

Estratigrafia de Sequências

- um resumo para geólogos e geofísicos concursandos -

1 – Introdução: estratigrafia de sequências – o que é isso?

A Estratigrafia como ciência geológica tem passado por decisivas modificações nos seus modelos e paradigmas, desde o surgimento da sismoestratigrafia nos anos setenta, passando pelo advento do conceito da sedimentação episódica e dos primeiros modelos das sequencias deposicionais, resultando na moderna Estratigrafia de Sequências, cujo embrião foi constituído pelos trabalhos de pesquisadores da *Exxon Research Company* na década de setenta (Payton, 1977) e depois desenvolvida e popularizada a partir do final dos anos oitenta (e.g., Wilgus *et al.*, 1988); e popularizado desde então através de livros técnicos e didáticos (Emery & Myers, 1996; Catuneanu, 2006).

A estratigrafia tradicional tinha como objetivo descrever e "empilhar" as rochas de uma área de estudo praticando a chamada "layer cake stratigraphy" ("Estratigrafia de Bolo de Camadas"), onde além da obediência à primeira lei da estratigrafia (a da "superposição de estratos" de Steno) não havia grandes preocupações com a gênese dos ou com o mecanismo controlador da deposição. Embora as grandes descontinuidades do registro sedimentar estivessem mapeadas e o caráter episódico e cíclico da sedimentação fosse conhecido (e.g., Sloss *et al.*, 1949; Wheeler, 1958), a estratigrafia se movia dentro do paradigma do empilhamento e da denominação, usando a nomenclatura formal conforme ditado pelo código de nomenclatura estratigráfica da IUGS, a *International Union of Geological Sciences*, fundada em 1961. Uma bacia era bem conhecida se tivesse tudo descrito e formalmente denominado, não importando se para cada região estudada diversas colunas estratigráficas existissem, algumas às vezes tão diferentes que chegavam a ser antagônicas.

Já o cerne da Estratigrafia de Sequências é compreender o regime deposicional frente a variação do espaço de acomodação sedimentar (vide revisão em Holz, 2012). A metodologia básica dessa maneira de fazer estratigrafia continua tendo como pedra fundamental a litofácies, mas a maneira de agrupar e empilhar associações faciológicas difere fundamentalmente em relação aos procedimentos tradicionais da "Estratigrafia de Bolo de Camadas".

2 – A base conceitual: os conceitos de nível de base e espaço de acomodação

Lembre antes de mais nada que o tipo de sedimento a ser depositado e a maneira dele ser acumulado vai depender de quatro fatores:

- A – da tectônica;
- B – do nível do mar;
- C - do clima;
- D – do aporte sedimentar.

A *tectônica* essencialmente traduz-se no movimento das placas que compõem a crosta terrestre e os movimentos de colisão e separação decorrentes desses movimentos. Assim, os *soerguimentos de áreas-fonte* e a *subsidência* de bacias sedimentares são resultados da atividade tectônica.

Já a variação da *eustasia*, termo definido pelo geólogo austríaco Edward Suess (1831–1914) para designar o fenômeno da variação global do nível do mar, é causado pela alteração no volume de água (devido aos ciclos de glaciação e deglaciação das calotas polares) e no volume das bacias oceânicas (por causa das taxas variáveis de espalhamento do fundo oceânico). Daí é que se fala em glacio-eustasia e tectono-eustasia...

O clima é outro fator alogênico que controla a sedimentação, porque as condições climáticas regulam o tipo e a intensidade do intemperismo e da erosão, e também o modo e o *timing* do transporte. Lembra o que você aprendeu sobre a sedimentação ser episódica..? Pois então – todo o paradigma da sedimentação episódica (alguns chamam de “Neo-catastrofismo” é uma questão ligada ao fator “clima” como controlador.

Por fim, o fator aporte ou suprimento sedimentar, que é essencialmente um resultado da interação entre a tectônica e o clima. A tectônica coloca a área-fonte no lugar, por assim dizer; enquanto que o clima tenta “tirar” a área-fonte através de intemperismo e da erosão.

Sem entrar em detalhes maiores, pode-se dizer que o modelo fundamental da Estratigrafia de Sequências vê isso assim: o sedimento chega à bacia com uma taxa constante, sob determinado clima, e a preenche sendo controlado pelos movimentos eustáticos e tectônicos.

Esses movimentos, por sua vez, controlam as oscilações do chamado **nível de base**.

O *nível de base* é uma superfície teórica de referência abaixo da qual ocorre deposição, e acima da qual ocorre erosão. Esse nível sempre muda de posição devido aos movimentos tectônicos e eustáticos. Por exemplo, se ocorrer um soerguimento tectônico, o nível de base desce; e o mesmo ocorre se o nível eustático baixar por causa de uma glaciação. Deste modo, em cada momento do tempo geológico o nível de base está em uma posição diferente, e isso causa a grande variabilidade no registro sedimentar.

De modo simplificado, pode-se dizer que no domínio marinho, o nível de base é representado pelo *nível do mar*, enquanto que no domínio continental é representada pelo *perfil de equilíbrio*, que tem esse nome porque ao longo desse perfil os rios estão em equilíbrio quanto ao transporte sedimentar; ou seja, conseguem transportar seus sedimentos sem erodir ou depositar significativamente.

O nível de base, em resumo:

- 1 – é a superfície abaixo da qual o acúmulo sedimentar é possível;
- 2 – na área continental é representado pelo perfil de equilíbrio e na área marinha, pelo nível do mar;

3 – as suas subidas e descidas são controlados tanto pelos diferentes tipos de eustasia quanto pelas movimentações tectônicas (subsidência e soerguimentos), indiferenciadamente.

O nível de base é um elemento essencial na Estratigrafia de Sequências porque controla a **acomodação** do sedimento.

O conceito de espaço de acomodação do sedimento, normalmente referido simplesmente como *acomodação*, é um conceito-chave da estratigrafia de sequências, e que envolve as superfícies acima discutidas – o perfil de equilíbrio e o nível do mar, que de forma conjunta e simplificada tratamos como “nível de base”.

Para sedimento efetivamente acumular, é necessário que haja espaço disponível abaixo do nível de base, ou seja, o nível de base tem que estar mais elevado do que a superfície deposicional.

Se o nível de base estiver “encostado” na superfície deposicional, não há espaço para o sedimento depositar (analise agora a figura 1A..!), e nessa situação vai ocorrer o chamado *bypass* sedimentar – os sedimentos estão sendo transportados mas não vão ficar depositados ali.

Se o nível de base estiver abaixo da superfície deposicional, erosão vai ocorrer (vide a figura 1B). O sedimento erodido será transportado, e irá depositar em uma zona abaixo do nível de base (Fig. 1C), nesse caso é a área costeira-marinha, que é a única que tem espaço, ou seja, tem lugar entre o nível de base e a superfície deposicional (no caso, o fundo do mar).

Agora, se ocorrer uma subida do nível de base, espaço de acomodação será criado e os sedimentos poderão se acumular nesse espaço, não apenas na área marinha mas também na área continental (Fig.1 D).

Portanto, o conceito de *acomodação* traduz o volume de espaço disponível para o sedimento preencher, e é representado pelo espaço entre o substrato deposicional da bacia e o nível de base.

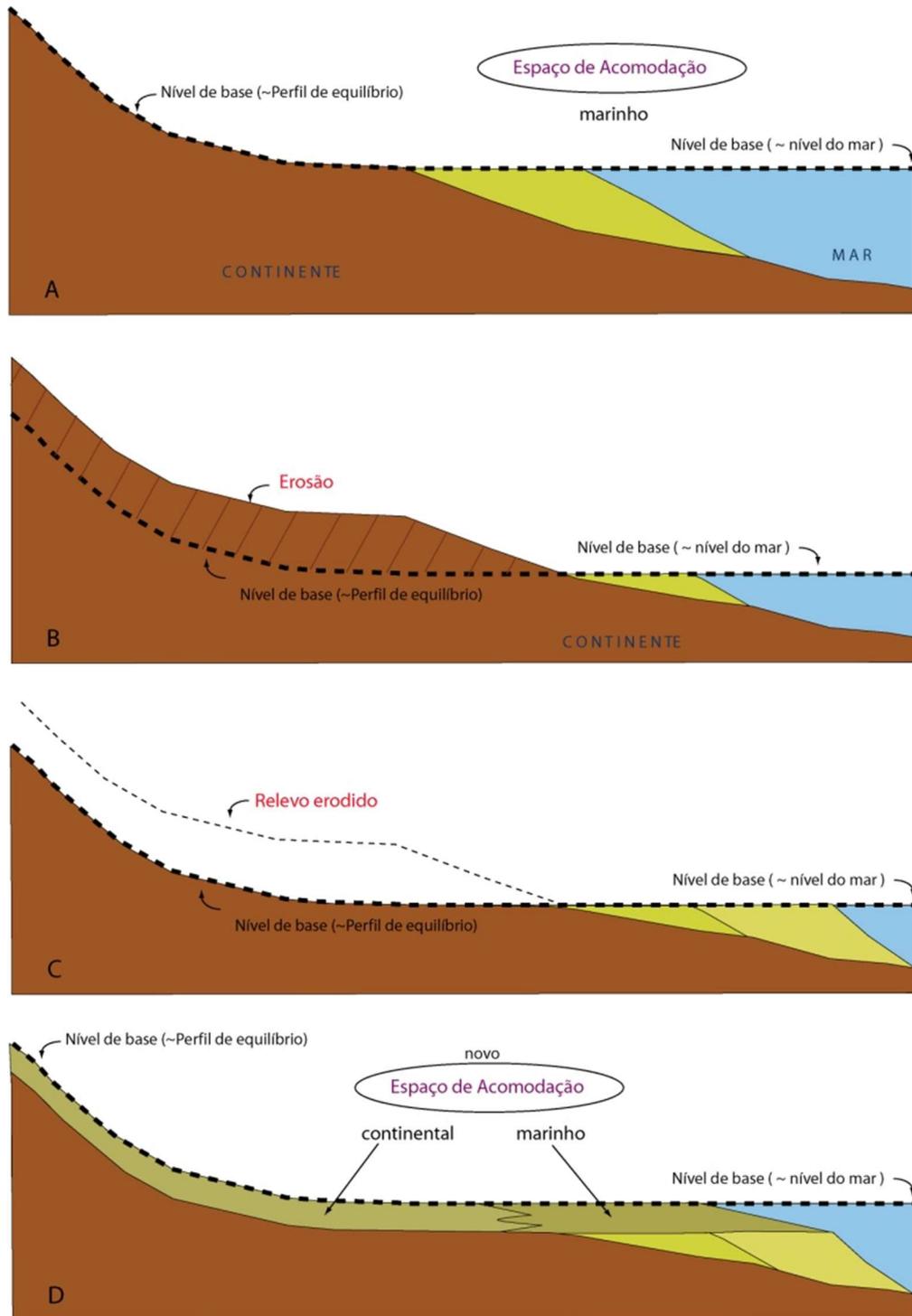


Figura 1 – Criação do espaço de variação controlado pelo nível de base.

- Na área continental, o nível de base coincide com a superfície do relevo, portanto, não há espaço para acúmulo de sedimento. Nessa situação, há apenas espaço de acomodação marinha. O sedimento produzido na área-fonte vai apenas passar pela área (que é o tal de *bypass*) e depositar no mar, onde há espaço;
- O rebaixamento do nível de base causa erosão tanto na área continental quanto na área marinha (note como erodiu não apenas o relevo continental, mas também a cunha de sedimento marinho)
- A erosão desgastou a área continental até alcançar novamente o perfil de equilíbrio, e na área marinha, onde há espaço de acomodação, ocorreu progradação sedimentar (= o sedimento entra bacia adentro...)
- A subida do nível de base resultou em novo espaço de acomodação e sedimentos se acumulam tanto na área continental quanto na área marinha

Ao longo da existência de uma bacia sedimentar, o nível de base sobe e desce inúmeras vezes, gerando ciclos de maior e menor taxa de criação de espaço de acomodação. Lembre que a taxa de aporte sedimentar é considerado constante em cada momento. Isso é arbitrado, é coisa do modelo; uma simplificação sem a qual o esquema que será discutido agora não funcionaria...

Então – com a chegada de um volume constante de sedimento por unidade de tempo, três situações vão existir:

- a taxa de espaço criado é *menor* do que a taxa de aporte sedimentar;
- a taxa de espaço criado *equivale* a taxa de aporte sedimentar;
- a taxa de espaço criado é *maior* do que a taxa de aporte sedimentar.

Na primeira situação, pode-se dizer que o grande volume de sedimento tem que se “enfiar” no relativo pouco espaço disponível, e com isso vai ocorrer progradação, ou seja, teremos um regime regressivo e a linha de costa vai avançar em direção à bacia (Fig.2A).

Na segunda situação, as duas taxas se equivalem, e por isso em cada momento de tempo o espaço criado é preenchido na medida pelo sedimento que chega à bacia. Nesse caso, a linha de costa não vai pra frente nem para trás, mas terá um comportamento relativamente estacionário (*stillstand*), e o regime sedimentar será de agradação (Fig. 2B).

No terceiro caso, em todos os momentos o espaço de acomodação sempre “ganha” do aporte sedimentar, e assim sempre estará sobrando espaço comparando ao aporte sedimentar. Isso vai se traduzir em um regime sedimentar de retrogradação, ou seja, a linha de costa da bacia vai se deslocar em direção ao continente e o regime é transgressivo (Fig. 2C).

Portanto, a relação entre o espaço de acomodação e o aporte sedimentar determina os regimes de retrogradação, agradação e progradação e, portanto, durante um ciclo de descida e subida do nível de base vão existir períodos diferentes em termos de padrões de empilhamento dos estratos sedimentares.

Considerando-se agora um ciclo completo de queda e posterior subida do nível de base, regressões e transgressões irão se suceder em uma ordem determinada e previsível. Na fase de descida do nível de base, a diminuição do espaço é muito acentuada, a ponto de não existir mais espaço para o sedimento depositar, havendo apenas erosão.

No caso das bacias conectadas com o nível do mar, deve-se imaginar uma queda eustática acentuada, que recue o nível do mar dezenas de metros na vertical. Com isso, as áreas outrora costeiras e marinhas irão ficar expostas e sujeitas à erosão. Nesta época, primeiro verifica-se um forte deslocamento dos sistemas deposicionais costeiros bacia adentro, em um movimento que se denomina “regressão forçada” (Fig. 2D).

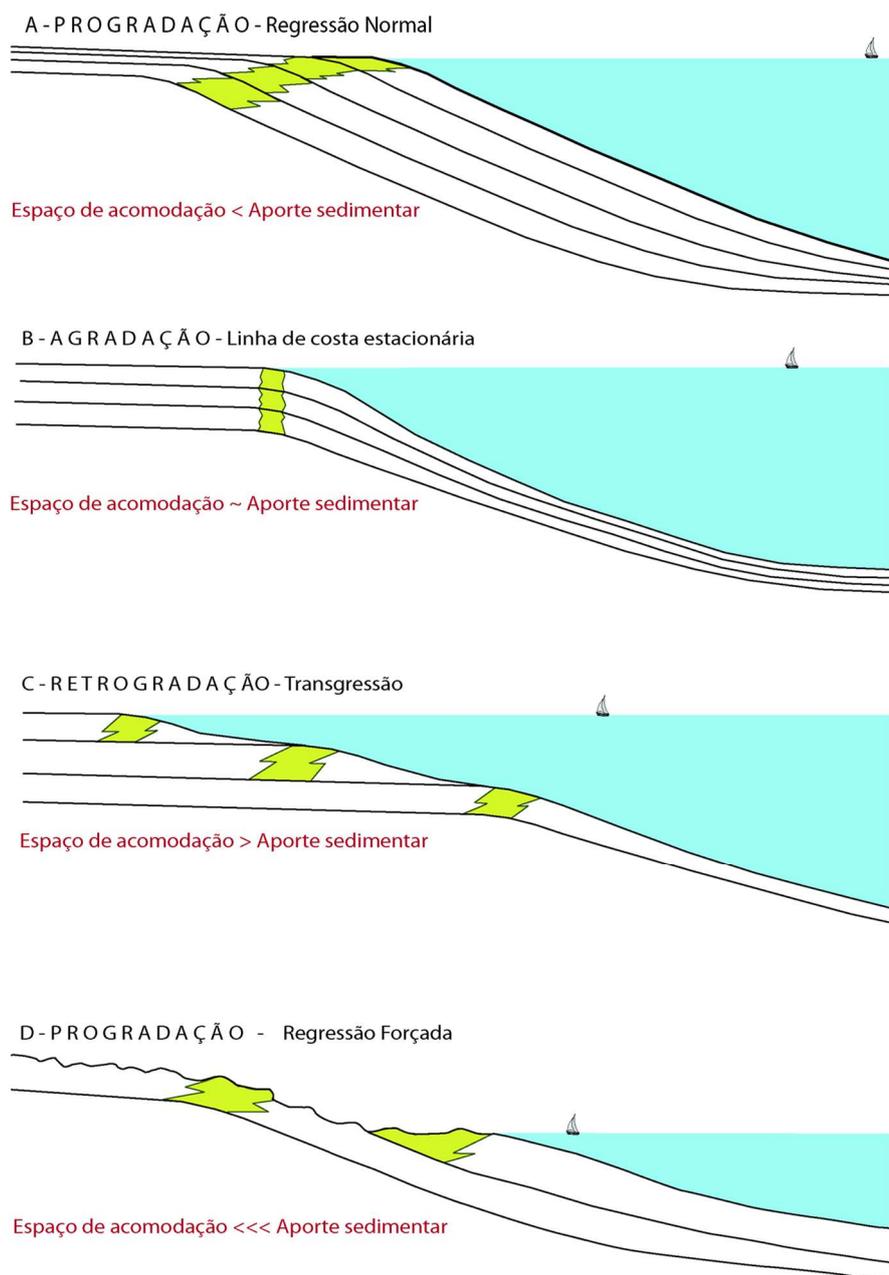


Figura 2 – A relação entre o espaço de acomodação e o aporte sedimentar determina os regimes sedimentares de progradação, agradação e retrogradação.

A progradação durante a subida do nível de base (A) é chamada de "regressão normal", enquanto que a progradação causada pela descida do nível de base é denominada "regressão forçada" e envolve a formação de uma discordância (D).

Em (B) temos a situação de agradação, com a linha de costa relativamente estacionária, enquanto (C) ilustra o regime de retrogradação, com a linha de costa transgressiva.

E lembre: em todas as situações a taxa de aporte sedimentar é constante; quem varia é o espaço de acomodação..!

À medida que a erosão da região exposta se espraia, forma-se uma discordância, materializada pela superfície erosiva (vide o relevo continental na Fig. 2D) e pela superposição de sedimentos continentais sobre os sedimentos costeiros e marinhos anteriormente depositados. Esta discordância é o limite de uma nova sequência deposicional; ou seja, tudo que vier depositado acima será parte de uma nova sequência.

Terminada a descida, inicia-se a subida do nível de base, primeiro lenta e depois cada vez mais rapidamente. Com essa subida, incrementa-se também o espaço disponível. Primeiramente o espaço criado é facilmente preenchido pelo sedimento, mas, à medida que a subida do nível de base acelera, é criado mais espaço do que pode ser preenchido pelo sedimento disponível, e a transgressão inicia. A partir do ápice do ciclo de aceleração (no meio do limbo de subida da curva), a criação de espaço começa a desacelerar de novo.

Nessa fase, o sedimento começa novamente a “ganhar” do espaço criado, preenchendo-o cada vez mais eficientemente, instaurando uma regressão.

Passado a época do ápice da subida do nível de base, este vai descer de novo aceleradamente, e uma nova fase de regressão forçada e de formação de discordância irá acontecer (Figura 3).

Desta forma, todo o sedimento contido entre as duas discordâncias forma um pacote geneticamente vinculado chamado de sequência deposicional. O nível de base sobe e desce “ene” vezes durante a existência de uma bacia, então teremos “ene” discordâncias e uma sucessão de sequências - esse é o motivo porque se denomina a moderna estratigrafia pelo rótulo de “Estratigrafia de Sequências”.

Mas vamos adiante. As fases de nível baixo, de transgressão, de nível alto e de regressão forçada geram associações de fácies e sistemas deposicionais com padrões geométricos diferentes e característicos, agrupados nos chamados tratos de sistemas geométricos.

A fase inicial de queda do nível de base gera o chamado trato de sistemas de regressão forçada. À medida que ele se desenvolve, também se desenvolve a discordância limítrofe da sequência deposicional. Depois segue a fase de nível de base baixo, gerando sedimentos regressivos, i.e., progradaçãoais a agradacionais, agrupados no chamado trato de sistemas de nível baixo. A fase transgressiva do ciclo com sua característica retrogradação gera o trato de sistemas transgressivo, enquanto que a fase regressiva do final do ciclo gera sedimentos do chamado trato de sistemas de nível alto (Figura 3). As regressões do nível baixo e alto são ditas “regressões normais”, porque ao contrário da regressão forçada, ocorrem durante a subida do nível de base.

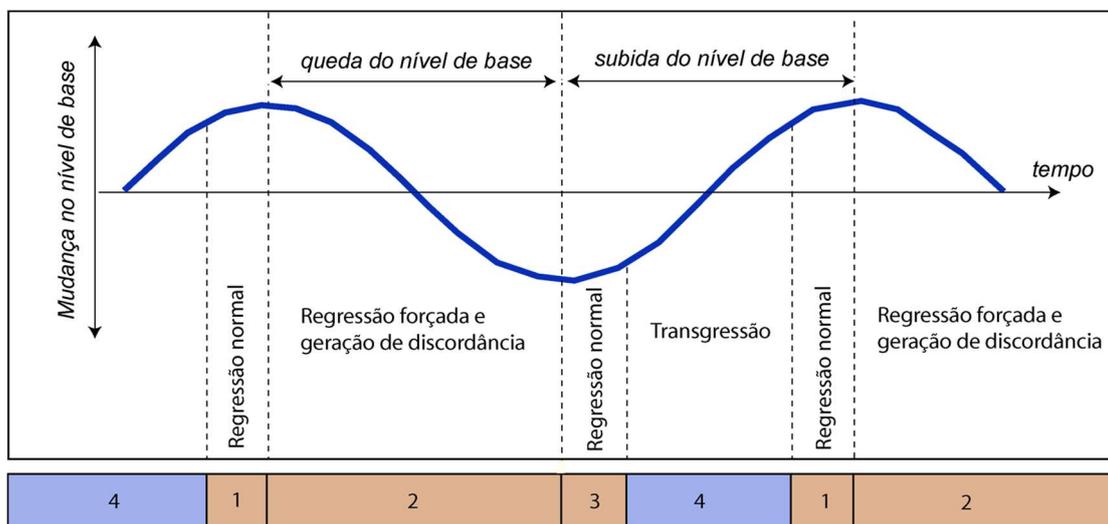


Figura 3 - Ciclo de variação do nível de base e regime sedimentar durante cada fase de desenvolvimento de uma sequência deposicional. O ciclo envolve regressão normal (no final da subida do nível de base), regressão forçada (durante a fase de queda do nível de base), uma nova fase de regressão normal (durante a fase de nível de base baixo), e uma fase de transgressão (durante a subida do nível de base). Essas quatro fases levam ao desenvolvimento dos respectivos tratos de sistemas: TSRF – Trato de sistemas de regressão forçada, TSNB – Trato de sistemas de nível baixo, TST – tratos de sistemas transgressivo, TSNA – Trato de sistemas de nível alto (números 2, 3, 4 e 1, respectivamente).

As variações do nível de base, como mostrada na curva da figura acima (Fig.3), duram de centenas de milhares a milhões de anos, envolvem uma centena de metros de variação vertical e são compostas por ciclos de subida e descida menores, que compõem o ciclo maior. Na análise por estratigrafia de seqüências procura-se reconhecer essas variações menores, as chamadas parassequências, que são pacotes sedimentares marcados por uma pequena subida (i.e., uma "mini"-superfície transgressiva, depositando fácies marinhas) seguido por uma fase regressiva (i.e., marcada por fácies cada vez mais costeiras - Figura 4). Desse modo, cada seqüência deposicional é composta por certo número de parassequências.

Nas fases regressivas do ciclo deposicional, o conjunto de parassequências é progradacional, isto é, as diversas parasequências se empilham de um modo que denota um claro avanço do sedimento para dentro da bacia. Já nas fases transgressivas, ocorre o contrário: as parassequências se empilham de modo dito retrogradacional, denotando o recuo da linha de costa em direção ao continente. Em resumo, um conjunto de parassequências pode ser progradacional, retrogradacional ou ainda agradacional, quando o espaço criado é equivalente ao aporte sedimentar (Fig. 5) É a análise do padrão de empilhamento das parassequências que permite ao estratígrafo definir o que está acontecendo na bacia e definir os tratos de sistemas. Os padrões de empilhamento das parassequências em cada trato de sistemas são resumidos na tabela 1.

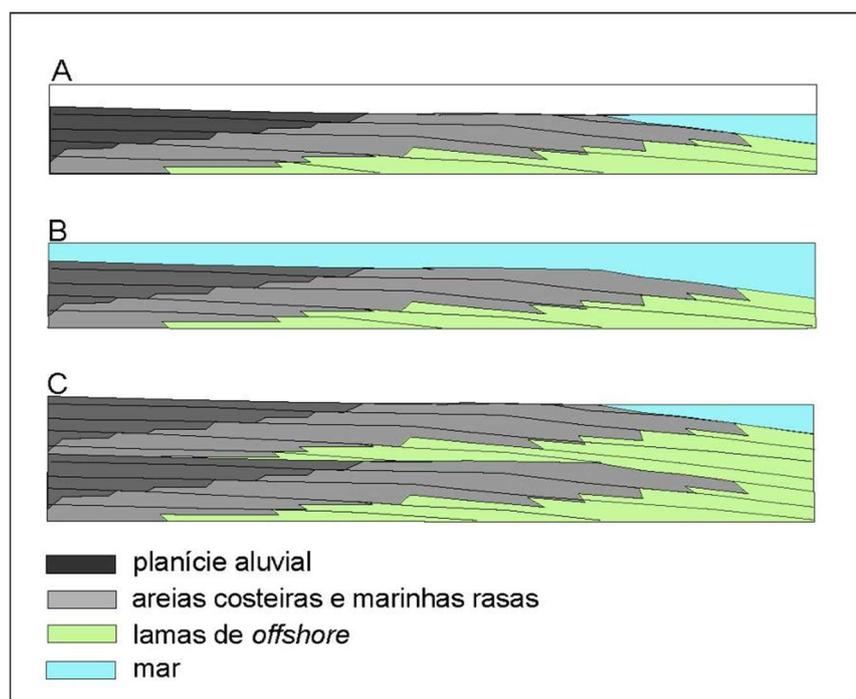


Figura 4 - Uma progradação (A) é seguida por um pulso transgressivo (B), que inunda grande parte da área costeira e deixará sedimentos marinhos de *offshore*. Após o evento transgressivo, a progradação continua (C). Desta forma, geram-se pacotes de sedimentos delimitados por superfícies de inundação - as parassequências (figura redesenhado de Van Wagoner *et al.*, 1991)

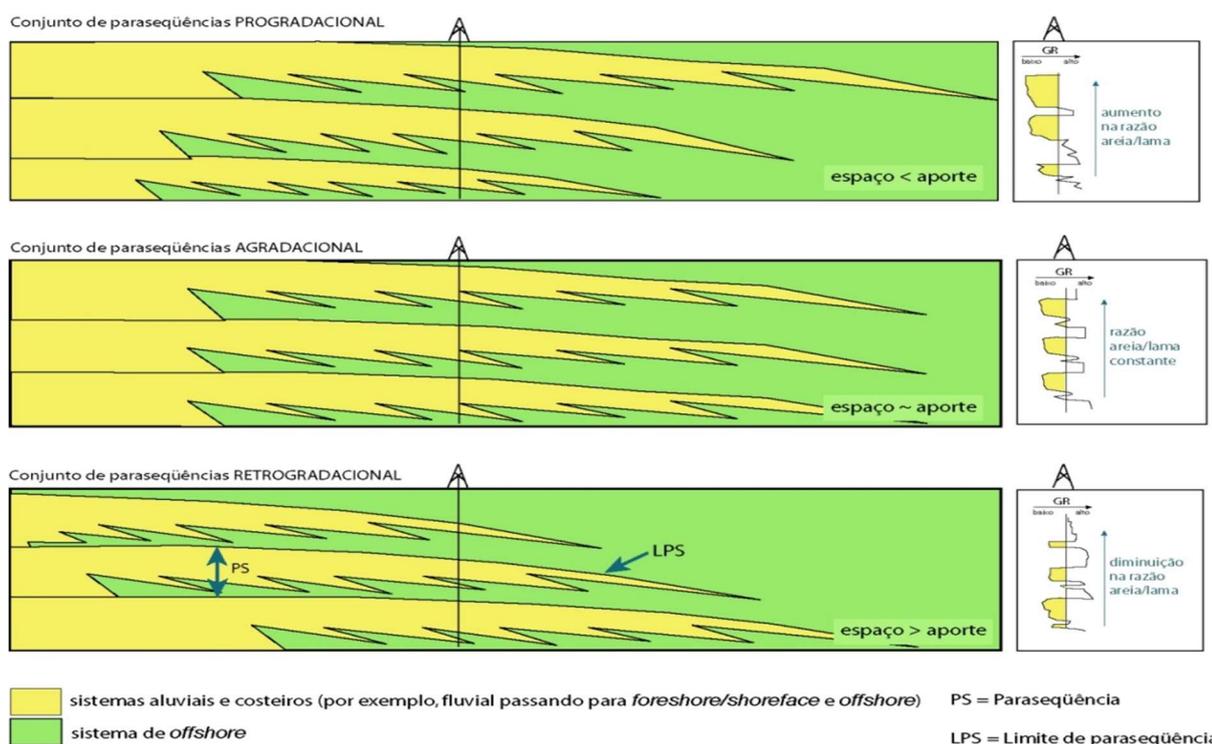


Figura 5- Padrões de empilhamento das parasequências (redesenhado cf. Van Wagoner *et al.*, 1991)

Trato de sistemas	Sigla	Movimento da linha de costa	Padrão de empilhamento das parasequências
Nível Alto	(TSNA)	regressão normal	agradacional a progradacional (primeiro agradacional, depois cada vez mais fortemente progradacional)
Regressão forçada	(TSRF)	regressão forçada	fortemente progradacional
Nível baixo	(TSNB)	regressão normal	Progradacional a agradacional (começa progradacional e tende ao agradacional em direção ao topo)
Nível transgressivo	(TST)	transgressão	retrogradacional

Tabela 1 - Características dos tratos de sistemas

O que se resumiu até aqui é “modelo básico” de uma seqüência deposicional, que na maior parte dos casos do dia-a-dia de análise estratigráfica se aplica perfeitamente; e que permite entender o preenchimento de uma bacia, que é o objetivo essencial e primordial da estratigrafia de seqüências.

Sintetizando, um seqüência deposicional é uma unidade delimitada na base por discordâncias e suas conformidades, e é composta por tratos de sistemas geométricos, sendo que o modelo básico atualmente trabalha com quatro tratos. Cada trato de sistemas tem superfícies que o delimitam, sendo que atualmente se trabalha com seis superfícies estratigráficas. Todas elas são diácronas até certo ponto, mas funcionam muito bem na análise estratigráfica. As figuras 6 e 7 apresentam um resumo gráfico de tudo que estudamos até aqui, definindo a seqüência deposicional, suas superfícies estratigráficas internas e seu recheio em termos de tratos de sistemas.

As vezes as questões de concurso usam outras nomenclaturas, mais antigas e até *outdated* (leia o polígrafo até o fim para se informar sobre isso); então fique ligado!

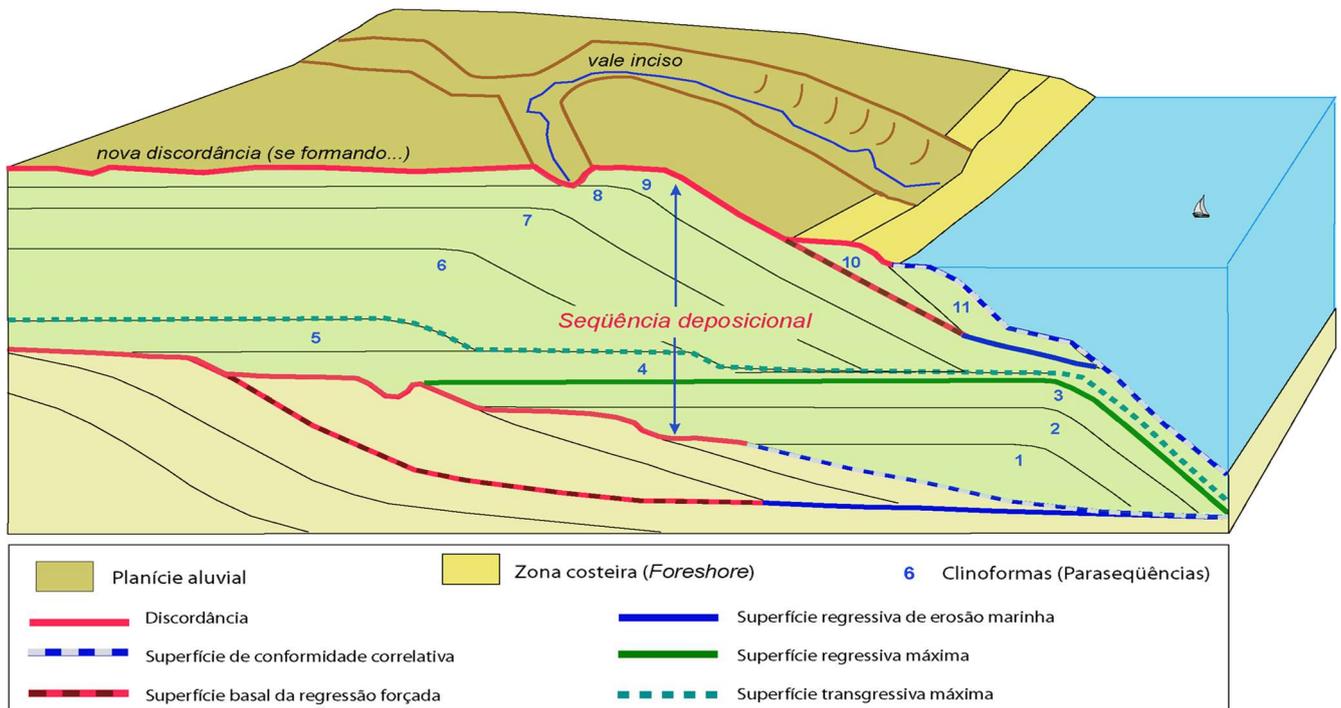


Figura 6 – Uma seqüência deposicional é definida como *uma sucessão de estratos depositados durante um ciclo completo de mudança do nível de base, sendo composta por tratos de sistemas geométricos designados de trato de sistemas de nível baixo (clinoformas 1 a 3), trato de sistemas transgressivo (clinoformas 4 e 5), trato de sistemas de nível alto (clinoformas 6 a 9) e trato de sistemas de regressão forçada (clinoformas 10 e 11). É delimitada pelas discordâncias subaéreas e suas respectivas superfícies de conformidade correlativa.*

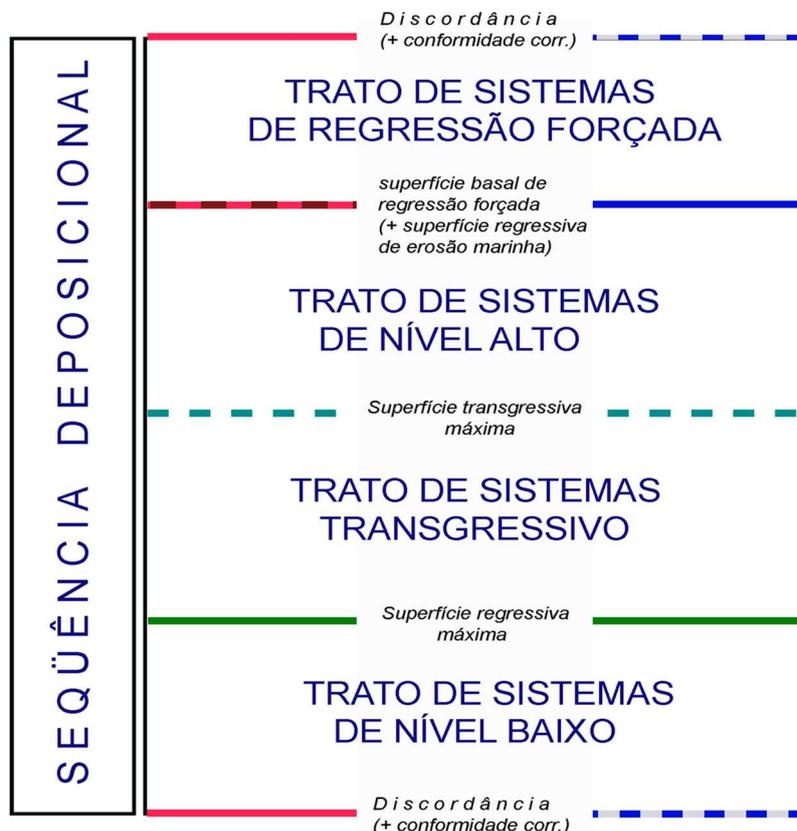


Figura 7 – Resumo do esquema básico de uma seqüência deposicional suas superfícies estratigráficas e tratos de sistemas geométricos

Pois então: conceitos mudam com o tempo! Termos e designações proliferam, e nomes diferentes designam a mesma coisa... Por isso, agora leia os **comentários e um breve histórico de alguns conceitos fundamentais da ES**. Provavelmente isso não vai cair na prova do teu concurso, mas não custa estar por dentro das coisas...

Nos seus cursos e nas aulas na universidade o Prof. Michael adotava a terminologia atual e os conceitos modernos, conforme a padronização proposta por um grupo de eminentes estratígrafos (vide Catuneanu *et al.*, 2009, 2010).

Por que esse grupo? Por que padronizar? Porque desde 1988 (ano que "nasceu" a estratigrafia de sequências como é praticada hoje em dia) até os anos 2000 muitos conceitos mudaram, evoluíram para algo diferente ou foram abandonados. Com as vezes os concursos públicos usam termos e conceitos mais antigos nas questões (o que daria até margem para entrar com recurso), aqui alguns conceitos e termos essenciais da ES serão brevemente comentados sob essa óptica.

Nível de base

Origem do termo: geomorfologia (traduz a profundidade até a qual os rios escavam seus canais, ou seja, é uma curva hipotética abaixo da qual um rio não consegue mais erodir)

Powell (1875) - introduziu o conceito que o nível do mar é o nível de base global que controla a erosão.

Davis (1902) - discutiu as idéias de Powell, separando o conceito abstrato (o nível de base) do efeito (a superfície do nível de base), e tentando definir melhor o conceito de nível de base como "superfície imaginária que controla a erosão fluvial".

Barell (1917) - introduz a idéia que o nível de base controla também a preservação de sedimentos porque entendia o nível de base como uma superfície horizontal que controla ambos fenômenos - sedimentação e erosão.

Wheeler (1964) - criticou a idéia de um nível de base horizontal e introduz a idéia de uma curva abstrata, elíptica ou ondulada, mas única, estendendo-se desde a área-fonte dos sedimentos até o nível do mar. Se erosão estiver ocorrendo, o nível de base está descendo, se ocorrer deposição, é porque o nível de base está subindo.

Quirk (1996) - propõe o conceito de "perfil de base" (base profile) como a superfície até a qual os rios erodem e que representa o perfil de equilíbrio do rio em condições estáveis, ou seja, na área continental o perfil de equilíbrio dos rios representava o nível de base.

Cross & Lessenger (1998) - argumentam em favor de um "nível de base estratigráfico" como superfície controladora da deposição, tendo essa superfície duas partes: um nível de base marinho e outro fluvial.

Para outros autores (*e.g.*, Posamentier & Allen, 1999, Catuneanu, 2006) não é adequado juntar o perfil de equilíbrio com o nível de base, já que as variações do nível do mar controlam a deposição fluvial, ou seja, um é controlador, o outro é controlado. Por isso, esses autores preferem separar os conceitos, e isso é a tendência atualmente entre os estratígrafos: nível de base é uma coisa, perfil de equilíbrio fluvial é outra.

Catuneanu (2006) chama atenção para o fato que a equivalência do nível de base com o nível do mar é uma aproximação simplificada, porque na verdade o nível de base fica abaixo do nível do mar devido à ação erosiva das correntes *longshore* e principalmente

do nível de base das ondas. Isso é corroborado pela observação de Schumm (1993) que rios que se aproximam do oceano de fato erodem *abaixo* do nível do mar.

Espaço de acomodação

A *acomodação* é o espaço para o sedimento efetivamente ficar acumulado abaixo do nível de base. Em outras palavras, é o espaço que é criado entre a superfície deposicional e o nível de base quando este sobe.

Originalmente aplicado no âmbito do sistema marinho, atualmente o conceito de acomodação aplica-se também no âmbito continental, sendo denominado de *acomodação fluvial* e definido como sendo o espaço entre o perfil de equilíbrio e o perfil ativo do sistema fluvial (Posamentier & Allen, 1999).

As superfícies estratigráficas

A discordância foi a primeira superfície estratigráfica a ser reconhecida e que tem importância histórica fundamental (lembrar de James Hutton e o famoso afloramento *Siccar Point* na Escócia, onde estratos silurianos praticamente verticais estão sobrepostos por estratos devonianos subhorizontais).

Atualmente, a estratigrafia de seqüências trabalha com o conceito que a discordância se forma durante a queda do nível de base (toda a queda...), estendendo-se em direção à bacia durante a regressão forçada e alcançando sua maior extensão no final da queda do nível de base, quando cessa a regressão forçada e inicia-se a regressão normal de nível baixo.

Contudo, no modelo original de 1988 existia uma concepção diferente sobre o *timing* da discordância, pois naquela época (e.g.; Posamentier *et al.*, 1988, Posamentier & Vail, 1988), o início da discordância ocorria bem depois do nível de base ter alcançado seu mximo (Fig. 8).

Essa visão hoje reconhecida como equivocada tem uma explicação – duas, na verdade:

A – o mecanismo da regressão forçada ainda não tinha sido reconhecido como parte separada no arcabouço estratigráfico sequencial e, portanto, o que é hoje em dia separado como “depósitos da regressão forçada”, era tratado como depósitos finais de nível alto (Fig. 8A).

B – devido a uma equivocada abordagem do conceito de perfil de equilíbrio, a queda do nível de base resultava, segundo os autores citados, em criação de espaço de acomodação continental (Fig. 8B), ou seja, os rios depositariam seus sedimentos no início da fase de queda, e a discordância se formaria só depois. Na visão do modelo clássico, a fase inicial de queda do nível de base não marcava o início da discordância, mas de sedimentação fluvial (Fig. 8C). Assim, o tempo de formação da discordância subaérea propriamente dita iniciaria algum tempo após o nível de base alcançar seu máximo, ou seja, já na fase de descida.

Essa visão foi posteriormente contestada por diferentes autores (e.g.; Miall, 1990; Hunt & Tucker, 1992; Koss *et al.*, 1994). Com o tempo, o modelo de criação de espaço fluvial na queda do nível de base foi abandonado; e hoje em dia se trabalha com o conceito

“discordância” como sendo uma superfície formada durante a regressão forçada, no tempo entre o máximo e o mínimo do nível de base.

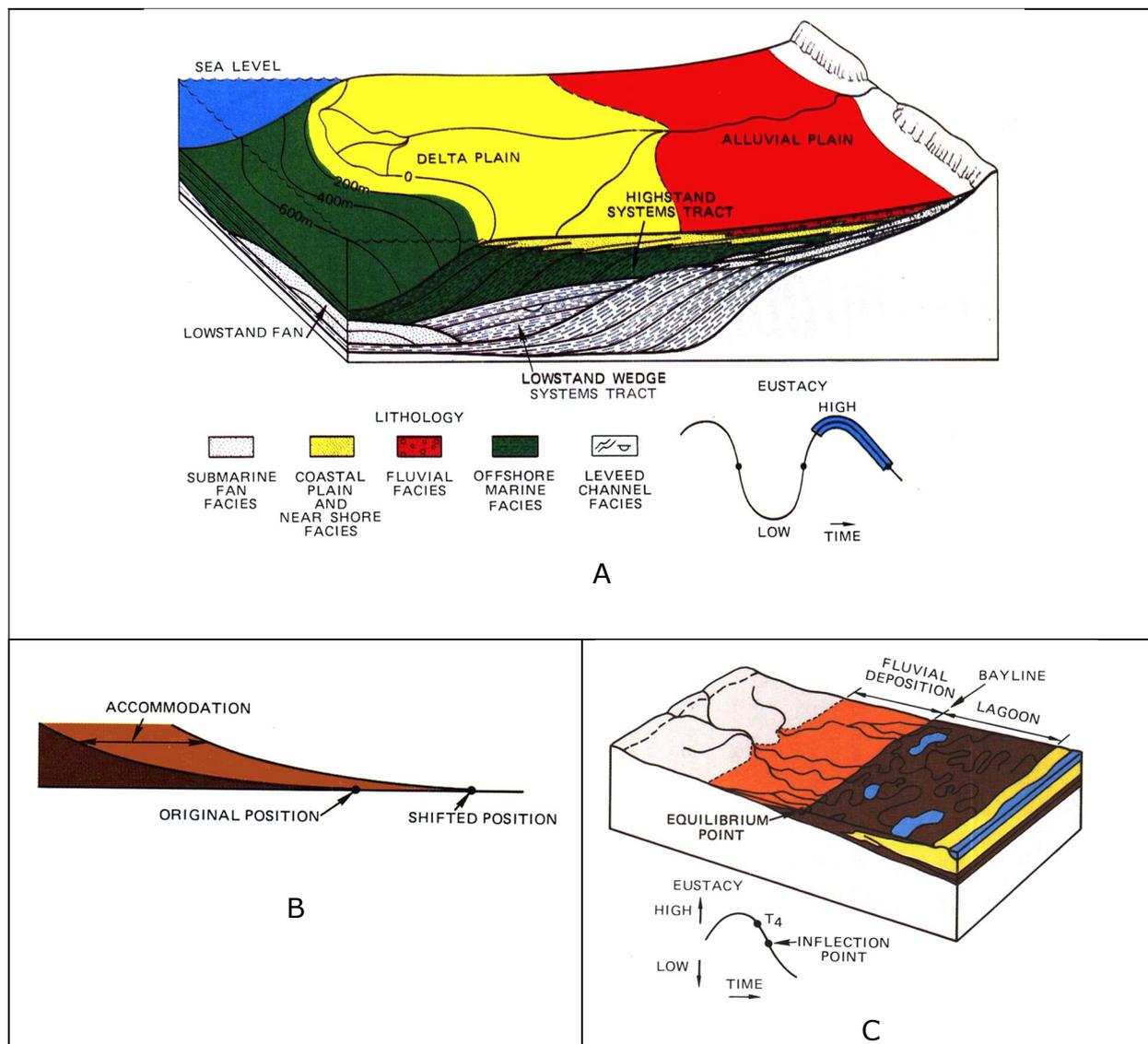


Figura 8 - Conceitos clássicos da estratigrafia de seqüências associados à discordância como superfície estratigráfica fundamental. (A) os depósitos de nível alto se desenvolviam até mesmo durante a queda do nível de base (realce em azul na curva eustática), e a discordância era formado na passagem pelo ponto F, no meio do limbo descendente da curva. (B) na concepção dos autores naquela época, o perfil de equilíbrio fluvial migra em direção à bacia durante a queda do nível de base, resultando em espaço de acomodação fluvial. Assim, o modelo clássico como reproduzido em (C) associava criação de espaço continental à queda do nível de base. Figuras originais extraídos de Posamentier & Vail (1988).

A conformidade correlativa é a superfície que dá continuidade à discordância em direção à bacia. Até os anos setenta do século passado, o arcabouço de seqüências na região marginal de uma bacia não podia ser traçado para a parte mais distal, já que na

água profunda a assinatura estratigráfica típica das discordâncias não era mais reconhecida. O problema da “correlatividade” entre a discordância e a sua conformidade foi discutido por vários autores (e.g., Nummedal, 1992; Nummedal & Mollenar, 1995; Embry, 1995; Hunt & Tucker, 1992; Helland-Hansen & Gjelberg, 1994). Em 1999, Posamentier e Allen clarificam esse aspecto e definem a superfície de conformidade correlativa como sendo o paleo-fundo marinho no *início* da regressão forçada.

A concepção atual da conformidade correlativa como sendo uma superfície que se forma no ambiente marinho no final da queda do nível de base é de Hunt & Tucker (1992), no trabalho onde os autores propõem o conceito dos depósitos de regressão forçada. Assim, o *timing* da conformidade correlativa conforme utilizado hoje é diferente da conceituação original de 1988 da chamada “Escola da Exxon”, e diferente também da definição de Posamentier & Allen (1999).

A superfície basal da regressão forçada foi proposta por Hunt & Tucker (1992). Embora bastante explorada no final dos anos noventa e início dos anos 2000 (conforme registrado em Catuneanu, 2006), atualmente essa superfície parece estar caindo em desuso. No já mencionado artigo do tal grupo de eminentes estratígrafos (Catuneanu *et al.*, 2009), a superfície basal de regressão forçada aparece subordinada ao termo “conformidade correlativa” *sensu* Posamentier & Allen. Naquele artigo, na parte onde as superfícies estratigráficas são listadas e rapidamente descritas, aparece definida uma “correlative conformity (*sensu* Posamentier *et al.*, 1988; Posamentier and Allen, 1999)” e a superfície basal de regressão forçada é apresentada no final do parágrafo como “termo alternativo”.

Comparando conceitualmente os dois termos, nota-se que a “superfície basal de regressão forçada” é, de fato, equivalente à “conformidade correlativa *sensu* Posamentier e Allen”, pelo seguinte: para aqueles autores, no início da queda do nível de base, quando a discordância começa a ser gerada, a parte marinha distal (ou seja, o paleo-fundo do mar existente no início da queda) formaria uma superfície correlata à discordância subaérea. Essa conformidade correlativa, para Hunt & Tucker (1992, 1995) é a “superfície basal de regressão forçada”.

A superfície regressiva de erosão marinha surgiu no artigo de Plint (1988) publicado no mesmo volume onde todos os clássicos de 1988 aparecem – no SEPM 42. Posteriormente, Plint e outros autores desenvolveram melhor o conceito (Plint, 1991, 1996; Helland-Hansen & Martinsen, 1996) e a superfície aparentemente adentrou o arcabouço conceitual da estratigrafia de seqüências para ficar. Houve tentativas de outras denominações, como *regressive wave ravinement* (Galloway, 2004). Mas no artigo de Catuneanu *et al.* (*op.cit.*), o termo proposto para uso padronizado é mesmo do original de Plint.

A superfície regressiva máxima, como é usada hoje em dia, teve seu aparecimento no artigo de Helland-Hansen & Martinsen (1996) como superfície que separa os estratos agradacionais e progradacionais de nível baixo dos estratos retrogradantes da fase transgressiva. Assim, essa superfície equivale à “superfície transgressiva” (*transgressive surface*) do modelo clássico de 1988. No decorrer do tempo, outras denominações apareceram, incluindo *top of lowstand surface* (Vail *et al.*, 1991); *initial transgressive surface* (Nummedal *et al.*, 1993); *conformable transgressive surface* (Embry, 1995) e *maximum progradation*

surface (Emery and Myers, 1996), em uma profusão de termos que dá razão para a busca por uma padronização do jargão da estratigrafia de seqüências.

A superfície transgressiva máxima, por sua vez, era chamado de "superfície de inundação máxima" (*maximum flooding surface*) no modelo clássico de 1988 (Van Wagoner et al., 1988) retomando um conceito de Frazier (1974). Nos anos subsequentes àquela publicação, vários autores questionaram o termo "inundação" porque tradicionalmente remete a um fenômeno fluvial, no sentido de ser um evento relativamente freqüente e igualmente curto na escala do tempo geológico, enquanto que a inundação no sentido de transgressão marinha, além de ter outra causa, tem outro *timing* e outro significado geológico. Em 1993, Nummedal propôs o termo "superfície transgressiva final" em contrapartida à "superfície transgressiva inicial" (termo dele designando a superfície regressiva máxima, visto acima), e em 1996 Helland-Hansen & Martinsen propuseram a designação "superfície *transgressiva* máxima" como contra-ponto à "superfície *regressiva* máxima". É interessante notar que Catuneanu et al., (2009, 2010) misturam os dois termos, adotando a "superfície regressiva máxima" de Helland-Hansen & Martinsen (1996), mas não a designação "superfície *transgressiva* máxima", preferindo utilizar o termo mais antigo "superfície de inundação máxima".

A superfície de ravinamento tem sua origem no conceito de *wave-ravinement surfaces*, e foi formalmente proposto por Nummedal & Swift (1987). A ação das ondas era reconhecida como mecanismo erosivo, mas em 1993 Allen & Posamentier descreveram também as superfícies de ravinamento por marés. No modelo clássico de 1988, essa superfície foi designada como "transgressive surface of erosion", mas é interessante notar que nenhum dos artigos conceituais daquele memoir (e.g., Posamentier et al, 1988; Posamentier & Vail, 1988) citam essa superfície. Da mesma forma, Van Wagoner et al. (1991) no seu texto sobre paraseqüências, onde as superfícies transgressivas são fator fundamental, sequer mencionam as superfícies de ravinamento.

A mais nova na estirpe das superfícies é a de tendência de fácies ou *within-trend facies contact*, que não são superfícies estratigráficas componentes do arcabouço da estratigrafia de seqüências, e sim descontinuidades litológicas dentro dos tratos de sistemas e podem ter expressão física bastante nítida tanto em sondagem quanto em afloramento, como vimos acima.

O termo surgiu no início dos anos 2000 através dos trabalhos de Embry (2001, 2002) e popularizada por Catuneanu em seu livro-texto de 2006.

As seqüências do tipo 1 e tipo 2

No modelo clássico de 1988 foi introduzida uma diferenciação entre aquelas seqüências cujo limite está associada á queda do nível de base e uma erosão significativa do relevo, e seqüências cujo limite apresenta nenhuma ou muito pouca erosão, indicando que não houve queda do nível de base, mas apenas uma "parada" (*stillstand*) durante uma fase de subida. Enquanto a primeira, com uma clara discordância, foi chamada de "Seqüência tipo 1", a segunda foi rotulada de "Seqüência tipo 2".

Uma vez que o limite de uma seqüência do tipo 2 não envolve queda do nível de base, esse limite é representado pela transição entre a fase progradacional e retrogradacional (Fig. 9), marcando uma época de *stillstand* na movimentação do nível de base (realçado no gráfico da curva do nível de base pela área cinzenta na época do tempo t1). Assim, em uma seqüência do tipo 2 normalmente não há trato de sistemas de nível baixo (e evidentemente nem o trato de regressão forçada, que não existia em 1988), e o trato de sistemas transgressivo está diretamente sobreposto ao trato de nível alto da seqüência anterior.

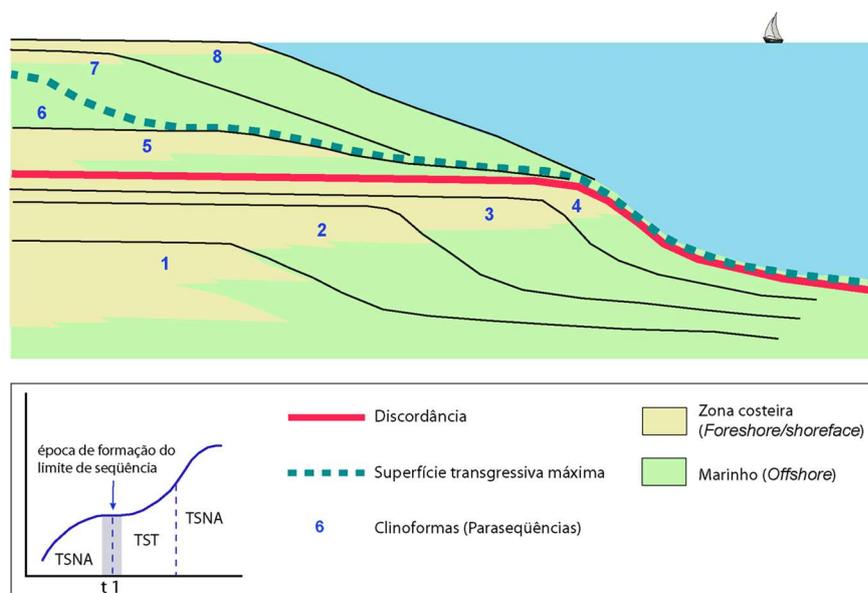


Figura 9 - um limite de uma seqüência do tipo 2 não envolve queda do nível de base, esse limite é representado pela transição entre a fase progradacional e retrogradacional, marcando uma época de *stillstand* na movimentação do nível de base (realçado no gráfico da curva do nível de base pela área cinzenta na época do tempo t1). Assim, em uma seqüência do tipo 2 não há trato de sistemas de nível baixo (clinoformas 1 a 4 = trato de sistemas de nível alto; clinoformas 5 e 6 = trato de sistemas transgressivo; clinoformas 7 e 8 = trato de sistemas de nível alto). Extraído de Holz (2012).

A razão dessa diferenciação reside no fato que aquela época era dominada pela discussão a cerca dos controles primordiais do espaço de acomodação – eustasia e tectônica, em um debate histórico. Naquela época, o grupo que concebeu o hoje clássico modelo pensou da seguinte forma: se a eustasia cai mais rápido do que a subsidência da bacia (o que é o normal), ocorre destruição de espaço, com recuo do nível do mar, exposição da plataforma até a zona do talude continental e a formação de uma discordância subaérea expressiva, com vales incisos e tudo mais.

Mas o que aconteceria se a taxa de queda eustática e de subsidência na linha de costa se equivalessem? Nesse caso, embora o nível do mar estivesse descendo, o espaço disponível não mudaria e sim ficaria constante, e se desenvolveria um limite de seqüências do tipo 2, sobreposto por uma sucessão "levemente progradacional a agradacional" (nas palavras dos autores). Essa sucessão foi chamada de "trato de sistemas de margem de plataforma" (*shelf margin systems tract*), tipicamente agradacional, e ocupando o posicionamento estratigráfico do trato de sistemas de nível baixo (Fig.10).

Como esse equilíbrio é difícil de acontecer, o mais comum é depositar o trato de sistemas transgressivo diretamente em cima do trato de sistemas de nível alto da seqüência anterior, com mostrado na figura 9.

A diferenciação das seqüências deposicionais em tipo 1 e tipo 2 foi criticada e debatida durante os anos noventa, e finalmente abandonada por se mostrar inoperacional e desnecessária (e.g., Posamentier, & Allen, 1999, Catuneanu, 2006). Com isso, o trato de sistemas de margem de plataforma também saiu de cena.

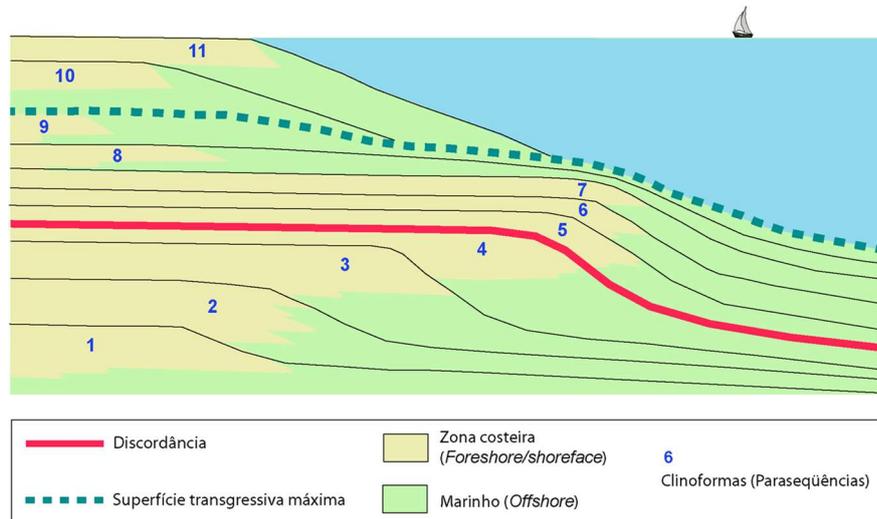


Figura 10 – O “limite de seqüências do tipo 2” do modelo clássico de 1988 era sobreposto por uma sucessão “levemente progracional a agradacional” que foi chamada de “trato de sistemas de margem de plataforma” (*shelf margin systems tract*), ocupando o posicionamento estratigráfico do trato de sistemas de nível baixo. Clinoformas 1 a 4 e 10 a 11 são de tratos de sistemas de nível alto; as clinoformas 5 a 7 são do trato de sistemas de margem de plataforma, e clinoformas 8 e 9 marcam o trato de sistemas transgressivo. Extraído de Holz (2012)

Resumindo: esse negócio dos termos é uma confusão, sim. Não se alerte... apenas guarde isso em algum canto da memória. Não sei que concurso você vai fazer – Petrobrás? ANP? alguma IFES? - mas ao analisar as questões, veja se a terminologia bate com as do modelo atual, ou se termos mais antigos estão sendo usados.

Para fins de memorização mesmo, mesmo... **basta você saber o conteúdo das figuras 5, 6 e 7.** Boa prova..!

Referencias

- Barrel, J. 1917. Rhythms and measurement of geologic time. Geological Society of America Bulletin 28:745-904.
- Catuneanu, O. 2006. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, Amsterdam. 375p.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Battacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W.;Eriksson, P.G.; Fielding, C.R.; Fisher, W.L.; Galloway, W.E.; Gibling, M.R.;Giles, K.A.; Holbrook, J.M.; Jordan, R.; Kendall, C.G.St.C.; Macurda, B.; Martinsen, O.J.; Miall A.D.; Neal, J.E.; Nummedal, D.; Pomar L.; Posamentier, H.W.; Pratt B.R.; Sarg J.F.; Shanley, K.W.; Steel, R.J.; Strasser, A.; Tucker, M.E.; Winker C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy.E Isevier, Earth-Science Review 92: 1-33.
- Catuneanu, O., Battacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W.;Eriksson, P.G.; Fielding, C.R.; Fisher, W.L.; Galloway, W.E.; Gianolla, P.; Gibling, M.R.;Giles, K.A.; Holbrook, J.M.; Jordan, R.; Kendall, C.G.St.C.; Macurda, B.; Martinsen, O.J.; Miall A.D.; Neal, J.E.; Nummedal, D.; Pomar L.; Posamentier, H.W.; Pratt B.R.; Sarg J.F.; Shanley, K.W.; Steel, R.J.; Strasser, A.; Tucker, M.E.. 2010. Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development. *First break* volume 28, January 2010. 2010 EAGE www.firstbreak.org.

- Cross, T. A. (1991). High-resolution stratigraphic correlation from the perspectives of base-level cycles and sediment accommodation. In: *Unconformity Related Hydrocarbon Exploration and Accumulation in Clastic and Carbonate Settings* (J. Dolson, Ed.), pp. 28–41. Rocky Mountain Association of Geologists, Short Course Notes.
- Cross, T. A., And Lessenger, M. A. (1998). Sediment volume partitioning: rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. In *Sequence Stratigraphy—Concepts and Applications* (F. M. Gradstein, K. O. Sandvik and N. J. Milton, Eds.), pp. 171–195. Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication 8.
- Embry, A. 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. Norwegian Petroleum Society Special Publications, 5: 1-11.
- Embry, A., 2001, The six surfaces of sequence stratigraphy. AAPG Hedberg Conference on sequence stratigraphic and allostratigraphic principles and concepts, Dallas. Abstract volume, p. 26 – 27.
- Embry, A., 2002, Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy, In: Armentrout, J and Rosen, N., (eds.), Sequence stratigraphic models for exploration and production: Gulf Coast SEPM Conference Proceedings, Houston, p.151-172.
- Emery, D. & Myers, K.J. 1996. Sequence stratigraphy. Blackwell Science. 297p.
- Frazier, D.E. 1974. Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. Bureau of Economic Geology, University of Texas, Geological Circular, 74-1, 26p.
- Galloway, W.E., 2004. Accommodation and the sequence stratigraphic paradigm. Reservoir, 1671. Canadian Society of Petroleum Geologists, v. 31, no. 5, p. 9-10
- Helland-Hansen, W. & Gjølberg, J.G. 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. *Sedimentary Geology*, 92:31-52.
- Helland-Hansen, W. 1995. Sequence stratigraphy theory: remarks and recommendations. Norwegian Petroleum Society Special Publications, 5:13-21.
- Holz, M. 2012. Estratigrafia de sequencias – histórico, conceitos a aplicações. Interciencia, Rio de Janeiro. 256p.
- Hunt, D. & Tucker, M.E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology* 81:1-9.
- Koss, J.E., Ethridge, F.G. & Schumm, S.A. 1994. An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems. *Journal of Sedimentary Research*, vol. B64, no 2, p. 90-98.
- Miall, A.D. 1990. Principles of sedimentary basin analysis. Springer-Verlag, New York, 668 p.
- Nummedal, D. 1992. Sequence stratigraphy in ramp settings – with application to Upper Cretaceous rocks in San Juan basin. New Mexico Geological Society Guidebook, 43th field conference. P. 185-186
- Nummedal, D. ; Molenaar, C.M. 1995. Sequence Stratigraphy of Ramp-Setting Strand Plain Successions: The Gallup Sandstone, New Mexico. In: *AAPG Special Volumes* Volume M 64: Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits, Pages 277 - 310.
- Nummedal, D. & Swift, D.J.P. 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In: Nummedal, D.; Pilkey, O.H. & Howard, J.D. (Eds.). *Sea-Level Fluctuation and Coastal Evolution*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, 41.
- Plint, A.G. 1988. Sharp-Based Shoreface Sequences And "Offshore Bars" In The Cardium Formation Of Alberta: Their Relationship To Relative Changes In Sea Level. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.; St. C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.) 1988. *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42, p.357-370.
- Plint, A.G.; Eyles, N.; Eyles, C. & Walker, R.G. 1992. Control of sea level changes. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.). *Facies Model - Response to sea level change*. Geological Association of Canada.
- Posamentier, H.W. ; Jervey, M.T. & Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: Wilgus, B.S.; Kendall, C.G. St. C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.) 1988. *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM Special Publication, 42:109-124.
- Posamentier, H.W. & Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. In: Wilgus, B.S.; Kendall, C.G. St. C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.) 1988. *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM Special Publication, 42:125-154.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy – Concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, vol. 7, pp. 1-210.
- Schumm, S.A. 1993. River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy. *The Journal of Geology* Vol. 101, No. 2, 100th Anniversary Symposium: Evolution of the Earth's Surface (Mar., 1993), pp. 279-294
- Quirk, D.G. 1996. 'Base profile': a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. In: Howell J.A. and Aitken J.F. (editors). 1996. *High resolution sequences stratigraphy: Innovations and application* Geological Society, London, Special Publications 1996, v. 104, p. 37-49.
- Vail, P.R.; Audemard, F.; Bowman, S.A.; Eisner, P.N. & Perez_Cruz, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In: Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds.) 1991. *Cycles and events in stratigraphy*. Springer Verlag, Berlin. p 617-659.

Van Wagoner, J.C.; Mitchum, R.M.; Campion, K.M. & Rahmanian, V.D. 1991. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration series, Número 7, 55p.

Wheeler, H.E. 1958. Time-Stratigraphy. Geological Society of America Bulletin, 42(5):1047-1063.

Wheeler, H.E. 1964. Base level, lithosphere surface, and time-stratigraphy. GSA Bulletin, 75:599-610.

Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.; St. C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.) 1988. Sea-level changes: an integrated approach. SEPM Special Publication, 42, 407 p.