

3. ESTRATIGRAFIA QUÍMICA

3.1 DEFINIÇÃO

A estratigrafia química ou quimioestratigrafia envolve a aplicação dos dados de geoquímica orgânica e inorgânica para caracterizar ou correlacionar estratos. Sequências podem ser subdivididas em unidades estratigráficas com assinaturas geoquímicas diagnósticas. Estas assinaturas possibilitam e dão o suporte necessário à definição das unidades sedimentares e à sua correlação por grandes áreas numa bacia. Este tipo de estudo torna-se especialmente importante em áreas nas quais os métodos convencionais de correlação, tais como a bioestratigrafia e a assinatura de perfis, têm provado ser insuficientes e muitas vezes inadequados para a obtenção de correlações precisas.

A aplicação da estratigrafia química é essencial principalmente em seqüências com nenhum ou muito pouco conteúdo fossilífero; em áreas com taxas de sedimentação muito altas onde o detalhamento bioestratigráfico é muito difícil e em várias seqüências marinhas espessas, tanto pelíticas quanto carbonáticas, nas quais as assinaturas dos perfis são monótonas e não possibilitam uma correlação acurada (Rodrigues, 2005).

3.2 ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA

3.2.1. COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO CARBONO E OXIGÊNIO DE CARBONATOS

Isótopos de Oxigênio

As variáveis primárias que determinam o sinal de isótopos de oxigênio em carbonatos são a temperatura da água e a composição de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da água do mar. A depender dessas variáveis, a composição isotópica do oxigênio na fase sólida será mais ou menos distinta da água em reações químicas em condições de equilíbrio. Neste processo de fracionamento diferencial os valores de $\delta^{18}\text{O}$ durante a formação do carbonato são dependentes da temperatura: em altas temperaturas, mais íons de carbonato com átomos de ^{18}O permanecem em solução, com os carbonatos precipitados sob estas condições mostrando-se menos enriquecidos em ^{18}O que aqueles formados sob baixas temperaturas (Urey, 1947; Emiliani, 1955). Urey (op. cit.) apresentou um trabalho pioneiro acerca da termodinâmica de sistemas isotópicos e sugeriu que variações na temperatura de precipitação do carbonato de cálcio da água levariam a variações mensuráveis na razão de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ do carbonato de cálcio. Emiliani (1955) postulou que a determinação de temperaturas de oceanos antigos seria possível, a princípio, através da medição do conteúdo de $\delta^{18}\text{O}$ de carapaças fósseis calcárias. A primeira escala de paleotemperatura foi introduzida por McCrea (1950) e refinada por Epstein *et al.* (1953). Este último obteve a fórmula empírica abaixo, levemente modificada por Craig (1965):

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16.9 - 4.2 \Delta + 0.13 \Delta^2 ,$$

onde Δ é a diferença isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) entre o CO_2 derivado do carbonato pela reação com H_3PO_4 a 25°C e o CO_2 a 25°C em equilíbrio com a água da qual o carbonato foi depositado.

Três problemas dificultam a determinação de paleotemperaturas:

1. o valor desconhecido de $\delta^{18}\text{O}$ dos oceanos antigos;
2. efeitos metabólicos na precipitação carbonática ou efeitos vitais;
3. a preservação isotópica do oxigênio primário nos carbonatos.

1. Assumindo-se que a água dos oceanos antigos teria tido uma composição isotópica mais ou menos constante, similar à atual, o ponto crucial passa a ser a questão da paleosalinidade. Deve-se saber se o organismo, a ser analisado, viveu em águas oceânicas de 35.000 ppm de salinidade. Águas oceânicas de altas salinidades têm um mais alto conteúdo de ^{18}O , porque o ^{16}O se concentra preferencialmente na fase de vapor durante a evaporação. Por outro lado, águas oceânicas de baixas salinidades têm um baixo conteúdo de ^{18}O , por este ser diluído pela percolação de águas meteóricas. Epstein e Mayeda (1953) estimaram que uma variação de 1‰ na salinidade seria acompanhada de um erro de 1°C na determinação da temperatura dos oceanos, em períodos não glaciais da história da Terra.

2. A existência de organismos, como algumas espécies de foraminíferos, que formam suas carapaças de calcita ou aragonita em equilíbrio isotópico com a água oceânica e outros (por exemplo, equinodermas, asteriodea, ophiuroidea, e crinóides) que não precipitam seus carbonatos em equilíbrio com seus ambientes (Weber e Raup 1966a, b; Weber 1968). Esses tão falados “efeitos vitais” são levados em conta para uma mudança na reação isotópica entre CO_2 da respiração e o bicarbonato no sítio de deposição carbonática e suas imediações. O conhecimento do comportamento ecológico dos organismos secretadores de carapaças é também essencial. Se espécies não extintas são usadas como termômetro, deve ser assumida a premissa de que a profundidade de seu habitat não mudou com o tempo. Outra questão importante é a dúvida, se o CaCO_3 é segregado pelas carapaças dos organismos viventes somente durante uma determinada fase de variação da temperatura local ou se através de todo o período de tempo. Epstein e Lowenstam (1953) demonstraram que o crescimento da maioria das espécies calcárias não acontece durante todo o ano. Para a maioria dos pelecípodes, por exemplo, observa-se o crescimento primário nas temperaturas amenas, enquanto os gastrópodes apresentam crescimento tanto no inverno quanto no verão.

3. A composição isotópica do oxigênio das carapaças aragoníticas ou calcíticas permanecerá imutável até a sua dissolução e recristalização durante a diagênese. Alguns dos critérios pelos quais amostras inalteradas podem ser reconhecidas foram discutidos por Lowenstam (1961). Porém, o problema de como provar a sua preservação continua insolúvel.

Para uma composição isotópica constante do oxigênio da água do mar, a razão entre $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dos carbonatos depositados decrescerá 0.23‰ em relação ao equilíbrio isotópico para cada grau centígrado aumentado da temperatura (Epstein *et al.*, 1953; Emiliani, 1955). Logo, com estas constatações foi possível estimar em qual temperatura d'água a precipitação carbonática teve lugar (Epstein *et al.*, 1951, 1953; Craig, 1965; Erez e Luz, 1983)(figura 20).

O mecanismo mais importante para produzir modificação na composição isotópica do oxigênio da água do mar é a evaporação. Este processo concentra o isótopo pesado ^{18}O na fase líquida, que se torna relativamente enriquecida em ^{18}O quando comparada com a fase de vapor, enriquecida no isótopo leve ^{16}O . Durante as glaciações, o vapor d'água das nuvens precipita água rica em ^{16}O nas calotas de gelo na forma de neve, deixando a água do oceano enriquecida em ^{18}O . Isto significa que as razões isotópicas do oxigênio nos carbonatos durante as idades do gelo refletem primeiramente o volume de gelo criado, com um menor efeito devido à temperatura (Shackleton, 1967).

A mineralogia também pode ditar uma regra na composição isotópica de carbonatos (Sharma e Clayton, 1965). Por exemplo, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da aragonita a 25°C são 6 ‰ maiores que os da coexistente calcita e o teor de $\delta^{13}\text{C}$ da aragonita é enriquecido em 1,8 ‰ relativo à calcita (Rubinson e Clayton, 1969).

Nos últimos anos, a maioria dos estudos paleoclimáticos foi concentrada em foraminíferos. Desde o trabalho pioneiro de Emiliani (1955), numerosos testemunhos do Atlântico, Caribe e Pacífico Equatorial foram analisados e, quando correlacionados acuradamente, produziram uma curva isotópica de oxigênio bem estabelecida para as últimas centenas de milhares de anos (Emiliani, 1972; Shackleton e Opdyke, 1973; Emiliani e Shackleton, 1974; Emiliani, 1978).

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ foram medidos tanto para as espécies planctônicas quanto para as bentônicas, e a semelhança entre as variações de $\delta^{18}\text{O}$ é claramente observada em todas as áreas. Cotejadas com escalas de tempo datadas independentemente, essas variações de $\delta^{18}\text{O}$ resultaram em sinais isotópicos síncronos no registro sedimentar, devido ao período relativamente curto ($\sim 10^3$ anos) de homogenização das águas oceanicas. Esses sinais síncronos fornecem marcos estratigráficos, permitindo correlações entre seções sedimentares amostradas por testemunhos ou amostras, pontuais ou de calha, mesmo quando separadas por milhares de quilômetros.

Diferenças na composição isotópica do oxigênio de carbonatos podem ser causadas tanto por mudanças, glacialmente controladas, da composição isotópica da água oceânica quanto por variações

na temperatura dos oceanos. Tem existido alguma controvérsia a respeito da extensão do “fator temperatura” em oposição ao “fator volume de gelo”. Enquanto Emiliani (1955,1966) originalmente favoreceu o “fator temperatura”, Shackleton e Opdyke (1973), e mais tarde muitos outros, favoreceram o fator volume de gelo. Embora a resolução dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dentre estes dois efeitos não possa ainda ser adequadamente feita para todos os períodos de tempo e para todas as áreas oceânicas, o problema pode ser parcialmente resolvido analisando-se separadamente organismos bentônicos e planctônicos. Sabendo-se que a água do fundo oceânico é produzida em altas latitudes (Broecker, 1974 *apud* Hoefs, 1987), é possível supor que a temperatura desta água seja mais ou menos constante, não importa o quão extensa seja a calota de gelo existente nos pólos. Logo, a composição isotópica do oxigênio de organismos bentônicos vivos poderia refletir preferencialmente a mudança na composição isotópica da água, enquanto os valores de $\delta^{18}\text{O}$ de organismos planctônicos seriam afetados tanto pela temperatura quanto pela composição isotópica do corpo d’água (Hoefs, 1987). Broecker (1982) reuniu os dados de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentônicos e planctônicos de testemunhos de águas profundas do Pleistoceno e mostrou que não existe significativa diferença entre as amplitudes médias dos dois registros. Desta similaridade concluiu que as mudanças de temperatura da superfície oceânica entre o período glacial e interglacial foram bem pequenas. Para isto, ele demonstrou que somente uma pequena porção das mudanças observadas, entre condições glaciais e interglaciais, nas carapaças bentônicas pode ser atribuída a mudanças na temperatura, sendo que de longe a grande porção se deve a mudanças no volume de gelo.

A maioria das espécies de foraminíferos tem sido caracterizada por precipitar carbonatos levemente fora do equilíbrio isotópico com o ambiente marinho (efeito vital). Ajustes destas espécies ao equilíbrio foram propostos por Shackleton e Opdyke (1973), Shackleton (1977a), Belanger *et al.* (1981) e Graham *et al.* (1980). Entretanto, para várias espécies, existe uma faixa considerável nas estimativas dos ajustes. Como sugerido por Vincent *et al.* (1981), o grau de desequilíbrio deveria ser mesmo variável no espaço e no tempo.

Variações nos isótopos de oxigênio têm sido aplicadas com sucesso na seção pleistocênica, sem levar em conta a exata proporção da temperatura, do efeito do volume de gelo e de fatores específicos das espécies. Um exemplo típico é o bem detalhado registro da variação do nível do mar (através das assinaturas das glaciações), outro é o sincronismo global com os marcos bioestratigráficos (Thierstein *et al.*, 1977). Como mostrado na literatura, existem várias feições impressionantes no registro da curva de $\delta^{18}\text{O}$ do Pleistoceno: a mais evidente é a ciclicidade, secundariamente as flutuações, que sempre ocorrem dentro de um intervalo, nunca acima nem abaixo de determinados valores máximos e mínimos. Isto sugere que um mecanismo de reação muito efetivo tenha atuado, parando o resfriamento e o aquecimento em alguns níveis máximos. Mais ainda, a forma de “dente-de-serra” da curva de isótopos de oxigênio referente ao Pleistoceno mostra que

períodos de máximo aquecimento foram seguidos imediatamente por períodos de resfriamento máximo. Isto pode significar que a máxima cobertura de gelo foi abruptamente derretida por rápido aquecimento, quando um volume máximo crítico da calota de gelo foi atingido (Hoefs, 1987).

Savin (1977) tentou construir a curva de isótopos de oxigênio para o Terciário. Além dos já mencionados problemas, outras questões, como a importância da recristalização diagenética, complicaram o registro (Killingley, 1983). Todavia, a evidência de resfriamento global no Terciário está bem estabelecida. Além disto, uma gradual, embora com algumas inflexões de menor amplitude, tendência de decréscimo da temperatura de águas profundas pode ser observada entre o Neo Cretáceo e os dias atuais, com valores variando de 12°C a 1-2 °C.

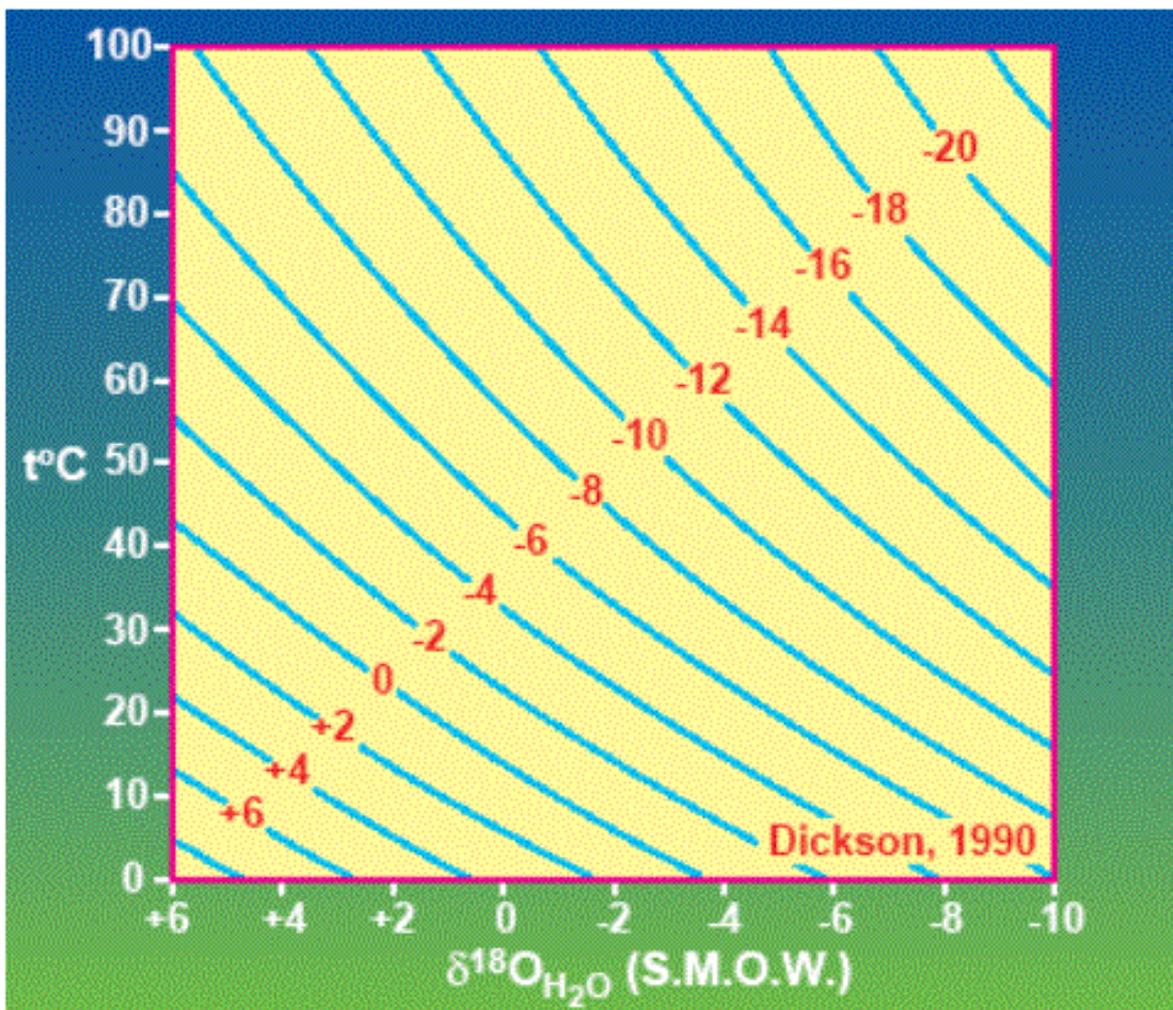


Figura 20. Gráfico da relação entre os valores medidos de $\delta^{18}\text{O}$ do carbonato precipitado (em vermelho) e a temperatura oceânica, calculada pela equação de Craig (1965) a partir dos valores estimados de $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar primitiva (S.M.O.W.)

A relação $\delta^{18}\text{O}$ tem fornecido a base de numerosos estudos das mudanças climáticas do passado, glaciações continentais e mudanças no sistema de correntes marinhas. Mais ainda, ao

estudar as mudanças composicionais isotópicas em ambos os tipos de organismos, bentônicos e planctônicos, é possível investigar a estrutura entre a superfície d'água e a água profunda e sua evolução na história geológica.

Curvas isotópicas de oxigênio e carbono referentes à seção do Cretáceo Superior dos Apeninos (Itália) e do *Chalk* da costa sul da Inglaterra, Mar do Norte, foram construídas por Jenkyns *et al.* (1994) usando amostras de carbonatos totais. Estas curvas apresentam uma correspondência excelente com as equivalentes de outras partes do mundo, o que corrobora o caráter global dos principais fenômenos paleoclimáticos. Provaram também que, apesar das variações nos valores absolutos das curvas de isótopos de oxigênio das seções estudadas, claramente influenciadas pela diagênese, a tendência geral destas curvas é bem consistente, confirmando sua aplicabilidade. E, principalmente, corroboraram o que foi preconizado por Scholle e Arthur (1980), de que o uso de amostras de carbonato total, e não apenas de foraminíferos, pode ser bastante eficiente para minimizar a influência de quaisquer “efeitos vitais”, desde que as razões volumétricas das diferentes formas faunísticas não variem muito ao longo do tempo nas seções estudadas.

Isótopos de Carbono

As variáveis que afetam a composição isotópica do carbono de carbonatos não são ainda completamente entendidas (Hoefs, 1987). Os valores primários de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos marinhos são considerados como sendo uma função da razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do carbono inorgânico dissolvido (ΣCO_2) na superfície d'água, mesmo que exista pequeno fracionamento associado com a precipitação carbonática.

Mudanças significativas nas razões isotópicas de carbono refletem mudanças no ciclo de carbono dos oceanos, particularmente entre reservatórios de composições isotópicas muito diferentes. Os dois mais importantes processos metabólicos que afetam o $\delta^{13}\text{C}$ de ΣCO_2 são a respiração e a fotossíntese. A fotossíntese do fitoplâncton fortemente discrimina o ^{13}C , preferencialmente incorporando ^{12}C na matéria orgânica formada por este processo. Logo, tanto a produtividade primária quanto a ulterior oxidação bacteriana, na precipitação da matéria orgânica morta na coluna d'água, irão afetar significativamente os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do ΣCO_2 da água. Como a matéria orgânica é enriquecida no isótopo leve ^{12}C , eventos de alta produtividade tendem a promover a retirada desse carbono mais leve para o reservatório sedimentar, via soterramento, deixando o oceano enriquecido em ^{13}C . Assim, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos precipitados sob essas condições tendem a ser bastante elevados (Scholle e Arthur, 1980). Essas condições da água normalmente caracterizam eventos anóxico-disóxicos.

É fato bem conhecido que a composição isotópica, das carapaças de organismos planctônicos, é enriquecida em ^{13}C (pesado) e em ^{16}O (leve) comparada com a de organismos bentônicos, que é isotopicamente mais leve em carbono (enriquecida em ^{12}C) e mais pesada em oxigênio (enriquecida em ^{18}O). Logo, utilizando-se das variações isotópicas composicionais em ambas carapaças de organismos (bentônicos e planctônicos), é possível investigar como a estrutura oceânica, entre superfície e água profunda, respondeu às mudanças na fonte de águas profundas e ao processo de sua formação, tanto quanto ao ciclo de nutrientes durante sua passagem pelas bacias oceânicas (Kennett e Stott, 1990).

Nos últimos anos, muitas investigações têm sido feitas usando-se os valores de $\delta^{13}\text{C}$ de foraminíferos como indicadores paleoceanográficos (Shackleton e Kennett, 1975; Williams *et al.*, 1977, 1981; Bender e Keigwin, 1979; Broecker, 1982; Shackleton *et al.*, 1983). A composição isotópica do carbono em foraminíferos é, entretanto, influenciada por vários fatores e, portanto, mais difícil de ser interpretada do que o registro de isótopo de oxigênio. O primeiro bom registro das variações isotópicas de carbono em carbonatos cenozóicos de água profunda foi dado por Shackleton e Kennett (1975). Eles claramente demonstraram que foraminíferos planctônicos e bentônicos produzem consistentes diferenças nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, os primeiros sendo enriquecidos em ^{13}C por cerca de 1‰ em relação aos últimos.

Esse enriquecimento em ^{13}C nos foraminíferos planctônicos é devido à fotossíntese que remove o ^{12}C preferencialmente das camadas oceânicas superficiais. Uma porção desta matéria orgânica precipitada assenta-se em águas profundas onde é reoxidada, o que causa um pequeno enriquecimento em ^{12}C nas massas d'água profundas. Além destes processos oceanográficos internos, fatores externos podem também influenciar a composição isotópica do carbono, os quais agem mais lentamente no tempo geológico que os processos internos. Um fator externo muito importante é obviamente a variação do nível do mar: de uma forma geral espera-se que nos períodos de nível de mar alto ocorra um enriquecimento de ^{13}C no ΣCO_2 da água. Durante períodos de transgressão, altas taxas de carbono orgânico são soterradas dentro de sedimentos marginais. Por exemplo, para o excedente de 1% do carbono orgânico removido dos oceanos para dentro dos sedimentos marinhos tem-se um acréscimo de 0,2 ‰ no valor de $\delta^{13}\text{C}$, assumindo-se um valor de $\delta^{13}\text{C}$ de -20‰ para o carbono orgânico.

Uma complicação adicional resulta do fato que, em geral, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos foraminíferos não são iguais aos do bicarbonato dissolvido, o que é interpretado como indicação de desequilíbrio devido a efeitos vitais. Grossman (1984b), entretanto, por análise de foraminíferos bentônicos vivos, demonstrou que quando mineralogia, temperatura e carbono inorgânico dissolvido são considerados, o fracionamento de HCO_3^- dos carbonatos de foraminíferos pode não ser muito diferente do carbonato inorgânico precipitado. Assumindo-se que os efeitos vitais ou são

inexistentes ou na média invariáveis com o tempo, variações sistemáticas na composição isotópica do carbono podem refletir variações no $\delta^{13}\text{C}$ da água do fundo marinho. Com estes pré-requisitos, Bender e Keigwin (1979) tentaram traçar a idade e o movimento das massas d'água profundas. Shackleton *et al.* (1983) usaram dados de $\delta^{13}\text{C}$ para confirmar reduzidas concentrações de CO_2 na atmosfera da idade do gelo, o que tem sido verificado também por medições diretas do conteúdo de CO_2 nas bolhas de ar dos testemunhos de gelo.

Durante um fenômeno de extinção em massa, como o ocorrido na passagem do Cretáceo para o Terciário (K-T), ocorre uma redução drástica da produtividade primária, não havendo depleção em ^{12}C devido à fotossíntese. Os carbonatos depositados neste período de tempo teriam uma assinatura mais negativa de $\delta^{13}\text{C}$ se comparados com valores de carbonatos depositados antes ou depois, o que explicaria a excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ no limite K-T (Hsü e McKenzie, 1985).

Durante a diagênese, os isótopos de carbono são também fracionados por reações bacterianas, formando CO_2 rico em ^{12}C através da oxidação da matéria orgânica ou sulfato redução, e CO_2 enriquecido em ^{13}C devido à metanogênese. Se ambos os isótopos de oxigênio e carbono se tornarem negativos, isto pode significar diagênese de água meteórica e, portanto, um possível limite de seqüências.

Isótopos em carbonatos de água meteórica

Desde que a água meteórica é, em geral, depletada em ^{18}O em relação a água oceânica e mais variável na razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ devido a uma contribuição relativamente alta de solo derivado de CO_2 orgânico, carbonatos de água meteórica são geralmente mais leves e apresentam um intervalo de variação mais amplo na composição isotópica do carbono e oxigênio do que carbonatos marinhos (Clayton e Degens, 1959; Keith *et al.*, 1964; *apud* Hoefs, 1987). Essa distinção em geral tem sido usada para determinar condições paleoambientais. Entretanto, decisivo nesta conexão é o grau de evaporação do corpo de água meteórica.

Carbonatos depositados em lagos de água meteórica com alta taxa de evaporação podem não somente ter valores tão altos de $\delta^{18}\text{O}$ quanto os carbonatos marinhos, mas também ter valores de $\delta^{13}\text{C}$ pronunciadamente mais altos (Rothe e Hoefs, 1977 *apud* Hoefs, 1987). O enriquecimento de ^{13}C pode ser interpretado como o reflexo do aumento do CO_2 , devido a troca entre a atmosfera e o corpo de água rasa.

Uma complexidade a mais pode surgir da estratificação dos corpos de água meteórica ou intermitentemente (sazonalmente) ou permanentemente (efeito termal ou de salinidade). Durante estratificação, o ^{12}C é transferido da superfície para águas mais profundas com a precipitação da matéria orgânica morta. A degradação da matéria orgânica nas massas d'água profundas leva ao

enriquecimento relativo de ^{12}C dissolvido no dióxido de carbono, enquanto a superfície d'água exibe um enriquecimento de ^{13}C .

McKenzie (1984) observou um gradiente máximo de 5 a 6‰ durante a estratificação termal de verão, enquanto durante a mistura de inverno-primavera não existe gradiente de $\delta^{13}\text{C}$ em função da intensificação do processo de circulação da coluna d'água.

Várias tentativas do uso da composição isotópica de carapaças de água doce como indicador paleoclimático são encontradas na literatura. Os objetos desses estudos têm sido moluscos (Fritz e Poplawski, 1974 *apud* Hoefs, 1987), gastrópodes (Abell, 1986 *apud* Hoefs, 1987) e caracóis terrestres (Yapp, 1979; Magaritz e Heller, 1980 *apud* Hoefs, 1987). Entretanto, desde que águas meteóricas são altamente variáveis na sua composição isotópica e podem ser facilmente alteradas por processos evaporativos, interpretações quantitativas de mudanças climáticas são quase impossíveis de serem realizadas. Contudo, mudanças qualitativas das condições ambientais são claramente indicadas pelos dados. Assim, Magaritz e Heller (*op. cit.*) descobriram que caracóis de uma zona árida são enriquecidos em 2‰ nos valores de ^{18}O se comparados com os da mesma espécie oriundos de zonas de clima moderado (Hoefs, 1987).

Isótopos em dolomitas

Tanto a origem quanto às condições que promovem a dolomitização de calcários continuam ainda sendo debatidas. Embora muitas afirmações sobre a dolomita primária tenham sido feitas, a visão mais aceita atualmente é que a maioria delas tenha origem na substituição. Land (1980) concluiu que não existe um único ambiente de dolomitização. Afora a limitação química básica de que uma solução deve ser supersaturada em dolomita para poder cristalizá-la, a dolomita pode se formar em variados ambientes químicos. Nos últimos poucos milhares de anos, a dolomita tem se formado em águas hipersalinas de submaré de origem marinha. McKenzie (1984), estudando dolomitização nas sabkhas costeiras do Golfo Pérsico, postulou que aragonita e talvez calcita de alto Mg servem como intermediárias na formação de dolomita, via processo de dissolução / precipitação. No outro final do espectro de salinidade, dolomita se forma na zona de mistura entre água meteórica e oceânica (Land, 1980). Tal modelo tem sido usado frequentemente para explicar depósitos do Pré-Cambriano (Tucker, 1983).

Dois problemas complicam a interpretação dos dados de isótopos quanto à delimitação acerca da origem e diagênese das dolomitas. Em primeiro lugar, a dificuldade de determinar diretamente o fracionamento isotópico de equilíbrio do oxigênio entre dolomita e água nas temperaturas sedimentares, porque a síntese de dolomita em laboratório a baixas temperaturas é ainda

problemática. Mais ainda, o fracionamento pode depender parcialmente da estrutura do cristal, mais especificamente da composição e do grau de ordem do mesmo, lembrando a complexidade da gênese da dolomita. Em segundo, a dolomitização em escala maciça parece ocorrer sob condições “abertas”, simplesmente porque grandes quantidades de Mg são incorporadas na fase sólida neste processo. A partir de extrapolações experimentais de altas temperaturas chega-se à conclusão de que o fracionamento a 25° C leva ao enriquecimento em ^{18}O da dolomita relativamente à calcita, representado por valores de $\delta^{18}\text{O}$ de 4 a 7‰ mais elevados. Em contraste, o fracionamento do isótopo de oxigênio observado entre calcita e dolomita do Holoceno é um tanto baixo, variando entre 2 e 4‰ (Land, 1980; McKenzie, 1981).

Um sítio muito importante para formação de dolomita é o ambiente de água profunda (Pisciotti e Mahoney, 1981; Kelts e McKenzie, 1982). Ao longo de margens continentais e em pequenas bacias oceânicas, a dolomita se forma como cimento, camadas e zonas de concreção associadas a sedimentos de granulometria fina, ricos em matéria orgânica, e depositados rapidamente. Como mostrado por Deuser (1970), entre outros, nestes locais as dolomitas podem ter a composição isotópica de C bastante variável, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -60 e +20 ‰. Contrastando com esta grande variação de valores das dolomitas de água profunda, a maioria das dolomitas de plataforma varia em intervalos bem mais estreitos de $\delta^{13}\text{C}$, entre -2 e +4 ‰ (Land, 1980). Os valores baixos de $\delta^{13}\text{C}$ das dolomitas de água profunda são característicos de formação via sulfato-redução microbial da matéria orgânica, enquanto os altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ são típicos de dolomitas formadas abaixo desta zona onde o $\text{H}^{12}\text{CO}_3^-$ é preferencialmente removido por redução do CO_2 a metano durante a metanogênese. Assim, na sequência de alterações diagenéticas da matéria orgânica, o carbonato é continuamente precipitado e cada reação de alteração carrega uma assinatura isotópica distinta de C, a qual é preservada no carbonato diagenético. Diferenças nas taxas de sedimentação, na quantidade de matéria orgânica disponível e no gradiente geotérmico afetarão essas reações e a extensão da variação do $\delta^{13}\text{C}$ (Pisciotti e Mahoney, 1981; Kelts e McKenzie, 1982).

Diagênese – o resultado isotópico

Dados isotópicos de vários milhares de amostras de calcário têm sido reportados na literatura com uso para datação. A tendência de decréscimo do $\delta^{18}\text{O}$, com o aumento da idade, é fato bem documentado (Keith e Weber, 1964; Veizer e Hoefs, 1976; *apud* Hoefs, 1987), embora as razões para tal estejam ainda sob debate. A maioria das análises isotópicas de carbonatos tem envolvido amostras de rocha-total, mas nos últimos anos componentes individuais, tais como diferentes gerações de cimento, têm sido analisadas (Moldovanyi e Lohmann, 1984; Given e Lohmann, 1985, entre outros).

No carbonato marinho original, uma assembléia, de aragonita, Mg-calcita e calcita com baixo teor de Mg, é convertida em calcita de baixo teor de Mg, estável diageneticamente, através de um processo de dissolução e reprecipitação, durante o qual isótopos de fases dissolvidas se misturam com a água da intervenção. Essa estabilização mineralógica diagenética normalmente ocorre num microambiente discreto que, em geral, preserva a textura original. Uma vez estabilizados, os carbonatos normalmente não mais são expostos à dissolução / precipitação, nem sujeitos ao reequilíbrio isotópico com fluidos diagenéticos mais jovens. Essa afirmativa é suportada pelos resultados obtidos por Given e Lohmann (1985), que descobriram que duas fases distintas de calcita secundária, representando uma intermistura de escala de detalhe, mantiveram sua integridade isotópica a despeito de sua íntima associação.

Os processos diagenéticos podem ocorrer tanto em águas de origem meteórica quanto marinha, sendo a primeira típica de seqüências de água rasa e a segunda comum em carbonatos de água profunda. Vários estudos têm reportado um decréscimo geral no conteúdo de ^{18}O de sedimentos carbonáticos pelágicos à medida que a idade e a profundidade de soterramento aumentam (McKenzie *et al.*, 1978, entre outros). A queda progressiva de $\delta^{18}\text{O}$ parece refletir a precipitação de cimento a progressivamente altas temperaturas. Em contraste, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são pouco alterados e refletem, obviamente, a composição do sedimento original. Um caso especial é o de diagênese em carbonatos em contato direto com basaltos. Muitos calcários oceânicos assentados sobre ou interdigitados com basaltos apresentam alterações que são atribuídas, comumente, a metamorfismo de contato. Todavia, estudos de isótopos mostram que estas alterações frequentemente ocorrem a temperaturas relativamente baixas (McKenzie e Kelts, 1979).

Clara tendência pode ser estabelecida na composição isotópica de cimentos originários de diagênese superficial (Allan e Matthews, 1982) e de diagênese de soterramento (Milliken *et al.*, 1981). Allan e Matthews (*op. cit.*) determinaram os efeitos da diagênese subaérea na composição isotópica de carbonatos. Estes estudos mostraram que sedimentos carbonáticos subaéreos podem ser reconhecidos por padrões isotópicos característicos preservados nas seções estratigráficas verticais. Em particular, eles observaram a depleção de $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos de superfícies de exposição, que é interpretada como a representação do CO_2 derivado do solo da vegetação desta superfície exposta (figura 21). Beeunas e Knauth (1985) observaram um “trend” isotópico semelhante no Carbonato Mescal de 1,2 bilhões de anos do Arizona, parte Central, e sugeriram que uma cobertura vegetal e de solo existiu em superfícies expostas do Pré-Cambriano.

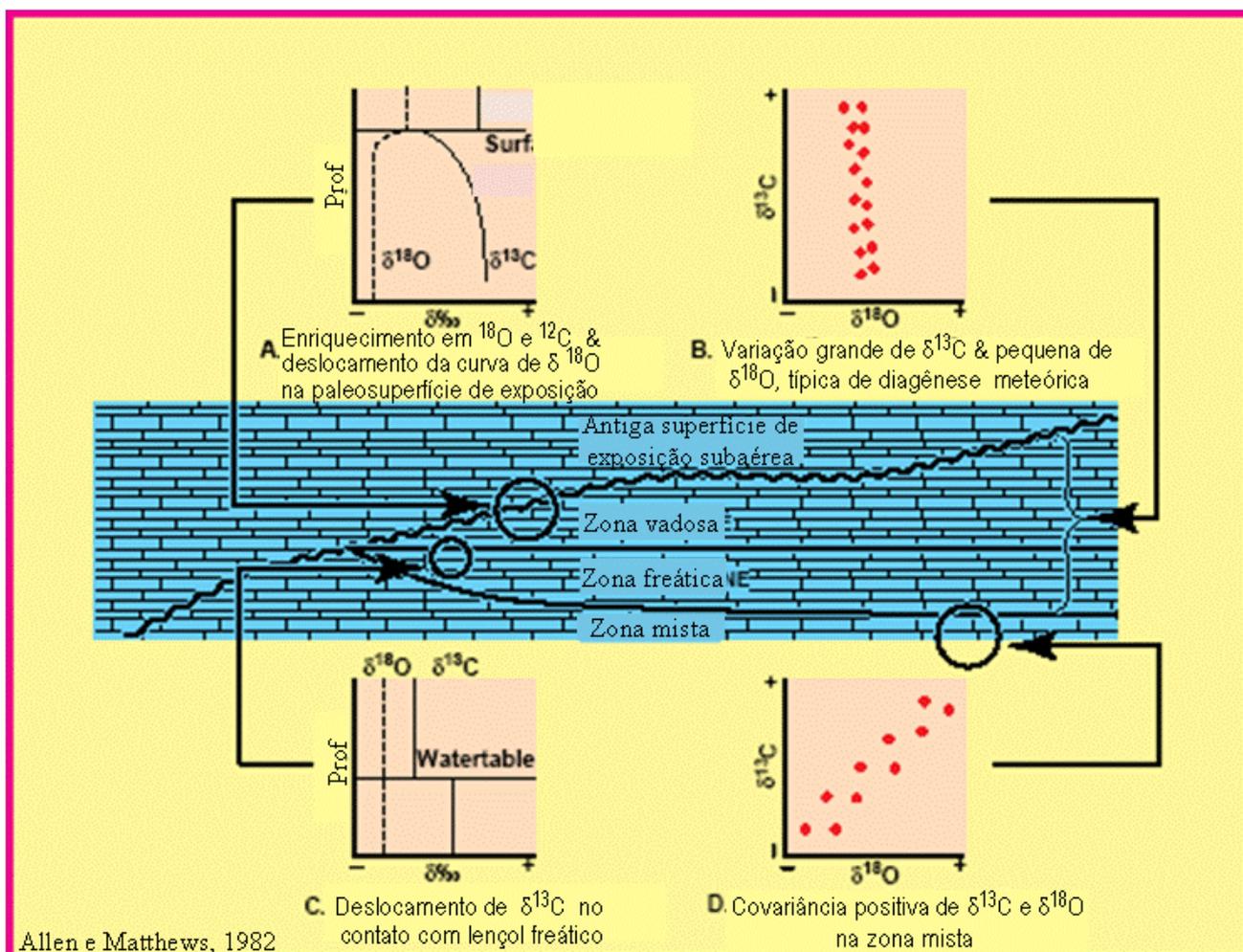


Figura 21. Respostas características dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ frente a um intervalo de sedimentação carbonática que sofreu exposição subaérea. O comportamento das curvas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ proporcionam o reconhecimento da superfície de exposição, do lençol freático, além da zona de influência meteórica e da zona mista.

Estudos de geração de cimento sequencial efetuados por Dickson e Coleman (1980) sugerem que o cimento precoce exibe altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, enquanto os sucessivos cimentos vão se tornando depletados em ambos. Este “trend” de ^{18}O é atribuído ao aumento de temperatura e à evolução isotópica da água dos poros da rocha durante o seu soterramento. Já o “trend” de $\delta^{13}\text{C}$ é interpretado como um aumento de CO_2 derivado da matéria orgânica durante o soterramento. O efeito mais raro da diagênese é a formação de concreções carbonáticas em sedimentos argilosos essencialmente uniformes. Os estudos de Irwin *et al.* (1977) e Gautier (1982), entre outros, sugerem que a atividade microbológica teria criado supersaturação localizada de calcita. Nestas condições, espécies que dissolvem carbonato seriam produzidas mais rapidamente do que dispersas por difusão. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ extremamente variáveis nestas concreções indicam que diferentes processos microbológicos participaram no seu crescimento. Irwin *et al.* (*op. cit.*) apresentaram um modelo no qual a matéria orgânica é diageneticamente modificada por (1) sulfato redução, (2) fermentação, e (3)

formação de CO₂ abiótico e termicamente induzido, os quais podem ser distinguidos por seus valores de $\delta^{13}\text{C}$; (1) ~ -25‰ ;(2) ~ +15‰; e (3) ~ -20‰.

3.3 CARBONO ORGÂNICO TOTAL, ENXOFRE E RESÍDUO INSOLÚVEL

Carbono orgânico total

Os valores de carbono orgânico total refletem a concentração de matéria orgânica das rochas sedimentares. Esta matéria orgânica sedimentar, por sua vez, possui uma variedade de indicadores que podem ser usados na reconstrução da história do registro geológico de paleoambientes marinhos e continentais. Sua concentração nas rochas depende de sua produtividade e preservação no ambiente deposicional.

A maior fonte de matéria orgânica sepultada nos sedimentos é a rede de fitoplâncton que floresce na zona fótica de ambientes aquáticos. Plantas terrestres podem ser importantes fornecedoras adicionais de matéria orgânica preservada nos sedimentos. Como consequência, a determinação dos diferentes tipos de matéria orgânica é importante para a interpretação das condições paleoambientais. O fitoplâncton registra a produtividade primária do ambiente pelágico enquanto as plantas terrestres refletem a produtividade continental e o transporte para um ambiente deposicional aquático.

A matéria orgânica, por ser uma forma reduzida de carbono, é instável sob condições deposicionais aeróbicas. Sob condições aquosas normais de oxigenação, sua degradação é relativamente rápida durante seu transporte da superfície da água até a interface água-sedimento e ainda continua dentro da camada bioturbada do sedimento. Geralmente, apenas uma pequena percentagem da matéria orgânica primária produzida sobrevive ao processo de remineralização e é preservada nos sedimentos (Wakeham *et al.*, 1980; Emerson and Hedges, 1988). Normalmente, estas condições deposicionais predominam no registro sedimentar e são caracterizadas por intervalos estratigráficos com baixo teor de carbono orgânico como o geralmente encontrado nas seções de folhelho do Terciário das bacias marginais brasileiras (Rodrigues, 2005). Por outro lado, é também importante identificar a alteração da matéria orgânica, levando-se em conta que o processo de degradação modifica sua composição original e sua concentração, a despeito do tempo relativamente curto envolvido desde sua produção primária até seu soterramento final nos sedimentos. As frações mais instáveis da matéria orgânica (lipídios e proteínas) são seletivamente degradadas, criando mudanças composicionais tais como partículas orgânicas deterioradas. Isto significa que a matéria orgânica de origem algal degrada mais rapidamente que a de origem terrestre (vegetais superiores). Estudos detalhados de petrografia orgânica e pirólise *rock-eval* tornam possíveis tais diferenciações.

Apesar deste fato, a matéria orgânica de origem sedimentar retém informações consideráveis sobre sua origem e ambiente deposicional (Rodrigues, 2005).

Durante períodos de forte estratificação da coluna d'água e/ou de alta produtividade primária, o oxigênio dissolvido é usado antes que possa ser reabastecido e águas com fundo anóxico se desenvolvem. A preservação da matéria orgânica tende a aumentar sob tais condições (Demaison e Moore, 1980). Pedersen e Calvert (1990) postularam que em locais com alta produtividade o aumento do influxo de matéria orgânica pode produzir sedimentos ricos em matéria orgânica em colunas d'água oxigenadas. Entretanto, é difícil explicar as concentrações muito altas, de carbono orgânico (>10%), associadas com índices de hidrogênio muito altos, encontradas em alguns folhelhos pretos, sem invocar a combinação dos fatores elevados de produtividade primária e influxo de matéria orgânica com o aumento da sua preservação e limitada diluição clástica (Rodrigues, 2005). Estas condições deposicionais são raras no registro sedimentar e estão normalmente associadas com eventos globais anóxico-disóxicos (Schlanger e Jenkyns, 1976; Ulmishek e Klemme, 1992). Estes intervalos estratigráficos são facilmente identificados por seu conteúdo anômalo alto de carbono orgânico (COT), valores altos do índice de hidrogênio (IH) e altas concentrações de elementos químicos relacionados ao enxofre (S) (principalmente Mo, V, Cu, Pb).

Enxofre

O enxofre, em geral, apresenta uma distribuição semelhante à do COT (carbono orgânico total), sendo a sua concentração medida pelo mesmo equipamento. O aumento de sua concentração numa seção sedimentar marca uma mudança nas condições paleoambientais vigentes na bacia, de oxidantes para redutoras.

Sob condições normais de salinidade, os ambientes marinhos redutores geralmente possuem um excesso de íons de enxofre, liberados através da redução de sulfatos devido à atividade das bactérias anaeróbicas. O principal controlador da formação de pirita é a disponibilidade de enxofre e ferro no ambiente marinho. Portanto, estes ambientes quando sujeitos ao influxo de siliciclásticos, poderão conter depósitos de pirita (sulfeto de ferro) proporcionais aos teores do íon de ferro livre trazidos do continente (Raiswell e Berner, 1985). Desse modo, a presença de pirita nas rochas aponta para um sítio deposicional marinho sujeito a condições redutoras e com influência de sedimentos continentais (Fe) que pode se caracterizar, em termos de estratigrafia de seqüências, por uma superfície de inundação máxima de uma seqüência deposicional (SIM) ou apenas por uma superfície de inundação.

Altos teores de carbono orgânico e, principalmente, a correlação direta entre carbono orgânico, enxofre e Fe, são sobretudo bons indicativos da existência de condições ambientais redutoras (anóxico-disóxicas) na bacia naquele período de tempo, podendo ter como implicação exploratória direta a indicação de um possível gerador de hidrocarbonetos.

Resíduo Insolúvel

O procedimento usual, para medição dos teores de COT e S das amostras de rocha, é submetê-las a um tratamento com ácido clorídrico para a retirada de todo carbono de origem inorgânica (carbonatos). Desta forma, dá-se o nome de RI (resíduo insolúvel) à parcela restante de cada amostra. Esta proporção da amostra de rocha tem importância auxiliar na caracterização do paleoambiente deposicional de seqüências carbonáticas, por quantificar o teor de material siliciclástico e alóctone presente no sítio de sedimentação.

3.4 ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇOS

Numa seção sedimentar, geralmente, são encontrados, em maior abundância, os seguintes elementos químicos, assim chamados de maiores: Al (alumínio), Ca (cálcio), Fe (ferro), K (potássio), Mg (magnésio) e Na (sódio). Os elementos Mn (manganês), P (fósforo) e Ti (titânio) são chamados elementos menores por ocorrerem em menor quantidade nos sedimentos. Estes elementos também ocorrem na forma de óxidos, a saber: Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , MnO , Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 e TiO_2 .

Os elementos traços são aqueles que apresentam baixas concentrações nas rochas sedimentares, mas que sugerem implicações ambientais importantes.

Estes elementos, a depender das fases a que estão ligados, podem ser considerados como litófilos, organófilos, calcófilos e siderófilos.

Elementos litófilos são aqueles relacionados à litologia, ou seja, a fase carbonatada ou argilosa das rochas sedimentares. Os principais elementos da fase carbonatada são os seguintes: Ca, Mg, Sr (estrôncio) e Mn. Já na fase argilosa, existe uma grande variedade de associações, algumas ligadas às argilas propriamente ditas e outras aos feldspatos. Nos principais minerais argilosos podem ser encontrados os seguintes elementos: Al, Ti, Ba, Sr e V (vanádio) nas ilitas e caolinitas; Mg, Mn, Zn (zinco), Ni (níquel), Fe, Co (cobalto) e V, nas cloritas e Cr (cromo), V, Ni, Co, Ca e Sr, nas esmectitas. Nos feldspatos ocorrem os seguintes elementos: K, Ba (bário), Ti e Pb (chumbo), nos potássicos; Na, Ti, Ba, Sr e Ca, nos sódicos e Ca, Ti, Ba e Sr, nos cálcicos.

As associações mais comuns de elementos ligados a sulfatos são: S, Ba, Sr, Zn, Pb-S, Pb, Cr (cromo) e Cu (cobre).

Elementos organófilos são aqueles ligados à matéria orgânica marinha (autóctone). As principais associações destes elementos são: Mo, Ni, Cu e Mo, Ni, Cu, V, Cr e Zn. O enriquecimento sucessivo de Ni-Cu-Mo-V reflete uma melhoria nas condições de preservação da matéria orgânica marinha, normalmente com o aumento da anoxia.

Uma associação calcófila é formada por elementos relacionados aos sulfetos. Os principais elementos são: S, Fe, Pb, Zn, Cu, Mo (molibdênio), Ni e Co (cobalto). A maioria dos elementos que constitui a associação calcófila também pode ser encontrada numa associação organófila, a exceção do Co, que por ser tóxico à matéria orgânica funciona como um diferenciador das duas associações. Com este pressuposto, a presença de Co e matéria orgânica numa rocha indica a existência de uma fase de sulfetos estreitamente ligada a esta matéria orgânica (Rodrigues, 2005).

A associação siderófila é formada por elementos ligados ao ferro. Ela comporta todos, ou uma parte, dos seguintes elementos: Fe, Mn, Cr, V, Mo, Ni, Co e Pb. As associações mais frequentes são as seguintes: Mn-V-Cr, Mo-Mn-Co ou Mo-Ni-Co-Mn. Devido à semelhança de seus raios iônicos, o par V-Cr é praticamente indissolúvel. O par Ni-Co também é muito comum, a não ser quando o Ni está associado ao carbono orgânico, devido à toxicidade do Co. Bastante frequente na fase óxido é o par Mn-Co pela proximidade de seus raios iônicos.

Uma vez conhecido o comportamento geoquímico de cada elemento, a identificação das fases a que eles estão ligados, na seção sedimentar estudada, pode ser obtida através da comparação das suas respectivas respostas gráficas de forma a identificar as principais associações existentes. Comportamentos gráficos semelhantes implicam em elementos ligados pela mesma associação, que por sua vez é característica de determinada fase e possui indicações paleoambientais distintas. Estas indicações, interpretadas através das associações dos elementos, são muito importantes na caracterização das seqüências deposicionais.

Por exemplo, certos metais, reconhecidamente, tendem a se concentrar na forma de sulfetos e compostos organometálicos dentro da matéria orgânica autóctona depositada num ambiente redutor (Lê Riche, 1959; Kulbicki e Rumeau, 1967). Elementos traços tais como U (urânio), Mo, V, Cu e Ni são estatisticamente associados tanto com carbono orgânico quanto enxofre. Entretanto, frequentemente U, Mo e V apresentam maior covariância com carbono orgânico do que com enxofre. Medições de fluxo bentônico com o uso de testemunhadores a percussão revelaram uma liberação significativa de alguns desses metais dos sedimentos durante condições de fundo d'água oxidantes, enquanto estes mesmos metais se fixaram nos sedimentos durante períodos de condições de fundo anóxico-disóxicas (Westerlund et al., 1986). Desta forma, a presença destes elementos nos depósitos sedimentares é um dos diagnósticos de deposição sob condições de fundo anóxico-disóxicas.

Ao contrário, o Mn geralmente se mantém em solução na coluna d'água sob condições anóxicas e precipita-se na forma de óxido e carbonato sob condições pouco redutoras (Frakes e Bolton, 1984).

A fonte clástico-detrítica para outros elementos maiores, menores e traços pode ser inferida pela relação entre eles e concentrações de Al, um elemento litogênico abundante. Alguns dos

elementos que apresentam alta correlação com o Al incluem Ti, Mg, Na, K, Ga (gálio), La (lantânio) e Nb (nióbio) (Rodrigues, 2005).

O Ba é considerado um marcador de produtividade orgânica e de sedimentos biogênicos (Papavassilou e Cosgrove, 1982; Schmitz, 1987). Entretanto, este elemento é essencialmente litófilo, podendo muitas vezes estar relacionado com o Al nas argilas (ilitas) ou com o K nos feldspatos. Quando tais associações ocorrem, sugerem transporte para dentro da bacia junto com o influxo de detritos terrestres principalmente argilominerais (comportamento alóctone).

O V pode ocorrer nos sedimentos ricos em glauconita (com teores da ordem de 400 ppm), ou seja, em seções mais profundas de uma bacia sedimentar.

O Cr raramente está ligado à matéria orgânica embora em ambiente muito redutor possa ter um comportamento organófilo e, tal qual o V, pode estar ligado ao P nos depósitos fosfatados.

O Sr é essencialmente litófilo e pode ser encontrado principalmente nos carbonatos e evaporitos. Também pode estar ligado aos feldspatos que contém Na, Ca e K. Por estar relacionado ao Na, serve como indicador de salinidade sódica.

3.5 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS E APLICAÇÃO DOS RESULTADOS

Nesta pesquisa, foram usadas amostras de calha, selecionadas manualmente, classificadas pela profundidade, descritas e separadas para as investigações geoquímicas orgânicas e inorgânicas. Todas foram posteriormente trituradas e, uma pequena parcela de cada amostra foi usada para a análise de isótopos de carbono e oxigênio. Nestas análises, o pó de carbonato é submetido à reação com ácido fosfórico e as medições são feitas usando-se um espectômetro de massa do tipo Finnigan MAT 252 com dispositivo “on-line” de preparação do carbonato (Kiel). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e de $\delta^{18}\text{O}$ lidos foram reportados em relação aos valores padrões de PDB (padrão internacional – Belemnite da Fm Pee Dee, Carolina do Sul, USA), de acordo com as seguintes expressões:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{amostra}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{padrão}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{padrão}}} \right] \times 1000, \text{ para o carbono e}$$

$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}} \right] \times 1000, \text{ para o oxigênio. Todas estas análises foram feitas no Laboratório de Geoquímica do CENPES, no Rio de Janeiro.}$

Quando preservados os sinais primários, os resultados das análises de isótopos das rochas, em geral, expressam um significado estratigráfico, pois refletem as mudanças nas características do corpo d'água de uma bacia sedimentar no momento da deposição. Adicionalmente, a despeito da presença de algum registro diagenético posterior, os registros dos isótopos de carbono e oxigênio de amostras de rocha total mostram tendências similares àquelas derivadas de cuidadosas análises individuais de espécies de foraminíferos. Azevedo *et al* (1997) provaram a aplicabilidade do uso de

amostras do tipo rocha-total, após a comparação destes valores com os obtidos em carapaças de foraminíferos bentônicos e planctônicos para uma seção do Quaternário da Bacia de Campos. Como vantagens da aplicação deste método, têm-se a necessidade de menos investimentos em infraestrutura laboratorial e a diminuição do tempo em laboratório. Apesar das limitações inerentes, a otimização dos resultados é de extrema importância para a indústria do petróleo. E mais ainda, a tendência geral da curva isotópica não é mascarada, principalmente quando vista através do arcabouço da estratigrafia de seqüências. Assim sendo, sinais fortes de diagênese podem ser relacionados a tratos de sistema de mar baixo e a exposição subaérea, o que por sua vez, pode definir um limite de seqüências. Com base nestas premissas, optou-se pela utilização de amostras do tipo rocha-total, selecionadas a partir de amostras de calha, únicas amostras disponíveis de rocha em todo o intervalo a ser pesquisado neste trabalho.

Para os estudos de geoquímica orgânica, realizados na UERJ, outra parcela das amostras foi utilizada. Após a dissolução dos carbonatos com o uso de ácido clorídrico a 50%, as amostras foram pesadas e analisadas para carbono orgânico e enxofre usando-se um equipamento LECO SC-444. Destas análises foram obtidos os valores de COT (carbono orgânico total), de S (enxofre) e do R.I. (resíduo insolúvel), todos em valores percentuais.

O material correspondente à parcela restante de cada amostra foi enviado para a GEOSOL, em Belo Horizonte, onde foram feitas as determinações dos elementos maiores, menores e traços, obtidas através de fluorescência de raios-X (figura 22).

Com os resultados destas análises foram construídas as curvas de variação de isótopos de C e O, COT, S e RI, com a profundidade, as quais, juntamente com os perfis convencionais dos poços selecionados (X e Y) foram usadas para definição das seqüências deposicionais e suas superfícies-chaves.

Os dados provenientes das análises de elementos do poço X serviram para corroborar as divisões feitas na seção de estudo, além de dar subsídios para uma caracterização mais completa de cada seqüência e das suas respectivas superfícies-chaves, fornecendo parâmetros paleoambientais que melhor definem os tratos de sistemas presentes. Para cada elemento químico analisado, foi construída uma curva de variação dos valores com a profundidade, a qual auxiliou na melhor caracterização de cada seqüência. Devido ao pouco tempo disponível para a realização das análises nos dois poços (X e Y), além dos custos envolvidos, optou-se pelo poço X, que contém amostragem mais completa, para ser usado como referência.

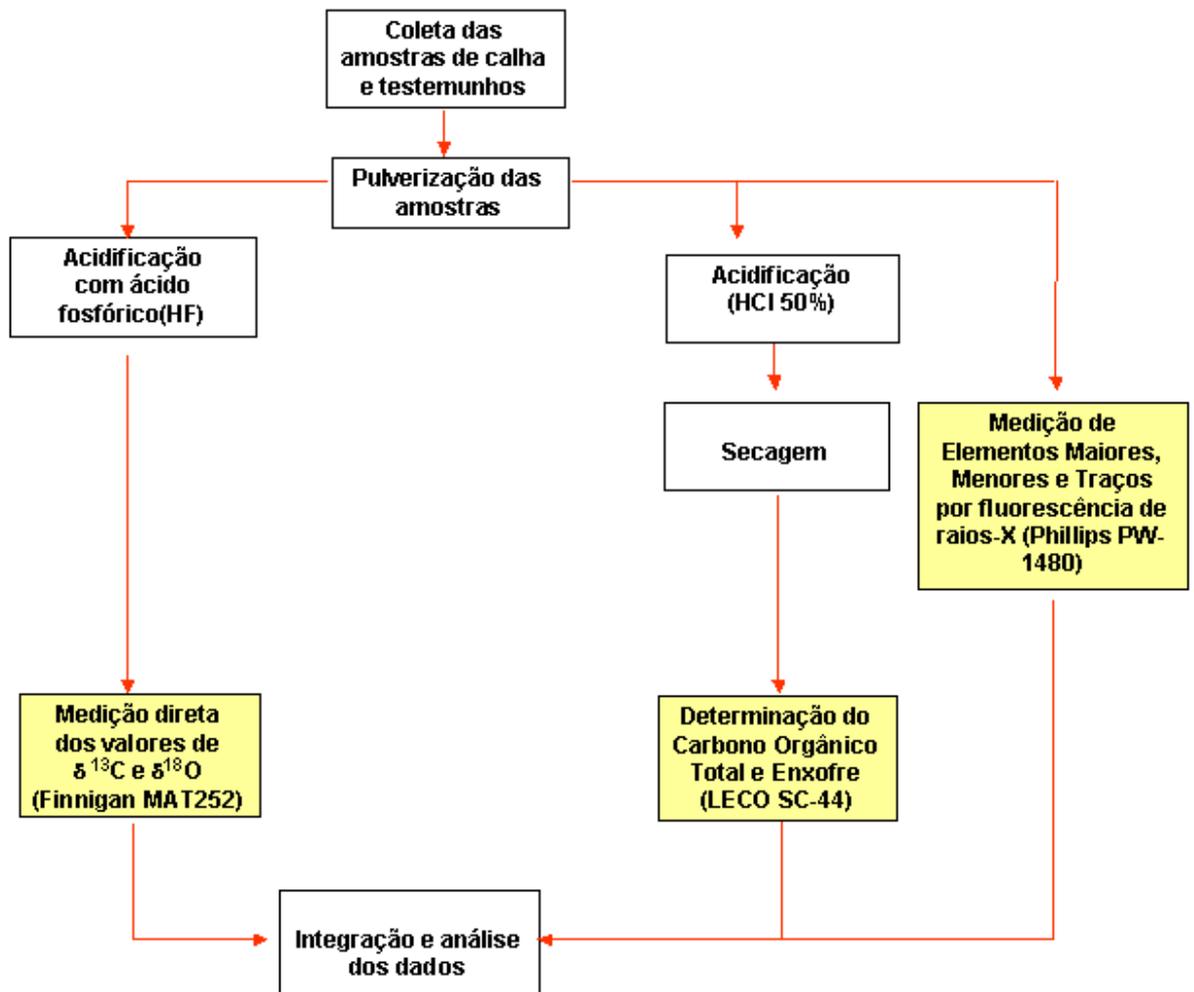


Figura 22. Fluxograma dos procedimentos laboratoriais.

4. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

4.1 BREVE HISTÓRICO DA ESTRATIGRAFIA

A estratigrafia evoluiu muito nos últimos trinta anos, seguindo uma tendência iniciada nas geociências com a elaboração da teoria da Tectônica de Placas. A antiga Estratigrafia tinha como base a litoestratigrafia e a aplicação, nem sempre possível, do Código de Nomenclatura Estratigráfica. Com o advento da Estratigrafia de Seqüências, ao final da década de 70, baseada em conceitos pré-existentes vistos sob uma nova ótica, viu-se dar início a uma verdadeira revolução científica no estudo da Estratigrafia.

Mas foi em 1983 que realmente ocorreu a revolução quando os presidentes de duas sociedades científicas, Hsü da IAS (International Association of Sedimentologists) européia, e Dott da SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists) americana, defenderam a idéia de que o registro sedimentar seria formado por episódios de sedimentação alternados por longos períodos de não deposição. E que quanto maior a intensidade destes eventos, menor sua freqüência no tempo. Entretanto, apesar de raros em termos humanos, estes eventos que envolvem muita energia predominam no registro geológico sobre os graduais e contínuos do dia-a-dia. Consolida-se, desta forma, o conceito de sedimentação episódica e de catastrofismo atualístico, além do entendimento de que a sedimentação ocorre através de episódios consecutivos, com a remobilização de parte do material para outra área de acumulação (*parking area*) até um sítio de deposição final, o qual é observado no registro sedimentar.

Atualmente, com a aceitação da sedimentação episódica e da Doutrina do Catastrofismo, a Estratigrafia está baseada em eventos, é holística e fundamentada na Estratigrafia de Seqüências.

4.2 SISMOESTRATIGRAFIA x ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Toda esta revolução científica na estratigrafia só foi possível graças ao surgimento da sísmica digital multicanal. As seções sísmicas analógicas eram de má qualidade e não permitiam a extração de relações estratigráficas. Com o advento da sísmica digital, a sismoestratigrafia deu um salto e propiciou a criação dos alicerces da Estratigrafia de Seqüências (Della Fávera, 2001). A sismoestratigrafia se desenvolveu pela percepção das relações existentes entre os refletores sísmicos, que representam superfícies e linhas de tempo, com suas terminações possíveis, estabelecendo os conceitos de *onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamento erosivo.

Apesar de algumas "arrumações" ao longo destes anos, a base da chamada Estratigrafia de Seqüências continua sendo o trabalho apresentado por Vail *et al* (1977), líder da escola da Exxon.

Esta consiste, basicamente, numa nova maneira de subdividir, fazer correlação e mapear rochas sedimentares através da sismoestratigrafia. Sua aplicação a uma malha sísmica permite agrupar refletores sísmicos, considerados linhas de tempo, em pacotes que correspondem a intervalos geneticamente interligados, limitados cronoestratigraficamente por discordâncias ou suas concordâncias correlativas. Tais intervalos são chamados de seqüências e suas subdivisões, os tratos de sistema. Estes últimos já haviam sido definidos por Fisher e Brown em 1970, e a escola da Exxon aproveitou este conceito e dividiu sua seqüência em três tratos: o trato de sistemas de mar baixo, trato de sistemas transgressivo e o trato de sistemas de mar alto (Della Fávera, 2001).

Estabeleceu, também, uma metodologia de interpretação sismoestratigráfica para definição e melhor caracterização destas seqüências, a saber:

- 1) Análise da seqüência sísmica com a identificação de descontinuidades com base nos padrões de terminação dos refletores. Os padrões *onlap* e *downlap* ocorrem acima da descontinuidade e os padrões truncamento, *toplap* e truncamento aparente, abaixo. Os limites de seqüência são caracterizados por truncamento e *onlap* regional.
- 2) Análise da seqüência em perfis usando o padrão destes, as amostras de calha e testemunhos para definir os tratos de sistemas e as parasseqüências que podem ser mapeados regionalmente, usando-se marcos elétricos e bioestratigrafia, através da correlação de perfis dos diversos poços (quando for o caso).
- 3) Amarração com sismograma sintético - após os passos 1 e 2, faz-se o ajuste dos dois processos até a definição dos limites de seqüência e tratos de sistemas pela melhor solução.
- 4) Análise de fácies sísmicas na tentativa de determinar, através das variações dos parâmetros sísmicos dentro das seqüências ou de cada trato de sistemas, as variações laterais das litofácies e dos tipos de fluidos.
- 5) Interpretação de ambientes deposicionais e litofácies, onde são conjugados o refinamento das fácies sísmicas e o conhecimento da geologia regional para a obtenção de um controle de distribuição das litofácies. Esta capacidade de previsão litológica (rocha geradora, reservatório e selo) que esta metodologia oferece é de suma importância para indústria do petróleo, que movimenta milhões de dólares com a exploração, pois permite uma melhor avaliação do risco.
- 6) Modelagem sísmica.
- 7) Interpretação final integrada.

A grande inovação que a metodologia proposta pelo grupo da Exxon trouxe foi a de definir os refletores sísmicos ou como linhas de tempo geológico síncronas dentro de cerca de meio comprimento de onda, ou como limites cronoestratigráficos no caso das descontinuidades sísmicas

tais como discordâncias e superfícies de *downlap*, ou ainda mais raramente, como interfaces de fluidos e mudanças diagenéticas. A definição clara destas relações é o princípio da Sismoestratigrafia e a base da Estratigrafia de Sequências, pois trata da relação entre os estratos, que marcam o tempo de deposição e não as camadas (intervalo litológico) como na antiga Estratigrafia.

A evolução dos conceitos permanece ainda hoje, merecendo destaque os trabalhos de Posamentier e Allen (1994) (introduziram o conceito de taxa de variação relativa do nível do mar) e o de Van Wagoner *et al.* (1990) sobre parassequências, importantes para o refinamento de alguns conceitos e fundamentos da Estratigrafia de Sequências.

Dentre os conceitos principais inclui-se o de acomodação, definido como o espaço disponível para a acumulação de sedimentos, resultado da combinação entre a subsidência e a variação eustática, ou seja, criado pela variação relativa do nível do mar. Sua distribuição no espaço e no tempo controlará a disposição geométrica de uma seqüência e de seus tratos de sistemas. A acomodação também é um fator crítico para contextos não marinhos e vai depender da posição no espaço do perfil teórico de equilíbrio fluvial. Outros conceitos importantes, muitas vezes confundidos, são o da transgressão e o da regressão, que refletem somente a variação da linha de praia e não do nível do mar, que migra pelo aporte sedimentar. Somente no caso da regressão forçada, é a queda do nível do mar que provoca o deslocamento. Na transgressão máxima, o depocentro da bacia atinge a maior distância em relação ao continente. Conseqüentemente, as partes média e externa da plataforma, o talude e a bacia terão uma baixa taxa de sedimentação (somente hemipelágicos) formando a zona condensada.

Os limites inferiores das seqüências foram divididos, na concepção original, em: limite de seqüência tipo 1, caracterizado por uma discordância erosiva causada por um rebaixamento considerável do nível de base que produz um expressivo rejuvenescimento dos vales fluviais, gerando os mecanismos para formar vales incisos e sistemas turbidíticos, além de implicar necessariamente em erosão e num hiato significativo; limite de seqüência tipo 2 que ocorre numa situação de mar estacionário, onde não há erosão, mas apenas exposição subaérea e um hiato significativo.

Um bom indicador para a presença do limite de seqüência do tipo 1 em rochas carbonáticas é a ocorrência de topografia cárstica, com a presença de dolomitas. Posamentier e Allen (1994) aparentemente abandonaram a classificação de seqüências baseada no seu limite inferior, descartando o limite de seqüência tipo 2. Van Wagoner (informação verbal) corroborou esta opinião com o argumento de que não ocorre um rebaixamento relativo do nível do mar sem erosão (Della Fávera, 2001).

As discordâncias são superfícies críticas na aplicação da Estratigrafia de Sequências e sofrem o controle da eustasia (causa principal segundo a escola da Exxon, na concepção antiga) e da

tectônica, esta última, atualmente considerada a causa principal.

Outra classificação de seqüência, proposta por Vail (1991), leva em conta sua magnitude temporal, variando desde seqüência de 1ª ordem, de mais de 50 Ma, basicamente controlada pela tectônica global (Ciclo de Wilson); seqüência de 2ª ordem, ou superseqüência também controlada pela tectônica variando de 50 a 3 Ma; seqüência de 3ª ordem, que varia entre 3 e 0,5 Ma, onde o controle da variação eustática já é bem percebido pelos limites nítidos e pelas superfícies de inundação máxima bem conspícuos, embora exista também um controle tectônico pois está contida na de 2ª ordem; seqüência de 4ª ordem, que varia de 0,5 a 0,08 Ma e que pode formar seqüência ou parasseqüência dependendo de sua posição no ramo ascendente (parasseqüência) ou no descendente (seqüência) no ciclo eustático de 3ª ordem. As seqüências de ordens maiores (5ª e 6ª ordens - 0,08 a 0,03 Ma e 0,03 a 0,01 Ma) podem ser caracterizadas melhor através do estudo da ciclicidade sedimentar, usando-se técnicas estatísticas e comparando-se os resultados com os ciclos de Milankovitch, controlados pelas variações orbitais da Terra, que já se fazem notar a partir de seqüências de 4ª ordem (excentricidade)(figura 23).

Os ciclos astronômicos de Milankovitch estão ligados aos três movimentos orbitais da Terra que são: excentricidade (413 ma a 95 ma), obliquidade (51 ma a 41 ma) e precessão (29 ma a 14 ma). Para o estudo de ciclicidade, vários conjuntos de camadas são usados para a análise da variação do comportamento da sedimentação com o tempo.

Outra definição surgida na fase de "arrumação" foi a de parasseqüência e conjuntos de parasseqüências por Van Wagoner *et al.* (1990). Consistem de sucessões concordantes de camadas ou conjunto de camadas geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinha e suas superfícies correlatas. Esta superfície de inundação marinha possui como extensão correlativa na plataforma e na planície costeira a superfície de ravinamento, resultado da ação das ondas. Da razão existente entre a taxa de deposição e a taxa de acomodação, Van Wagoner dividiu as sucessões de parasseqüências em três conjuntos: conjunto de parasseqüências progradacional, quando esta razão for maior que 1; conjunto de parasseqüências retrogradacional, quando esta razão for menor que 1 e conjunto de parasseqüências agradacional, quando esta razão for igual a 1. Na versão original de Van Wagoner, estas unidades seriam síncronas e portanto paralelas às linhas de tempo, mas Posamentier (1996) descaracterizou este caráter síncrono apesar de reconhecê-las como blocos básicos das seqüências e, portanto, como sendo boas ferramentas de correlação (Della Fávera, 2001).

As camadas e/ou lâminas representam intervalos de tempo bem menores que suas superfícies limitantes e são, portanto, consideradas síncronas. Por isso, são usadas comumente para correlação cronoestratigráfica (marcos cronoestratigráficos) em amplas áreas, através de perfis ou de afloramentos, especialmente em seções de folhelhos ou lamitos marinhos.

Tectono-Eustatic/ Eustatic Cycle Order	Sequence Stratigraphic Unit	Duration (my)	Relative Sea Level Amplitude (m)	Relative Sea Level Rise/Fall Rate (cm/1,000 yr)
First		>100		<1
Second	Supersequence	10-100	50-100	1-3
Third	Depositional Sequence Composite Sequence	1-10	50-100	1-10
Fourth	High Energy Sequence, Parasequence and Cycle Set	0.1-1	1-150	40-500
Fifth	Parasequence, High-Frequency Cycle	0.01-0.1	1-150	60-700

Cycle Hierarchies

(From SEPM#40)

Figura 23. Classificação de seqüências proposta por Vail (1991).

4.3. UMA IMPORTANTE FERRAMENTA EXPLORATÓRIA

A Estratigrafia de Seqüências representa tanto a melhor integração de disciplinas quanto dos vários tipos de dados de Geologia Sedimentar. Sua abordagem não veio tirar lugar de outros métodos, mas sim complementá-los (Posamentier e James, 1993).

É uma metodologia para a análise de sucessões estratigráficas e representa um novo enfoque no estudo da organização de rochas sedimentares. Não deve ser tratada como um modelo único, pois permite uma ampla gama de variações. O que ficou conhecido como Estratigrafia de Seqüências é um conjunto de princípios baseados na interação de quatro variáveis-chave: eustasia, tectônica (incluindo compactação), fisiografia (tanto da costa quanto do substrato da bacia, largura da plataforma, proximidade da área fonte, etc) e aporte sedimentar (função do clima, cobertura vegetal, captura da drenagem, etc). A maneira como estas variáveis interagem determina a evolução e a arquitetura dos estratos que preenchem uma bacia sedimentar. Determina também a natureza das superfícies limítrofes-chaves e a arquitetura estratal dentro das seqüências e tratos de sistemas. Uma fonte de confusão, que tem sua raiz nas primeiras publicações sobre sismoestratigrafia e estratigrafia de seqüências, é o critério de associação das terminações dos refletores com várias superfícies estratigráficas-chaves. Terminações de refletores definem discontinuidades estratais, em particular; o *onlap* sugere a presença de uma discordância e, portanto, de um limite de seqüência, enquanto o *downlap* sugere a presença de uma seção condensada (Mitchum *et al.*, 1977).

Um exemplo onde esta relação entre terminações de refletores e superfícies-chave não funciona é o caso da geometria da base da cunha de regressão forçada. Neste caso, a geometria de *downlap* ao invés de definir uma seção condensada e/ou superfície de inundação máxima, define a posição do limite de seqüência *master*.

A confusão mais comum na aplicação da estratigrafia de seqüências tem sido seu uso como um modelo rígido ao invés de como uma robusta e flexível ferramenta. É muito improvável que bacias que possuem diferentes características, possuam idêntica arquitetura estratal. Se os parâmetros locais são parte integrante de qualquer análise de seqüência estratigráfica, esta ferramenta deve funcionar em qualquer bacia. É claro que o reconhecimento de algumas superfícies-chave pode ser mais difícil em alguns ambientes ou algum dos tratos de sistemas pode não estar presente, entretanto, apesar das dificuldades, sua aplicação continua sendo válida (Posamentier e Allen, 1999).

O reconhecimento das superfícies-chave é crítico na aplicação dos conceitos da estratigrafia de seqüências, pois estas limitam seqüências e tratos de sistemas e, portanto, possuem um papel importante na definição da arquitetura estratal dentro e entre as seqüências (Bhattacharya, 1993).

A variedade de expressão dos vários tipos de superfícies-chave torna difícil sua identificação em alguns casos. Por exemplo, um limite de seqüência pode ocorrer como uma superfície erosiva formada por processos fluviais, como uma superfície transgressiva erosiva formada pelo retrabalhamento por ondas durante a transgressão, ou ainda como uma superfície concordante marcada por uma mudança faciológica. Uma complicação adicional é que sob estas condições, as superfícies-chave podem ser poligenéticas e suportarem o sinal de mais de um tipo. Um exemplo é o caso da superfície que sofreu exposição subaérea devido à queda relativa do nível do mar e posteriormente erosão por longo período, formando uma discordância ou limite de seqüência. Eventualmente, quando ocorre a transgressão, esta superfície pode sofrer retrabalhamento por ondas, ficando com o sinal do último processo que atuou, ou seja, erosão durante a transgressão. Conseqüentemente, esta superfície representa uma mistura de superfície transgressiva e limite de seqüência.

O significado de uma superfície transgressiva com erosão pode induzir a erros de interpretação, já que nem toda superfície transgressiva se confunde com limite de seqüência. Quando o trato de mar baixo está presente, a superfície transgressiva marca seu topo enquanto o limite de seqüência, sua base. A maior dificuldade é que esta superfície transgressiva apresenta sempre os mesmos atributos, quer esteja superimposta a uma discordância ou não. A chave para a correta interpretação está na análise sedimentológica do nível e na análise da arquitetura estratigráfica dos depósitos nos dois lados da superfície. Ou seja, a análise do contexto é fundamental.

Esta superfície transgressiva com erosão é também chamada superfície de ravinamento, mas nem todas estas superfícies estão associadas com transgressão da linha de costa. Geralmente são

marcadas pela presença do icnofóssil *Glossifungites*, que é um indicador marinho da presença de depósitos de mar baixo, como de praia e/ou de delta, mas podem estar relacionadas a eventos isostáticos localizados. A observação da sua distribuição regional e do espaçamento entre os níveis, além do contexto estratigráfico, são itens necessários para sua correta determinação.

Para uma análise satisfatória de uma seqüência estratigráfica é essencial que todas as superfícies-chave (isto é, limite de seqüência ou discordância, superfície transgressiva, superfície de inundação máxima e superfície de inundação) sejam interpretadas e mapeadas.

Já a correta identificação dos tratos de sistemas depende quase sempre das correlações regionais. Áreas de trabalho restritas podem levar a erros de interpretação. Para uma correta identificação destes, faz-se necessário aumentar a janela de observação e sempre levar em conta o contexto da bacia. Outra questão relevante é que nem todos os tratos de sistemas são observados em todas as partes de uma bacia sedimentar. Igualmente, seqüências internas podem estar localmente ausentes devido a diminuição do aporte sedimentar ou devido a prolongados períodos de predomínio de mar baixo. Isto é especialmente problemático quando a janela de trabalho é a parte proximal da bacia, onde a sedimentação é esporádica sendo restrita aos períodos de alta do nível do mar (Posamentier e Allen, 1999).

Os termos mar baixo (*lowstand*), mar alto (*highstand*) e transgressivo são insuficientes quando usados para descrição de unidades estratigráficas, mas se aplicados a tratos de sistemas, pressupõe-se que a descrição refere-se a um conjunto de sistemas depositado sob circunstâncias específicas.

Uma etapa inicial crítica na análise de seqüências estratigráficas consiste no estabelecimento do correto ambiente deposicional. Entretanto, somente com a resposta dos perfis e sem dado de testemunho para calibração, interpretações do ambiente deposicional podem ser equivocadas. Obviamente, dados de afloramentos geralmente são indispensáveis como uma fonte de dados concretos e reais.

Muitas feições distinguíveis de seqüências, tratos de sistemas e superfícies-chave são melhores identificadas através de uma cuidadosa integração de diferentes tipos de dados. Nenhum dado pode ser considerado o melhor para a análise de seqüências estratigráficas. Um único e isolado conjunto de dados comumente responde somente parcialmente. Por exemplo, afloramentos são ótimos para o correto estabelecimento do ambiente deposicional, mas as relações estratigráficas não são claras. Em contrapartida, o dado sísmico (principalmente 3D) possibilita uma acurada definição da arquitetura estratigráfica, mas revela pouco sobre processos deposicionais. Logo, uma abordagem integrada que otimize a capacidade de cada tipo de dado é o preferível. O uso de um conjunto de dados isolados invariavelmente leva a um produto inferior ao alcançado quando da integração de todos os dados (Posamentier e Allen, 1999).

O enfoque da estratigrafia de seqüências provê o arcabouço que facilita a integração de uma grande variedade de dados; incluindo afloramentos, perfis de poços, dados sísmicos, bioestratigrafia, geoquímica, isótopos, além de várias disciplinas incluindo sistemas deposicionais, análise faciológica, estratigrafia química, análise de fóssil-traço, sismoestratigrafia, análise petrofísica, imagem de satélite e análise de foto aérea, para citar apenas algumas. Esta ampla cobertura é uma das grandes vantagens da aplicação da Estratigrafia de Seqüências, tornando-a uma ferramenta exploratória poderosa.

4.4. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS CARBONÁTICAS

Durante várias décadas, modelos de fácies carbonáticas de rampas (Ahr, 1973; Read, 1985), plataformas (Wilson, 1975; Read, 1985) e de ambiente cratônico (Irwin, 1965) foram rotineiramente usados para descrever e interpretar relações laterais de fácies em plataformas carbonáticas antigas. Estes modelos ofereciam uma representação estática de plataformas carbonáticas pela representação de um padrão de distribuição de fácies e paleoambientes idealizado, usualmente durante um instante de tempo e na ausência de mudanças relativas do nível do mar. Como apontado por Irwin (1965), “A natureza nunca é estática. No passado geológico, mares epíricos transgrediram e regrediram sobre os continentes durante numerosos períodos”. Por conseguinte, ambientes migram, mas a previsão da ocorrência de uma fácies constitui-se num desafio difícil para os exploracionistas e estratígrafos.

Durante a história de uma plataforma carbonática os paleoambientes se comportavam como alvos móveis, aparecendo, migrando, desaparecendo e reaparecendo por uma grande extensão em resposta a processos deposicionais e erosivos associados a transgressões e regressões marinhas impostas por mudanças relativas no nível do mar. Desta forma, a capacidade de previsão destes modelos de fácies é limitada devido a sua visão estática de tempo e das mudanças relativas do nível do mar.

Agora, a Estratigrafia de Sequências é considerada uma prática metodologia para analisar o desenvolvimento e a história de plataformas carbonáticas (Eberli e Ginsburg, 1989; Handford e Loucks, 1990, 1991; Hunt e Tucker, 1993; Rudolph e Lehmann, 1989; Sarg, 1988). A maioria dos trabalhos existentes utilizou ou adaptou o modelo da Exxon de estratigrafia de sequência deposicional siliciclástica para ajudar a explicar a evolução de uma sequência deposicional carbonática. Entretanto, a deposição carbonática possui um conjunto de princípios diferenciado. O modelo convencional da Exxon, por exemplo, baseado em siliciclásticos, assume que todos os sedimentos têm origem extrabacinal e são transportados para a bacia marinha. Estas premissas não podem ser usadas para sequências deposicionais carbonáticas, porque sedimentos carbonáticos não são transportados e sim produzidos nas bacias marinhas por processos orgânicos e inorgânicos locais

(James, 1979). Isto resulta na habilidade única de carbonatos em construir a topografia deposicional e, morfológicamente, diversas plataformas, tais como as rampas, as plataformas restritas e as plataformas isoladas. Além disto, os ângulos de inclinação do talude são bem mais pronunciados em carbonatos que em siliciclásticos (Schlager e Camber, 1986). Uma topografia deposicional pronunciada, devido a bioconstruções, é a marca registrada da maioria das seqüências carbonáticas, e sozinha garante a dissimilaridade entre a geometria estratal de carbonatos e siliciclásticos. Alguma similaridade entre essas duas seqüências ocorre somente dentro de plataformas dominadas por sedimentação carbonática clástica, tais como rampas ou plataformas restritas de baixo ângulo (Sarg, 1988). Isto ocorre porque sedimentos clásticos, carbonáticos e siliciclásticos, respondem similarmente ao transporte e deposição por ondas e correntes.

Devido à origem poligenética dos sedimentos carbonáticos, o forte controle ambiental sobre sua sedimentação (Davies *et al*, 1989; Schlager, 1991; Wilson, 1975) e as diversas maneiras pelas quais os carbonatos respondem a mudanças relativas no nível do mar, todas diferentes dos siliciclásticos, é que se questiona a aplicação universal do modelo de seqüência deposicional da Exxon baseado em siliciclásticos (Haq *et al*, 1987; Posamentier e Vail, 1988; Vail, 1987) para a interpretação da estratigrafia de plataformas carbonáticas e do seu histórico de variações relativas do nível do mar.

A análise estratigráfica de seqüências é uma disciplina em evolução, baseada em suposições que requerem uma avaliação crítica (Schlager, 1991). Com o intuito de contribuir para esta avaliação, Handford e Loucks (1993) esboçaram modelos baseados em dados geológicos e geofísicos de sistemas modernos e antigos. Utilizaram os princípios da sedimentação carbonática, modelos existentes de fácies carbonáticas e a metodologia de análise de seqüência estratigráfica para (1) identificar padrões estratais carbonáticos que os diferenciam dos padrões estratais de siliciclásticos, e (2) desenvolver modelos de seqüências deposicionais e de tratos de sistema para vários tipos de plataformas restritas e rampas.

ARQUITETURA DAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS

Plataformas carbonáticas são similares a plataformas siliciclásticas pela extensão com que são construídas, e modificadas por processos deposicionais e erosivos que agem sob o controle da eustasia, subsidência (tectônica), taxa de sedimentação e clima (Sarg, 1988; Vail, 1987). Os três primeiros interagem regulando o nível relativo do mar e o clima governa principalmente o tipo de sedimento. Juntos, suas interações produzem muitas das variações no padrão estratal e de fácies nas seqüências deposicionais (Haq *et al*, 1987; Sarg, 1988; Vail, 1987) e variações na morfologia bruta, ou no tamanho e geometria, de plataformas carbonáticas (Bosellini, 1989). A interação destes e de

outros fatores pode ser vista como uma infraestrutura, que descreve a natureza física das plataformas carbonáticas. O acesso a estes fatores pode levar a um entendimento mais profundo das plataformas carbonáticas e sua evolução. Devem ser usados como uma primeira etapa na interpretação e análise de seqüências estratigráficas (Tabela 2).

TABELA 2 – ELEMENTOS ARQUITETURAIS DE UMA PLATAFORMA CARBONÁTICA

ELEMENTOS INFRA-ESTRUTURAIS	EUSTASIA	MAR BAIXO	TRANSGRESSÃO	MAR ALTO	ESTACIONÁRIO		
	AMBIENTE TECTÔNICO E DE SUBSIDÊNCIA	Resfriamento Térmico		Afinamento Crustal		Carregamento Crustal	
		INTRAPLACA			MARGEM DE PLACA		
		Continental (Cratônico)	Oceânica	Margem Passiva	Margem Convergente	Margem Transformante	
	CLIMA	ÚMIDO		SEMI-ÁRIDO		ÁRIDO	
	FÁBRICA CARBONÁTICA	Tropical (Baixa Latitude)				Temperado-Polar (Média-Alta Latitude)	
		Produção Biogênica por organismos Fototróficos (Chlorozoan-Chloralgal)	Produção Biogênica por organismos Não-Fototróficos (Foramol) e algas vermelhas		Produção Não-Biogênica (Ooides, Pelóides)	Organismos Não-FotoTróficos (Foramol) + Algas Vermelhas Coralinas	
	CONEXÃO COM O CONTINENTE	ANEXA			ISOLADA		
					Solitária	Coalescente	
	MORFOLOGIA	Rampa		Plataforma com Barreira		Plataforma com Topo Plano	
		Homoclinal	Distalmente Escarpada				
	EXTENSÃO	Estreita (<10 km)			Larga (>10 km)		
	CIRCULAÇÃO	ABERTA			RESTRITA		
		Marés	Ondas	Correntes	Tempestades	Ressurgência	
	TIPO DE MARGEM	Acrescionária		Bypass		Erosional	
		RECIFE			GRAIN SHOAL		
ORIENTAÇÃO DA MARGEM	Barlavento			Sotavento			
SISTEMAS DEPOSICIONAIS	Costeiro e Litorâneo	Plataforma Externa		Borda da Plataforma	Talude e Assoalho de Bacia		
LITOLOGIA	Carbonato	Carbonato/Siliciclasto	Carbonato/Evaporito	Carbonato/Evaporito/Siliciclasto			

Adaptado de Handford e Loucks, 1993.

A FÁBRICA CARBONÁTICA

As taxas de sedimentação através de plataformas carbonáticas são largamente dependentes da produtividade da fábrica carbonática marinha de sub-maré. A habilidade desta fábrica em gerar sedimentos carbonáticos depende da interação da latitude, temperatura, salinidade, profundidade da água, intensidade da luz solar, turbidez, circulação da água, PCO_2 e aporte de nutrientes (Lees e Buller, 1972; Wilson, 1975). Quando estes fatores interagem apropriadamente, podem resultar numa vigorosa fábrica carbonática.

A fábrica marinha tropical opera em mares rasos e quentes entre 0 e 30 graus de latitude, para o norte e sul. Esta fábrica existe tal qual uma mortalha que abrange a superfície d'água de mares tropicais e claros, até a profundidade de aproximadamente 100 metros, mas com a grande maioria da produção ocorrendo dentro dos 10 primeiros metros (Wilson, 1975). Os produtores de sedimentos são principalmente organismos fototróficos ou Chlorozoa e Chloralgae, e organismos não fototróficos. Nos primeiros se incluem os corais hermatípicos e as algas calcárias vermelhas e verdes; no último, principalmente, os foraminíferos, moluscos, briozoários e equinodermas. Para o desenvolvimento saudável de corais e algas verdes calcárias, as temperaturas anuais d'água, mínima e máxima, não podem ser inferiores a $15^{\circ}C$ nem superiores a $26^{\circ}C$, respectivamente (Lees e Buller, 1972). Grãos não-esqueletais, ou oóides e pelóides, além da lama carbonática, derivam da desintegração de algas calcárias e de precipitação direta, e são também produzidos quase que exclusivamente em mares quentes. A formação de oóides modernos é ainda limitada pela energia física e salinidade. Oóides tendem a se formar somente em águas rasas (< 2 m) e agitadas, onde é alta a atividade diária de ondas e correntes (Loreau e Purser, 1973; Newell *et al.*, 1960) e onde a salinidade excede 35.8‰ (Lees, 1975). Nos mares temperados e polares, a fábrica carbonática produz grãos esqueletais de algas vermelhas calcárias e organismos não-fototróficos como foraminíferos, moluscos, briozoários, equinodermas e cracas (também conhecida como assembléia Foramol). Com a falta das algas verdes calcárias, mares temperados produzem relativamente pouca quantidade de lama carbonática. Onde é produzida, esta lama se origina principalmente dos mecanismos de abrasão e bioerosão de grãos esqueletais e da acumulação de cocolitos (Blom e Alsop, 1988). A produção sedimentar e as taxas de acumulação são maiores em plataformas tropicais do que nas de regiões temperadas. Baseados nas estimativas das taxas de produção biogênica de carbonatos, Wilson (1975) e Schlager (1981) construíram um gráfico da variação da produtividade total de carbonatos com a profundidade. Com este, fica claramente evidente a influência da lâmina d'água e conseqüentemente da intensidade de luz, sobre a produção sedimentar carbonática. Em mares tropicais, o limiar da abundância da produção sedimentar biogênica carbonática ocorre em profundidades menores que 10-15 metros.

CLIMA

O clima, medido pela temperatura do ar, precipitação, umidade atmosférica e regime de ventos, ajuda a determinar as condições da água (salinidade, temperatura da água e circulação oceânica) e, portanto, a natureza da fábrica carbonática (tropical ou temperada) e os tipos de sedimentos carbonáticos produzidos. Águas marinhas tropicais rasas possuem um alto teor de CaCO_3 e são supersaturadas em relação aos mares temperados de latitudes intermediárias. Essa diferença afeta a produção, estabilidade e o potencial de litificação precoce de sedimentos carbonáticos (Scoffin, 1987). O clima ajuda a determinar os tipos de sedimentos depositados entre os carbonatos dentro de uma sequência deposicional. Sob condições áridas e de circulação restrita, pode ocorrer deposição de evaporitos. Se alguma fonte de sedimentos terrígenos aflora adjacente a uma plataforma carbonática, diferenças no clima irão afetar o estilo do transporte de sedimentos siliciclásticos. Climas úmidos tendem a favorecer a deposição de sedimentos siliciclásticos de origem flúvio-deltaica, enquanto climas áridos promovem a deposição de siliciclásticos eólicos. A presença deste tipo de sedimento numa sucessão estratigráfica dominada por carbonatos é um indício não somente das condições climáticas, mas na maioria das vezes, das mudanças relativas do nível do mar. Por exemplo, a presença de depósito de arenito eólico fino e wadi na sucessão carbonática da plataforma de Guadalupe do Novo México (Mazzulo *et al.*, 1991) implica em condições de relativo mar baixo. Arenitos eólicos e de praia, os quais recobrem discordantemente *karsts* dessecados e carbonatos de supramaré na sucessão do Ordoviciano Médio no norte de Arkansas, são diretamente relacionados a condições de mar baixo.

AMBIENTE TECTÔNICO E DE SUBSIDÊNCIA

Sem subsidência não haveria deposição de longo termo, acumulação e preservação de sedimentos carbonáticos. Esta ocorre por resfriamento térmico, afinamento crustal e carga ou isostasia (Allen e Allen, 1990) e atua como o principal fator, juntamente com a eustasia, na criação de espaço disponível para que a sedimentação carbonática tome lugar (Jervy, 1988). A taxa de subsidência depende do tipo de crosta (oceânica ou continental), sua idade, o tipo de stress causador da subsidência, reologia litosférica e posição dentro da placa litosférica ou cenário tectônico. A subsidência pode ser controlada por afinamento litosférico, resfriamento, deslizamento da crosta inferior dúctil na direção de novos oceanos e mudanças de fase (gabro para eclogito) na crosta inferior ou manto. Em adição, a carga sedimentar pode aumentar a subsidência tectonicamente controlada. Plataformas marinhas carbonáticas rasas se formam próximo e ao longo de margens de placas convergentes, divergentes e transformantes, bem como dentro de placas formadas tanto por

crosta oceânica quanto continental. A chance de preservação é aumentada em ambiente de intraplaca e de margem passiva. O ambiente tectônico ajuda a estabelecer o seguinte:

1. A locação, elevação e extensão areal dos terrenos circundantes que podem prover parte, ou o total, dos sedimentos detritais que contribuíram para o total preenchimento da bacia;
2. A geometria do embasamento da bacia subsidente;
3. A geometria inicial dos sítios de sedimentação marinha carbonática rasa; e
4. A extensão e estilo da influência marinha.

CONEXÃO CONTINENTAL

Plataformas podem ser isoladas (desprendidas) ou podem ser ligadas (conectadas) a uma grande massa continental, tal qual um continente ou uma grande ilha. Plataformas conectadas são comumente longas feições lineares de frente para o mar aberto, usualmente ao longo de margens continentais passivas. As plataformas carbonáticas bem desprendidas, ou isoladas, se desenvolvem em blocos altos ao longo de margens continentais de *rifts* recém abertos e de *rifts* abortados. Elas podem se formar também em placas oceânicas por nucleação acima de hot spots circundando vulcões e montanhas oceânicas. Algumas plataformas isoladas são solitárias ao longo de toda a sua existência, mas onde várias se fixam próximas umas das outras, elas podem coalescer em uma grande plataforma, como no caso do Grande Banco das Bahamas (Eberli e Ginsburg, 1989).

MORFOLOGIA

Plataformas podem assumir três diferentes perfis morfológicos: (1) rampas que tem declive homoclinal suave ou são distalmente escarpadas; (2) plataformas com barreira; e (3) sem barreira, ou plataformas com topo plano que tem uma quebra pronunciada no declive ao longo de suas margens voltadas para o oceano. Plataformas com barreira se formam exclusivamente em mares tropicais porque são formadas principalmente por construções recifais de organismos Chlorozoan e Chloalgal, os quais requerem condições de águas quentes. Plataformas sem barreira estão presentes em mares tropicais e temperados. Rampas contem principalmente grãos clásticos de carbonatos e lama e, portanto, ocorrem em mares tropicais e temperados. Plataformas afogadas são comumente reconhecidas como um tipo separado de plataforma (Read, 1985; Tucker e Wright, 1990). Entretanto, elas não são morfológicamente distintas daquelas listadas acima, mas de fato são simplesmente plataformas com bordas, tabulares ou rampas afogadas. Deste modo, elas registram uma fase de desenvolvimento e especificamente uma subida relativa do nível do mar (drowning unconformity) (figura 24).

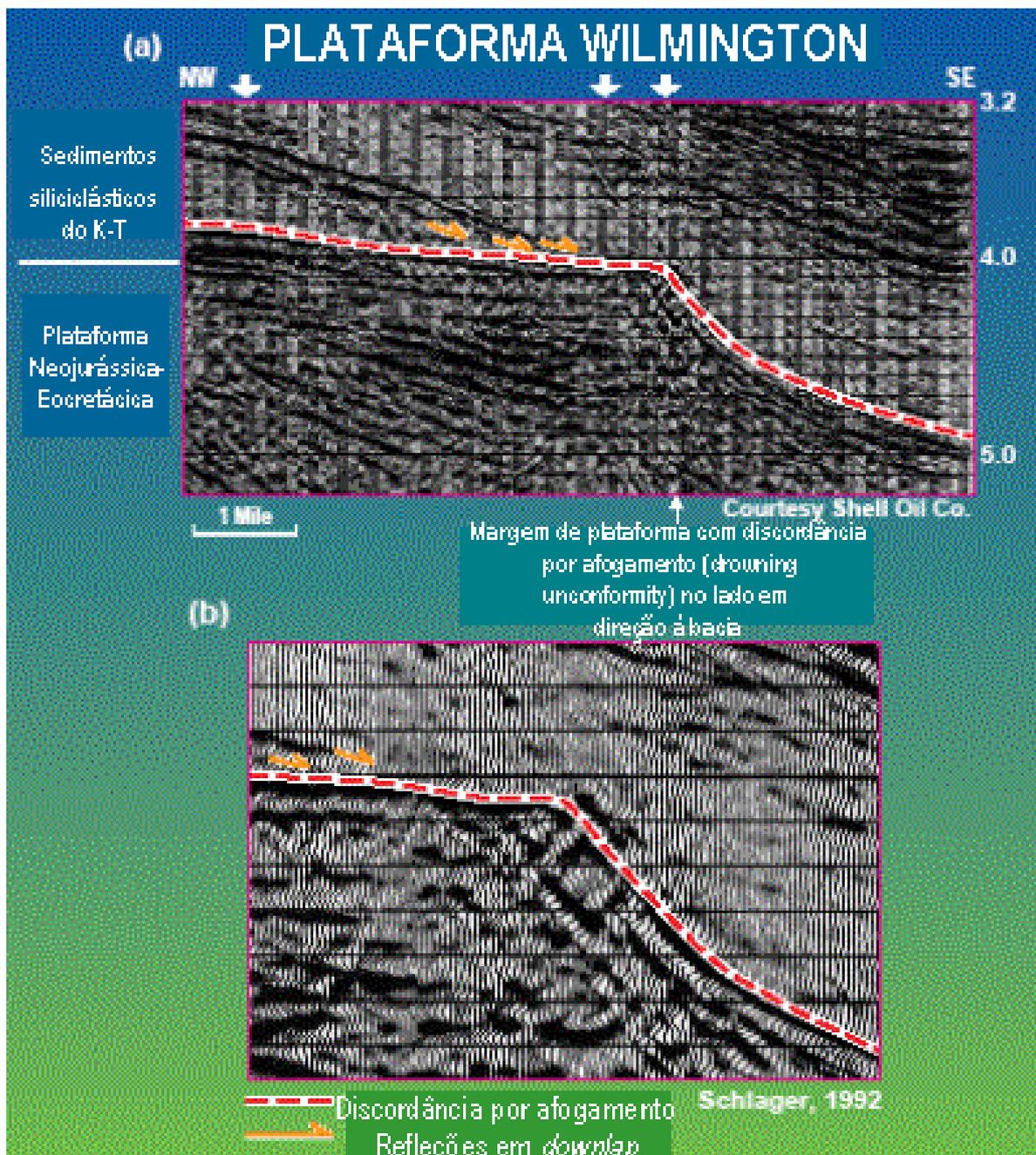


Figura 24. Expressão sísmica de uma plataforma carbonática afogada, com a formação de uma superfície discordante devido ao afogamento (*drowning unconformity*), coberta por sedimentos em *downlap*.

EXTENSÃO E CIRCULAÇÃO

Plataformas carbonáticas possuem dimensões altamente variáveis, de poucos km até mais de uma centena de km. Foi estipulado um valor de 10 km para distinguir plataformas estreitas (< 10 km) de plataformas largas (> 10 km). A circulação, responsável pelo transporte de águas limpas de mar aberto para dentro das plataformas carbonáticas rasas, ou é dominada ou então é fortemente influenciada por ondas e pela direção dos ventos. Marés e ondas estão entre os processos físicos mais

importantes e são dependentes do tamanho, forma e batimetria da bacia marinha. Em geral, a amplitude da maré aumenta proporcionalmente à extensão para a maioria das plataformas continentais ao redor do globo (Cram, 1979) e decresce em mares restritos com conexão restrita com o oceano, onde estas ondas de maré se originam. Desta forma, a variação da maré é mínima ao longo de plataformas estreitas ou de mares restritos tais como o Golfo Pérsico ou Mar Vermelho. As influências relativas, além das interações entre maré-vento e onda-sentido das correntes, em conjunto com o nível de nutrientes governam a natureza da sedimentação carbonática da borda de plataforma rasa, em direção à plataforma e para dentro do ambiente de supramaré.

TIPOS DE MARGEM E ORIENTAÇÃO

Outros fatores que controlam o desenvolvimento de plataformas carbonáticas são o tipo de margem, sua orientação em relação ao vento e o tipo de sedimento. Margens de plataforma são tipicamente constituídas por bancos de areia bioclástica (*grain shoals*), recifes, ou mistura de ambos. Dependendo de seu comprimento, continuidade e profundidade sobre suas cristas, estes bancos e/ou recifes ajudam no controle da circulação da água do mar dentro de uma plataforma. Bordas contínuas, ou quase, dificultam a circulação e a troca de água de mar aberto com as plataformas. Plataformas com bordas profundas ou pouco contínuas e as plataformas sem borda e tabulares são caracterizadas por circulação cruzada nos bancos. Taludes de borda de plataforma, na direção de mar aberto, são marcados por acreção deposicional, *bypass* dos sedimentos ou erosão (Read, 1985). Estudiosos das Bahamas (Eberli e Ginsburg, 1989) observaram que o transporte e deposição de bancos de sedimentos das plataformas a favor do vento têm levado a uma significativa progradação das margens de sotavento (protegidas) de modernas e antigas plataformas que compreendem o Grande Banco das Bahamas. Portanto, as margens de barlavento tendem a ser erosivas, ou de *bypass*, e crescem verticalmente (Eberli e Ginsburg, 1989).

SISTEMAS DEPOSICIONAIS E LITOLOGIA

Plataformas carbonáticas contem uma ampla variedade de sistemas deposicionais, todos limitados pelos fatores listados acima. Os seguintes sistemas deposicionais de plataformas carbonáticas são incluídos entre os principais:

Sistemas costeiros e próximos da costa

- Praias, dunas costeiras, barras de maré, deltas de maré, e lagunas associadas com as linhas de costa continentais e ilhas de barreiras;
- Recifes de borda;
- Planícies de maré, canais e *sabkhas*;
- Salinas de evaporitos.

Sistemas de plataforma externa

- Recifes pinaculares, *patch reefs*, bancos de lama e de areia (*sand shoals*);
- Plataformas abertas dominadas por tempestades, rasas a profundas;
- Salinas evaporíticas (primeiro mar aberto com subsequente isolamento para se tornar evaporítica).

Sistema de borda de plataforma

- Recifes;
- Bancos de areia (*grain shoals*) tais como cinturões de barras de maré e cordões litorâneos de areia;
- Canais de maré e delta;
- Ilhas e dunas eólicas.

Sistemas de talude e assoalho de bacia

- Deslizamento com translação e rotação;
- Depósitos de fluxos gravitacionais de sedimentos canalizados e não canalizados;
- Tendência a depósitos de base de talude;
- Leques submarinos;
- Canyons submarinos e barrancos;
- Assoalhos de bacia pelágicos e hemipelágicos.

O conhecimento litológico de uma plataforma é criticamente importante para a boa aplicação da estratigrafia de sequências. Plataformas são, na maioria das vezes, litologicamente mistas, especialmente as conectadas ao continente. Embora algumas sejam formadas quase que completamente por sedimentos carbonáticos, a maioria contém quantidades variáveis de sedimentos carbonáticos, siliciclásticos e evaporíticos. A variação litológica expressada nas plataformas antigas e modernas registra diretamente a história deposicional e é o primeiro indicador importante de como uma plataforma responde a variações relativas do nível do mar. Por exemplo, estratos siliciclásticos finos, mas espalhados, que interromperam os carbonatos plataformais, quase sempre significam uma relativa queda ou parada do nível do mar e recobrem limites de sequência. Em contraste, nas plataformas dominadas por clásticos, estratos carbonáticos podem significar condições transgressivas (Brown, 1989). Evaporitos formam a maior parte de algumas plataformas carbonáticas, mas seu papel na evolução da sequência estratigráfica destas plataformas foi enfocado tempos depois (Sarg, 1988; Tucker, 1991). A deposição de evaporitos requer uma coincidência seletiva de condições específicas de eustasia, tectônica além de geoquímicas e climáticas do que a deposição carbonática. A vasta deposição de camadas de evaporitos subaquosos através de uma plataforma requer provavelmente que o sítio deposicional esteja quase completamente isolado do mar aberto por alguma barreira (Lucia, 1972). A emergência de uma barreira pode ocorrer devido a processos tectônicos, deposicionais e eustáticos. Uma extensa (milhares de km²) unidade evaporítica locada atrás de uma margem de plataforma com borda poderia sugerir um relativo nível de mar baixo de pequena intensidade durante um período, em geral, de mar alto. Se, entretanto, o depósito evaporítico estiver presente somente localmente, a emergência de uma barreira deve estar ligada a processos

deposicionais, tais como a agradação de depósitos de tempestade acima do nível do mar, ou talvez por processos tectônicos locais.

VARIAÇÕES DA GEOMETRIA ESTRATAL NO DADO SÍSMICO

Em muitas bacias sedimentares, descrições da geometria estratal derivadas da sísmica podem ser integradas com o controle de poços disponível para distinguir entre estratos carbonáticos e siliciclásticos. Em bacias de fronteira exploratória, onde não há controle de poços, os geólogos e geofísicos se deparam com a tarefa de interpretar litologia somente do dado sísmico. Em tais bacias, esta tarefa pode ser abordada com uma visão geofísica através da análise da amplitude, frequência e velocidade intervalar (Bubb e Hatlelid, 1977).

Outra forma de comparação é através da geometria estratal, já que a tendência da sedimentação carbonática de criar topografia deposicional e relevo *kárstico* devido à erosão por dissolução, aumentam as possibilidades de diferenciação e interpretação por sismoestratigrafia. Em muitos casos, entretanto, a topografia erosional e topográfica podem ser muito sutis para a resolução sísmica. Siliciclásticos e carbonatos possuem as mesmas relações estratais concordantes e discordantes de limites de sequências. Entretanto, a capacidade dos sedimentos carbonáticos de (1) serem gerados e acumulados *in situ* como *buildups*, (2) serem transportados e depositados como partículas clásticas com ampla variedade de texturas, e (3) erodir subaereamente, principalmente por dissolução, comumente resulta em associações peculiares a únicas do padrão estratal.

Estes padrões estratais mostrados na figura abaixo são os tipos de larga escala mais comumente encontrados em plataformas carbonáticas, muitos deles com resolução sísmica:

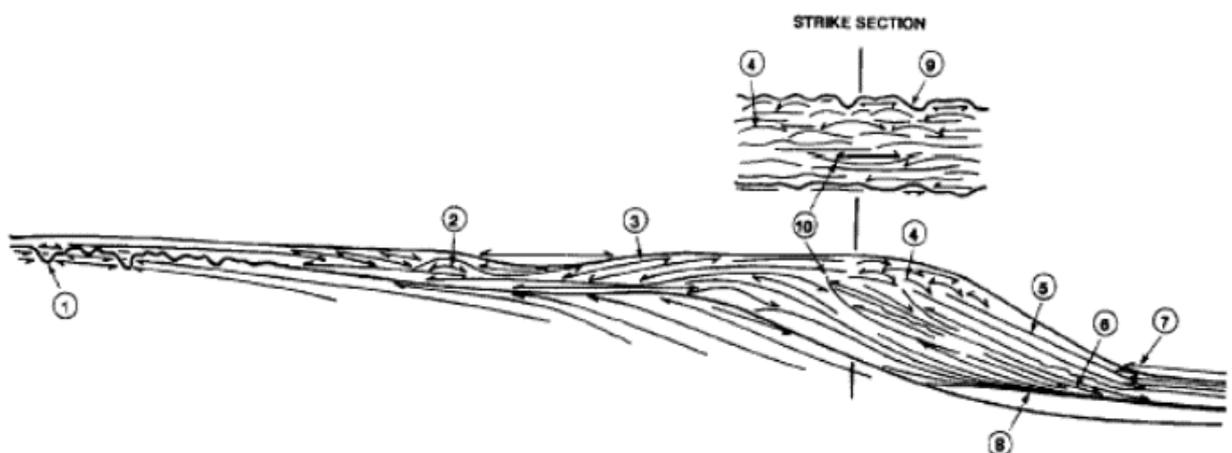


Figura 25. Corte transversal a uma plataforma carbonática (seção dip). Handford e Loucks (1993).

Caracterização dos padrões estratais mostrados na figura anterior:

1. Dissolução relacionada a *karst* ou colapso leva a formação de depressões topográficas próximas que podem variar de poucos metros a quilômetros de largura. Dolinas e cavernas são formadas assim. Em planta, as depressões *kársticas* geralmente possuem contorno circular a oval, entretanto, algumas são lineares, tipo *poljes* e *blind valleys*, mas fechadas dos dois lados, se diferenciando assim dos vales incisos fluviais. Em seção transversal, os estratos de *karst* são truncados nas margens das depressões por dissolução. Os estratos em *onlap* que preenchem as depressões são depósitos lacustrinos e fluviais de mar baixo, *terra rossa*, e depósitos marinhos transgressivos. Podem ocorrer, também, montanhas residuais, tipo cone e torre de *karst*, e, se preservadas, podem ser preenchidas por depósitos de mar baixo e transgressivo em *onlap*. Em algumas áreas de relevo *kárstico*, faltam depressões e montanhas residuais, o que em geral está relacionado a uma denudação de longo prazo, com aplainamento por dissolução corrosiva (Ford e Williams, 1989).

2. Construção de lateral escarpada, *mounds* de recifes, com sismofacies *hummocky* e lenticular, e recifes em ambiente de plataforma que possuem *downlap* nas suas bases e *onlap* sobre suas margens.

3. Margens de sotavento (protegidas) de bordas de plataformas com barreira podem progradar para dentro da plataforma e construir clinofomas com *downlap* nos estratos de plataforma ou de laguna. Estratos de plataforma plano-horizontais podem também fazer *onlap* sobre as clinofomas de margem de sotavento (retaguarda).

4. *Mounds* de lateral escarpada, sismofacies *hummocky* e lenticular (biohermas ou recifes) estão presentes ao longo de bordas de plataformas com barreira e em áreas de talude.

5. Ângulos deposicionais de talude de plataformas carbonáticas variam geralmente entre 29-30° (Schlager e Camber, 1986) e em alguns casos atingem 45° (Kenter, 1990). Entretanto, taludes verticais ou mesmo com saliência (Grammer e Ginsburg, 1992) estão localmente presentes. Tais taludes podem ser deposicionais ou erosivos. Sedimentos de bioconstrução (ligados organicamente) comumente produzem taludes verticais em recifes modernos. Taludes erosivos escarpados indicam que os sedimentos estão litificados ou possuem uma alta tensão de cisalhamento devido ao formato entrelaçado das partículas e arranjo de empacotamento.

Depósitos carbonáticos de base de talude podem apresentar *downlap* (6), *onlap* ou ambos alternadamente (7). Adicionalmente, estes depósitos podem convergir para afinamento (8). Estratos siliciclásticos também possuem essas características. Como demonstrado em (9), *karstificação*, vales incisos fluviais, ou erosão submarina podem talhar bordas de plataformas nos limites de sequências.

Em (10), feições de incisões cuneiformes formadas por deslizamentos de massa, que podem ocorrer tanto nos limites de sequências quanto dentro destas.

A habilidade dos taludes carbonáticos de contruir acima do seu ângulo de repouso (estável) deve-se ao seu empacotamento orgânico, cimentação precoce, e a deposição de grãos esqueletais entrelaçados não-esféricos. Até mesmo, taludes carbonáticos lamosos detem mais altos declives que taludes de lama siliciclástica (Schlager e Camber, 1986) devido à precose e intensa litificação e à alta força de cisalhamento dos sedimentos carbonáticos finos (Kenter e Schlager, 1989).

Algumas sequências carbonáticas consistem em clinofomas com *downlap* e declive acentuado que alternam com estratos plano-paralelos de assolho de bacia em *onlap* (Bosellini, 1984). Nestes casos, uma vasta gama de tamanhos de partículas esteve disponível para transporte e deposição no ambiente de talude. Clinofomas com declive acentuado, as quais estão em *downlap* sobre os estratos basais, comumente compreendem sedimentos carbonáticos, tamanho areia até matacão, depositados episodicamente. Tão logo a sedimentação grosseira diminua e cesse a formação de clinofomas em *downlap*, a deposição em suspensão de sedimentos finos se torna dominante, formando estratos basais em *onlap*.

RESPOSTAS DAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS ÀS VARIAÇÕES RELATIVAS DO NÍVEL DO MAR

Condições de nível de mar baixo

Linhas de costa são ambientes dinâmicos, raramente permanecendo estacionárias por longos períodos de tempo, que migram a depender da eustasia, subsidência tectônica e taxa de transporte de sedimentos. A migração da linha de costa, em direção ao oceano, ocorre com uma relativa queda do nível do mar, ou em condições de mar baixo e deixa em seu leito uma plataforma exposta (figuras 26 e 27).

Embora a taxa de transporte de sedimentos siliciclásticos para a costa flutue de acordo com vários fatores que operam fora da bacia (soerguimento tectônico, clima, natureza da fonte dos sedimentos, características da drenagem, etc), esta não é grandemente afetada por mudanças relativas do nível do mar. Entretanto, mudanças do nível do mar podem governar a dispersão de sedimentos siliciclásticos através de plataformas (Vail *et al.*, 1977).

Já em plataformas carbonáticas existe uma grande diferença de relações quando se compara produção / disponibilidade de sedimentos e nível relativo do mar. Nestes ambientes, mudanças relativas do nível do mar exercem um forte controle sobre a produção sedimentar e dispersão. Se uma

ampla plataforma marinha tropical aberta for coberta por 10 metros de água do mar, por exemplo, uma fábrica carbonática produtiva e saudável poderia produzir somas abundantes de sedimentos carbonáticos. Entretanto, durante condições de mar baixo, quando o nível do mar cai abaixo da margem da plataforma, esta, primeiramente inundada, se torna agora exposta subaéreamente e incapaz de produzir sedimentos. Neste momento, a única parte produtiva da plataforma passa a ser o talude imediatamente além, mar adentro, da margem da plataforma e sua largura dependente do gradiente de inclinação deste. Taludes íngremes são correlacionáveis a bandas estreitas de produção de sedimentos e taludes suaves formam bandas largas. No entanto, a largura da zona de produção de sedimentos de uma rampa homoclinal não deve mudar substancialmente com a queda ou subida no nível relativo do mar.

Como a produção de sedimentos carbonáticos em plataformas com borda varia com a relativa mudança no nível do mar, essa regula a quantidade e tipo de sedimentos derramados para dentro do talude de águas profundas adjacente. Durante períodos de mar alto, plataformas de água rasa produzem grandes quantidades de sedimentos finos, e elas derramam uma larga porção destes sedimentos nos taludes adjacentes e bacias (Wilber *et al.* 1990). Entretanto, durante períodos de mar baixo (discordância do tipo 1), a produção de sedimentos é interrompida no topo das plataformas e fica geograficamente limitada às margens da plataforma e ao talude superior (figuras 26 e 27). Mais ainda, já que os oóides são produzidos somente quando os topos dos bancos são inundados, qualquer perda de sedimentos durante o mar baixo, deve ser relativamente livre de oóides (Schlager, 1991).

Já que uma rampa não possui quebra marcada no talude, ou na borda da plataforma, o perfil batimétrico é praticamente idêntico independentemente da posição do nível do mar. Assim, numa rampa carbonática úmida, na qual predomina a deposição de *grainstones* oolíticos durante níveis de mar alto, é provável que se deposite uma proporção similar de *grainstones* oolíticos durante o mar baixo, sem que tenham mudado os maiores fatores ambientais que governam a sedimentação carbonática. O mesmo não deve acontecer em rampas carbonáticas de climas secos, onde o balanço hídrico, por ser negativo no nível de mar baixo, tende a expor os bancos oolíticos, que ficam sujeitos ao retrabalhamento eólico.

Processos flúvio-deltáicos ou eólicos podem espalhar sedimentos siliciclásticos ao longo e ao largo de plataformas expostas subaéreamente durante períodos de mar baixo. Ambientes siliciclásticos e carbonáticos podem coexistir, mas o influxo de grandes quantidades de silte e argila e grandes volumes de água doce, via sistemas fluviais, terminarão com a sedimentação carbonática ao longo das bordas da plataforma. Influxos, episódicos e pouco frequentes, podem não afetar seriamente a sedimentação carbonática ou sua habilidade de recuperação. Por exemplo, recifes estão presentes à cerca de 4 km mar adentro do talude de prodelta, na inativa metade ao norte do delta de Mahakam, na Indonésia (Magnier *et al.*, 1975), e estão presentes também ao longo das margens de

fan-deltas aluviais no Golfo de Elat, Mar Vermelho, os quais são rapidamente inundados com pouca frequência (Friedman, 1988).

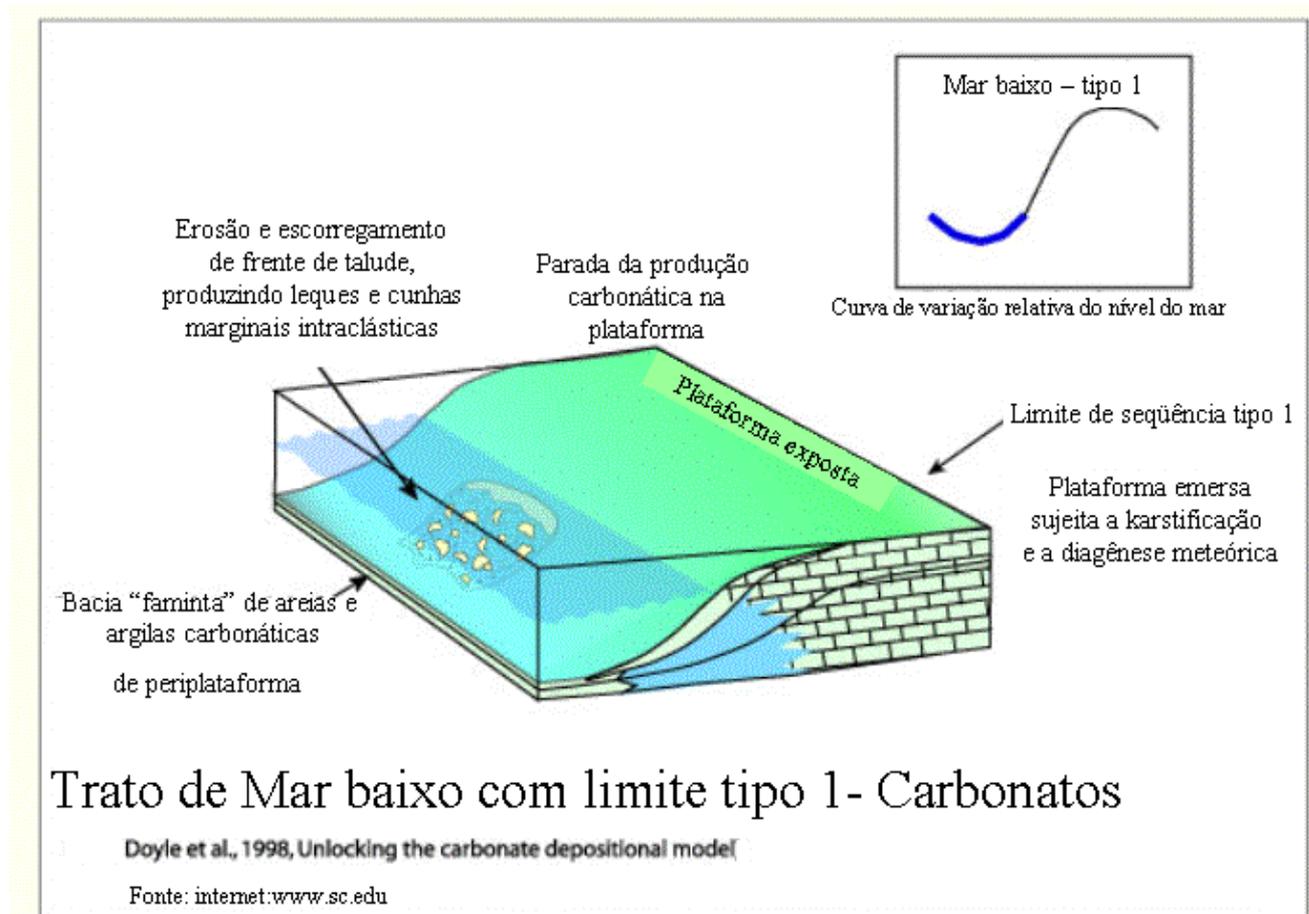
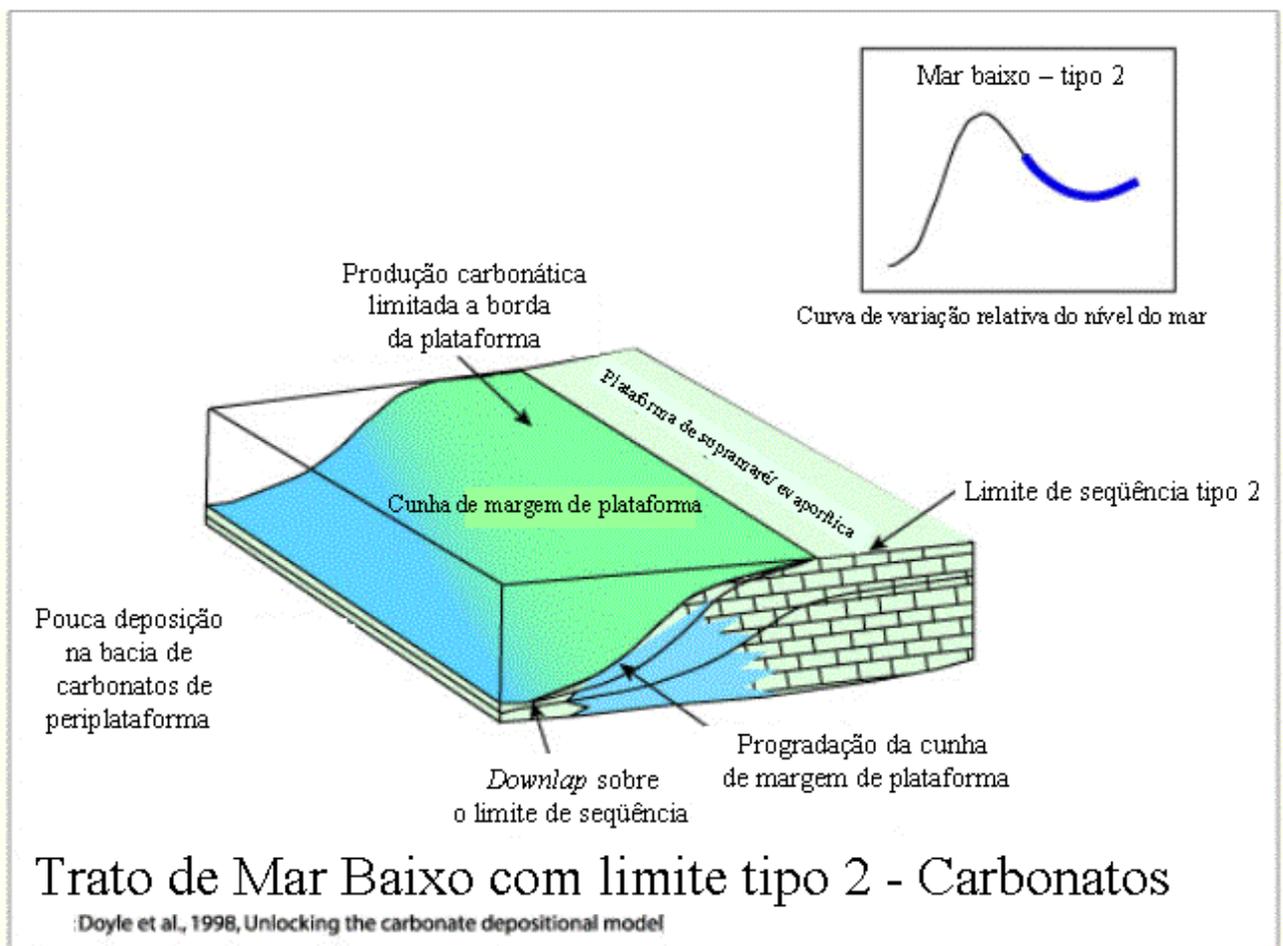


Figura 26. Modelo de trato de mar baixo com exposição total da plataforma, parada na sedimentação carbonática e erosão subaérea.

O que acontece com a borda da plataforma carbonática durante uma queda relativa do nível do mar é grandemente função da acomodação e reduzida produção de sedimentos como o decréscimo da extensão areal da inundação no topo da plataforma. Onde o nível do mar cai abaixo da borda da plataforma, a produção de sedimentos carbonáticos diminui. Conseqüentemente, o potencial para significativa progradação da borda da plataforma, por ampla deposição, é grandemente reduzida. Bordas de plataforma podem avançar lateralmente durante uma queda do nível do mar, mas a sua quebra (*shelf break*) avança mais como resultado do caimento do nível do mar (reduzido espaço de acomodação) do que da deposição (Posamentier *et al.*, 1990). Isto leva a uma borda de plataforma que avança com um espaçamento para baixo (*downward*), em *offlap*. Esse tipo de *offlap* é referido como regressão forçada (Posamentier *et al.*, 1990). Exemplos de regressão forçada em carbonatos são ilustrados pelos recifes de borda de plataforma do Mioceno do sudeste da Espanha e Mallorca

(Pomar, 1991,1993). Apesar da inferida exposição subaérea do topo da plataforma, e mais ainda, da redução da fábrica carbonática, essas bordas de plataforma de mar baixo continuam a progradar porque o espaço de acomodação foi reduzido em frente aos recifes (Pomar, 1991) e ampla quantidade de sedimento foi gerada e depositada na borda da plataforma e talude. Um exemplo extremo de regressão forçada está presente em Bonaire, onde recifes do Pleistoceno formam terraços em forma de degraus, tal que o terraço mais antigo está assentado no continente e 100 metros acima do terraço mais novo, o qual está assentado ao longo da costa e cerca de 10 metros acima do nível do mar (Kobluk e Lysenko, 1984).



Fonte: internet:www.sc.edu

Figura 27. Modelo de trato de mar baixo com queda pouco acentuada do nível relativo do mar, com a sedimentação carbonática limitada a borda da plataforma.

Karstificação de Mar baixo

Quando o nível relativo do mar cai abaixo da borda de uma plataforma carbonática, esta, exposta subaéreamente comumente passa por uma dramática metamorfose geomorfológica devido ao intemperismo por dissolução. A interação entre minerais carbonáticos solúveis nos calcários e água quimicamente agressiva (H_2CO_3 , criada pela carga de água da chuva com gás CO_2 atmosférico e

derivado do solo, o que se dissocia em H^+ e HCO_3^-) penetra as fissuras e buracos e cria formas terrestres únicas modificadas por dissolução, conhecidas na comunidade geológica como *karst*. A modificação de um terraço carbonático, em uma paisagem *kárstica* ao longo de limites de sequências, rotineiramente leva a uma variedade de formas únicas de terreno. Estão incluídas estruturas de colapso e buracos afundados por dissolução de vários tamanhos, escavações verticais, vales sulcados (em forma de veneziana), vales secos e com certeza cavernas de dissolução freática e vadosa. O intenso intemperismo de dissolução de terraços calcários forma solos de *terra rossa* que encobrem a superfície *kárstica*. A formação de relevo *kárstico* e o desenvolvimento de uma rede de drenagem subterrânea de cavernas são marcas legítimas de processos de *karstificação*. Nenhum outro processo é tão singularmente importante na modificação de terraços calcários, de tal modo que qualquer intemperismo maior e produto erosivo de um terraço carbonático exposto subaereamente em um ambiente úmido pode ser virtualmente atribuído a ele.

A chave para o desenvolvimento de um limite de sequência *kárstico* é o clima, e em particular a disponibilidade de água, CO_2 e temperatura (White, 1988). A formação de *karst*, sua riqueza e diversidade diminuem com a diminuição das chuvas (Ford e Williams, 1989). Em adição, a porosidade e a permeabilidade da matriz da rocha carbonática hospedeira são importantes. O desenvolvimento de superfícies *kársticas* e de cavernas é relativamente favorecido em rochas carbonáticas densas com falhas, juntas, e quebras no acamamento plano, que focalizam a infiltração do ácido carbônico carregado pelo lençol d'água (Jennings, 1971). É pouco provável que ocorra um fluxo do lençol d'água focalizado através de rochas carbonáticas com altas porosidades de matriz, ainda mais faltando fraturas. Neste caso o desenvolvimento de *karst* pode ser limitado ou resultar somente em cavernas do tipo esponja (Palmer, 1991). Esses efeitos, entretanto, podem ser atenuados por altos índices pluviométricos.

A drenagem de superfície sobre terrenos *kársticos* é sujeita a ser intermitente, interrompida, largamente espaçada, ou ausente (Jennings, 1971). As águas de chuva fluem somente por curtas distâncias através de terrenos *kársticos* antes de sua infiltração na matriz das rochas ou de serem derramadas dentro de juntas abertas, fraturas, *vugs* ou de outros condutores. Em regiões *kársticas* áridas e semi-áridas, rios são ausentes ou escassos. Nestas situações, vales incisivos não são bem desenvolvidos. Padrões de rios mais frequentes e elaborados estão presentes em regiões *kársticas* úmidas, mas a densidade da drenagem é ainda geralmente menor que em outros tipos de rochas na mesma região (Jennings, 1971). A maioria das águas superficiais escoam dentro de condutores alargados por dissolução (cavernas) abaixo da superfície e viajam abaixo do gradiente antes de ressurgirem na superfície como fontes. Longos vales incisivos são cortados por fluxos de rios alogênicos com nascentes que afloram nas rochas impermeáveis. Rios autogênicos, que iniciam seus cursos em terrenos *kársticos*, comumente começam como largas fontes ressurgentes. A habilidade de

uma corrente de cruzar um terreno *kárstico* é dependente da capacidade do *karst* de absorver água (Ford e Williams, 1989) e a natureza do alúvio do rio que sela o carbonato permeável debaixo. Esse material aluvial pode representar (1) solo de *terra rossa* erodido da superfície *kárstica*, (2) detritos intemperizados e erodidos de camadas de rochas terrígenas, ou (3) detritos transportados para dentro da área do *karst* por correntes alogênicas que drenam áreas altas que têm por base rochas não carbonáticas. Em geral, correntes alogênicas carregam maiores quantidades de sedimentos terrígenos que correntes autogênicas sobre terrenos carbonáticos. Caso haja falta de alúvio em uma corrente superficial *kárstica*, a incisão é adquirida, principalmente, por corrosão. Onde detritos grosseiros estão presentes, correntes podem criar incisões por corrosão e abrasão (Jennings, 1971). Assim sendo, embora exista uma percepção geral de que a incisão fluvial é pouco importante em plataformas carbonáticas expostas subaéreamente, vales incisos estão presentes.

Caso ocorram tempo e água suficientes, a maioria dos terrenos carbonáticos desenvolverá uma paisagem *kárstica*, mas o tempo necessário para que ela se desenvolva até uma nova subida do nível do mar continua sendo questionado. O tempo pode não ser um fator impotante onde existam altas taxas de precipitação, porque as taxas de denudação por dissolução variam linearmente com a precipitação (White, 1988). A maior dissolução de calcários no mundo ocorre onde a umidade é máxima (Ford e Williams, 1989). Ford e Williams demonstraram que para os últimos 240 mil anos, o nível do mar em áreas tectonicamente estáveis era de 20/50 metros abaixo do nível atual por cerca de 46% do tempo, ou seja, por 110,4 mil anos. Portanto, quando submetidas a taxas de denudação por dissolução de 500mm/mil anos, plataformas carbonáticas seriam denudadas por cercade 55 metros em 110 mil anos. Cavernas e *karst* podem se formar rapidamente, como comprovado por sua ocorrência em vários carbonatos pleistocênicos, com menos de 100 mil anos, da região do Caribe (White, 1988). De fato, muitos terrenos carbonáticos foram formados durante os últimos 10 mil anos (Ford e Williams, 1989). Assim sendo, ciclos de variação do nível do mar de alta frequência com durações menores que dezenas de milhares de anos podem resultar na formação de feições *kársticas* ao longo de limites de sequência em climas úmidos.

Embora uma queda relativa do nível do mar exclua a produção de sedimentos marinhos carbonáticos numa plataforma exposta, a formação de feições *kársticas* sobre e abaixo dos limites de sequência durante níveis de mar baixo adiciona uma impressão, de fácies distintas, sobre os estratos de mar alto previamente depositados. Feições formadas por *karst* que são reconhecidas em testemunhos e afloramentos incluem paleossolo tipo *terra rossa*, cavernas preenchidas (colapsadas, por sedimentos clásticos, por precipitados carbonáticos) e tetos de cavernas brechados (Loucks e Handford, 1992). Onde um adequado controle de subsuperfície está disponível, a topografia *kárstica* pode ser identificada em mapas estruturais como depressões fechadas (dolinas).

Feições *kársticas* não são particularmente fácies ou sítios específicos. A *karstificação* pode afetar todas as fácies carbonáticas, mas pode se desenvolver melhor em algumas. Todas as porções da plataforma, que foram expostas subaéreamente e penetradas por água meteórica podem ser afetadas. Se uma plataforma jaz dentro de um clima árido, feições *kársticas* podem ser menos comuns e dar lugar a *caliches*. Alguns carbonatos expostos subaéreamente podem mostrar pequenas evidências de *karstificação* ou *calichificação*. Em tais casos (1) a extensão da exposição pode ter sido breve para que as feições se formassem; (2) superfícies de karst e feições de caliche podem ter sido formadas e subseqüentemente removidas por erosão; (3) altas permeabilidades e porosidades intergranulares podem ter retardado a formação de *karst* convencional (Meyers, 1988).

Sedimentação de borda de plataforma até base de talude no mar baixo

A instabilidade de talude é comum em ambiente marinho, especialmente em taludes argilosos. Pode ser um significativo processo erosivo nos taludes carbonáticos e resultar numa resedimentação, talude abaixo, de grandes volumes de sedimentos de talude e borda de plataforma. A quebra não é limitada pela posição relativa do nível do mar. Pode ocorrer durante qualquer nível do mar, desde que os sedimentos sejam sujeitos à gravidade e mecanismos de disparo estejam disponíveis. A atividade tectônica e sismicidade são provavelmente importantes, como sugerido por Hine e Hallock (1991). Eles documentaram megabrechas, falhas e plataformas carbonáticas afundadas, margens de bancos escalonados e grandes blocos deslocados no Alto da Nicarágua, o qual está assentado próximo da margem transformante da Placa do Caribe. Abalos de terremotos provavelmente dispararam o colapso catastrófico de algumas margens de plataformas. Esse mecanismo foi invocado para explicar a vasta deposição síncrona de extraordinariamente espesso megaturbidito carbonático gradado nos Pirineus da Espanha (Labaume *et al.*, 1987). Qualquer que seja o mecanismo de disparo, ele deve ou aumentar o stress na massa sedimentar até o ponto de ruptura ou diminuir a resistência dos sedimentos de forma que o stress existente seja suficiente para causar a ruptura (Coleman e Prior, 1988).

A presença de margens de plataforma escalonadas, que foram documentadas por Mullins e Hine (1989) na parte oeste da Plataforma da Flórida, Pedro Bank, e em várias partes das Bahamas, sugere que houve colapso catastrófico. Embora as feições das Bahamas provavelmente reflitam colapso tectônico (Mullins *et al.*, 1991), alguns exemplos antigos podem ter sido formados durante níveis de mar baixo. Por exemplo, a Plataforma de Apulia do sul da Itália tem margens escalonadas, as quais Bosellini (1989) alegou terem sido formadas por colapso catastrófico durante um período pronunciado de mar baixo do Turoniano Inferior e do Eoceno Inferior. O retraimento das margens da plataforma e a subseqüente formação de margens escalonadas truncam os estratos de plataforma e da

borda. Sedimentos erodidos são redepositados como estratos em *onlap* contra o talude. Um controle de subsuperfície adequado através de poços, cobertura sísmica, e resolução estratigráfica, mapas estruturais e de isócronas podem ajudar a delinear margens escalonadas.

O tempo de erosão do talude relativo ao nível do mar é comumente difícil de se determinar em plataformas antigas. Períodos de nível de mar baixo são quase sempre citados como sendo períodos oportunos para erosão e colapsos de talude de larga escala (Mutti, 1985; Posamentier e Vail, 1988). Entretanto, eles são imediatamente seguidos por subidas do nível do mar, as quais poderiam ser também oportunas para erosão do talude, devido à migração em direção ao continente da fábrica carbonática e deposição de sedimentos finos com baixo stress cisalhante no talude. Nas Montanhas Guadalupe, no Texas, depósitos de talude mistos, de siliciclastos e carbonatos, descansam discordantemente na plataforma carbonática e estratos de talude argilosos das formações Bone Spring – Victorio Peak. A discordância representa um limite de seqüência ao longo do qual a erosão removeu 250 metros de estratos da Bone Spring – Victorio Peak sobre uma distância lateral de 3 km antes da deposição da Formação Cutoff (Rossen *et al.*, 1988). Kirkby e Pray (*apud* Pray, 1988) interpretaram o limite de seqüência como uma superfície de erosão submarina, que se formou durante uma relativa subida do nível do mar, na base de um registro sedimentológico de um aparentemente afundamento para o topo na parte superior da Fm Victorio Peak. A origem deste limite de seqüência, entretanto, é disputada. Rossen *et al.* (1988) acreditam que este tenha sido formado durante uma relativa queda no nível do mar. A chave desta última interpretação é a asserção de que a superfície de erosão submarina pode ser traçada, mergulho acima, até uma superfície erosiva correlativa, exposta subaereamente.

A quebra do talude leva a formação de deslizamentos de sedimentos, cicatrizes de deslizamentos, e depósitos resedimentados na base do talude e na bacia. Grandes blocos de sedimentos desprendidos deslizam ao longo de planos de escorregamento, os quais se apresentam inclinados, com superfícies lítricas truncando estratos sotopostos, que se movem mergulho abaixo por rotação ou translação (Cook e Mullins, 1983). Blocos com movimento rotacional usualmente se movem por pequenas distâncias enquanto blocos com deslize translacional se movem por longas distâncias antes da redeposição como massas coerentes a caóticas na base do talude. A menos que estes blocos de movimento translacional se rompam durante o movimento talude abaixo, eles podem apresentar relações estratais concordantes, as quais poderiam torná-los de difícil reconhecimento na sísmica. Onde estes rompimentos ocorrem, são observados padrões estratais típicos, tais como, *hummocky* e caótico. O padrão caótico tende a refletir a maior proximidade do total colapso do bloco escorregado, devido a sua deformação sedimentar ou transformação de escorregamento de bloco em *debris flow*.

O volume dos estratos afetados varia grandemente a depender tanto da frequência quanto da escala da ruptura. Rupturas do talude, em geral, formam escarpas íngremes que se tornam pontos de foco para subseqüentes rupturas que retrogradam de forma a atingir uma inclinação menor e mais estável. Acredita-se que alguns blocos caídos e deslizados se rompam durante o movimento de descida e dêem origem a fluxos gravitacionais de sedimentos de larga escala. O volume de fluxo é diretamente proporcional à intensidade da ruptura catastrófica do talude. Um único evento de larga escala ou vários eventos progressivos levarão a um talude erodido e a uma borda de plataforma margeada frontalmente por uma cunha de mar baixo, formada por sedimentos redepositados que foram remobilizados da sua borda e do talude.

Na ausência de instabilidades na borda da plataforma e no talude, os depósitos de mar baixo tanto de talude quanto bacinais serão relativamente pouco espessos. Entretanto, estas instabilidades são comuns e podem levar à deposição de espessos depósitos carbonáticos de mar baixo (Jacquin *et al.*, 1991; Sarg, 1988). Adicionalmente, embora sedimentos carbonáticos de águas profundas possam ser lançados através de uma fonte pontual formando depósitos em leques, existe uma grande tendência nos sistemas carbonáticos a serem formados por fontes lineares que operam e formam embainhamentos de sedimentos carbonáticos ao longo da base do talude (Mullins e Cook, 1986). A deposição de sedimentos carbonáticos de mar baixo leva a formação de cunhas que afinam em direção à bacia e que apresentam *onlaps* contra o talude e são localmente espessas próximo a sua base. Em áreas onde ocorre o influxo de sedimentos siliciclásticos para a borda da plataforma e o talude adjacente, esta geometria pode ser mais complicada especialmente se houver um hiato de tempo entre a erosão da borda da plataforma e talude e a chegada de sedimentos siliciclásticos durante condições de mar baixo.

Ambientes carbonáticos de mar baixo de talude e sua base são dominados por depósitos de sedimentos provenientes de fluxo gravitacional, alguns dos quais bastante espessos (megaturbiditos) e com conteúdo abundante de clastos, alguns excepcionalmente grosseiros (megabrechas). A presença de espessos depósitos de mar baixo implica em rupturas catastróficas de grande escala do talude ou da borda de plataforma. Depósitos de pequena espessura podem implicar em rupturas de pequena escala e se estaqueados uns sobre os outros sugerem recorrência no tempo. A presença abundante de grandes clastos é favorecida pela tendência dos sedimentos carbonáticos à litificação em ambientes submarinos e subaéreos. A análise composicional de clastos é útil na determinação de qual ambiente sofreu mais com o colapso.

A composição dos depósitos de fluxo gravitacional de sedimentos de mar baixo difere dos de mar alto e pode ser usada, com cautela, como uma chave para a interpretação da posição relativa do nível do mar. Turbiditos carbonáticos de mar baixo podem conter grãos esqueletais e clastos espalhados contemporaneamente dos ambientes da borda da plataforma de mar baixo e de clastos

derivados da antiga borda de plataforma exposta subaéreamente. Oóides e pelóides são escassos em turbiditos de mar baixo, já que sua formação requer inundação e uma boa circulação no topo da plataforma, enquanto a produção de areias esqueléticas pode ocorrer nas bordas da plataforma, indiferente da posição do nível do mar (Schlager, 1991).

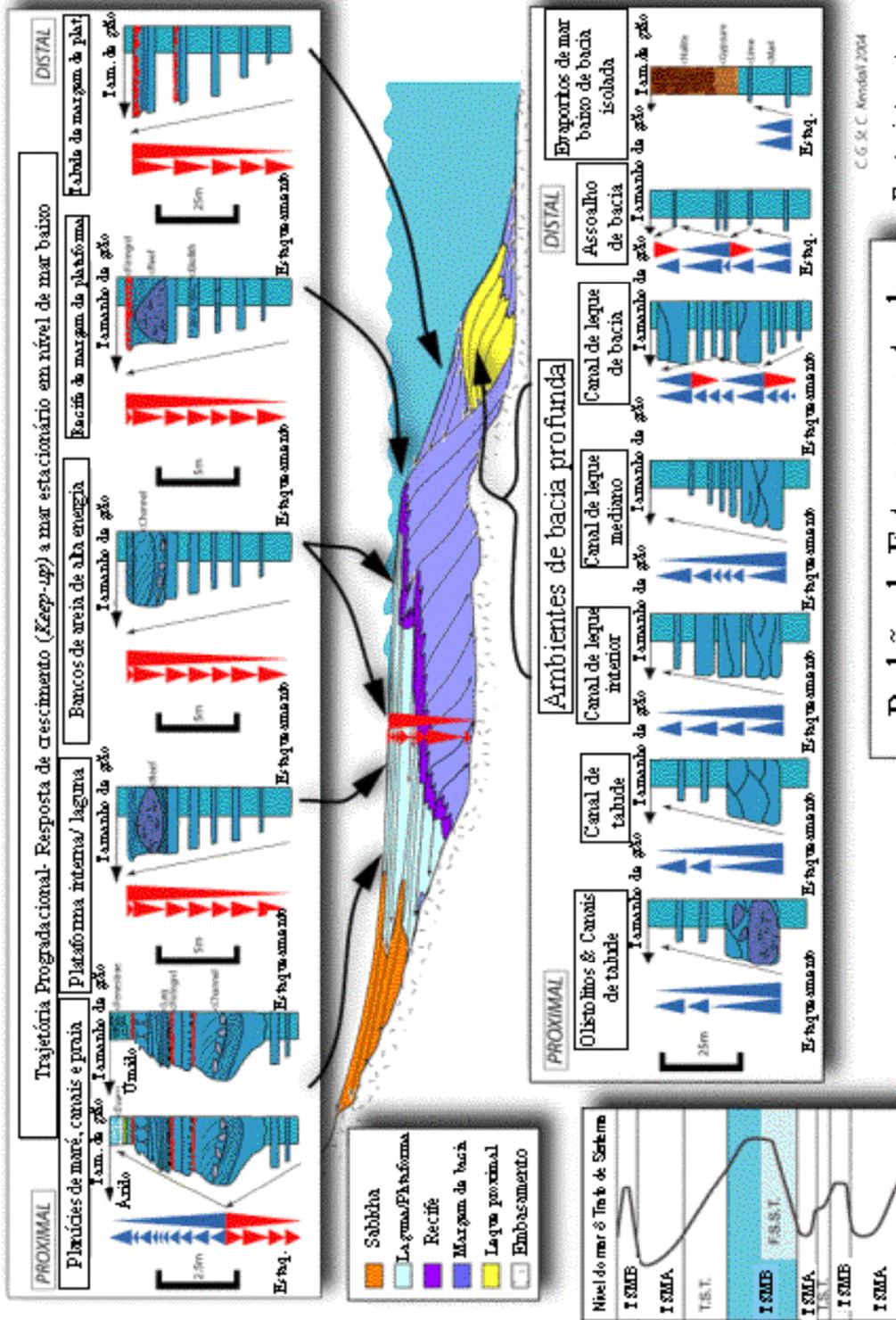
Embora a presença de depósitos de *debris-flow* numa seqüência deposicional carbonática possa levantar suspeitas sobre sua origem de mar baixo, não deve ser usada sem o suporte de outras evidências para inferir sua origem. Por exemplo, a composição dos depósitos de megabrechas de talude do Triássico das Dolomitas do norte da Itália foi citada como um possível exemplo de cunha de mar baixo alóctona, na qual os clastos de carbonatos foram originários de uma plataforma exposta subaéreamente (Sarg, 1988, baseado em Bosellini, 1984). Achados recentes indicam que faltam, na maioria dos blocos carbonáticos, feições que possam ser atribuídas à exposição subaérea (Yose, 1991). Adicionalmente, a presença de oóides e pelóides interestratificados com os blocos aponta para uma produção sedimentar no topo de banco inundado ou em condições de mar alto. Yose (*op. cit.*) concluiu que modelos de seqüências em que as megabrechas carbonáticas são vistas como depósitos de mar baixo, não são aplicáveis para o Triássico do norte da Itália. É possível, entretanto, que mesmo com a queda do nível do mar, estes blocos deslocados originários de ambientes submarinos tenham sido profundos o suficiente para não terem sido expostos subaéreamente. E ainda, se os oóides de plataforma de mar alto fossem formados por calcita (microfábrica preservada) ao invés de aragonita, a cimentação subaérea poderia ter sido limitada, de tal forma que os oóides poderiam ter sido erodidos como grãos dispersos do topo da plataforma durante o mar baixo e redepositados talude abaixo.

Se a extensão da fábrica carbonática torna-se limitada, ao longo da borda da plataforma com restrição (barreira) durante o mar baixo, iguais volumes de sedimentos carbonáticos contemporâneos ficam disponíveis para a resedimentação no talude e no ambiente bacinal. Entretanto, se sedimentos siliciclásticos forem introduzidos por processos flúvio-deltáicos ou eólicos, durante o trato de mar baixo, formando uma cunha de mar raso progradante que permanece abaixo da borda da plataforma anterior, uma recém formada plataforma torna-se disponível para a sedimentação carbonática durante a fase inicial da subsequente subida do nível do mar. Isto somente pode acontecer se a entrada de sedimentos siliciclásticos diminuir durante o início da transgressão marinha. Este cenário levaria a uma cunha de mar baixo siliciclástica capeada por sedimentos, progressivamente ricos em carbonatos de talude e de borda de plataforma de mar baixo, os quais estão em *onlap* com a antiga borda da plataforma exposta subaéreamente.

Algumas plataformas carbonáticas e bacias adjacentes, que ocorrem dentro de crátons ou ao longo de *rifts* de margens continentais rejuvenescidas, são periodicamente isoladas dos mares ou oceanos por períodos de nível de mar relativamente baixo. Isto contribui para o estabelecimento de

situação oportuna para a deposição de evaporitos no centro da bacia. A batimetria e o estilo de deposição dos evaporitos variam dependendo do potencial evaporativo disponível. Evaporitos laminados, compostos na maioria por acúmulos de cristais finos e sem superfícies de dissolução, são provavelmente depositados a partir de salmouras relativamente profundas, enquanto as camadas da base da precipitação evaporítica registram deposição em salmouras rasas (Handford, 1990). Os evaporitos de centro de bacia apresentam *onlap* sobre os declives das plataformas carbonáticas adjacentes e comumente consistem em um ou mais ciclos de carbonatos escuros de granulometria fina, sobrepostos por anidrita ou gipsita, halita e evaporitos potássicos, em alguns casos.

A passagem de condições de mar alto para mar baixo e a formação de um limite de seqüências do tipo 1 não são eventos instantâneos. Embora a acurácia das curvas publicadas de variação eustática global (Haq *et al.*, 1987) seja debatida (Miall, 1991), estas são capazes de mostrar que a parte descendente de uma queda eustática no nível do mar pode levar algo em torno de 1 a 2 milhões de anos para se completar em seqüências deposicionais de terceira ordem limitadas por uma discordância do tipo 1. O rebaixamento do nível do mar e reduzida acomodação na plataforma, leva a uma erosão progressiva dos ambientes de plataforma, borda e talude, mas a sedimentação carbonática marinha pode continuar. Onde a erosão ultrapassa a habilidade do talude e borda de plataforma de se regenerar pela sedimentação durante uma queda no nível do mar, resulta, em geral, num limite de seqüência facilmente discernível, que registra os efeitos cumulativos da erosão. Se, entretanto, os taludes forem aptos para se auto-regenerarem entre períodos de erosão durante uma queda, a passagem para uma sucessão de mar baixo do tipo 1 pode apresentar-se como uma série de truncamentos e superfícies de *onlap* dentro de um mar alto tardio ou como depósitos da parte descendente da curva de variação eustática relativa. A resolução sísmica destas superfícies individuais pode não ser atingível se o intervalo de sedimentos afetado for pouco espesso. Entretanto, desde que reflexões sísmicas são, geralmente, compostas pela interferência de várias subreflexões (Sheriff, 1980 *apud* Handford e Loucks, 1993), podem, paradoxalmente, resultar numa única e distintamente discernível superfície. Os padrões de estaqueamento dos ciclos de mais alta ordem observados tanto nos perfis de granulometria quanto nos de raios-gama e inseridos no trato de mar baixo são bem distintos entre si entre os ambientes rasos e plataformais e os ambientes profundos e baciais (figura 28).



C.G. St. C. Kennel 2004

Fonte: internet:www.sc.edu

Padrão de Estaqueamento de Carbonatos de Trato de Mar Baixo

Figura 28. Padrões de estaqueamento dos vários ambientes de trato de mar baixo, que são bem registrados pelo perfil de raios-gama.

CONDIÇÕES TRANSGRESSIVAS

Com as condições de aprofundamento e o maior isolamento da entrada de sedimentos siliciclásticos, o conteúdo de sedimentos terrígenos nos tratos de sistemas transgressivos decresce ascendentemente (Loutit *et al.*, 1988). A máxima transgressão comumente leva a um estado de bacia faminta e a deposição de sedimentos pelágicos e hemipelágicos sobre uma grande área da plataforma, formando então a seção condensada.

Em alguns casos, uma relativa subida do nível do mar sobre uma plataforma carbonática também levará à formação de uma bacia faminta e ao seu total afogamento. Na maioria das condições, entretanto, a resposta em geral ocorre através de três fases: (1) a fase inicial (*start-up phase*), quando a acumulação carbonática fica defasada em relação à subida relativa; (2) a fase de equiparação (*catch-up phase*), quando a acumulação excede a taxa de subida do nível do mar e a plataforma cresce para cima; e (3) fase de manutenção (*keep-up phase*), quando a taxa de acumulação acompanha a taxa de subida e a plataforma permanece ao nível do mar ou bem próxima dele (Kendall e Schlager, 1981). O início da fábrica carbonática (*start-up*) é atrasado em relação à transgressão inicial. Ginsburg (em Hardie, 1986) afirma que a fábrica carbonática não funciona com total produção e distribuição de sedimentos até que o nível do mar tenha subido o suficiente para permitir uma circulação eficiente. A sedimentação não acompanha a subida do nível do mar, ficando inicialmente para trás, não importa quão rápida ou lenta seja esta taxa de subida. Entretanto, primeiro a batimetria é grande o suficiente para uma circulação adequada e então a produção de sedimentos, em geral, se equipara com a subida do nível do mar para formar sucessões de bioconstruções agradacionais ou progradacionais com arrasamento para o topo, *grain shoals*, e planícies de maré ao longo das bordas da plataforma e das linhas de costa (figura 29). A progradação pode eventualmente sofrer uma parada como resultado da acumulação em uma plataforma mais profunda (com mais espaço de acomodação) durante uma contínua subida relativa do nível do mar. A subsequente inundação segue-se a equiparação da sedimentação que, quando repetida, resulta num trato de sistema transgressivo, formado por um conjunto de parasseqüências agradacionais ou retrogradacionais, similares aos exemplos siliciclásticos documentados por Van Wagoner *et al.* (1990). Um conjunto de parasseqüências progradacionais é mais provável de ocorrer quando o nível de mar alto é atingido.

A formação de depósitos carbonáticos de trato de sistema transgressivo, de clima úmido, através de plataformas carbonáticas com borda e rampas começa com a inundação de uma superfície de mar baixo erodida, comumente de origem *kárstica*, a qual é recoberta por solo ou *caliche*. Transgressão usualmente retrabalha os detritos superficiais para um depósito tardio, enquanto a fábrica carbonática em expansão produz novos sedimentos carbonáticos (figura 30).

Cavernas abertas e parcialmente colapsadas, além de buracos afundados, podem ser preenchidas com sedimentos carbonáticos marinhos. Se sedimentos siliciclásticos tivessem sido transportados para a plataforma exposta durante o período de mar baixo anterior e preenchessem as cavernas, eles refletiriam tanto a deposição de mar baixo quanto à transgressiva. Na plataforma, os altos topográficos herdados apresentam *onlap* e podem servir como locais de nucleação para recifes e *shoals*. Como condições de mar aberto se desenvolvem e a fábrica carbonática se torna produtiva, sedimentos carbonáticos de submaré são inicialmente acrescidos às linhas de costa em *onlap* e, localmente, como unidades progradantes.

Em seqüências mistas de siliciclastos e carbonatos, a sedimentação carbonática geralmente defasa em relação à transgressão através do topo da plataforma. A princípio, a ocupação em direção ao continente de fácies de praia de alta energia e de superfícies de ravinamento, através de uma planície costeira retraída, pode retrabalhar parte ou mesmo todo o depósito siliciclástico de mar baixo anterior ao início da fábrica carbonática. Onde as fácies siliciclásticas são componentes relativamente menores de seqüências, os depósitos transgressivos de plataforma podem conter uma fina sucessão de clásticos que grada em direção ao topo, tanto para carbonatos transgressivos quanto de mar alto. Se a entrada de siliciclastos for intensa, depósitos transgressivos de plataforma podem consistir de parasseqüências carbonáticas recobertas por folhelhos marinhos condensados e por estratos flúvio-deltáicos progradacionais de mar alto (Brown, 1989).

A transgressão em uma plataforma árida com barreira, ou em rampa, cobertas por areias eólicas-*wadi* também leva ao retraimento da planície costeira. Inicialmente, depressões interdunas de baixo ângulo são inundadas e transformadas em lagos restritos e lagunas. Um avanço da linha de praia, entretanto, subsequente aplaina os topos da maioria das dunas eólicas e redeposita os siliciclastos dentro de um lençol marinho transgressivo. A erosão pode ser pouco severa onde a linha de costa avança através de uma planície costeira formada por lençóis de areia eólica de relevo baixo e depósitos de *wadi*.

A formação de lagunas abertas para a plataforma ou ambientes lagunares restritos durante o início da transgressão dependerá, em parte, da batimetria da margem da plataforma com barreira. Uma barreira relativamente alta da margem de plataforma, que permaneça exposta subaéreamente durante a transgressão precoce, impede a circulação e força o desenvolvimento de condições restritas em ambientes lagunares. Ao contrário, barreiras de baixo relevo ou descontínuas não impediriam a circulação durante a inundação e condições marinhas plenas se seguiriam.

Tratos de sistema transgressivo de plataforma interior compreendem parasseqüências estaqueadas de fácies com arrasamento para o topo. Limites de seqüências nas bases de tratos de sistemas transgressivos, em geral, contem *caliche* ou feições *kársticas*. Níveis basais de conglomerados (*lag*) com perfurações, remexidos, encrustados, ou com clastos de minerais

manchados derivados de materiais de níveis sotopostos são comuns e podem ser sucedidos por lagos de água doce ou de fácies marinhas (Enos e Perkins, 1979). Parasseqüências transgressivas são cíclicas e podem conter um padrão de arrasamento para o topo dentro de ambientes de intermaré e supramaré com topos lamacentos ou de fração areia. Similares aos exemplos siliciclásticos (Van Wagoner *et al.*, 1990), as parasseqüências carbonáticas são limitadas por superfícies de inundação marinha ou suas superfícies correlativas. Essas superfícies de inundação podem formar o limite superior para as porções de submaré, intermaré e supramaré das parasseqüências (figura 31).

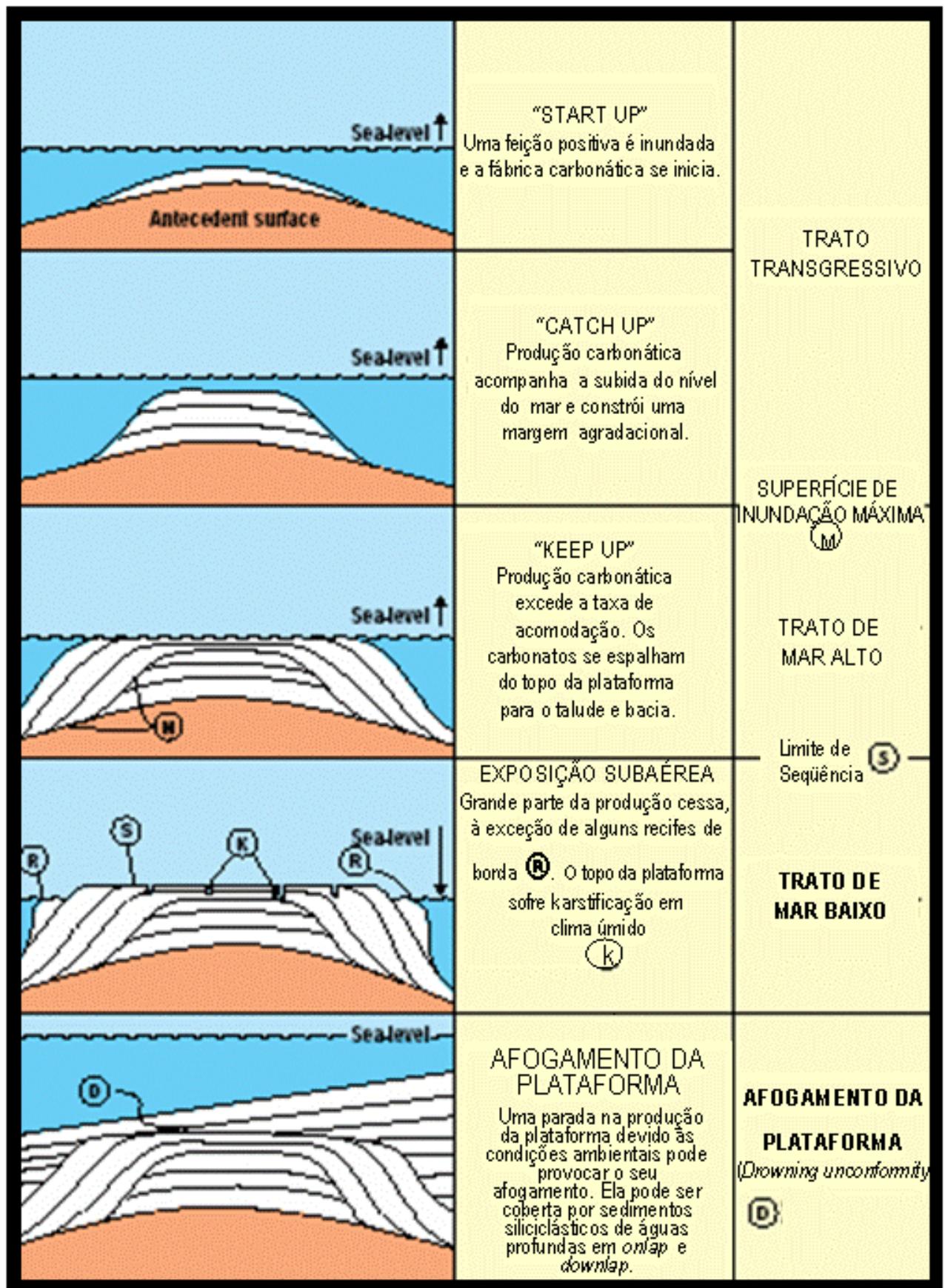
Embora Van Wagoner *et al.* (1990) tenham observado poucos depósitos de *lag* transgressivos (níveis conglomeráticos residuais) acima de superfícies de inundação marinha nas parasseqüências siliciclásticas, eles podem ocorrer tanto em parasseqüências carbonáticas lamosas quanto de granulometria da fração areia. Clastos estão, em geral, presentes e são provenientes do retrabalhamento transgressivo de porções das parasseqüências tanto de submaré quanto aquelas expostas subaéreamente. No primeiro caso, clastos carbonáticos podem ser originários do retrabalhamento de *hardgrounds*, escavações cimentadas e clastos de cristas de recife e do topo de bioconstruções. No último caso, clastos são retrabalhados de crostas de *caliche*, *mudflats* de supra e intermaré, camadas de *beachrock* de intermaré e *hardgrounds* de lençol d'água. A formação destas feições subaéreas não requer uma mudança no nível de base, pois mecanismos autocíclicos comumente levam a agradação e a acreção de sedimentos carbonáticos acima do nível do mar (por exemplo, planícies de maré, ilhas, dunas costeiras e praias) e sua subsequente erosão pela retração da linha de costa.

Depósitos condensados podem ocorrer sobre plataformas durante a transgressão máxima (Loutit *et al.*, 1988). Esses sedimentos são tipicamente finos quando comparados a estratos coevos onde quer que seja. O afinamento é devido a taxas de sedimentação muito baixas ou não deposição, longa exposição submarina, erosão e retrabalhamento. São quase sempre compostos por sedimentos pelágicos ou hemipelágicos, portando exibem fauna e flora plantônica e nectônica. Nos depósitos condensados, os quais foram formados abaixo da zona fótica, faltam algas calcárias e envelopes micríticos. Minerais autigênicos, tais como glauconita, fosforita, siderita e matéria orgânica estão quase sempre presentes e normalmente ocorre um aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Loutit *et al.*, 1988).

Em plataformas com barreira topograficamente alta, *back-stepping* e agradação nas bordas de plataforma são rapidamente restabelecidas durante a subida do nível do mar. Se estas estiverem aptas a crescer junto com a subida do nível do mar (*keep-up*), as barreiras formarão acumulações mais espessas que as lagunas e plataformas adjacentes. *Backstepping* da borda da plataforma durante uma relativa subida do nível do mar tende a isolar taludes da sedimentação de tal forma que se tornam zonas de *bypass* de sedimentos. Grammer e Ginsburg (1992) mostraram que a deposição no talude em torno da Tongue of the Ocean, Bahamas, cessou a cerca de 10500 anos atrás quando o nível do

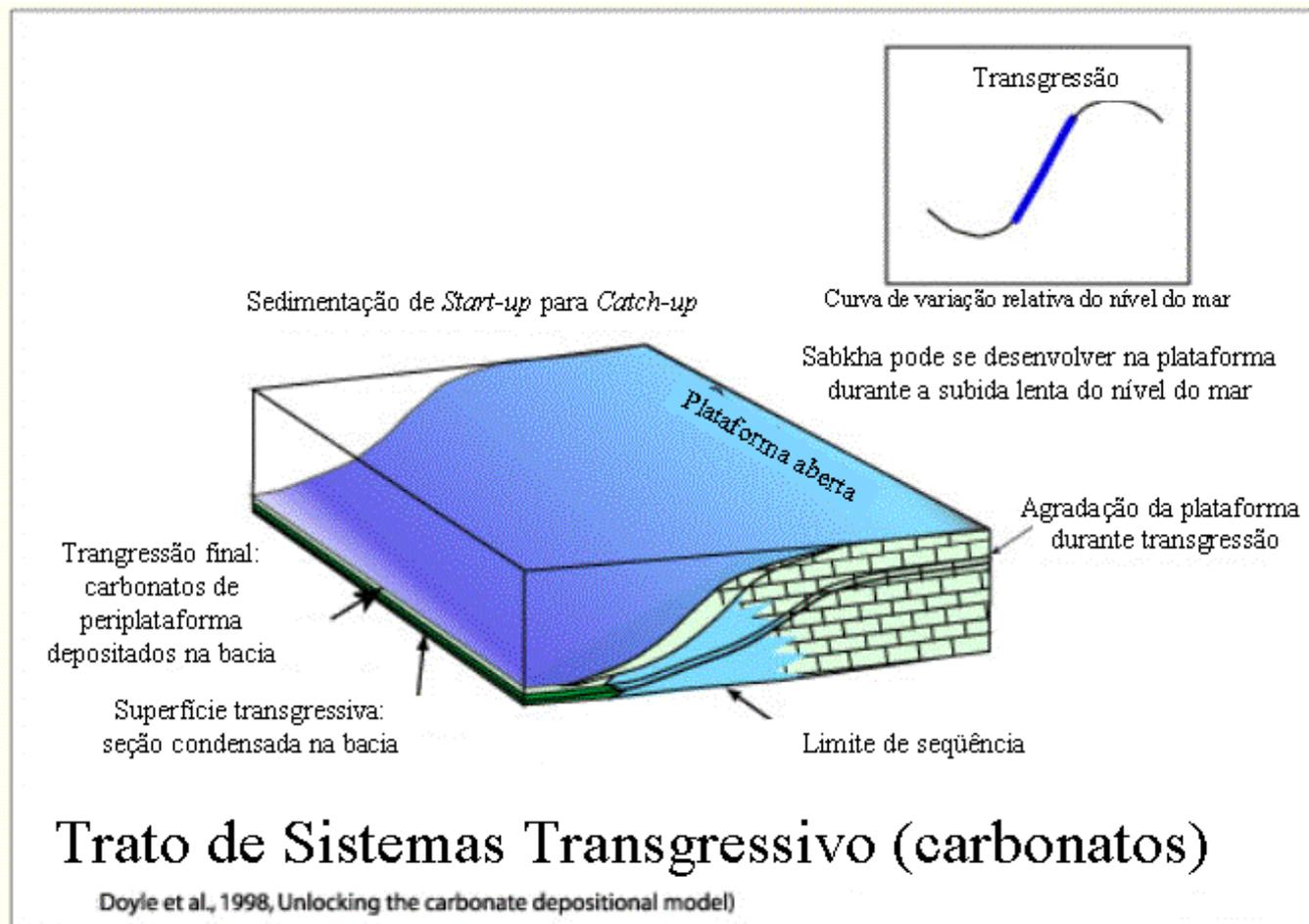
mar subiu e começou a inundar o topo da plataforma verticalmente escarpada. Até cerca de 7000 anos atrás, areias carbonáticas e lama produzidas na plataforma rasa atravessaram (*bypassed*) taludes superiores íngremes.

Bordas de plataforma de mar baixo do Holoceno Inferior em volta das Bahamas comumente foram dominadas por recifes, mas algumas deram lugar a *grain shoals* durante a subsequente subida eustática. Essa transição pode ter sido ambientalmente induzida pela subida. Lagunas parcialmente inundadas que se desenvolveram durante a subida do nível do mar eram, provavelmente, de salinidades e temperaturas variáveis. Se estas águas escorressem periodicamente da plataforma e banhassem recifes de mar baixo, a morte dos corais ou seu reduzido crescimento poderiam ter se seguido (Schlager, 1981). Nas Bahamas, recifes de borda de plataforma de mar baixo retrogradaram (*backstepped*) algo mais que 30 metros verticalmente durante os 3000 a 4000 anos da subida do nível do mar do Holoceno antes de sucumbirem, sendo submersos mais profundamente e finalmente sendo enterrados por areias carbonáticas de borda de plataforma transportadas para fora dos bancos (Hine e Neumann, 1977). Durante a inundação do Holoceno do Little Bahama Bank, alguns corpos de areia transgressivos foram afogados e transformados em relictos com vegeta o por não estarem aptos a acompanhar, passo a passo, o nível do mar subindo (Hine, 1977).



Emery e Meyers, 1996.

Figura 29. Evolução de uma plataforma carbonática ou banco carbonático (*shoals*) a partir de feição positiva no substrato.



Fonte: internet:www.sc.edu

Figura 30. Modelo de trato transgressivo, com a formação de seção condensada bacia adentro e a junção, na bacia, da superfície transgressiva com a superfície de inundação máxima.

CONDIÇÕES DE MAR ALTO

A deposição de tratos de sistemas de mar alto ocorre durante a última parte de uma subida eustática, um período de mar estacionário e a parte inicial de uma queda eustática (Van Wagoner *et al.*, 1988). Durante este intervalo de tempo, as taxas de sedimentação marinha rasa comumente excedem a subsidência e a subida eustática, assim levando a padrões estratigráficos de deposição que variam de agradacionais a progradação, tanto na plataforma quanto na borda e no talude (Sarg, 1988). Embora dependa do espaço de acomodação e das condições locais de água, a sedimentação carbonática é, em geral, maior durante os períodos de mar alto devido à extensão da inundação da plataforma e, portanto, maior atividade da fábrica carbonática. Como a taxa de aumento da acomodação inicia o declínio (Jervey, 1988) e, sobretudo, a taxa de produção de sedimentos permanece alta, ocorre o arrasamento da plataforma. É devido principalmente à agradação do assoalho oceânico e à progradação de ilhas, shoals, bioconstruções e a linha de costa que o arrasamento acontece (figuras 32 e 33).

Antes que a agradação ou progradação possa ocorrer nos ambientes siliciclásticos, os sedimentos têm que ser transportados para o sítio deposicional. Entretanto, nos ambientes carbonáticos, a agradação e progradação resultam da geração e acumulação de sedimentos carbonáticos *in situ*, bem como transportados (figura 33).

A taxa de progradação varia a depender da batimetria, energia, processos deposicionais e de produção de sedimentos e das taxas de acumulação.

As taxas de produção de sedimentos ao longo de bordas de plataformas com barreiras são maiores que nos ambientes ao redor. O espaço de acomodação é rapidamente preenchido ao longo das bordas da plataforma, primeiro por agradação e depois por progradação. Barras de sedimentos carbonáticos de fração areia (oolitos, oncolitos e bioclastos) geralmente progradam em direção ao mar, porque, as taxas de produção de sedimentos e os níveis de energia são muito altos. Em alguns casos, entretanto, bordas de plataforma progradam para dentro de lagunas devido a um forte fluxo de energia atrás do banco e transporte de sedimentos das margens oceânicas ou devido ao fato das margens lagunares estarem suficientemente abertas para promover altas taxas de produção de sedimentos.

De acordo com os conceitos de estratigrafia de seqüências siliciclásticas (Haq *et al.*, 1987; Jervey, 1988; Posamentier e Vail, 1988; Vail, 1987; Van Wagoner *et al.*, 1988), uma superfície de *downlap* registra as condições de inundação máxima e se forma imediatamente antes do declínio na taxa de desenvolvimento de acomodação. Como a taxa de acréscimo de acomodação diminui, condições regressivas se desenvolvem e promovem a formação de clinofórmios de progradação, as quais estão em *downlap* sobre a superfície, ou intervalo, de máxima inundação. Esta superfície separa

o trato transgressivo do trato de mar alto. Feições similares estão presentes em seqüências carbonáticas (Eberli e Ginsburg, 1989; Rudolph e Lehmann, 1989; Sarg, 1988) e registram a progradação regional das margens de plataforma para as águas profundas. Isto é comumente reconhecível em linhas sísmicas. Entretanto, quando no exame de afloramentos, em primeiro lugar deve-se ter cuidado na identificação de superfícies de *downlap* ou de máxima inundação. Isto porque mesmo afloramentos, de alta escala, podem conter superfícies de *downlap* locais não relacionadas à inundação máxima. Superfícies de *downlap* locais podem ser formadas dentro de qualquer trato de sistemas, onde camadas, conjuntos de camadas, parasseqüências e conjunto de parasseqüências (Van Wagoner *et al.*, 1990) progradam em direção às águas profundas. Tudo isto ocorre devido ao fato da taxa de deposição exceder a taxa de criação de espaço de acomodação. Essas condições são comumente encontradas em ambientes carbonáticos onde as taxas de produção e acumulação de sedimentos autóctones são altas ou onde ocorrem altas taxas de acumulação de sedimentos alóctones. Nesses casos, estão incluídas as praias arenosas e lamosas, *patch reefs* de plataformas interiores e *grain shoals*, recifes de borda de plataforma e *shoals* e depósitos de margem de bacia e base de talude. Um exame cuidadoso, entretanto, em geral mostrará que as superfícies de *downlap* são locais em extensão.

Condições de nível de mar alto levam a altas taxas de resedimentação em taludes e bacias (Mullins, 1983). Grandes quantidades de sedimentos, de granulometria fina, derivados da plataforma são transportadas para fora do banco por ondas de tempestade e correntes. Lentamente posicionados devido à suspensão, eles se acumulam no talude e no assoalho de bacia como vazas de periplataforma (Schlager e James, 1978). Bordas de plataformas e taludes progradantes de mar alto comumente tornam-se muito íngremes e desmoronam. Os colapsos das bordas de plataforma e taludes, na forma de desmoronamentos de rochas, deslizamentos de sedimentos e fluxos gravitacionais, adicionam *debris* resedimentados aos depósitos de tratos de sistemas de mar alto no talude e no assoalho de bacia (fig. 34).

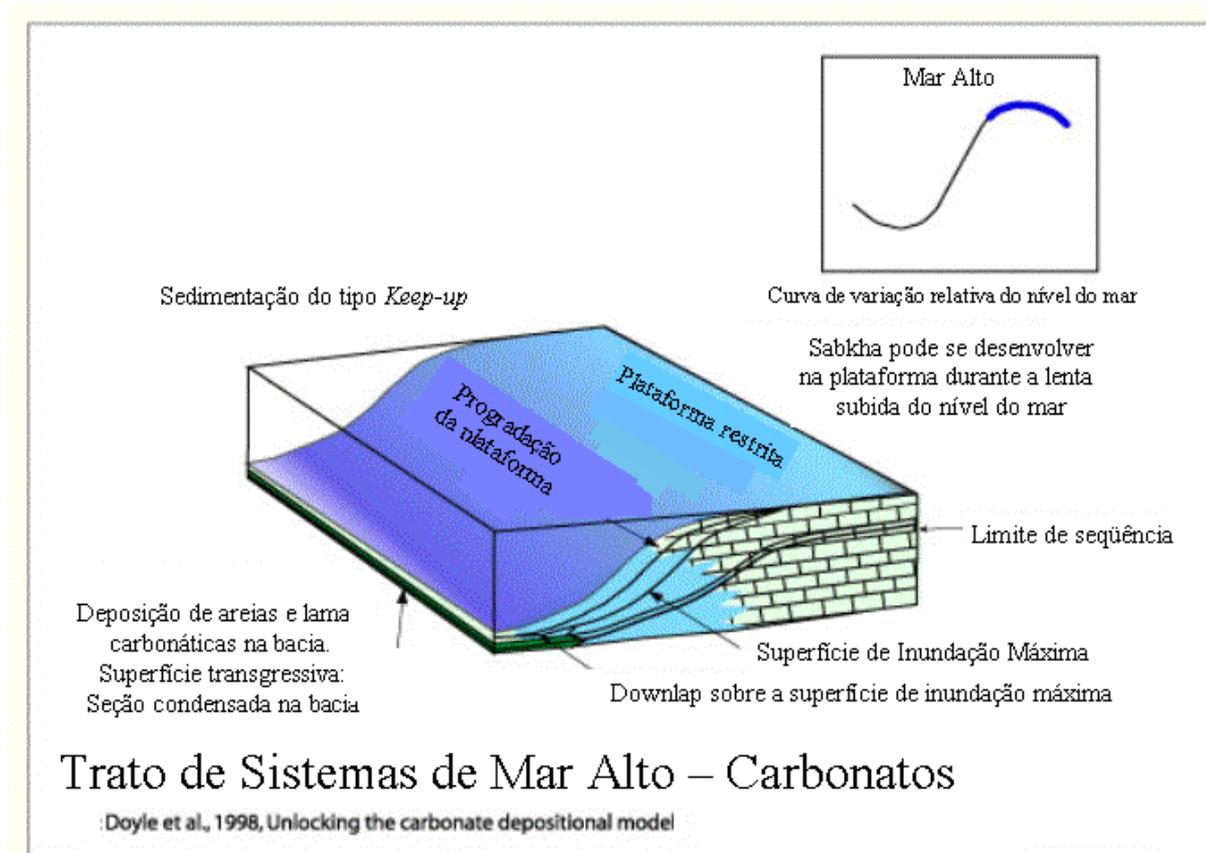


Figura 32. Modelo de trato de mar alto, período de maiores taxas de produção de sedimentos em uma plataforma carbonática (Keep-up).

A deposição e preservação de evaporitos de plataforma geralmente são favorecidas sob condições de mar alto. Bordas de plataformas com barreira progradantes e complexos de rampa-praia-duna podem isolar deposicionalmente ambientes de plataforma. Se estas feições topograficamente altas puderem formar barreiras efetivas à circulação marinha e desconectar a plataforma de ambientes de mar aberto, a sedimentação evaporítica pode se seguir. As barreiras necessárias à formação de plataformas evaporíticas poderiam ser bordas de plataforma, em cadeia, formadas por dunas eólicas e barras de barreira, depósitos de tempestades de escombros de recifes ou bioconstruções recifais. Nas plataformas a água do mar evapora formando uma salmoura, que ao abaixar de nível, dá início a um vazamento da água do mar, hidrodinamicamente dirigido, de mar aberto para dentro da barreira para suprir o que foi evaporado. Embora uma barreira possa ser facilmente formada durante uma queda do nível do mar, este não deve cair abaixo do topo da plataforma. De outra maneira, não existiria um caminho hidrodinâmico para fazer a água do mar atravessar a barreira para dentro da plataforma. Como a desconexão com o mar aberto é necessária, os evaporitos de plataforma provavelmente estão em *onlap* sobre as barreiras.

Onde condições de clima suficientemente áridas prevalecem, a verdadeira desconexão com o mar aberto se estabelece (Lucia, 1972) e volumes suficientemente grandes de água do mar tornam-se disponíveis para evaporação. A deposição evaporítica (principalmente agradação em cenários subaquosos) pode começar a taxas suficientemente rápidas. Schreiber e Hsü (1980) determinaram que as taxas deposicionais dos evaporitos subaquosos variam de 1-100 metros por 100 anos. Para comparação, a média de crescimento potencial das bioconstruções recifais carbonáticas de plataforma é de 100 cm por 1000 anos (Schlager, 1981). Entretanto, os evaporitos possuem um baixo potencial de preservação. Ambientes evaporíticos de baixo acamamento estão sujeitos à inundação por águas de baixa salinidade (continentais ou marinhas) o que, em geral, resulta na dissolução dos evaporitos. Assim, a espessura final de acumulação de uma sucessão evaporítica de plataforma não irá exceder a taxa de crescimento da plataforma carbonática.

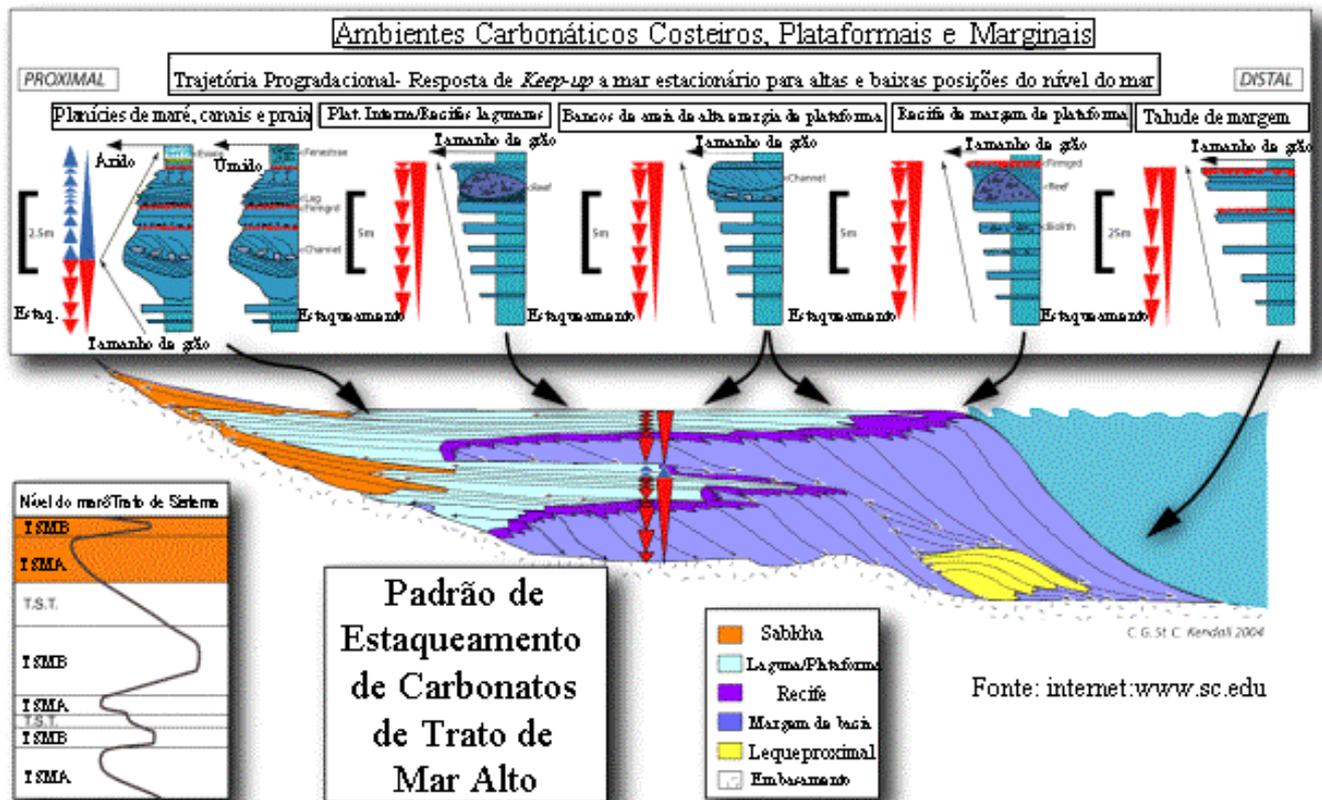


Figura 33. Padrões de estaqueamento de ciclos carbonáticos de alta frequência, nas várias porções de uma plataforma carbonática durante um trato de mar alto. Esses padrões são registrados no perfil de raios-gama.

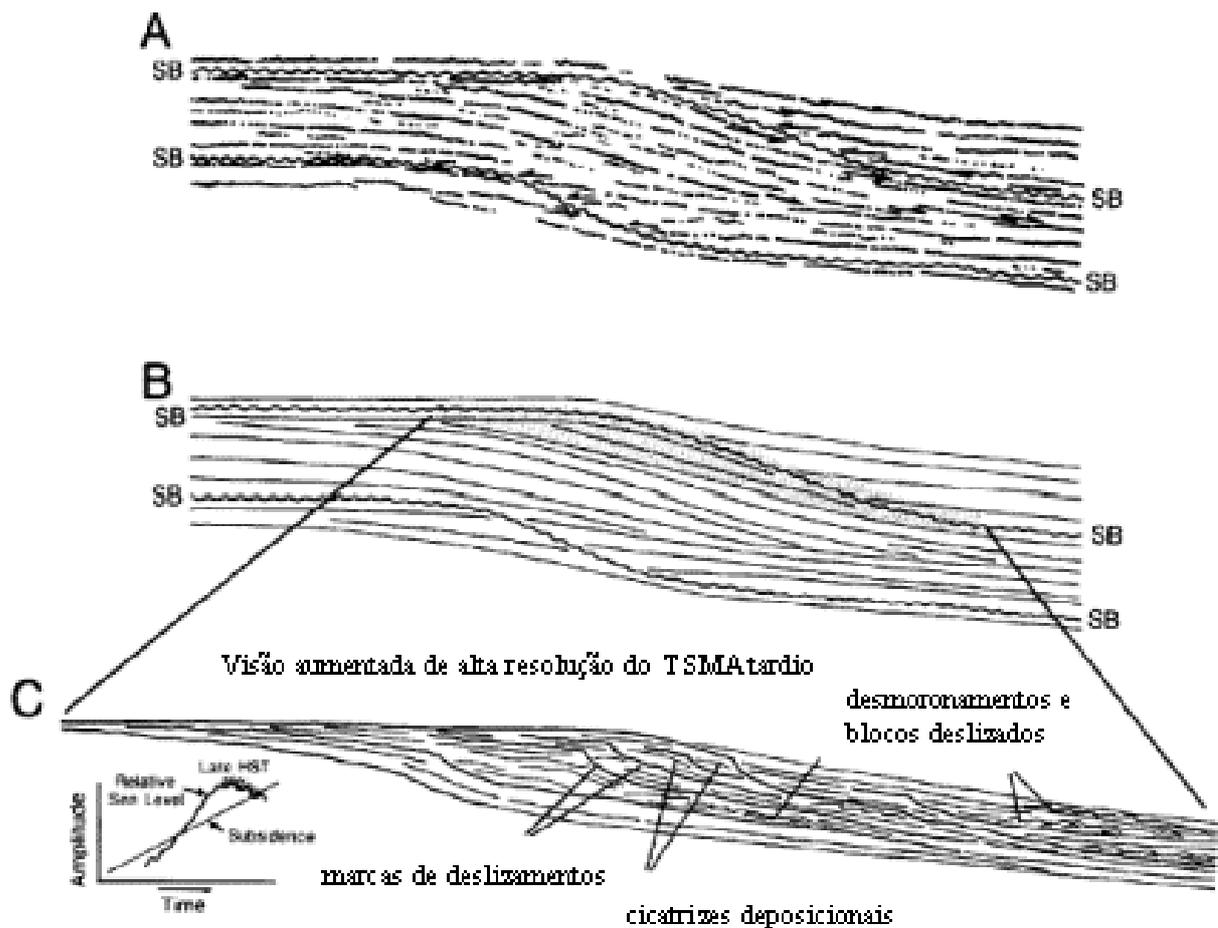


Figura 34. (A) Linha sísmica hipotética transversal a uma plataforma carbonática mostrando reflexões interpretadas como terminações em *onlap*, *toplap* e truncamento erosivo.(B) Desenho esquemático, onde as reflexões sísmicas foram traçadas e suavizadas para mostrar a geometria inferida. A interpretação sugere a presença de discreto limite de seqüências marcado por truncamento e *onlap*. Se, entretanto, fosse possível um aumento na resolução sísmica, uma interpretação diferente poderia ser feita. Se o trato de mar alto tardio ao invés de se caracterizar por uma queda contínua do nível do mar fosse pontuado por breves subidas e por períodos de mar estacionário, poderia ocorrer como em (C) com a formação de estratos em *onlap* sobre a superfície de truncamento. Modificado de Handford e Loucks (1993).

5. FERRAMENTAS CONVENCIONAIS USADAS NA INDÚSTRIA DO PETRÓLEO

5.1 PERFIS DE POÇO

5.1.1 RAIOS GAMA – GR

Este perfil registra a radioatividade de uma formação. Folhelhos (ou argilo-minerais) comumente apresentam respostas relativamente altas de radioatividade gama e conseqüentemente os perfis de raios gama são tidos como bons medidores de argilosidade e, indiretamente, de granulometria (tamanho de grão) e subseqüentemente inferindo a energia deposicional. Assim sendo, arenitos grossos ou carbonatos de alta energia (“lavados”), que contém pouca argila, terão baixos valores de raios gama, enquanto intervalos de argila fina ou carbonatos argilosos possuirão altos valores. Os valores de raios gama são medidos em unidades de API (American Petroleum Institute) e variam de valores próximos de zero para anidritas a superiores a 200° API em alguns folhelhos (folhelhos radioativos).

O perfil de raios gama é um dos mais comumente usados na estratigrafia de seqüências, e foi bastante utilizado neste estudo para a caracterização dos padrões de estaqueamento dos ciclos de alta freqüência em cada trato de sistemas, auxiliando na sua caracterização.

5.1.2 SÔNICO

Este perfil mede a velocidade da onda sonora (compressional) na formação, a qual é proporcional à porosidade e à litologia da rocha que está sendo medida. Assim, sabendo-se a litologia da formação que está sendo investigada, este perfil pode ser usado para determinar sua porosidade. Folhelhos tem mais baixa velocidade (mais alto tempo de trânsito) que arenitos de mesma porosidade, fazendo deste perfil um bom indicador de tamanho de grão. Para carbonatos, que em geral possuem altas velocidades (tempo de trânsito baixo) o perfil sônico funciona como indicador de permeabilidade ou porosidade interconectada.

Valores do perfil sônico (em $\mu\text{s}/\text{pé}$) para alguns tipos de rocha:

- Arenitos - 51 a 56
- Carbonatos - 47.5
- Dolomita - 43.5
- Anidrita -50
- Halita – 67

Uma outra representação deste perfil pode ser feita usando-se os valores convertidos para velocidade sônica (metros/s), que é a velocidade da onda compressional. A esta curva dá-se o nome de Vp. Os equipamentos mais modernos e digitais medem também os valores de velocidade da onda

S (cisalhante), que também é usada nas análises sísmicas. A esta curva dá-se o nome de Vs. Neste trabalho, estas duas curvas (Vp e Vs) foram utilizadas para a confecção dos sismogramas sintéticos dos poços analisados.

5.1.3 INDUÇÃO

Este perfil mede a resistividade (o inverso da condutividade) total da formação, através da indução de corrente elétrica. A resistividade pode ser definida como o grau que uma substância resiste ao fluxo de corrente elétrica. É uma função da porosidade e do fluido contido no poro de uma rocha. Poros de rocha que contenham fluidos condutivos (tal como água salgada) terão baixa resistividade. Tanto uma rocha sem porosidade (fechada) quanto uma formação portadora de hidrocarbonetos apresentam alta resistividade.

É muito utilizado para determinar os tipos de fluidos das formações e é frequentemente usado como um indicador da litologia e do tamanho de grãos da formação. Neste trabalho, este perfil foi usado como ferramenta auxiliar de correlação.

5.1.4 DENSIDADE – RHOB

Este perfil promove uma medição contínua da densidade total de uma formação e é relacionado com a densidade da rocha (uma mistura da matriz sólida da rocha e do fluido contido em seus poros). Portanto, a densidade total significa uma média da densidade dos minerais (arcabouço) e dos líquidos (espaço poroso) que saturam a rocha. Se a litologia de uma formação é conhecida, o perfil de densidade pode ser usado para determinar sua porosidade. Folhelhos pouco compactados tem densidade menor que arenitos de mesma porosidade, fazendo deste perfil um bom indicador de tamanho de grãos. Essa situação geralmente se inverte gradativamente com o aumento da compactação desses sedimentos.

O perfil de densidade foi utilizado, juntamente com a curva Vp do sônico, para cálculo da impedância acústica de cada interface atravessada pelo poço, as quais foram usadas na confecção do sismograma sintético destes poços.

Os valores do perfil de densidade (em g/cm^3) para alguns tipos de rocha são os seguintes:

- Arenito totalmente fechado, sem porosidade $2,65 \text{ g/cm}^3$, com 10% de porosidade $2,49 \text{ g/cm}^3$;
- Calcário sem porosidade $2,71 \text{ g/cm}^3$, com 10% de porosidade $2,54 \text{ g/cm}^3$;
- Dolomita totalmente fechada, sem porosidade $2,87 \text{ g/cm}^3$, com 10% de porosidade $2,68 \text{ g/cm}^3$;
- Anidrita compacta, sem porosidade $2,96 \text{ g/cm}^3$;

- Halita compacta, sem porosidade 2,16 g/cm³.

NEUTRÃO

Este perfil mede a porosidade de uma formação, indicando em sua resposta a quantidade de hidrogênio presente dentro desta formação. Este perfil é calibrado para calcário. As unidades lineares de porosidade do calcário são calibradas usando-se uma mina de Neutron API em 19% de porosidade, o calcário preenchido por água está definido em 1000 unidades API.

É útil na medição de litologia (usualmente em combinação com o perfil de densidade), e foi utilizado somente como auxiliar nas correlações entre os poços da área estudada.

5.1.5 PERFIS LITOLÓGICOS E DE TESTEMUNHOS

O perfil litológico mais usado na indústria petrolífera chama-se *strip log*, o qual é obtido durante a perfuração do poço através das descrições das amostras de calha. Estas amostras representam as litologias existentes naqueles intervalos de profundidade atravessados pelo poço e triturados pela broca e que retornam, juntamente com a lama de perfuração, para os tanques e peneiras onde são coletadas a intervalos de 3, 6 ou 9 metros. Estes intervalos de coleta variam a depender do interesse exploratório de cada trecho do poço, sendo, portanto, menores frente às zonas de interesse. Como estas amostras de calha são identificadas pela profundidade, onde a broca se encontrava no momento da coleta, há de se fazer uma correção na profundidade verdadeira das amostras, levando-se em conta a taxa de perfuração (m/h) do intervalo e o tempo de retorno da lama. Há algumas décadas atrás, estes acertos eram extremamente necessários em poços profundos, quando o tempo de retorno tendia a aumentar mais que o tempo de perfuração. Poços exploratórios perfurados a partir da década de 80 no Brasil, principalmente no mar, já apresentam estes valores corrigidos devido à implantação de cabines de *mud logging*, onde estes e outros parâmetros dos poços são monitorados e corrigidos automaticamente.

Uma vez coletadas, as amostras de calha são descritas, com as correspondentes litologias identificadas e quantificadas (%). Com estes dados constrói-se o perfil litológico chamado *strip log*, que pode ser considerado um perfil litológico aproximado ou preliminar, mas que é suficiente para o bom andamento do processo exploratório (tomada de decisões). Este perfil contém ainda os parâmetros de perfuração utilizados e todo o histórico de perfuração (paradas, ocorrências, manobras, testemunhos, etc) além dos indícios de hidrocarbonetos encontrados no poço.

No Perfil Composto, que é o perfil mais usado pelos geólogos e geofísicos de interpretação, está presente um segundo perfil litológico, mais elaborado. Este perfil contém as principais curvas corridas no poço, além da litologia, interpretada a partir dos dados litológicos preliminares do *strip*

log e dos dados dos perfis, juntamente com os dados de indícios de hidrocarbonetos, dados da interpretação quantitativa dos perfis, intervalos de testemunhos e suas descrições, dados de completação do poço e intervalos produtores.

Os dados de litologia constantes nestes perfis foram utilizados juntamente com as redescrições das amostras de calha, feitas para este trabalho, para uma melhor caracterização litológica da seção sedimentar estudada.

Os testemunhos são cilindros de rocha cortados do poço e recuperados de forma a preservar ao máximo as características litológicas originais. Na falta de afloramentos, os testemunhos são, certamente, os dados de rocha mais confiáveis. Um perfil chamado Core gama pode ser obtido frente ao intervalo testemunhado, através da medição dos valores de radioatividade destas rochas, tal qual no perfil de raios gama convencional corrido a poço aberto. Esta curva de Core gama é muito utilizada para o posicionamento preciso do testemunho no poço, em relação à profundidade, principalmente quando a sua recuperação é menor que 100%. No caso do poço Y, onde a parte inferior da coluna sedimentar não foi perfilada, a obtenção da curva de core gama, através das amostras de calha, pode viabilizar a correlação da parte inferior deste poço com os demais poços.

5.2 SÍSMICA DE REFLEXÃO

5.2.1 DADO SÍSMICO

O método sísmico de reflexão é o método geofísico mais largamente empregado na indústria de petróleo e se baseia na investigação da subsuperfície através da propagação de ondas elásticas artificialmente emitidas a partir da superfície. Ao se propagarem, essas ondas são refletidas de volta à superfície pelas diversas interfaces separando meios rochosos com propriedades elásticas (densidade e velocidade de propagação de ondas P e S) distintas. Na superfície, essas ondas são captadas pelos receptores e registradas digitalmente pelo sismógrafo. Levantamentos típicos de dados sísmicos de reflexão são baseados na bem sucedida técnica CDP (“Common Datum Point”), que visa amostrar um mesmo ponto médio entre fonte e receptor na superfície com diferentes espaçamentos fonte / receptor. Desse modo, os dados assim levantados correspondem a um registro das amplitudes sísmicas ao longo do tempo de reflexão, para diferentes espaçamentos fonte / receptor. Essa multiplicidade de informação permite a obtenção de estimativas sobre a distribuição das velocidades de propagação que possibilita imagear e posicionar em profundidade as diversas interfaces amostradas. Por outro lado, as amplitudes sísmicas carregam informação a respeito do contraste de propriedades elásticas presente nas interfaces.

Antes que os dados assim levantados estejam aptos a serem interpretados eles precisam ser processados. O processamento sísmico procura atenuar as diversas distorções introduzidas aos dados durante a propagação das ondas sísmicas desde a sua geração na fonte até o seu registro final no sismógrafo. Em uma das principais etapas do processamento, denominada de empilhamento CDP, todos os registros com diferentes espaçamentos fonte / receptor que compartilham um mesmo ponto médio (família CDP) são corrigidos para simular traços adquiridos com fonte e receptor coincidentes. Esses traços são, então, somados para gerar um único traço sísmico empilhado, para cada ponto médio considerado. As seções compostas por traços assim gerados são denominadas de seções empilhadas e simulam uma aquisição hipotética com fonte e receptor coincidentes, o que acarretaria uma amostragem das interfaces com ângulo de incidência normal. Neste caso, é conveniente assumir uma aproximação acústica para subsuperfície, uma vez que apenas a densidade e a velocidade de ondas P afetariam a propagação de ondas sísmicas registradas por esse levantamento hipotético. Outra etapa importante do processamento, denominada de migração, tem por objetivo converter o campo de ondas registrado em uma imagem mais realista da subsuperfície. Tanto o empilhamento CDP, como a migração dependem de um conhecimento adequado da distribuição de velocidades de propagação, como mencionado acima.

Ao final do processamento sísmico convencional, as seções empilhadas e migradas devem representar uma versão filtrada da distribuição de coeficientes de reflexão para incidência normal em subsuperfície. Seções sísmicas assim processadas são empregadas nas correlações mostradas mais adiante.

5.2.2 SISMOGRAMA SINTÉTICO

Na geração de sismogramas sintéticos para correlação entre dados de poços e dados sísmicos convencionais, foi assumido o modelo convolucional, que estabelece que o traço sísmico pode ser representado pela convolução da função refletividade presente no poço com o pulso extraído dos dados sísmicos posicionados nas vizinhanças do poço. Para a aproximação acústica acima mencionada, a função refletividade corresponde a uma série de tempo composta pelos coeficientes de reflexão para incidência normal associados às diversas interfaces atravessadas pelo poço, posicionados adequadamente no correspondente tempo duplo de reflexão. Desse modo, o coeficiente de reflexão para incidência normal R para uma determinada interface reflete o contraste de impedância acústica entre os meios envolvidos, dado por:

$$R = \frac{I_2 - I_1}{I_1 + I_2}$$

onde I_1 e I_2 representam as impedâncias acústicas, ou seja, o produto entre a densidade e a velocidade de propagação de ondas compressoriais, para os meios acima e abaixo da interface, respectivamente. Sendo assim, para o cálculo da função refletividade, é inicialmente gerado o perfil de impedância acústica, a partir dos perfis sônico e densidade. Em muitos poços, principalmente nos mais antigos, o perfil sônico recobre trechos mais extensos, enquanto que o perfil de densidade geralmente recobre apenas trechos contendo os objetivos comerciais do poço. Nestes casos, o perfil de densidade pode ser completado a partir do sônico, através da fórmula de Gardner que relaciona a velocidade de ondas compressoriais V à densidade ρ :

$$V = a.\rho^b$$

onde a e b são constantes estimadas empiricamente a partir de dados de poço e que para a densidade em g/cm^3 e a velocidade em m/s assumem valores típicos de 0.31 e 0.25, respectivamente. Na correlação poço/sísmica, os perfis de raios gama e de indução profunda também foram empregados na identificação de tipos litológicos e de zonas portadoras de HC. Na conversão dos dados de poço de profundidade para tempo duplo de reflexão, apenas um par tempo/profundidade, extraído de levantamentos de sísmica de poço (VSP ou checkshot) ou obtido da correlação visual entre o sismograma sintético e os dados sísmicos registrados, foi utilizado. Os tempos relativos, a partir desse único par tempo/profundidade, foram obtidos da integração do perfil sônico. Fica claro que nesse processo não foi aplicada a correção das discrepâncias no tempo intervalar devidas a diferenças no conteúdo de frequência dos pulsos usados no levantamento do perfil sônico (~15 KHz) e no levantamento de dados sísmicos convencionais (~40 Hz), denominada de correção de “drift”. Como as correlações tempo/profundidade foram feitas para intervalos relativamente curtos de profundidade, essa correção perdeu em grande parte a sua importância.

Como foi dito anteriormente, na geração de sismogramas sintéticos, além da função refletividade, ainda se faz necessário uma estimativa do pulso presente nos dados sísmicos empilhados nas vizinhanças do poço e em uma janela de tempo que inclua os eventos principais a serem correlacionados. Com esse propósito, foi empregado um pulso analítico de fase zero, com conteúdo de frequência estimado dos dados sísmicos empilhados.

Nos sismogramas sintéticos dos poços X e Y, assim gerados, se pretendia identificar eventos previamente interpretados nos perfis convencionais e não convencionais, em profundidade. (figuras 35 e 36).

POÇO X

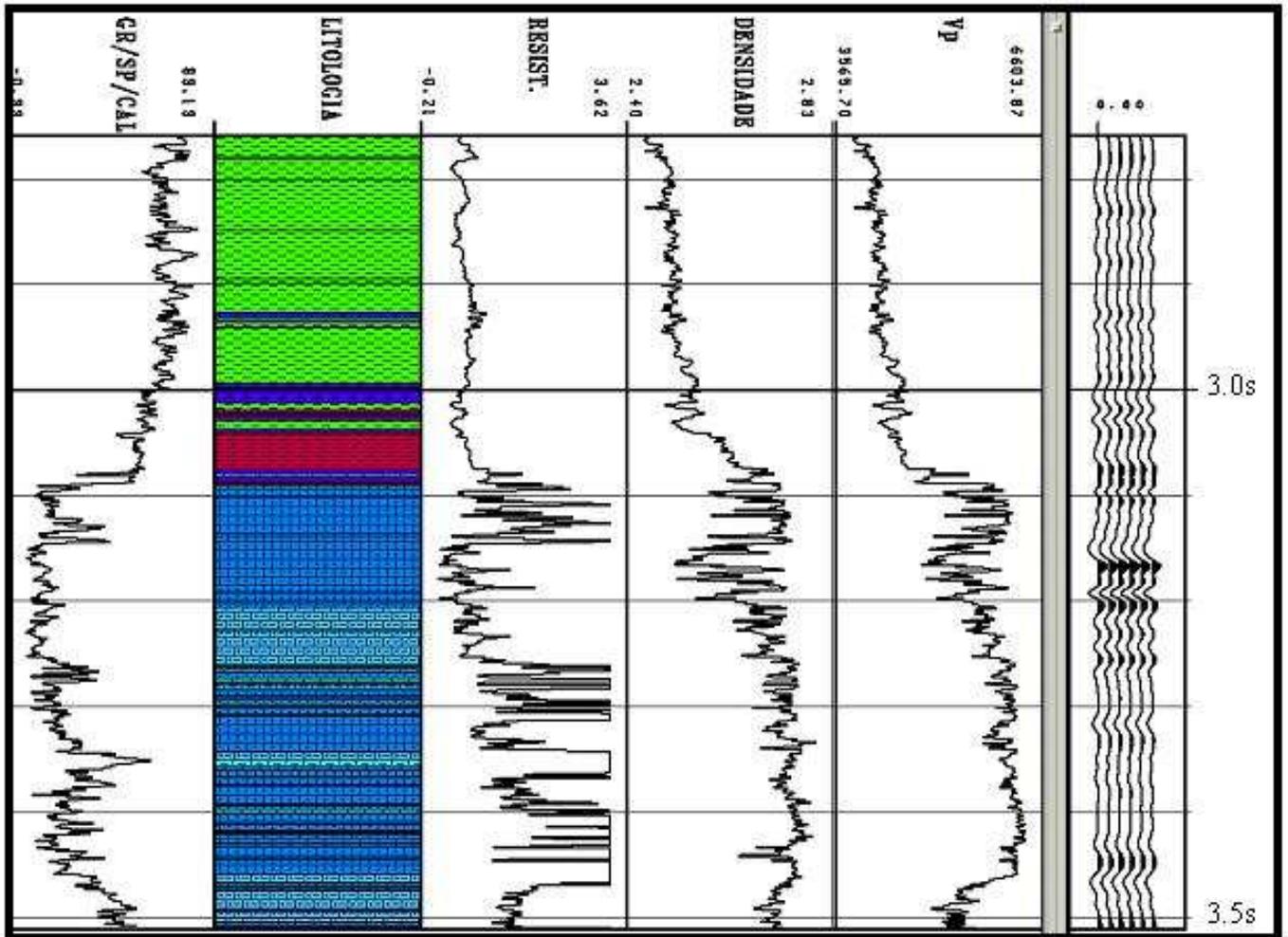


Figura 35. Perfil composto do intervalo pesquisado no poço X, convertido para tempo, juntamente com o sismograma sintético do intervalo em tempo correspondente.

POÇO Y

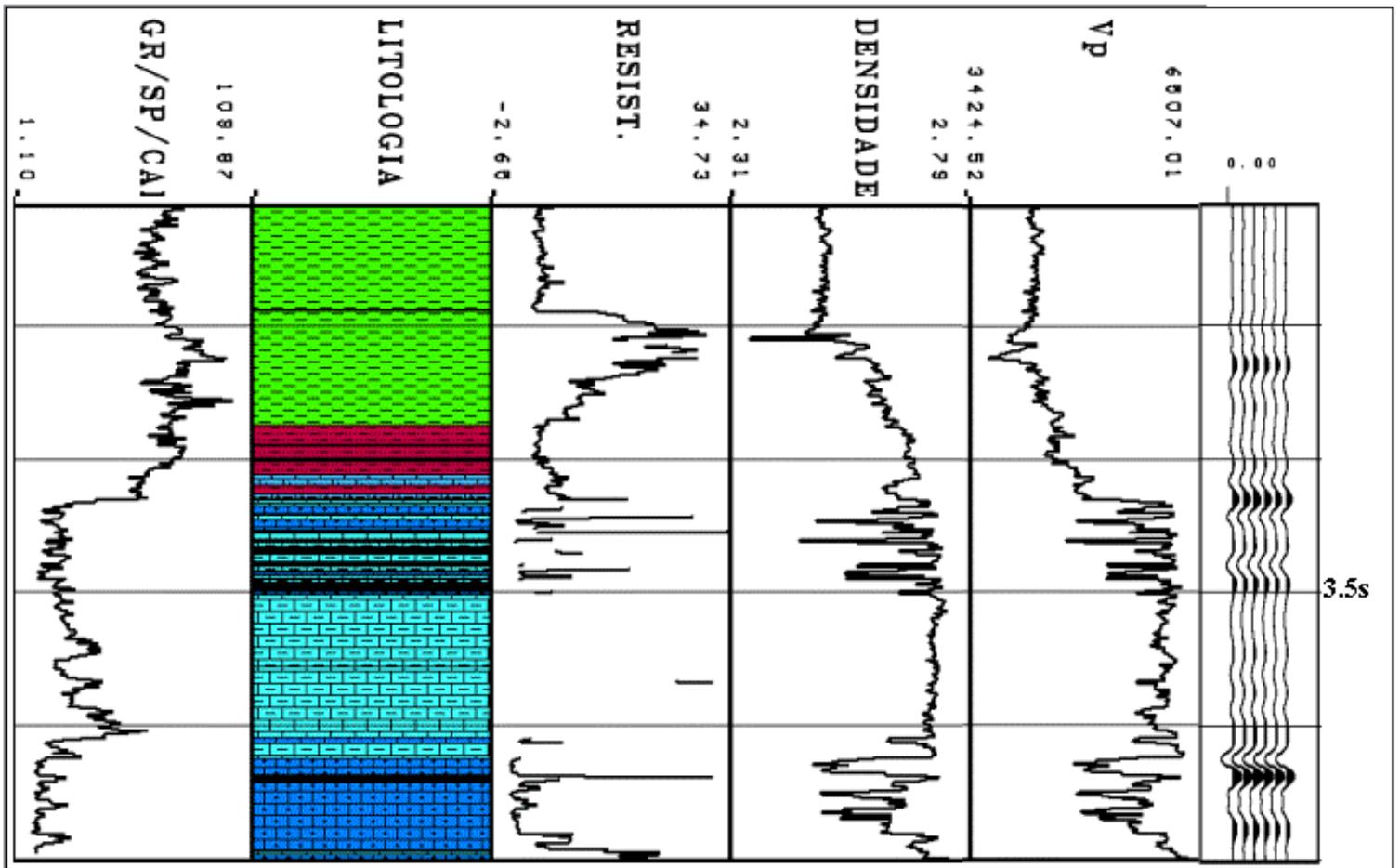


Figura 36. Perfil composto de parte do intervalo pesquisado no poço Y (que possui perfis), convertido para tempo, juntamente com o sismograma sintético do intervalo correspondente também em tempo.