
4 – CONCEITUAÇÃO TEÓRICA

4.1 - Estratigrafia de seqüências, suas aplicabilidades e críticas ao modelo.

A aplicação de técnicas de interpretação sismoestratigráfica à análise de bacias sedimentares resultou em uma nova maneira de subdividir, correlacionar e mapear rochas sedimentares. Esta técnica é chamada por Vail (1987) de estratigrafia de seqüências. A estratigrafia de seqüências teve início a partir de estudos de caráter sismoestratigráfico efetuados por um grupo de geocientistas da Exxon (Vail *et al.* 1977), preferencialmente, em intervalos sedimentares siliciclásticos.

No modelo de estratigrafia de seqüências (Posamentier & Vail, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988) uma seção sedimentar é subdividida em seqüências. Estas, como unidades estratigráficas básicas, são constituídas por uma sucessão contínua de estratos geneticamente relacionados, sendo limitadas por discordâncias erosivas e suas concordâncias relativas (figura 4.1). Uma seqüência é formada por tratos de sistemas, que representam conjuntos de sistemas deposicionais coexistentes, característicos a determinados intervalos da curva eustática. As taxas de variação relativa do nível do mar (tectônica + eustasia) e o aporte de sedimentos controlam o padrão dos estratos e a distribuição das fácies em uma seqüência, a qual pode ser entendida simplesmente como o registro geológico preservado entre duas quedas consecutivas do nível do mar.

O desenvolvimento dos conceitos trouxe também as primeiras aplicações da Estratigrafia de seqüências às seções carbonáticas (Sarg, 1988).

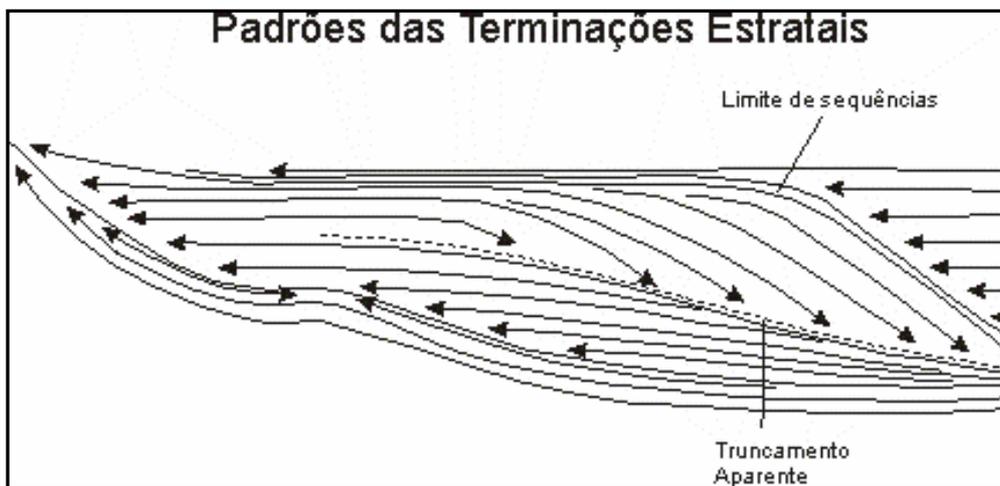


Figura 4. 1 – Seção esquemática de uma seqüência deposicional siliciclástica identificando os padrões estratais e descontinuidades que são desenvolvidas em cada trato de sistema

Van Wagoner *et al.* (1987) classificaram as seqüências de acordo com o tipo de discordância basal, como do tipo 1 ou 2: **Discordância do tipo 1** é caracterizada por exposição e erosões subaéreas associadas (figura 4.2). Esta exposição ocorre quando a taxa de rebaixamento do nível do mar é maior que a taxa de subsidência na linha deposicional da praia (*offlap break*). Este tipo de discordância é caracterizada pelo rejuvenescimento fluvial, incisão de vales, brusco deslocamento de fácies e dos *onlaps* costeiros na direção da bacia, formação de paleossolos, carstificação e dolomitização. **Discordância do tipo 2** (figura 4.3) ocorre quando a taxa de rebaixamento no nível do mar é menor ou igual à taxa de subsidência na linha deposicional da praia. Não ocorre erosão subaérea ou rejuvenescimento fluvial (Van Wagoner *et al.*, 1987 e Posamentier *et al.* 1988).

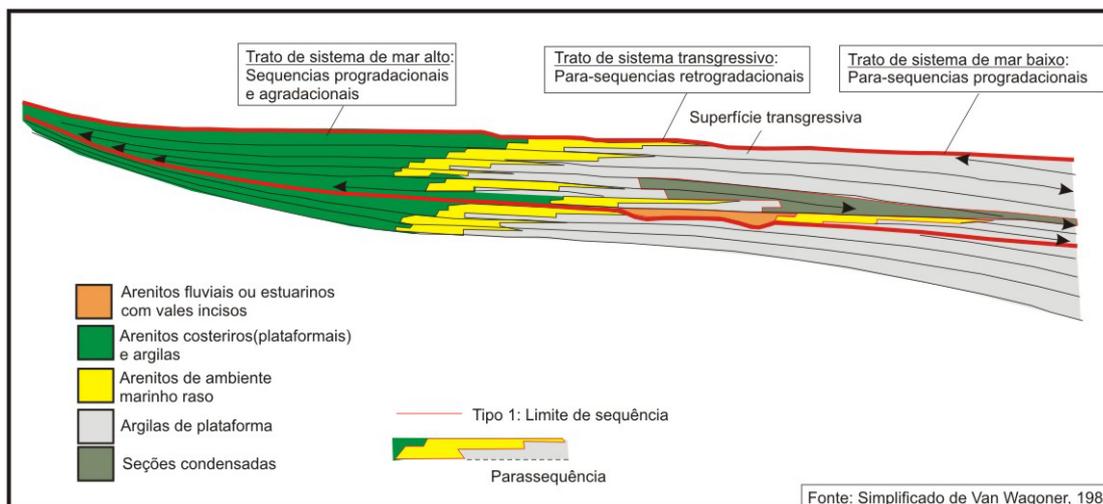


Figura 4. 2 – Discordância do tipo 1.

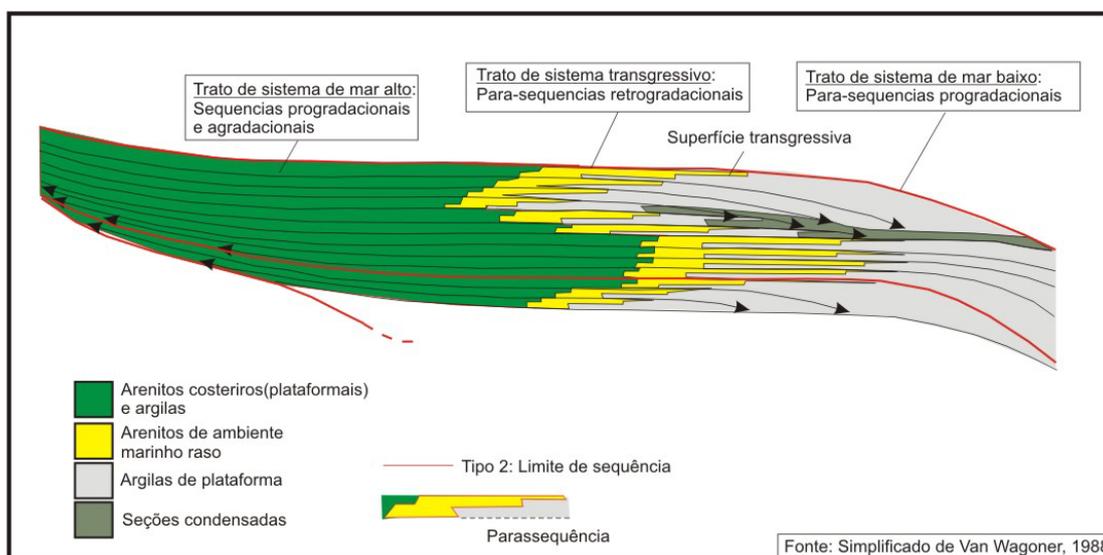


Figura 4. 3 – Discordância do tipo 2.

Dentre as principais discussões relativas ao modelo, destacam-se: aquelas relacionadas à gênese atribuída às discordâncias; as relacionadas à definição da superfície estratigráfica mais apta a atuar como limite de seqüência e quais os fatores que controlam e definem as seqüências.

Segundo Galloway (1989), a superfície estratigráfica que melhor caracteriza um rearranjo paleogeográfico deve ser detentora de maior expressão regional e de mais fácil identificação/correlação. Desta forma, tal superfície deve atuar como limite das seqüências deposicionais. O rearranjo paleogeográfico, a partir de tais superfícies, resultaria em significativa

mudança no caráter da sedimentação, conferindo aos intervalos por elas delimitados, um significado de "ciclo sedimentar". Para este autor, as superfícies de máxima inundação (SIM) cumpririam tais quesitos, tendo sido escolhidas como limite das unidades estratigráficas por ele definidas como Seqüência Genética ou Estratigrafia Genética.

Entretanto, Posamentier & James (1993) justificam o uso das discordâncias como limites de seqüência, argumentando que "em uma sucessão estratigráfica pontuada por discordâncias e seções condensadas, as quebras mais significativas (temporal, estratigráfica e deposicional) são nas discordâncias e não nas seções condensadas". Vistas sob uma perspectiva cronoestratigráfica, mais do que facilidade de correlação, as discordâncias, como principais quebras na sucessão litológica, cronológica e sedimentar, devem ser preferidas como superfícies delimitadoras de seqüências.

A facilidade de identificação de uma ou de outra superfície depende do local da análise e do tipo de sedimento que foi depositado. Parece que, à medida que se desloca o estudo das porções mais proximais para as mais distais de uma bacia, ou vice-versa, a magnitude e praticidade relativa destas superfícies como "guias" do estudo estratigráfico se inverte. Em geral, nas áreas mais distais, as superfícies de inundação máxima são mais facilmente reconhecidas, o contrário ocorre nas áreas mais proximais.

Para o modelo da estratigrafia de seqüências, a existência de ambas as superfícies permite uma maior flexibilidade no procedimento de fatiamento da seção estudada, em função das características com que as superfícies se apresentam (Gontijo, 1996). A superfície que estiver mais evidente no intervalo analisado deve ser correlacionada e rastreada por toda a área de estudo. A partir deste trabalho, a identificação e posicionamento da outra será facilitado.

Os parâmetros básicos, que controlam as variações dos padrões de estratos e distribuição das litofácies nas bacias sedimentares, são: o influxo de sedimentos, as taxas de mudanças do espaço de acomodação (eustasia

e subsidência/soerguimento), variação eustática do nível do mar e a fisiografia da bacia (Posamentier & Allen, 1993), onde o volume de sedimentos controla a paleobatimetria e o clima controla o tipo de sedimento.

Desses parâmetros, somente o componente eustático, associado à geração do espaço de acomodação, tem um significado global. Para aqueles autores, a eustasia e a tectônica local determinam a definição das superfícies que limitam as seqüências. Em contra partida, o influxo sedimentar e a fisiografia da bacia atuam mais efetivamente na determinação da arquitetura dos estratos da seqüência deposicional.

Posamentier & James (1993), por sua vez, afirmam que a validade da aplicação da estratigrafia de seqüências não depende se o fator dominante foi a eustasia ou a tectônica, assim como não depende das correlações interbaciais e da curva de variação global do nível do mar. A principal consideração é que as mudanças relativas do nível do mar, trabalhando em conjunto com o influxo sedimentar e a fisiografia das bacias, são controladores e moduladores da sucessão estratigráfica. Portanto, segundo estes autores, a estratigrafia de seqüências deverá ser usada como uma metodologia ou como uma maneira de focar a estratigrafia e não como um modelo rígido no qual tudo deve ser encaixado perfeitamente.

4.2 - Estratigrafia de seqüências em sistemas carbonáticos, suas aplicabilidades e críticas ao modelo.

Além da discussão de como as variações relativas do nível do mar atuam na deposição sedimentar, na definição dos limites de seqüências e na caracterização dos tratos de sistemas, debate-se amplamente sobre a gênese dos ambientes carbonáticos e mistos, tendo em vista as particularidades da sedimentação carbonática (Severino, 2000).

A aplicação da estratigrafia de seqüências em seções carbonáticas teve início com o trabalho de Sarg (1988). O autor defende que os processos deposicionais e erosionais relacionados à eustasia, tectônica, influxo sedimentar e clima determinam a construção e a evolução tanto das plataformas carbonáticas como das plataformas siliciclásticas. Porém, os carbonatos são muito mais sensíveis às mudanças ambientais e às condições climáticas. Este autor procurou reunir e organizar alguns conceitos básicos relacionados aos processos e sistemas deposicionais carbonáticos ajustando-os ao modelo da estratigrafia de seqüências (Figura 4.4).

Entretanto, a grande similaridade deste modelo com o de siliciclásticos tem gerado questionamentos a respeito de sua validade. As semelhanças nos padrões estratais desenvolvidos em cada trato de sistema, as erosões e transportes de sedimentos para as porções distais, diretamente relacionada aos rebaixamentos relativos do nível do mar, aliado ao fato de que foi desenvolvido apenas para plataformas carbonáticas com borda, têm sido apontados como os pontos frágeis do modelo.

Assim como os sistemas deposicionais siliciclásticos, Sarg (1988) reconhece e caracteriza os limites de seqüências do tipo 1 e 2 e os Tratos de Sistemas de Mar Baixo, Transgressivo, Mar Alto e de Margem de Plataforma, discutindo também o grande controle exercido pelos fatores climáticos na deposição carbonática.

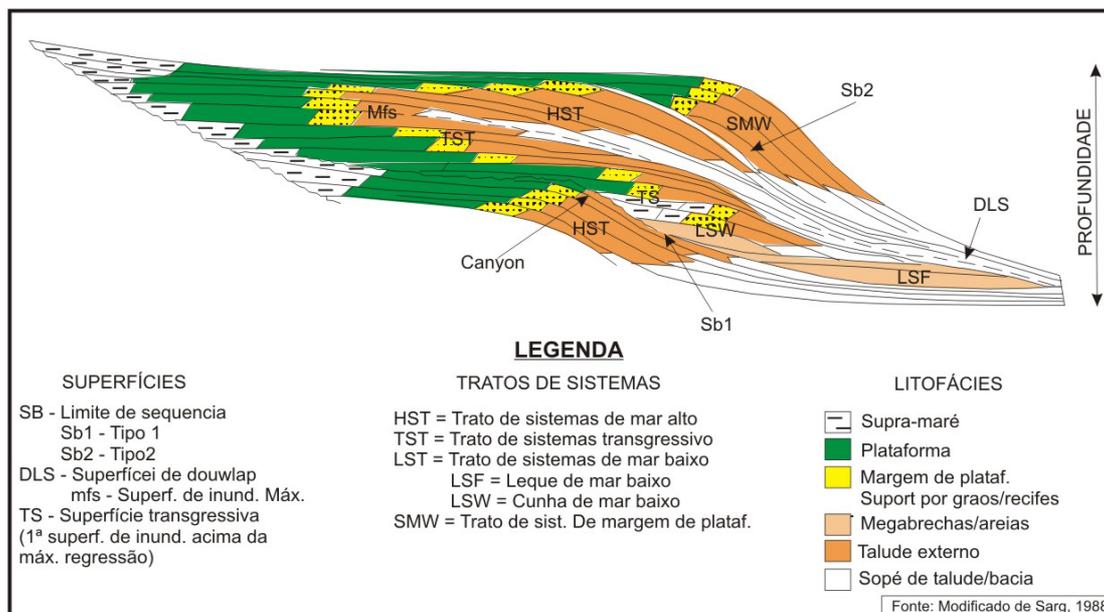


Figura 4. 4 – Modelo Depositional para a estratigrafia de seqüências carbonáticas. O padrão de estratos é controlado pela taxa de variação do nível do mar. Tratos de sistemas são formados durante intervalos de tempo específicos da curva eustática. Variações eustáticas e subsidência tectônica são responsáveis pela geração do espaço para acomodação dos sedimentos.

O limite de seqüência do tipo 1 ocorre quando a taxa de queda eustática em um ponto situado na margem ou borda da plataforma excede a taxa de subsidência neste ponto, resultando em uma queda relativa do nível do mar. O limite de seqüências do tipo 2 ocorre quando a taxa de queda eustática é inferior à taxa de subsidência junto à borda da plataforma. Durante a formação do limite de seqüência do tipo 1, podem ocorrer dois importantes processos: significativa erosão da margem da plataforma/talude, gerando depósitos grosseiros no sopé do talude/bacia devido a correntes de tração e densidade. Além deste processo o fluxo de águas meteóricas em direção à bacia, ocasiona dissolução, precipitação de cimento freático e dolomitização. Processos de erosão e diagênese associados ao limite do tipo 2, restringem-se somente as porções internas da plataforma (Gontijo, 1996).

O Trato de Sistemas de Mar Baixo, depositado sobre o limite do tipo 1, é formado, em parte, por depósitos detríticos alóctones, derivados das erosões e colapso da borda da plataforma/talude e, por outro lado, por cunhas carbonáticas autóctones depositadas no talude superior. Os depósitos alóctones se formaram durante a fase de queda do nível do mar,

por fluxo de detritos, correntes de turbidez, colapso e deslizamento de sedimentos, depositando-se na base do talude/bacia. Os depósitos autóctones ocorreriam nos períodos de nível de mar baixo estabilizado, apresentando terminações em *onlap* sobre o talude.

Durante os Tratos de Sistemas de Mar Baixo, os depósitos siliciclásticos apresentam as maiores taxas de deposição, ao contrário do que ocorre com os ambientes carbonáticos. Nestes, as maiores taxas de produção e acumulação estão relacionadas aos Tratos de Sistemas Transgressivos e Mar Alto, quando a plataforma está inundada, oferecendo condições propícias para a proliferação da biota que dará origem aos sedimentos carbonáticos.

Durante os rebaixamentos do nível do mar, cada tipo de morfologia responderá de forma diferenciada, mas em geral, existe uma redução expressiva da área produtora. Geralmente, em sistemas carbonáticos puros, os depósitos autóctones de mar baixo são pouco expressivos e a cimentação da área rasa da plataforma, exposta pelo rebaixamento do nível do mar, não possibilita um transporte efetivo para as áreas de talude/bacia. No entanto, os rebaixamentos do nível do mar de pequena amplitude podem estabelecer áreas batimétricas favoráveis à produção carbonática, podendo formar os depósitos de cunhas de regressão forçada (Tucker *et al.*, 1993). Este é um contraste marcante entre os sistemas carbonáticos e siliciclásticos. Em áreas de sedimentação mista, os rebaixamentos do nível do mar são caracterizados pela entrada de sedimentos siliciclásticos.

O Trato de Sistemas Transgressivo instala-se com o afogamento da cunha de Mar Baixo, apresentando padrão retrogradacional. Baixas taxas de sedimentação e, conseqüente formação de seção condensada, ocorrem em direção aos sítios mais distais. A superfície de inundação máxima ou a superfície de *downlap*, compreende o limite com o Trato de Mar Alto.

Durante o Trato de Sistemas Transgressivo e nos estágios iniciais do Trato de Sistemas de Mar Alto, o acentuado incremento na criação do

espaço de acomodação propicia uma geometria agradacional, denominada de *Catch up*. Com a desaceleração das taxas de subida relativa do nível do mar e condições mais propícias à produção carbonática, o padrão dominante é progradacional e denominado de *Keep up* (figura 4.5).

Dentre as principais discussões ao modelo, a observação da sedimentação carbonática, sob a ótica da estratigrafia de seqüências, se torna a mais expressiva, com questionamentos em relação ao padrão de estratos e distribuição de litofácies nos tratos de sistemas, controlados pela variação relativa do nível do mar.

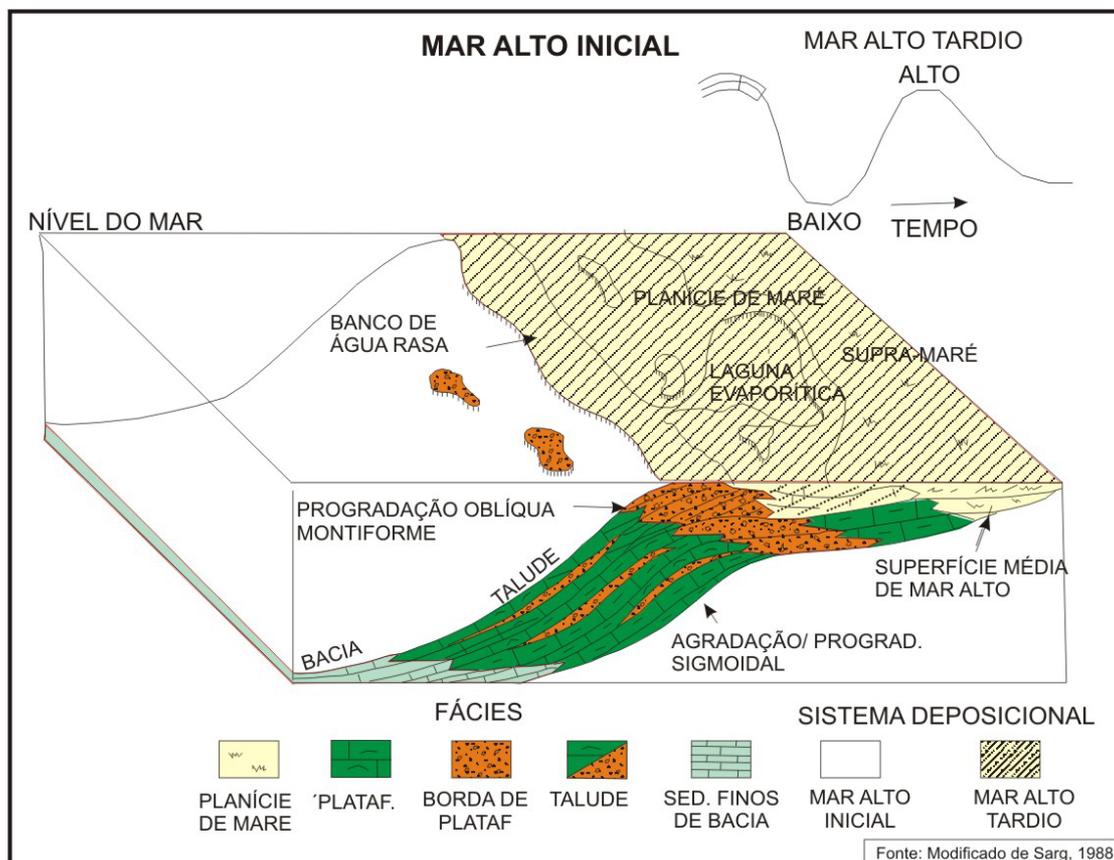


Figura 4. 5 – Depósitos do Trato de Sistemas de Mar Alto inicial (*catch up*) e tardio (*Keep up*), o primeiro exibe padrão deposicional agradacional/progradacional sigmoidal e o último, padrão montiforme e progradacional oblíquo.

No trabalho de Sarg (1988), a relação entre morfologia das plataformas e processos/fácies sedimentares foi desenvolvida com certa propriedade somente para as plataformas com borda (*rinned shelf*). Por este motivo, Burchette & Wriqth (1992, *in* Gontijo,1996) demonstram que,

nas rampas carbonáticas (figura 4.6) ocorrem processos bastante distintos, resultando na distribuição de fácies diferenciada em relação às plataformas com borda (figuras 4.7 e 4.8).

As porções proximais (rampa interna e mediana) estariam sujeitas às condições energéticas elevadas por constituírem ambientes abertos à circulação oceânica. Tal fato não é esperado em plataforma com borda, pois esta absorve o impacto das ondas de tempestades ou mesmo inibe a circulação de correntes oceânicas. Desta forma, desenvolve-se nas rampas a sedimentação dominada por ondas, tempestades ou marés, onde a produtividade carbonática não é prejudicada por variações do nível do mar. Haveria, simplesmente, um deslocamento das fácies em direção à bacia durante os períodos de mar baixo, ou em direção ao continente, durante o período transgressivo e início de mar alto.

Schlager (1991) defende que o transporte de sedimentos carbonáticos, ao contrário dos siliciclásticos, ocorre em nível de mar alto. Quando estabilizadas as condições oceânicas, há a retomada e grande incremento da produtividade orgânica. Durante os períodos de mar baixo, a plataforma permanece exposta e cimentada.

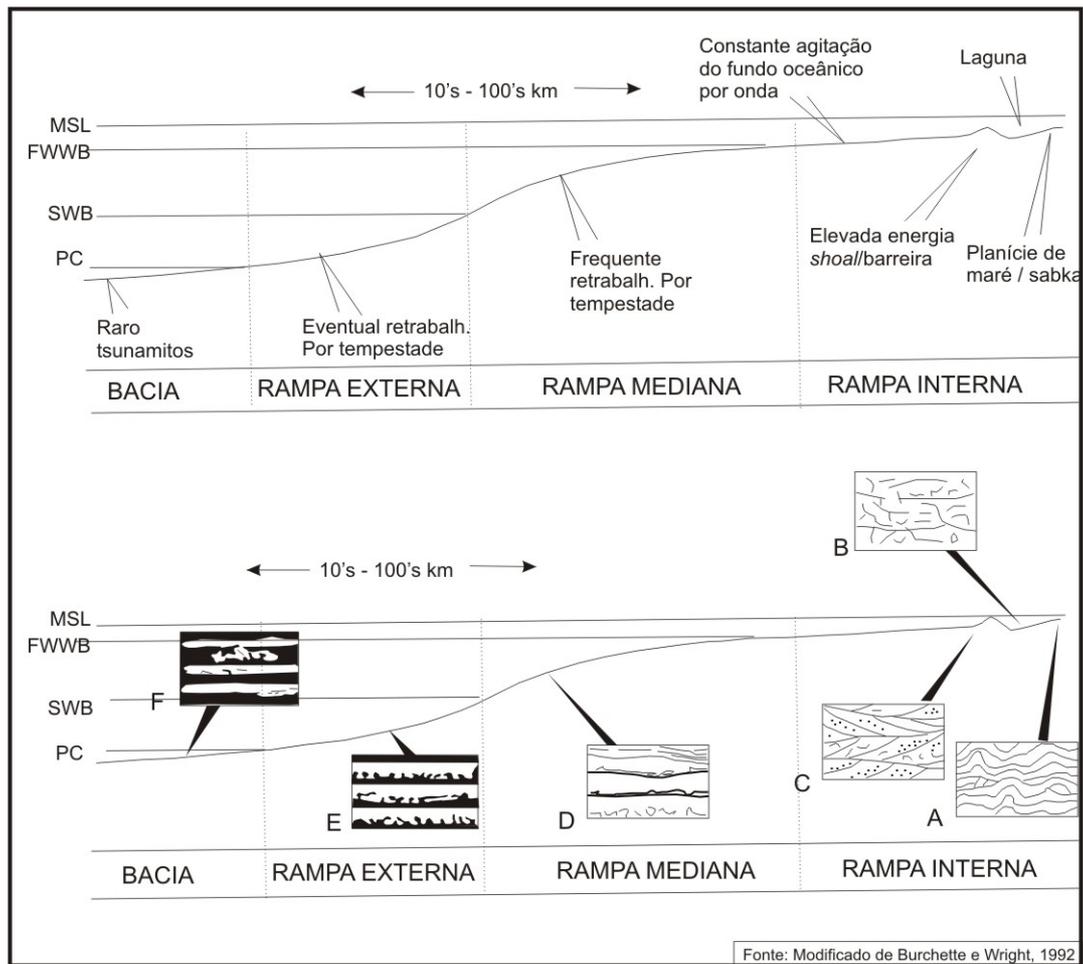


Figura 4.6 – Subambientes e distribuição de fácies em rampas (homoclinais). MSL é a média do nível do mar; FWWB é a base das ondas normais; SWB: base das ondas de tempestade; PC: pinoquina. Estas superfícies são interpretadas a partir das estruturas e fácies sedimentares. **FÁCIES:** Rampa Interna: (A) de planície de maré e *sabka*, com presença de algas estromatolíticas e evaporitos. (B) *mudstone*, *wackstone* e *packstone* bioturbados e laminados de ambiente lagunar. (C) *grainstone* e *packstone* com estratificação cruzada em *shoals* e ambientes costeiros. Rampa Mediana: (D) Tempestitos com sedimentos grosseiros e estruturas tipo *hummocky*. Rampa Externa: (E) Tempestitos de granulação fina intercalado a calcários laminados ou bioturbados. (F) *mudstone* e calcários laminados ligeiramente ondulados. Todos os limites são gradacionais.

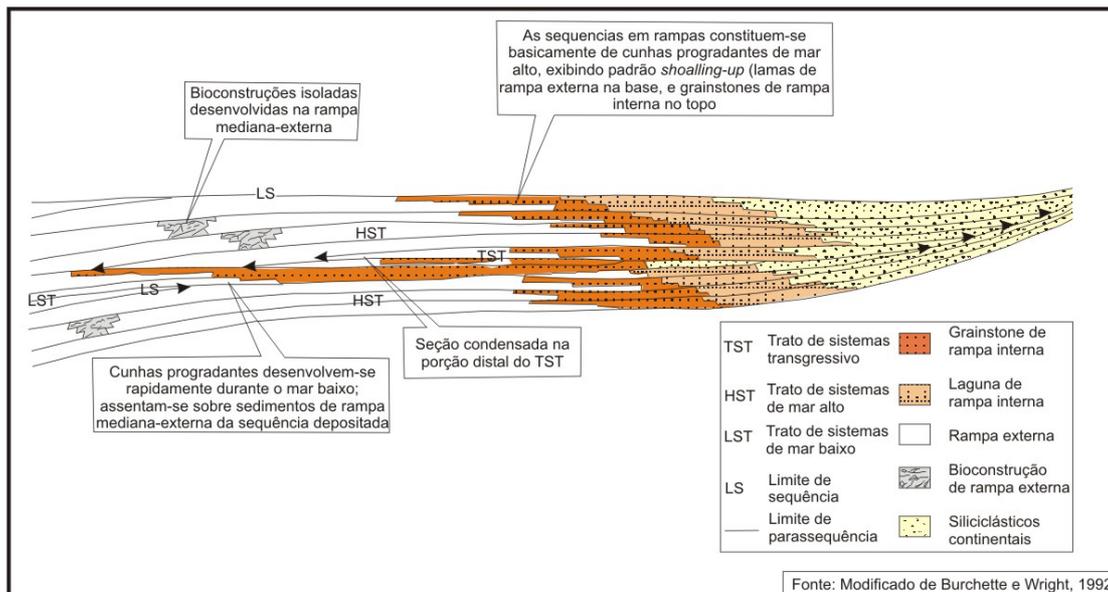


Figura 4.7 – Distribuição de fácies nos tratos de sistemas em rampa (homoclinal). Notar que os *grainstones* de mar baixo jazem sobre os *mudstones* de rampa externa, depositados no trato de mar alto subjacente. Depósitos de trato transgressivo são retrogradantes. Constituem-se de camadas tabulares e barras de *grainstone* de alta energia ou de *packstone* de rampa de baixa energia. A ocorrência de bioconstruções pode se dar por sutil quebra de talude ou por halocinese/tectonismo.

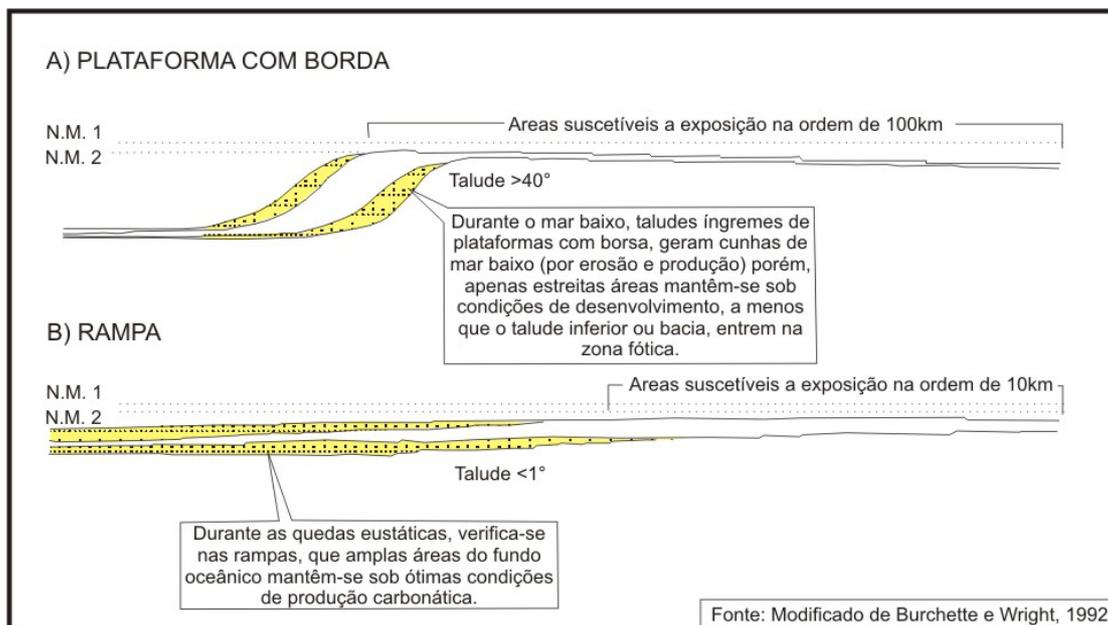


Figura 4.8 – Perfis esquemáticos exibindo o resultado bem distinto, verificado em plataformas com borda e com rampa carbonática. Na primeira, uma queda relativa do nível do mar expõe toda a plataforma, restringindo a produtividade a uma estreita faixa junto ao talude. Ao contrário, uma queda relativa do nível do mar de mesma magnitude ainda encontraria, nas rampas, uma boa área de produção e exportação de grãos carbonáticos.

Bosellini (1993) considera a existência de dois tipos de transporte de sedimentos carbonáticos: um durante o período em que a plataforma está

afogada, havendo exportação de sedimentos produzidos na margem e porções internas, gerando *grainstones* e *packstones* oolíticos e bioclásticos. Um segundo tipo refere-se a processos de colapso e erosão da margem e talude durante períodos de queda eustática, gerando litoclastos, brechas e megabrechas. O referido autor ressalta a importância de aprimorar a adaptação do modelo de trato de sistemas à sedimentação carbonática.

Também serão discutidos processos e produtos sedimentares carbonáticos relacionado às quedas eustáticas. Vários autores afirmam que, durante os períodos de mar baixo, haveria exposição da plataforma (com borda), cimentando seus depósitos e restringindo a produção de grãos carbonáticos de águas rasas a um estreito cinturão na borda de sua margem (Schlager, 1991).

O Trato de Sistemas de Mar Baixo em rampas indica, geralmente, deslocamento de fácies, mesmo sob queda eustática de pequena magnitude. Uma queda relativa do nível do mar de 10m irá expor de 20 a 50 km da rampa interna/mediana. Além disso boa extensão da rampa mediana/externa ainda permanecerá sob ótimas condições de produzir espessos pacotes carbonáticos de água rasa Burchette & Wrigth (1992, in Gontijo,1996). Além dos depósitos gerados por tração e suspensão (maré, onda ou tempestade), formam-se bioconstruções (*buildups*) diversas (Wilson, 1975), como *pinacles*, *patch reefs*, *barrier reefs* e *mounds* (figura 4.9), que podem ser observadas em seções sísmicas.

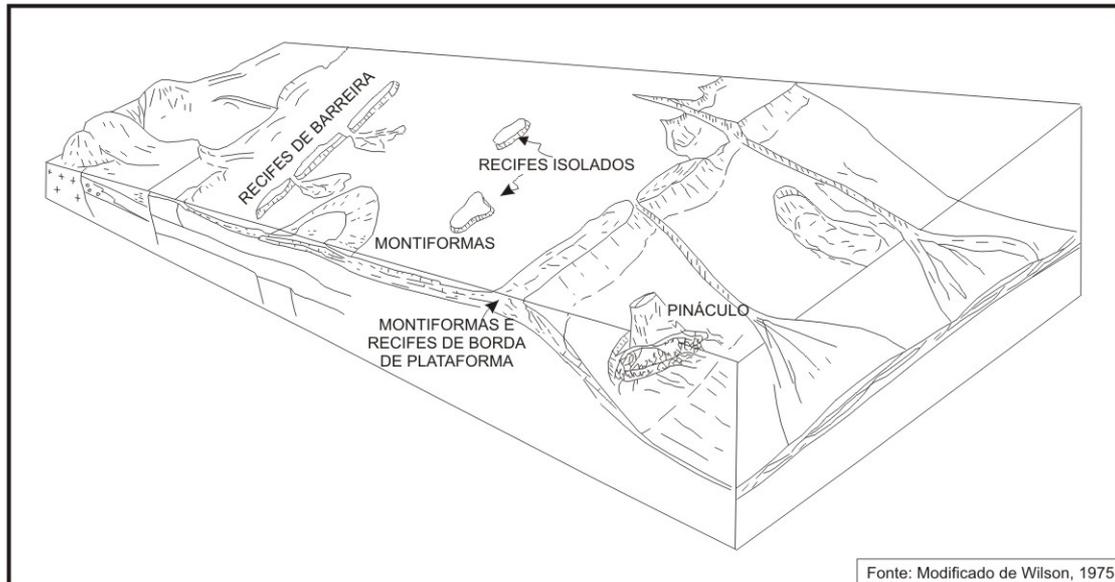


Figura 4.9 – Diagrama em bloco de uma plataforma carbonática e suas feições orgânicas características.

Um fator relevante, quando se analisa a resposta da sedimentação às variações do nível do mar em rampas e plataformas com borda, é a susceptibilidade destas aos processos diagenéticos. Plataformas com borda e plataformas isoladas estão, segundo Burchette & Wright (1992), bem mais sujeitas à ação do influxo de águas meteóricas e bombeamento hidrodinâmico. Isto resulta em diferentes padrões de circulação de águas nos poros (figura 4.10), o que irá influenciar na intensidade da cimentação precoce e da dolomitização, resultando em um importante fator na definição de suas morfologias. O influxo meteórico é visto como principal agente diagenético atuante em rampas, refletindo-se comumente no registro geológico (Burchette & Wright, *op. cit*) como espessos intervalos característicos de zona de diagênese freática de água doce e, também, em "seqüências geométricas tabulares" relacionadas à zona diagenética mista.

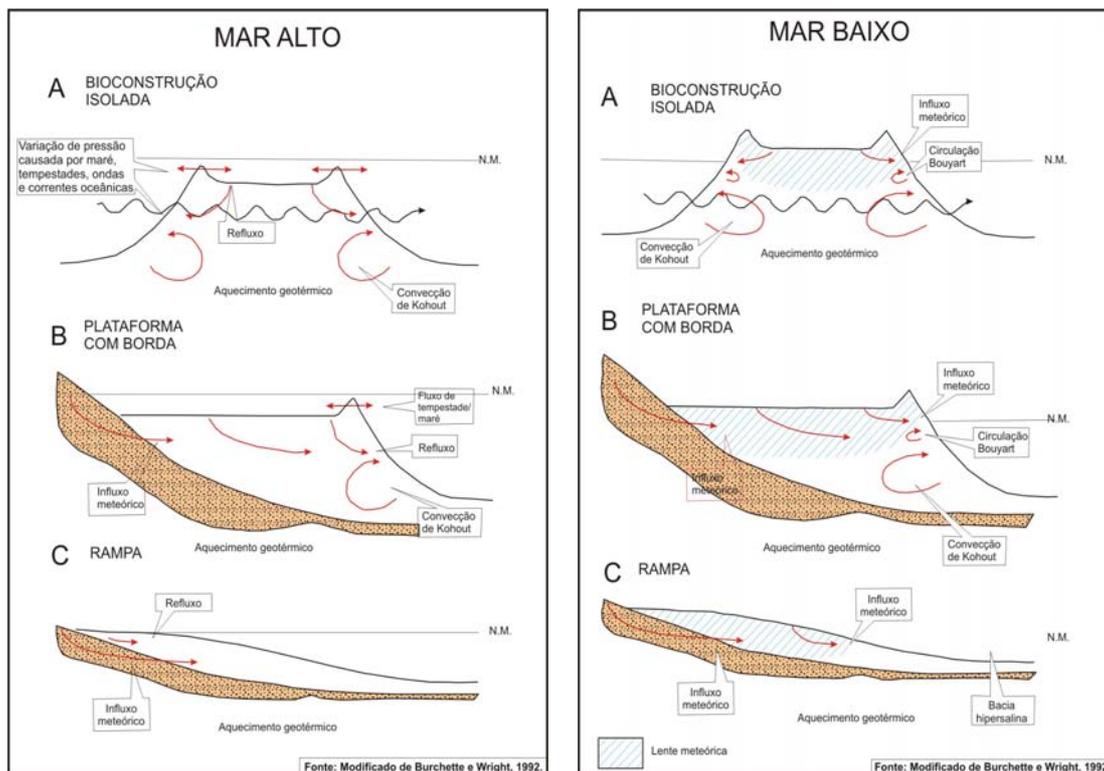


Figura 4.10 – MAR ALTO – Sistemas hidrográficos atuantes em diferentes morfologias carbonáticas. As Rampas são, provavelmente, menos influenciadas por circulação de água marinha nos poros, que os outros tipos de plataforma. Como as rampas são associadas a massas continentais, sofrem preferencialmente a ação dos agentes meteóricos. MAR BAIXO - observar a distribuição da lente meteórica nas diferentes plataformas e o desenvolvimento de circulação “bouyant”, responsável pela mistura das águas. Os diferentes padrões de circulação, gerados em função da morfologia e variação do nível do mar, irão ditar o grau de cimentação precoce e dolomitização, geralmente mais intensas em plataformas com borda.

Eberli *et al.* (1994) analisaram o controle que as variações do nível do mar exerceram na sedimentação e diagênese de uma plataforma com borda, do Cenozóico nas Bahamas. Estes autores afirmam que a diagênese meteórica caracteriza o topo das seqüências deposicionais submetidas a exposições subaéreas, durante os períodos de mar baixo pleistocênicos. As fácies de talude sofreram dolomitização, cimentação e fosfatização, originando horizontes diagenéticos tipo *hardgrounds*. Além disso, foi verificada pelos mesmos a relação destas superfícies com bruscas mudanças na impedância acústica (propriedade petrofísica de um corpo de rocha ou camada, cujo valor é igual ao produto de sua densidade pela velocidade com que uma onda elástica propaga-se na mesma) produzindo boas reflexões sísmicas. Eberli (*op. cit.*) afirmam que os limites de zonas

diagenéticas, onde profundas mudanças mineralógicas ocorrem, coincidem com os limites de seqüências sísmicas e originam bons refeltores.

Outro aspecto importante na caracterização dos tratos de sistemas em seções carbonáticas e mistas diz respeito não somente à morfologia das plataformas, mas também à composição e inclinações de seus taludes. Sedimentos carbonáticos são passíveis de construir taludes mais altos e íngremes que os siliciclásticos. Segundo Schlager (1992), a inclinação do talude guarda estreita relação com a textura (granulometria) sedimentar. Quanto mais argiloso, menor será o ângulo suportado pelo talude (figura 4.11), uma vez que tais sedimentos favorecem processos de deslizamento e colapso das bordas das plataformas, de forma a suavizá-las. A Inclinação e altura dos taludes guardam proporção entre si e refletem também aspectos de sua composição.

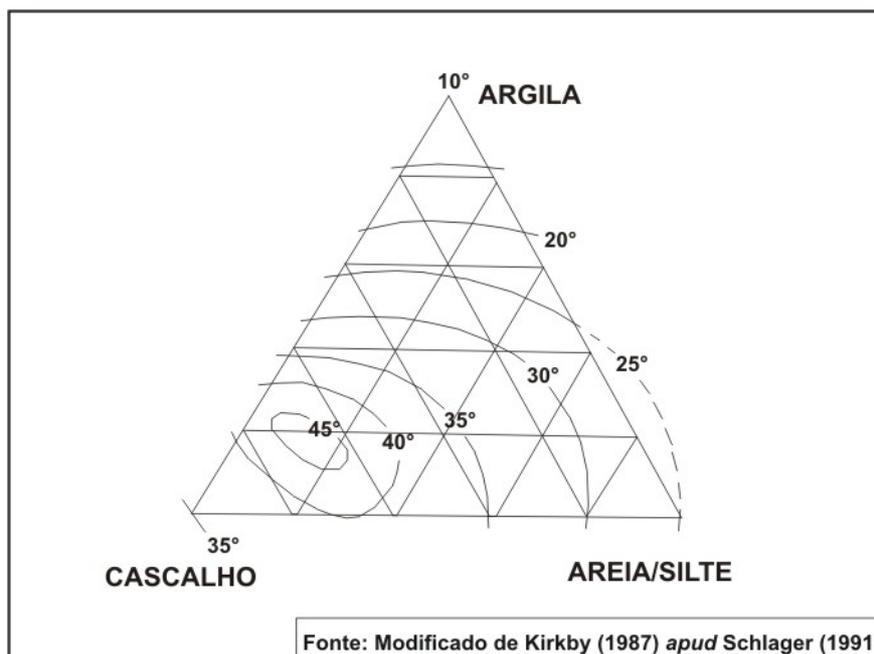


Figura 4.11 – Diagrama triangular mostrando a relação de textura sedimentar (tamanho do grão) com o ângulo de fricção interna em sedimentos secos. Esta relação explica os ângulos mais íngremes verificados em taludes sustentados por sedimentos grosseiros isentos de lamas.

4.3 – Processos Sedimentares de Sistemas Carbonáticos

Os sedimentos carbonáticos resultam de processos químicos e, principalmente, bioquímicos que ocorrem em um **ambiente marinho** específico: **águas quentes, claras e rasas** (Wilson, 1975 *in* Tucker & Wrigth, 1990). A deposição carbonática tem caráter autóctone, ou seja, os sedimentos são formados como precipitados ou elementos esqueletais de organismos dentro do ambiente deposicional, fato que os distingue da sedimentação siliciclástica. A célebre frase "*Carbonate are born not made*" (James & Kendall, 1992 *in* Severino, 2000) resume a principal diferença entre a sedimentação carbonática e a siliciclástica.

Se por um lado os fatores que determinam a quantidade e o tipo de sedimentos siliciclásticos são externos ao ambiente deposicional, por outro lado a sedimentação carbonática é condicionada pelas condições inerentes à massa de água, como: temperatura, salinidade, luminosidade, teor de CO₂, profundidade de água, regime de correntes locais, quantidade de nutrientes, turbidez e natureza do substrato. Por esta razão, os carbonatos são excelentes indicadores paleoambientais (Severino, 2000).

Os depósitos carbonáticos resultam das condições físico-químicas e biológicas predominantes no ambiente deposicional, enquanto que nos depósitos siliciclásticos predominam apenas os fatores físicos. Porém, depois de formados, muitos depósitos carbonáticos ficam sujeitos a processos deposicionais e erosionais semelhantes aos que ocorrem nos sedimentos siliciclásticos.

O estudo dos sedimentos carbonáticos possibilita a interpretação quanto à paleobatimetria, energia do ambiente, clima, idade, paleotemperatura, paleolatidade, etc. A presença de organismos bioconstrutores que, por apresentarem um alto crescimento acompanhando as variações relativas do nível do mar, possibilitam a formação de taludes escarpados e resistentes à ação de ondas e a deslizamentos, devido à

grande facilidade com que estas rochas são cimentadas, tanto no fundo marinho como na resposta à exposição subaérea (James & Kendall, 1992).

A maioria dos organismos bioconstrutores são bentônicos e fotossintéticos, cuja produtividade é basicamente controlada pela zona fótica. A fábrica carbonática é altamente produtora na coluna d'água de 10-20 metros, onde a luz não é um fator limitante do crescimento dos organismos calcários. Abaixo desta profundidade, a luz passa a ser o fator restritivo da produção orgânica, já que sua ausência impede a fotossíntese (Schlager, 1992 *in* Severino, 2000).

As maiores taxas de produtividade estão relacionadas às áreas onde o regime de ondas e correntes favorece o crescimento dos organismos bioconstrutores (devido à oxigenação e à presença de nutrientes) e a ocorrência de bancos oolíticos.

4.3.1 - Principais controles na deposição carbonática

Embora existam vários fatores que determinam a natureza da formação dos carbonatos, os principais controladores da sedimentação são: a tectônica, o clima e a mais importante variável, o nível do mar (Tucker & Wrigth, 1990). Nos conceitos da estratigrafia de seqüências, a partir de vários trabalhos sobre o assunto, o maior controle da deposição é a mudança relativa do nível do mar e a subsidência tectônica.

A tectônica controla um dos primeiros requisitos para a ocorrência da sedimentação carbonática: a ausência de um influxo significativo de sedimentos siliciclásticos no ambiente deposicional, principalmente material argiloso, através do controle dos altos topográficos e o direcionamento da drenagem que alcança a bacia deposicional.

Os principais sítios de deposição carbonática atuais, tais como Bahamas, Caribe, Yucatan, Golfo da Arábia, Oeste da Austrália, Indonésia e Atóis do Pacífico estão amplamente isolados da chegada de siliciclásticos ou

ocorrem em áreas áridas (Tucker & Wrigth, 1990). No entanto, caso ocorra a ação de correntes marinhas e/ou baixos topográficos que impeçam ou redirecionem os sedimentos siliciclásticos que alcançam uma bacia, estes dois sistemas deposicionais podem ocorrer conjuntamente (Tucker & Wrigth, *op. cit.*).

O clima é um importante fator que determina, por exemplo, a circulação de água, temperatura, suprimento de nutrientes, turbulência, local de ocorrência, natureza da fábrica carbonática, potencial de litificação e tipo de sedimentos associados aos carbonatos, etc.

A acumulação de carbonatos está restrita às baixas latitudes, nas zonas tropicais e subtropicais, onde a temperatura das águas dos oceanos é superior a 15°C e a salinidade é alta (Wilson, 1975; Fitchen, 1997). Muitos organismos produtores, como os corais e as algas verdes, existem em águas tropicais quentes. Mas, alguns moluscos e as algas vermelhas, que de fato formam depósitos substanciais, são mais tolerantes e podem existir em ambientes de águas mais frias e altas latitudes.

Estes dois principais fatores, temperatura e salinidade (Lees, 1995 *apud* Tucker & Wright, *op. cit.*), têm um controle direto sobre o tipo de sedimentos que serão formados, sendo reconhecidos dois tipos de associações principais: *chlorozoan* e *foramol* (Less & Bulker, 1972 *apud* Tucker & Wright, *op. cit.*).

O clima influencia diretamente os tipos de sedimentos que estarão associados aos depósitos carbonáticos em uma seqüência deposicional. Climas áridos e circulação oceânica restrita favorecem a deposição de rochas evaporíticas; climas úmidos, a deposição siliciclástica. Se as fontes de sedimentos terrígenos estiverem nas adjacências do ambiente carbonático, as diferenças climáticas poderão afetar, também, a maneira como estes sedimentos chegarão à bacia deposicional. Climas úmidos favorecem a deposição flúvio-deltaica e os climas áridos a deposição eólica (Handford & Loucks, 1993).

Durante os ciclos de clima úmido, a entrada de sedimentos siliciclásticos pode afetar em muito a produção carbonática de água rasa, devido à entrada de água meteórica e alterações na turbidez da água. Climas secos e mais quentes têm a tendência de aumentar grandemente a produtividade orgânica (Tucker & Wright, 1990).

4.4 - As Plataformas Carbonáticas e as Variações Relativas do Nível do Mar

4.4.1 - Rampas carbonáticas

A resposta dos carbonatos às variações relativas do nível do mar está diretamente relacionada à morfologia da plataforma carbonática. Esta determinará a localização e o tipo da fábrica carbonática e os processos deposicionais atuantes na deposição sedimentar e, portanto, na distribuição faciológica, bem como o seu inter-relacionamento com os outros tipos de sedimentação (siliciclástica ou evaporítica).

A morfologia inicial poderá estar diretamente relacionada com os processos tectônicos que formarão a fisiografia da bacia. Porém, é comum a evolução de um tipo morfológico para outro, tanto por efeitos tectônicos, como em função das variações relativas do nível do mar, ou ainda, por processos inerentes à própria sedimentação carbonática (modificações na produção e no transporte de sedimentos). Muito embora exista uma grande variedade de tipos morfológicos, em linhas gerais, são distinguidos três tipos principais de plataformas em áreas de margem continental passiva: rampas carbonáticas, plataformas com bordas e plataformas isoladas (Figura 4.12).

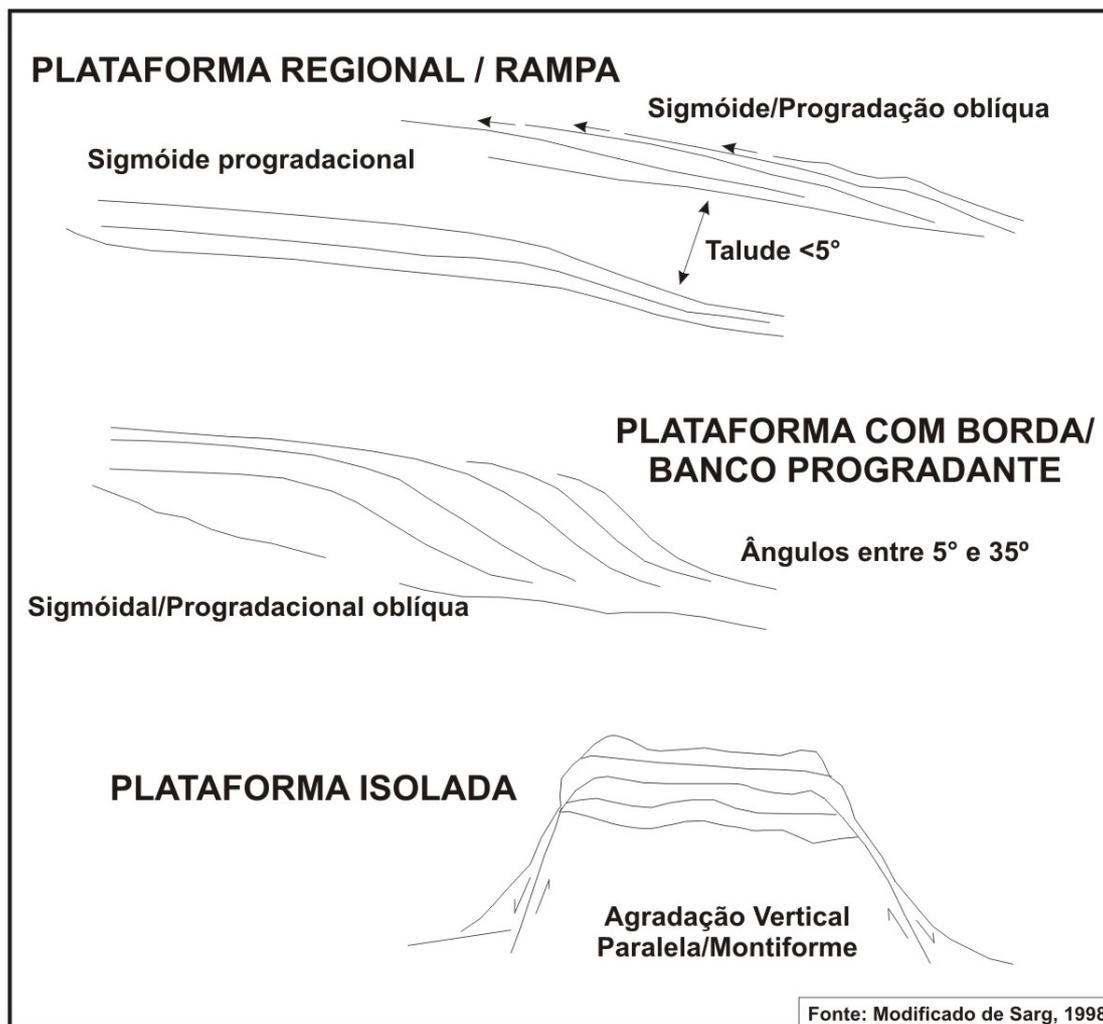


Figura 4.12 – Diagrama esquemático dos diferentes tipos de perfis deposicionais carbonáticos e seus respectivos padrões de geometrias estratigráficas. Rampas apresentam inclinações $<5^\circ$. Plataformas com borda ou bancos progradantes (rimmed shelves) com ângulos entre 5° e 35° (quando a borda é formada por recifes, os ângulos são subverticais). Plataformas isoladas geralmente exibem bordas íngremes.

As plataformas carbonáticas do tipo rampa são aquelas que apresentam um mergulho suave, sem uma quebra acentuada no perfil deposicional, separando os ambientes de águas rasas e de águas profundas (Figura 4.13). Os ambientes costeiros de águas rasas são caracterizados por mais alta energia, sendo o local de alta produtividade orgânica. Em geral, as rampas podem ser subdivididas em três partes em função dos processos deposicionais dominantes e fácies resultantes: rampa interna, rampa média e rampa externa (Tucker & Wright, 1990; Burchett & Wright, 1992).

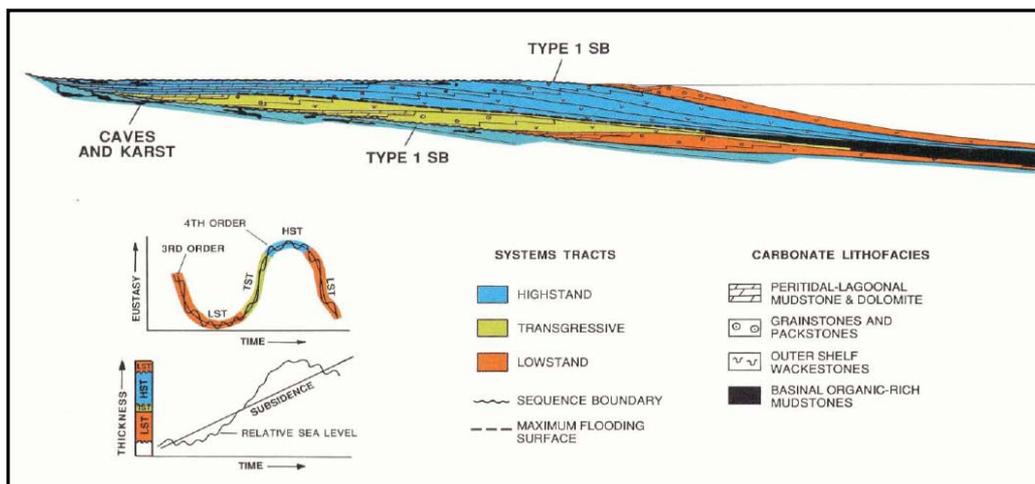


Figura 4.13 – Modelo de seqüências deposicional de rampa carbonática, mostrando tratos de sistemas, fácies e padrões estratís (Handford & Loucks,1993).

A **rampa interna** compreende a zona acima do nível de base das ondas normais, onde a atividade de ondas e correntes é quase constante. De modo similar aos sistemas siliciclásticos, ocorrem depósitos lagunares, planície de maré e bancos de areia, a depender da energia das ondas e correntes (complexo de planície costeira e sistema de laguna/barreira). Em rampas sob alta energia, as fácies dominantes são *grainstones* esqueletais, oolíticos ou peloidais.

A **rampa intermediária** situa-se entre o nível de base das ondas normais e o nível de base das ondas de tempestades, sendo os processos dominantes aqueles associados a tempestades. O retrabalhamento dos depósitos de *grainstones* por ondas de tempestades são as fácies dominantes deste intervalo.

A **rampa externa** localiza-se abaixo do nível de base das ondas de tempestade. Caracteriza-se por apresentar baixa energia com predomínio de *wackstones*, *packstones* e *mudstones*. Nas rampas distalmente escarpadas, o aumento da declividade na passagem da rampa intermediária para a rampa externa faz com que os processos de resedimentação e os depósitos gravitacionais associados (fluxo de detritos, escorregamentos e turbiditos) sejam comuns, não ocorrendo no outro tipo de rampa. Grandes estruturas

recifais geralmente não são bem desenvolvidas em rampas (Tucker *et al.*, 1993).

A aplicação dos conceitos de estratigrafia de seqüências para as rampas carbonáticas homoclinais é simples, tendo em vista a sua geometria. Devido ao suave declive do perfil deposicional, as variações relativas do nível do mar causam apenas um deslocamento das fácies, acompanhando o nível do mar (Handford & Loucks, 1993; Burchette & Wright, 1992; Tucker *et al.*, *op. cit.*). Algumas diferenças ocorrem nas rampas distalmente escarpadas, que devido ao aumento de declive do perfil, faz com que os processos de resedimentação sejam mais atuantes, principalmente nos estágios de queda do nível do mar.

Os limites de seqüências são caracterizados pelo deslocamento de fácies da rampa interna em direção à bacia ou pela presença de sinais de exposição, identificados pela ocorrência de relevo cárstico, paleossolos ou dolomitização, dependendo das condições climáticas. Para Tucker *et al.* (1993), a distinção do limites de seqüência do tipo 1 e 2 pode ser bastante difícil, especialmente no caso das rampas homoclinais. Deste modo, o contraste entre as fácies posicionadas abaixo e acima do limite pode ser um dos critérios indicativos da magnitude da queda relativa do nível do mar.

4.4.2 - Plataformas carbonáticas isoladas

As plataformas carbonáticas isoladas são áreas totalmente ou parcialmente, formadas em ambientes de águas rasas (5 – 25m de profundidade) rodeadas por águas profundas (figura 4.14). Estes tipos de plataformas possuem baixa taxa de circulação de água, salinidade anormal e temperaturas extremas. Estas áreas estão livres de qualquer influência da deposição continental. Os tamanhos variam de poucos quilômetros a centenas de quilômetros. O Grande Banco das Bahamas é um bom exemplo atual deste tipo morfológico.

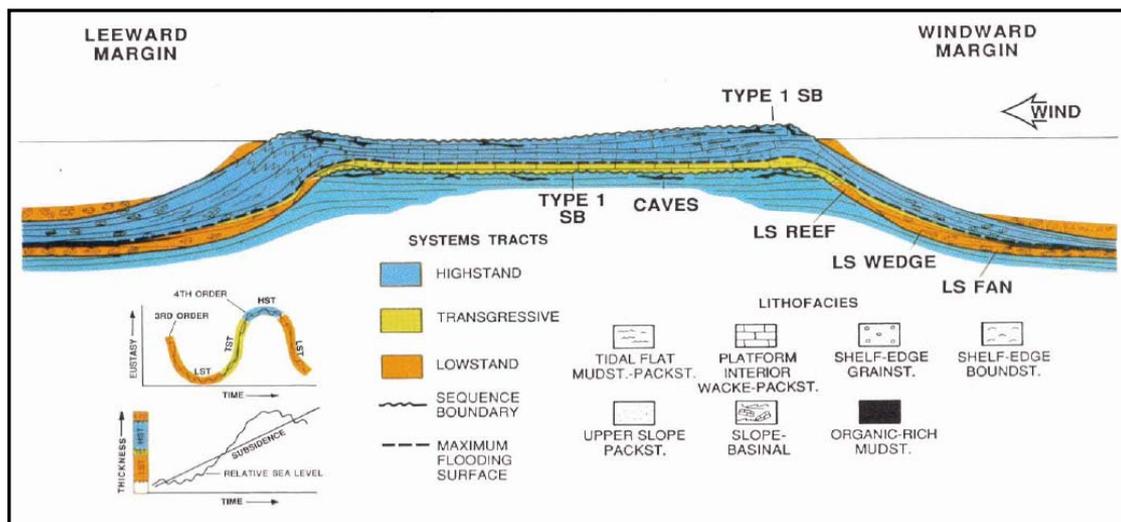


Figura 4.14 – Modelo de seqüências deposicional de plataformas carbonáticas isoladas, mostrando tratos de sistemas, fácies e padrões estratigráficos (Handford & Loucks, 1993).

O plano morfológico deste ambiente é governado por estruturas de embaiamento. Por exemplo, pode ser aproximadamente retilíneo, como uma laguna abrangida por terra de um lado e uma barreira de recife do outro, ou aproximadamente circular, como confinado por barreiras de recifes. Os sedimentos deste ambiente restrito e de baixa energia são tipicamente mal selecionados e contêm sedimentos finos de carbonatos de origem orgânica e inorgânica.

4.4.3 - Plataformas carbonáticas com borda

As plataformas carbonáticas com borda são aquelas que apresentam uma barreira contínua ou semi-contínua na margem da plataforma, separando uma área de águas rasas na plataforma, da área de águas mais profundas no talude (figura 4.15). A barreira constitui-se no local de mais alta energia e de maior produtividade carbonática, sendo a principal fonte de sedimentos para as águas profundas. Estas plataformas são formadas por bioconstruções recifais ou bancos de areias bioclásticas e/ou oolíticas, apresentando como fácies carbonáticas predominantes os *grainstones* e os *packstones*.

Para as plataformas carbonáticas com borda, os limites de seqüência do tipo 1 podem ser definidos com base na exposição completa da plataforma, enquanto que nos limites de seqüência do tipo 2, ocorre apenas a exposição da barreira, mas não na área interna onde se situa a laguna (Hunt & Tucker, 1993). Sinais de exposição, da mesma forma que nos demais tipos, são identificados pela presença de relevo cárstico, paleossolos ou dolomitização, a depender das condições climáticas.

Durante o rebaixamento do nível do mar, a exposição e a cimentação da principal fonte produtora de sedimentos (barreira) faz com que a formação de depósitos carbonáticos por processos gravitacionais sejam pouco expressivos (Handford & Loucks, 1993; Hunt & Tucker, *op. cit.*; entre outros). Cunhas autóctones podem ser formadas nos estágios iniciais do rebaixamento do nível do mar, denominadas de cunhas de regressão forçada por Hunt & Tucker (*op. cit.*), mas existe uma redução drástica da área produtora (Handford & Loucks, *op. cit.*). Em áreas de sedimentação mista, nos níveis de mar baixo predomina a deposição siliciclástica.

Durante a subida do nível do mar, com a área de plataforma inundada, os depósitos e as geometrias relacionadas ao trato transgressivo apresentarão uma relação direta entre as taxas de produção e as taxas de subida relativa do nível do mar (Hunt & Tucker, *op. cit.*; Handford & Loucks, *op. cit.*; Fitchen, 1997; entre outros).

Os tratos de sistemas de mar alto são caracterizados pela presença de uma fábrica carbonática altamente produtora. Neste período ocorre a maior “exportação” de sedimentos para a região de talude/bacia (Schlager, 1994).

4.5 – Principais feições sísmicas dos carbonatos

Em comparação com os sedimentos clásticos, os sedimentos carbonáticos apresentam características geológicas particulares e devido a estas diferenças físicas, os carbonatos produzem uma alta reflectividade sísmica, cinco ou dez vezes maior do que a reflectividade dos sedimentos clásticos. Baseado neste contraste, os carbonatos podem ser analisados independentemente.

Os depósitos de tálus marcam o limite da plataforma carbonática e definem a transição entre a zona nerítica e os depósitos pelágicos. Dois tipos de taludes podem ocorrer em plataformas carbonáticas: um talude sutil (com inclinação menor que 1°) representado na seção sísmica por uma sigmóide de baixo ângulo ou refletores “shingled”, antes de tangenciar ou terminar em “downlap” na base da seqüência sotoposta. Estes refletores geralmente têm uma baixa freqüência (figura 4.16). No sopé do talude (os ângulos variam de poucos graus até 45°), como nas plataformas carbonáticas com borda, onde normalmente atuam os fenômenos gravitacionais (“sliding”, “slumping”). Na seção sísmica, estes depósitos são representados como refletores oblíquos, descontínuos e, em alguns lugares, como refletores caóticos e com alta amplitude.

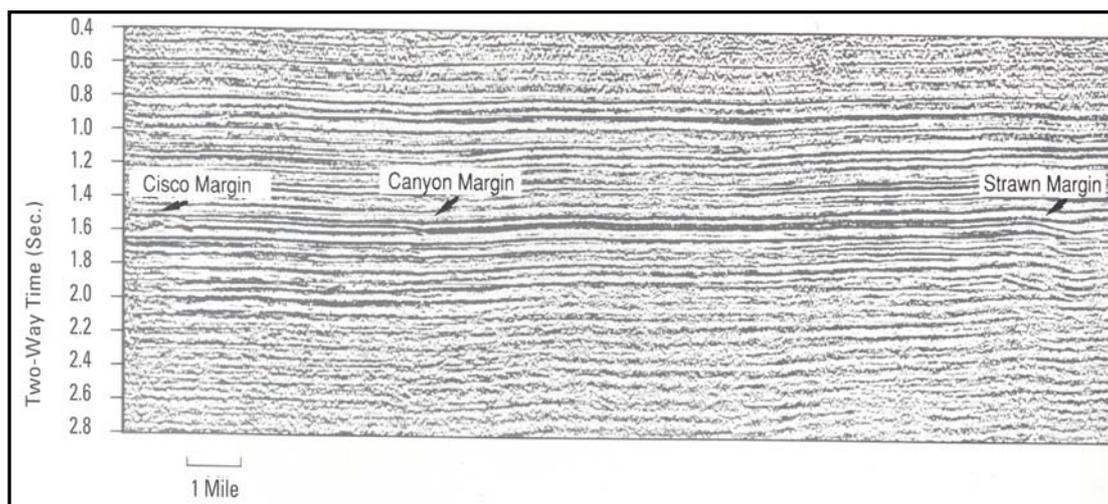


Figura 4.16 – Seção sísmica da porção noroeste do Atol Horseshoe, na bacia de Midland, mostrando o padrão retrogradacional das seqüências e o baixo ângulo apresentado pelo talude,

Os depósitos de plataforma são típicos depósitos de água rasa (0-200m) e, conseqüentemente, os sedimentos do fundo marinho estão sujeitos às variações hidrodinâmicas. Em zonas de baixa energia, são depositados estratos contínuos e horizontais como folhelhos e calcilutitos ou somente calcilutito, e sua resposta sísmica são refletores contínuos, horizontais e paralelos com uma pequena mudança na amplitude, freqüência (geralmente baixa) e fase (figura 4.16). Em zonas de maior energia, os sedimentos devem ser analisados de acordo com seus critérios particulares de sedimentação, como construções recifais, oolitos ou areias bioclásticas.

Os ambientes de alta energia podem criar ambientes contínuos ou descontínuos e também uma barreira que isolou, paleogeograficamente, a região.

As construções recifais podem se desenvolver como barreiras contínuas ou como recifes isolados. Para o reconhecimento destes depósitos na sísmica, alguns parâmetros devem ser observados (figura 4.17):

- Parâmetros diretos: limite externo (alta amplitude do refletor e *onlap* dos refletores sobrepostos) e mudanças na fácies sísmica definem o “buildup”;

- Parâmetros indiretos: anomalias na velocidade (*pull up* e *pull down*), arquitetura da bacia (altos estruturais).

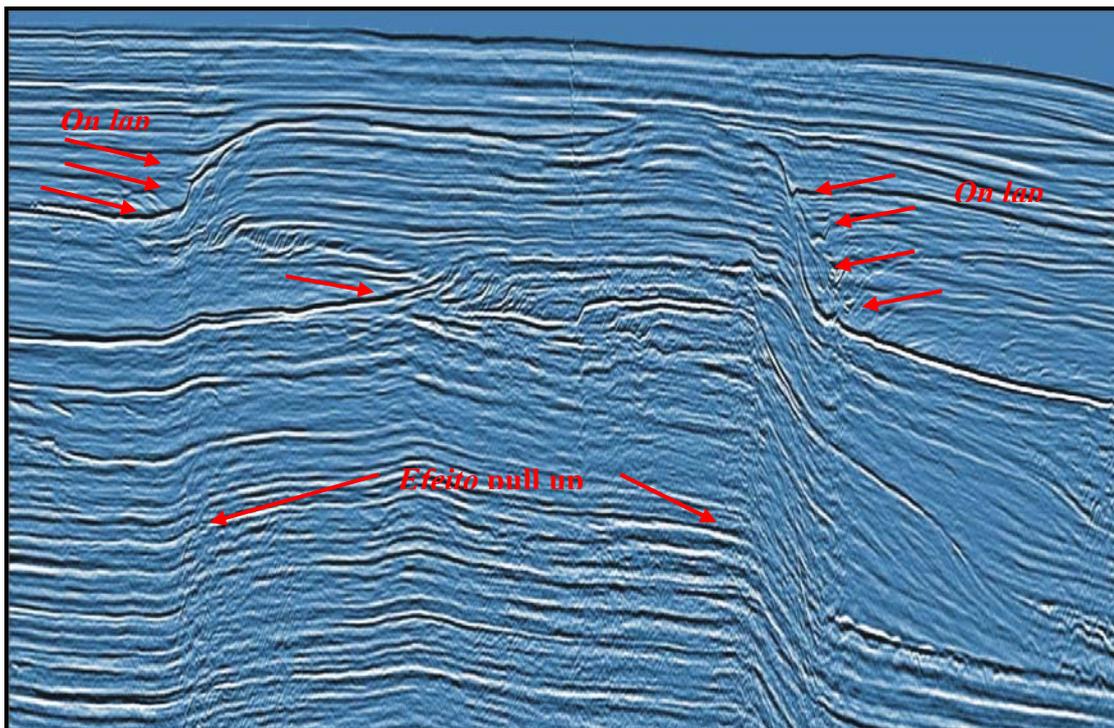


Figura 4.17 – Parâmetros diretos de identificação dos “buildups” de carbonatos. Observa-se que os refletores apresentam alta amplitude, bem como as terminações *onlap* sobre os refletores referentes aos carbonatos e o efeitos *pull up* devido à variação de velocidade entre os carbonatos e os sedimentos clásticos.