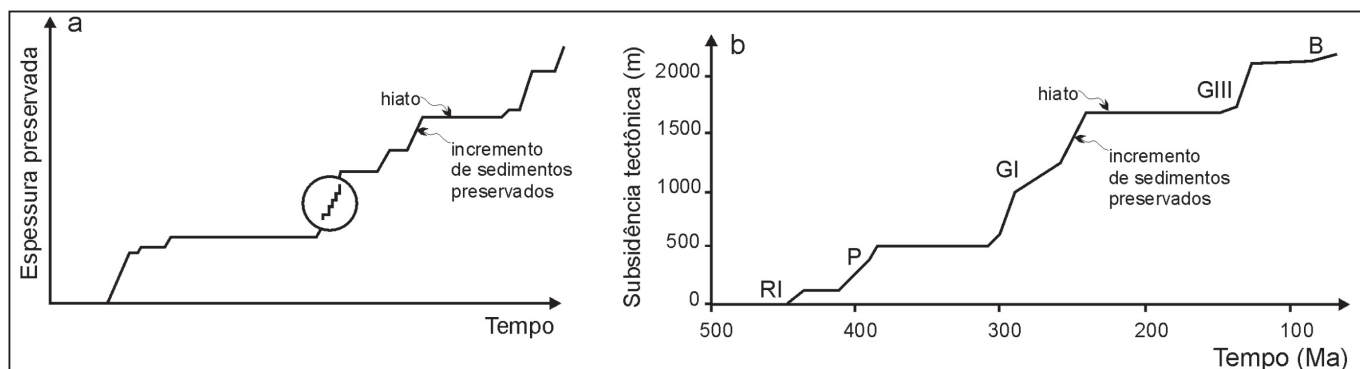


Figura 11 – (a) Representação de seção estratigráfica através de curva em escada. Os trechos inclinados correspondem a incrementos de sedimentos preservados e os trechos horizontais a hiatos deposicionais (Sadler & Strauss, 1990). O padrão em escada resulta da inconstância da deposição e preservação dos sedimentos. Tal padrão repete-se em diferentes escalas de espaço e tempo (círculo). (b) Curva de subsidência construída a partir dos estratos preservados da Bacia do Paraná (Milani & Ramos, 1998). Dado que o padrão em escada se repete em diversas escalas, a maior parte do intervalo de tempo da história da bacia seria representada por hiatos deposicionais. RI=supersequência Rio Ivaí; P=supersequência Paraná; GI=supersequência Gondwana I; GIII=supersequência Gondwana III e B=supersequência Bauru.

temas deposicionais e não apenas a descrição de seus produtos. Assim, podem ser colocadas algumas questões acerca do modo de ver o registro sedimentar. Estas questões merecem ser levadas em consideração ao se estudar sistemas deposicionais.

1. A interpretação do registro sedimentar em termos de relações de causa e efeito não é unívoca uma vez que certos processos podem gerar o mesmo produto e um mesmo produto pode ser resultado de diferentes processos. Isto é especialmente importante na interpretação de fácies deposicionais, que correspondem às unidades fundamentais dos modelos de fácies.

2. O registro sedimentar é descontínuo. Parte significativa do tempo de atividade de um sistema deposicional pode não ser contemplada pela formação ou preservação de depósitos sedimentares. Estas discontinuidades tornam-se mais frequentes quanto maior for o tempo de vida do sistema. Assim, a elaboração de modelos de fácies baseados em sistemas deposicionais recentes deve considerar as diferenças de escala entre estes sistemas, que podem ser de curta duração, e sistemas antigos, os quais podem ser de longa duração.

3. A importância relativa de eventos de baixa frequência de ocorrência e alta intensidade (catastróficos) dependeria do tipo, tamanho e sensibilidade do sistema. Assim, pode haver grande

discrepância entre eventos registrados e ocorridos. A variabilidade dos produtos nem sempre equivale à variabilidade dos processos. Logo, estudos de geologia histórica devem considerar a sensibilidade de registro do sistema em questão. A discrepância entre eventos registrados e ocorridos pode conduzir à idéia de condições passadas distorcidas, no sentido tanto de um mundo uniforme quanto catastrófico.

4. Sistemas deposicionais do mesmo tipo (classificação fisiográfica) poderiam apresentar faciologia distinta, mesmo quando sujeitos a mesmas condições de operação. Isto derivaria do fato da sensibilidade do sistema em registrar eventos deposicionais depender de fatores que não estão ligados à fisiografia, tais como tamanho e distribuição dos esforços críticos (inércia).

5. A evolução por espasmos de sistemas com comportamento crítico auto-organizado sugere que observações de curto intervalo de tempo não refletem a variabilidade da dinâmica do sistema. Pensando no sistema como um todo, as características dos produtos de sistemas recentes poderiam ser mais resultado de herança do que dos processos atuantes hoje em dia.

6. A invariância escalar de sistemas com CAO pode ser usada como justificativa para o uso de modelos escala no estudo da dinâmica de sistemas deposicionais.

Referências

- Ager D.V. 1993. *The nature of stratigraphical record*. J. Wiley, New York, 151p.
- Anderson R.S. & Bunas K.L. 1993. Grain size segregation and stratigraphy in aeolian ripples modelled with a cellular automaton. *Nature*, **365**:740-743.
- Anderton R. 1985. Clastic facies models and facies analysis. In: P.J. Brenchley & B.P.J. Williams, (eds.) *Recent Developments and Applied Aspects*. The Geol. Soc., Oxford, Blackwell Scientific Publ.: 31-47.
- Bagnold R.A. 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen, London, 265 p.
- Bak P. 1997. *How nature works – The science of self-organized criticality*. Oxford University Press, Oxford, 212 p.
- Bak P. & Boettcher S. 1997. Self-organized criticality and punctuated equilibria. *Physica D*, **107**:143-150.
- Bak P., Tang C., Wiesenfeld K. 1987. Self-organized criticality – An explanation of 1/f noise. *Physical Review Letters*, **59**:381-384.
- Clifton H.E. 1988. Sedimentologic relevance of convulsive geologic events. *Geological Society of America Special Paper*, **229**:1-5.
- Gomez B., Page M., Bak P., Trustum N. 2002. Self-organized criticality in layered, lacustrine sediments formed by landsliding. *Geology*, **30**(6):519-522.
- Gould S.J. & Eldredge N. 1993. Punctuated equilibrium comes of age. *Nature*, **366**:223-227.
- Fisher W.L. & McGowen J.H. 1969. Depositional systems in Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to occurrence of oil and gas. *The American of Petroleum Geology Bulletin*, **53**(1): 30-54.
- Hsü K.J. 1983. Actualistic catastrophism – address of the retiring Pre-

- sident of the International Association of Sedimentologists. *Sedimentology*, **30**:3-9.
- Hsü K.J. 1989. Catastrophic extinctions and the inevitability of the improbable. *Journal of the Geological Society*, London, **146**:749-754.
- Ivanov S. 1996. Variability of sedimentary sequences: numerical modeling of the deposition-erosion process. *Geol. Rundsch*, **85**:12-18.
- Korvin G. 1992. *Fractal models in the earth sciences*. Elsevier, Amsterdam, 396 p.
- Makse H.A., Havlin S., King P.R., Stanley E. 1997. Spontaneous stratification in granular mixtures. *Nature*, **386**:379-382.
- Milani E.J. & Ramos V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* **28**(4):473-484.
- Popper K.R. 1934. *A Lógica da Pesquisa Científica*. 8ª edição. Cultrix, São Paulo, 567 p.
- Rosembueth A. & Weiner N. 1945. The role of models in science. *Philosophy of Science*, **XII**(4):316-321.
- Rothman D.H., Grotzinger J.P., Flemings P. 1994. Scaling in turbidite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, **A64**:59-67.
- Rubin D.M. & McCulloch D.S. 1980. Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco bay and flume observations. *Sedimentary Geology*, **26**:207-231.
- Sadler P.M. 1981. Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *Journal of Geology*, **89**:569-584.
- Sadler P.M. & Strauss D.J. 1990. Estimation of completeness of stratigraphical sections using empirical data and theoretical models. *Journal of the Geological Society*, **147**:471-485.
- Schumm S.A. 1991. *To Interpret the Earth – Ten Ways to be Wrong*. Cambridge University Press, Cambridge, 133 p.
- Sundborg A. 1956. The river Klarälven, a study of fluvial processes. *Geog. Ann.*, **38**:127-316.
- Tyler N. & Finley R.J. 1991. Architectural controls on the recovery of hydrocarbons from sandstone reservoirs. In: A.D. MIALL & N. TYLER (eds). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Concepts in sedimentology and paleontology*. SEPM, Tulsa, v 3, p.1-5.
- Wasson R.J. & Hyde R. 1983. Factors determining desert dune type. *Nature*, **304**:337-339.
- Walker R. G. & James N.P. (eds.) 1992. *Facies Models – Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Stittsville, 454 p.
- Wolman M.G. & Miller J.P. 1960. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *Jour. Geology*, **68**:54-74.

Manuscrito AE023

Revisão aceita em 17 de agosto de 2006

Footnotes

1 - Propriedades físicas individuais dos grãos (tamanho e forma).

2 - Refere-se à distribuição espacial dos grãos uns em relação aos outros (empacotamento, imbricação, paralelismo).

3 - Propriedade geométrica meso a macroscópica resultante do arranjo espacial organizado (segregação) dos grãos ou do cimento; esta segregação pode ser quanto à mineralogia, textura ou petrografia.