



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS  
DEPARTAMENTO DE GEOTECNIA

AVALIAÇÃO DA DINÂMICA SEDIMENTAR NO  
LITORAL BRASILEIRO EM DIFERENTES  
ESCALAS TEMPORAIS  
(AULA INAUGURAL DE 1996)

KENITIRO SUGUIO

SÃO CARLOS  
2021

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS  
DEPARTAMENTO DE GEOTECNIA

**AVALIAÇÃO DA DINÂMICA SEDIMENTAR  
NO LITORAL BRASILEIRO  
EM DIFERENTES ESCALAS TEMPORAIS**

**(AULA INAUGURAL DE 1996)**

KENITIRO SUGUIO

SÃO CARLOS, 1996



## APRESENTAÇÃO

A área de pós-graduação em Geotecnia da USP/São Carlos instituiu, em 1992, a aula inaugural do ano letivo da pós-graduação.

A aula inaugural de 1996, a quinta consecutiva, ocorreu em 15/3/96 e foi ministrada pelo eminente geólogo *Kenitiro Suguio*, Professor Titular do Instituto de Geociências da USP.

O Prof. Suguio prontamente preparou com esmero o texto relativo a sua conferência, inicialmente intitulada "*As Causas da Erosão Praial na Costa Brasileira*", o qual merece ser publicado para uma maior divulgação entre os alunos da EESC-USP, inclusive os de graduação.

São Carlos, abril de 1996

Prof.Dr. José Carlos A. Cintra  
Coordenador da Área de Pós-Graduação  
em Geotecnia

## AVALIAÇÃO DA DINÂMICA SEDIMENTAR NO LITORAL BRASILEIRO EM DIFERENTES ESCALAS TEMPORAIS

Kenitiro SUGUIO

Instituto de Geociências/USP  
Caixa Postal, 11.348  
05422-970, SÃO PAULO - SP

### 1. INTRODUÇÃO

As características geográficas e geológicas e, portanto a dinâmica sedimentar associada ao litoral brasileiro, resultam da interferência de diversos fatores que atuaram no seu afeiçoamento em várias escalas temporais e espaciais.

Em termos cronológicos, torna-se necessário recuar no tempo geológico até, no mínimo, fim do Jurássico (cerca de 150 milhões de anos passados) para entendimento mais completo dos fatos supracitados. Na época, simultaneamente à persistência das grandes sinéclises (bacias sedimentares do Amazonas, Paraná e Parnaíba), teve início a fragmentação do supercontinente Gondwana, acompanhada por formidável evento tectono-magmático-sedimentar. Este evento, inicialmente denominado por Almeida (1967) de reativação wealdeniana, substituída por Schobbenhaus et al. (1984) por evento sul-atlântico e, finalmente, por Almeida & Carneiro (1987) foi chamada de reativação pós-paleozóica. Independentemente da sua designação, este fenômeno geológico foi o grande responsável pela formação das bacias sedimentares da margem continental e pela origem do Oceano Atlântico, além de inúmeros outros reflexos (Fig. 1).

Em termos espaciais, é necessário abranger não somente a planície costeira mas, no mínimo, até a porção mais interna e rasa da margem continental, isto é, a plataforma continental para onde se estendem, muitas vezes ultrapassando até o seu âmbito, as bacias marginais. A compreensão da origem e da evolução dessas bacias sedimentares, em parte emersas e parcialmente submersas, conforme o modelo de margem continental tipo-Atlântico (Asmus & Porto, 1972), só foi possível a partir do entendimento dos processos de separação das placas continentais da África e da América do Sul, passando pela fase de fraturamento seguida de deriva continental.

O registro mais completo, da história da evolução geológica do fim do Terciário até hoje, é encontrado na planície costeira do Rio Grande do Sul, onde foram reconhecidos quatro ciclos transgressivo-regressivos representados por sistemas deposicionais de ilhas-barreiras/lagunas (Villwock et al., 1986). Os dois mais

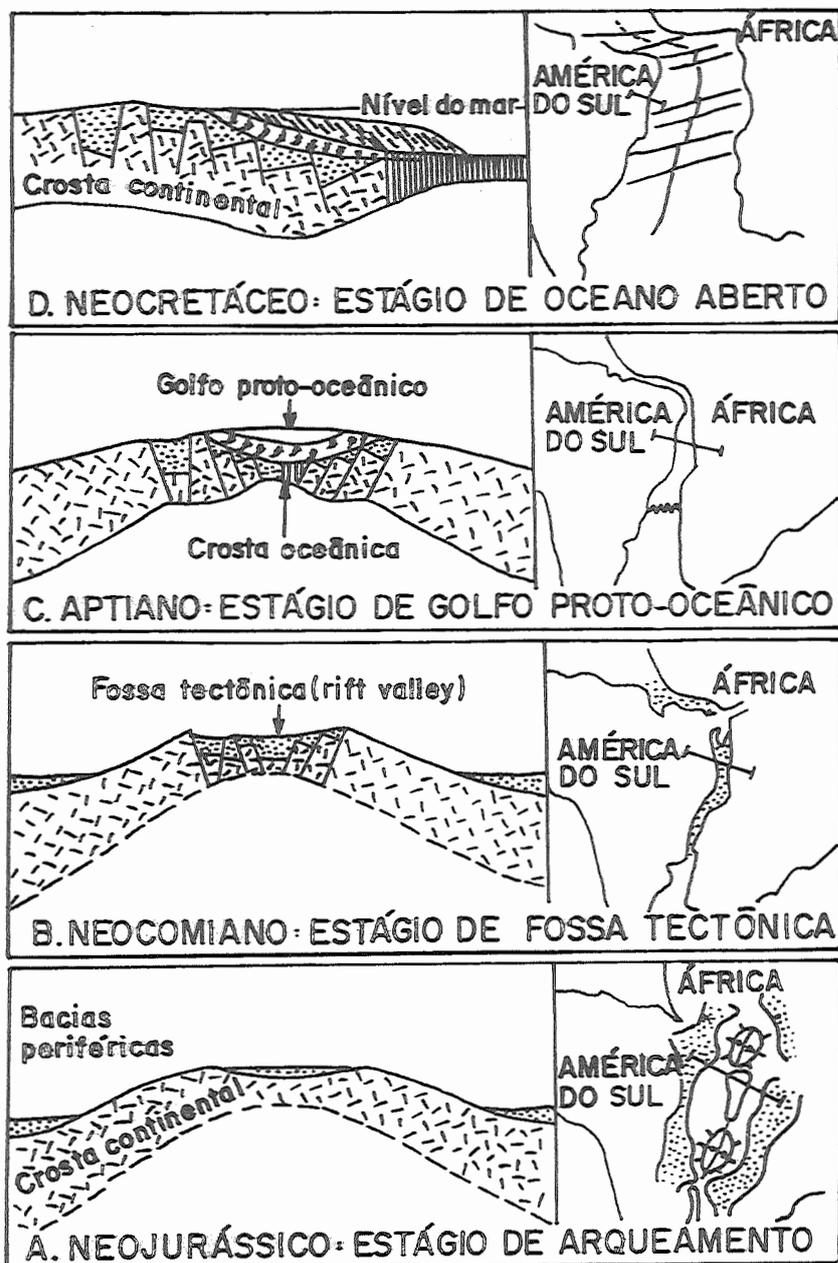


Figura 1 - Esquema de evolução geológica das bacias marginais brasileiras, simultaneamente à deriva dos continentes e conseqüente origem do Oceano Atlântico (modif. de Ponte & Asmus, 1978).

antigos, denominados de I e II, foram tentativamente correlacionados aos estágios isotópicos 11 (400.000 anos) e 9 (325.000 anos) do oxigênio, respectivamente. O terceiro ciclo, chamado de ilha-barreira/laguna III, responsável pelos registros melhor preservados, foi correlacionado ao subestágio 5e do estágio isotópico do oxigênio (120.000 anos), segundo Tomazelli & Villwock (1996). Os sedimentos correlacionáveis ao sistema III foram datados, em termos absolutos, pelo método  $^{10}Be/^{9}Be$  somente no Estado da Bahia, que forneceram uma idade média de 120.000 anos (Martin *et al.*, 1982). Finalmente, o último nível marinho mais alto corresponderia ao es-

tágio isotópico 1 do oxigênio, que foi reconstituído em vários setores das planícies costeiras estudadas, através de cerca de 700 idades radiocarbono de evidências de flutuações de nível do mar. Praticamente todas as evidências aqui referidas estão ligadas a eventos de níveis relativos do mar acima do atual. Toda esta história evolutiva quaternária foi precedida por sedimentação dos depósitos neogênicos da Formação Barreiras e unidades correlatas, que estão presentes na maioria das planícies costeiras brasileiras (Fig. 8).

Em termos de mudanças do nível relativo do mar em escala tempoeral histórica (últimas centenas de anos), enquanto no hemisfério norte existem informações de boa qualidade, provenientes de cerca de 250 estações mareográficas por tempo suficientemente longo (Emery & Aubrey, 1991), no Brasil, informações de poucas estações restringem-se a algumas dezenas de anos (Mesquita & Harari, 1988), nem sempre de boa qualidade.

## 2. BACIAS MARGINAIS E O LITORAL BRASILEIRO

Na história evolutiva dessas bacias foi possível reconhecer particularidades que permitem a individualização em dois grandes grupos : da margem leste e da margem equatorial. O primeiro grupo está geograficamente limitado entre o Rio Grande do Sul (Bacia de Pelotas) e Alagoas (Bacia de Sergipe-Alagoas). O segundo grupo começa em Pernambuco (Bacia de Pernambuco-Paraíba) e termina na plataforma do Amapá (Fig. 2).

Essas bacias, usando-se a classificação de Klemme (1971), teriam evoluído segundo Asmus & Porto (1972), desde o início da formação no fim do Jurássico até hoje, passando por dois ou três dos seguintes tipos de bacias : (a) Tipo I - Bacia intracratônica simples, (b) Tipo III - Fossa tectônica (rift valley) e (c) Tipo V - Bacia marginal aberta (Fig. 3). Do Cretáceo ao Terciário, essas bacias teriam apresentado os seguintes ambientes de sedimentação : lacustre e deltaico, marinho restrito e transicional, talude continental, talude e plataforma continentais e finalmente litorâneo. As mudanças dos tipos de bacias e dos ambientes de sedimentação, através dos períodos Cretáceo (80 milhões de anos) e Terciário (65 milhões de anos), foram comandadas principalmente por variações nas intensidades de atividades tectônicas (subsidência térmica), bem como pelas flutuações eustáticas negativas de nível do mar. Os movimentos tectônicos nessas bacias, embora acentuadamente atenuados que durante o Cretáceo e Terciário, continuam ativos durante os dias atuais (Suguio & Martin, 1976a; Martin *et al.*, 1984a, 1986).

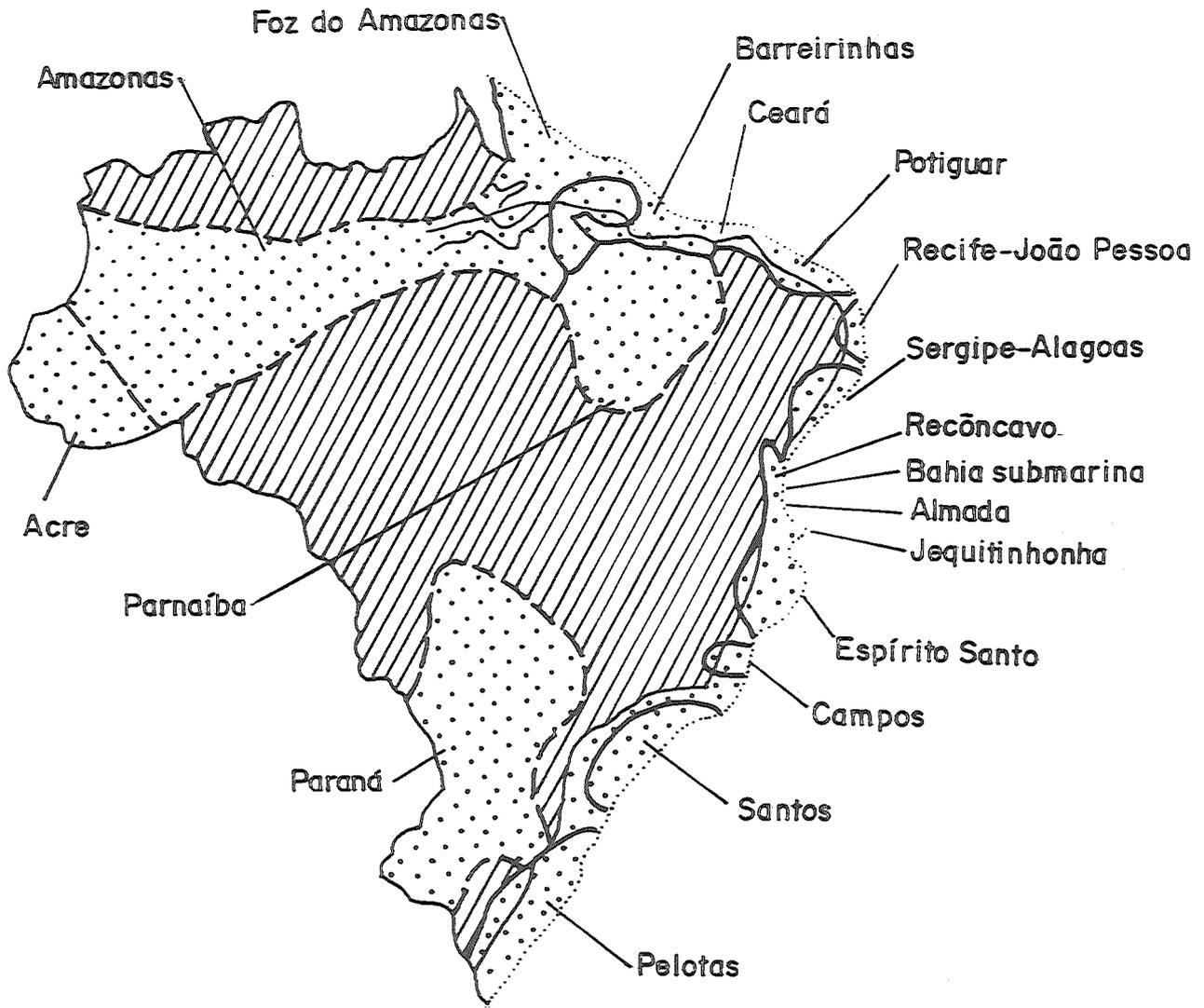


Fig. 2 - Localização das bacias sedimentares marginais brasileiras e das sinéclises das bacias intracratônicas do Amazonas, Paraná e Parnaíba.

IDADE		LITOLOGIA	AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO	SEQÜÊNCIA DEPOSICIONAL
Cretáceo	Terciário	Depósitos regressivos terrígenos	Litorâneo e plataforma e talude continentais	Marinha
	Superior	Folhelhos transgres.	Talude continental	
		Médio	Calcários	
	Inferior	Evaporitos	Marinho restrito e transicional	Golfo
		Conglomerados, arenitos e pelitos	Lacustre/deltaico	Lacustre
Jurássico	Depósitos terrígenos	Flúvio-lacustre	Continental	

Fig. 3 - Coluna estratigráfica generalizada das bacias sedimentares marginais brasileiras (Ponte et al., 1978).

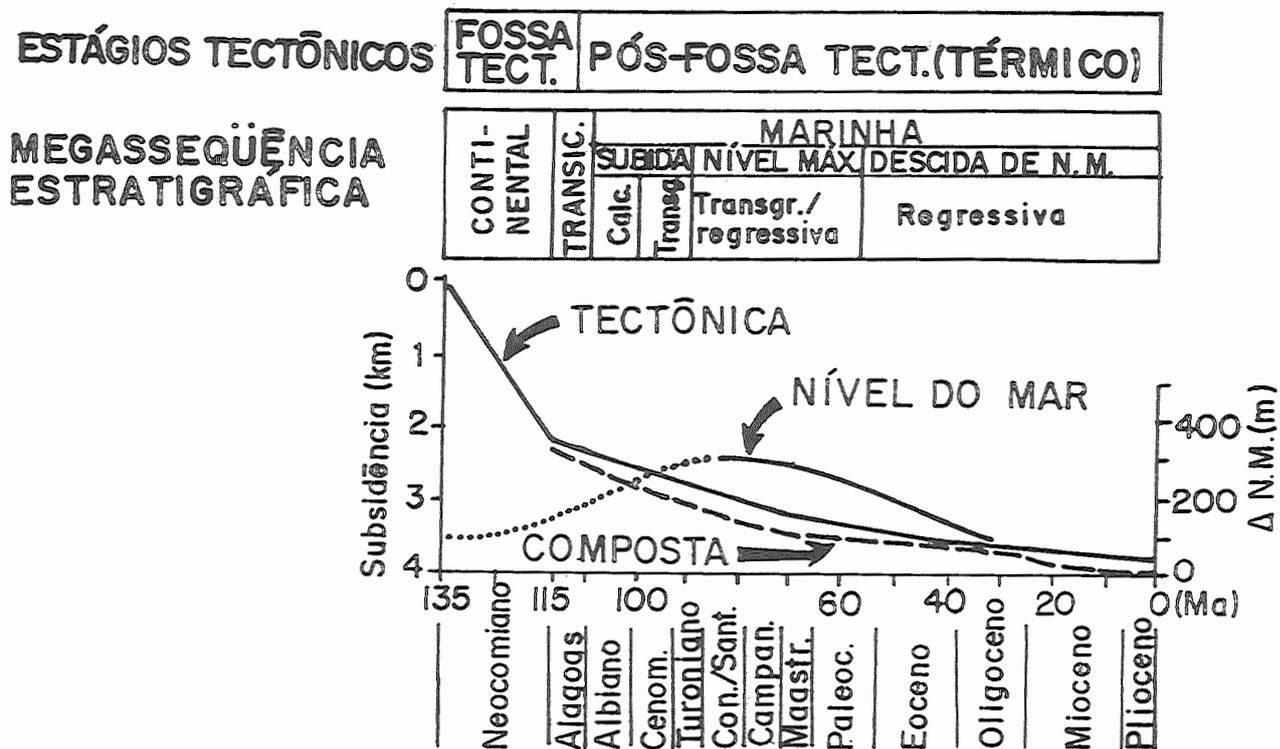


Fig. 4 - Curvas de subsidência tectônica (têrmica) e de variações de nível do mar durante o Cretáceo e Terciário ao longo do litoral brasileiro. As flutuações de nível do mar foram baseadas em Vail & Mitchun Jr.(1977) e Pitman(1978).

A configuração geométrica do litoral brasileiro, tanto em termos de orientação da linha de costa em relação aos fatores oceanográficos (ondas, marés, correntes marinhas, etc.), bem como a sua posição geográfica e os aspectos fisiográficos, resultou em grande parte do evento geológico antes mencionado (reativação pós-paleozóica), que explica origem das bacias sedimentares marginais e a gênese do próprio Oceano Atlântico (Fig. 5).

### 3. PLANÍCIES COSTEIRAS E O LITORAL BRASILEIRO

#### 3.1 - Evidências de antigos níveis do mar acima do atual

A existência de possíveis evidências de flutuações de nível do mar, que teriam sido muito importantes na evolução das planícies costeiras brasileiras, vem sendo citada há longo tempo (Hartt, 1870; Branner, 1904 ; Freitas, 1951 ; Bigarella, 1965). Inicialmente, essas evidências foram pesquisadas quase que somente sob enfoque geomorfológico, tendo sido atribuídas ao Terciário, mas atualmente passaram a ser relacionadas ao Quaternário. Até a década de 60, pesquisas sobre as flutuações de nível do mar durante o Quaternário eram muito escassas no Brasil (Suguio, 1977). Uma pesquisa

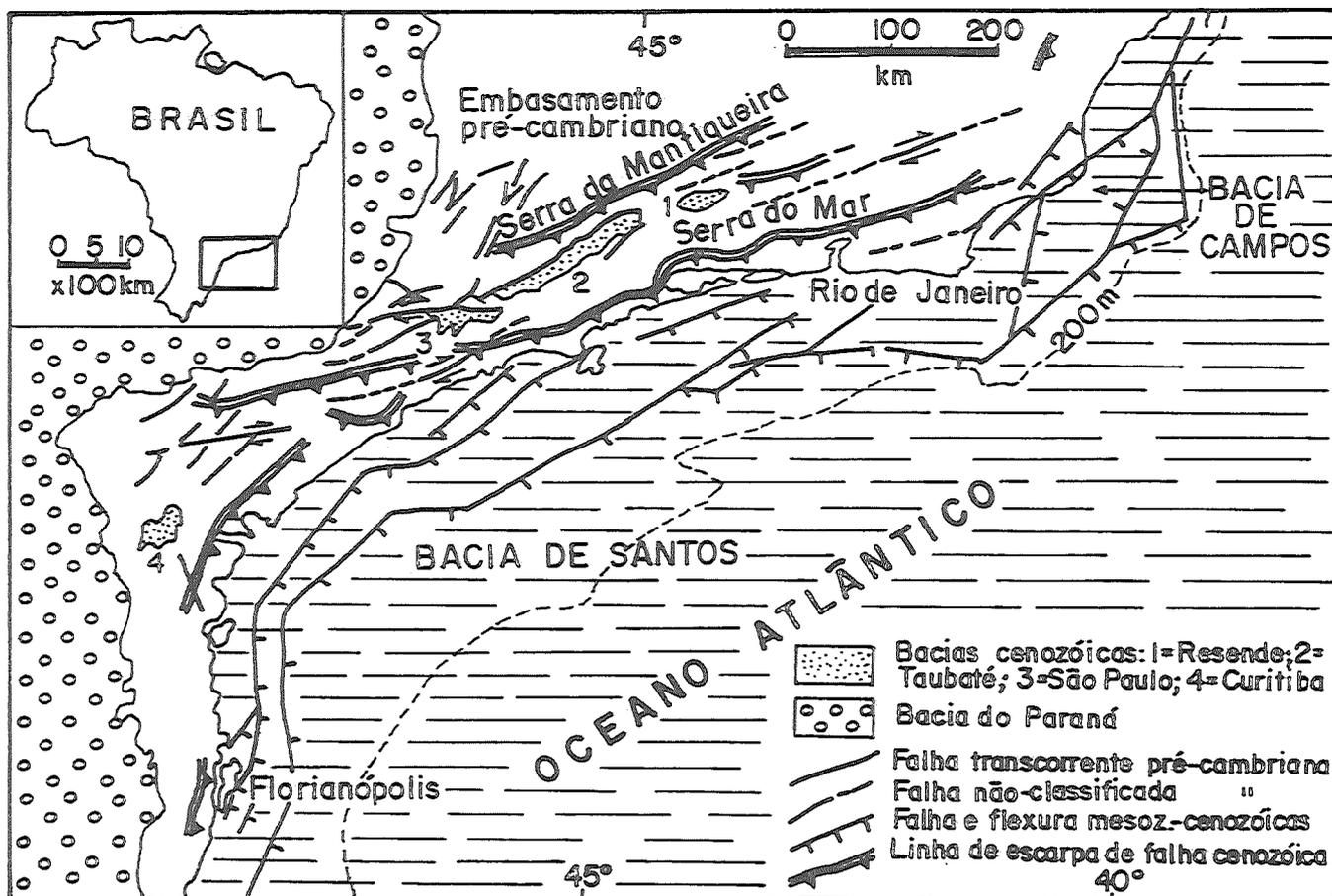


Fig. 5 - Arcabouço tectônico do Sudeste Brasileiro (baseado em Almeida, 1976 e Asmus & Ferrari, 1978), mostrando o paralelismo entre algumas das feições estruturais no continente e na plataforma continental adjacente.

algo sistemática, com datações ao radiocarbono, foi executada por Van Andel & Laborel (1964).

Porém, após 1974, as flutuações de nível do mar, principalmente dos últimos 7.000 anos, têm sido estudadas por vários grupos de pesquisadores (Suguio *et al.*, 1985; Martin *et al.*, 1987; Martins & Villwock, 1987).

a) Evidências sedimentológicas - Depósitos arenosos quaternários de origem marinha, situados acima do nível do mar atual, representam evidências inquestionáveis de níveis pretéritos acima do atual. Mapeamento geológico sistemático e datações ao radiocarbono desses depósitos têm permitido distinguir várias gerações de terraços arenosos construídos após os níveis máximos relacionados a diferentes episódios transgressivos do Quaternário.

b) Evidências biológicas - As evidências biológicas são representadas por incrustações de vermetídeos (gastropodes) e ostras, bem como tocas de ouriços do mar, encontradas acima do nível atual de vida desses animais, indicando antigos níveis do mar situa-

dos acima do nível atual (Laborel, 1979). Além disso, muitos terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos apresentam numerosos tubos fósseis de *Callichirus* (crustáceo), situados acima da atual zona de vida deste animal (Suguio & Martin, 1976b; Suguio *et al.*, 1984; Rodrigues *et al.*, 1985).

c) Evidências pré-históricas - Numerosos sambaquis, construídos pelos antigos índios que habitavam o litoral brasileiro, são encontrados ao longo das planícies costeiras do sudeste e do sul do Brasil. As posições geográficas desses sambaquis, freqüentemente situados bem no interior (até mais de 30 km da atual linha de costa), só podem ser explicadas por uma extensão lagunar claramente maior que a atual, conseqüentemente por um nível do mar mais alto que o de hoje (Martin *et al.*, 1984b; Suguio, 1993; Suguio *et al.*, 1992).

### 3.2 - Níveis marinhos pretéritos mais altos que o atual

a) Níveis marinhos altos anteriores a 120.000 anos A.P. - Como já foi referido anteriormente, somente na planície costeira do Rio Grande do Sul foram encontrados dois níveis marinhos provavelmente mais antigos que 120.000 anos A.P. (Fig. 6). Porém, em loca-

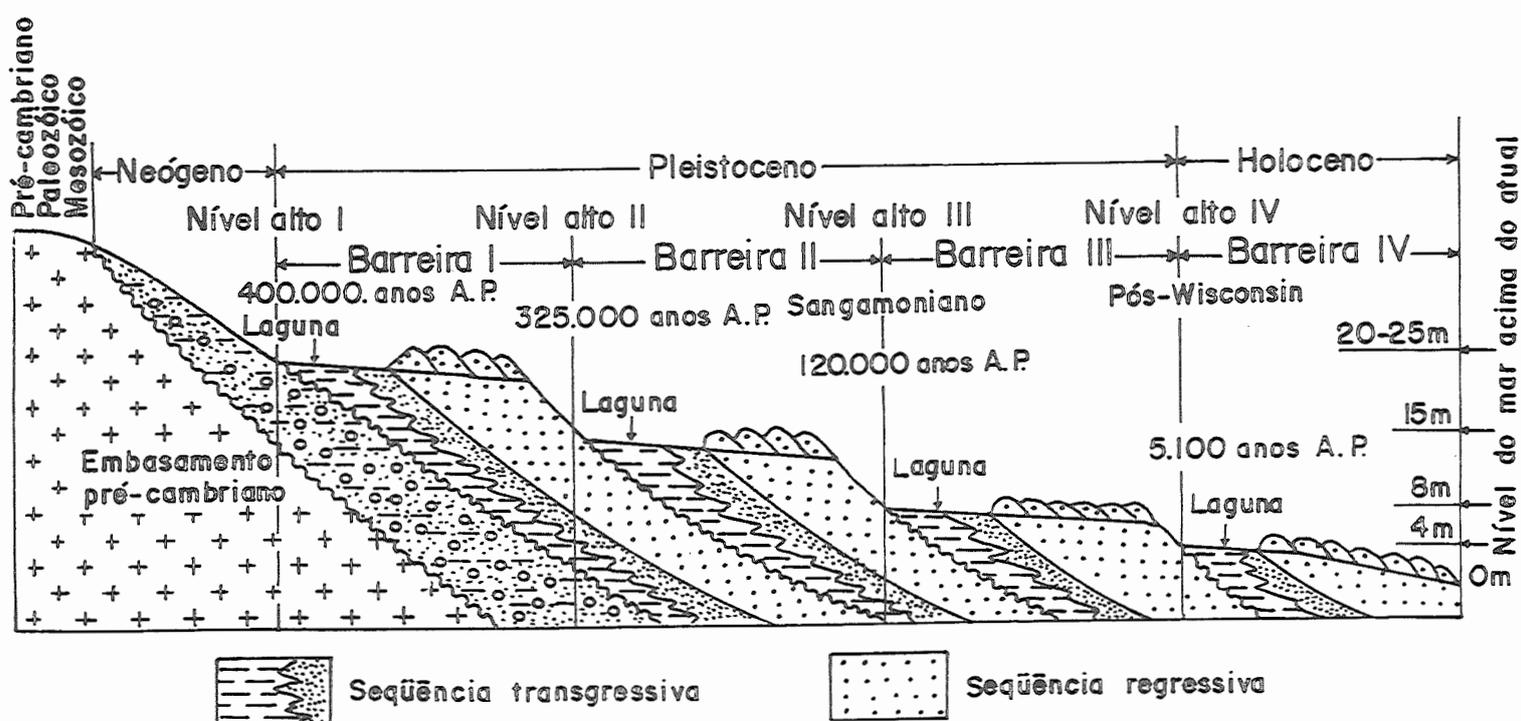


Fig. 6 - Quatro sistemas de ilhas-barreiras/lagunas, idealizados para explicar a evolução geológica quaternária da planície costeira do Rio Grande do Sul (Villwock *et al.*, 1986; Tomazelli & Villwock, 1996).

lidades esparsas das planícies costeiras de Santa Catarina, Paraná

e provavelmente São Paulo (atrás do Morro de Icapara, Iguape) são encontrados terraços arenosos ou de cascalhos, de provável origem marinha, com altitudes de pouco mais de 13 m, possivelmente correlacionáveis ao sistema de ilhas-barreiras/laguna II do Rio Grande do Sul (Martin *et al.*, 1988). Nenhuma evidência de nível do mar pretérito atribuível ao sistema de ilhas-barreiras/laguna I foi encontrada fora do Rio Grande do Sul.

b) Níveis marinhos altos há cerca de 120.000 anos A.P. - Nesta época, o nível relativo do mar deve ter chegado a  $8 \pm 2$  m acima do atual. Esta fase de nível relativo do mar diferente do atual é conhecida como Transgressão Cananéia no litoral paulista (Suguio & Martin, 1978) e como Penúltima Transgressão nas planícies costeiras dos estados da Bahia, Sergipe e Alagoas (Bittencourt *et al.*, 1979a). Infelizmente, nos terraços marinhos correlacionáveis à Formação Cananéia, nas costas sudeste e sul do Brasil, embora muito bem preservados em certas áreas, como em Cananéia (SP) e Paranaguá (PR), não foram encontrados materiais datáveis para obtenção de idades absolutas. Porém, troncos de madeira coletados das argilas basais desta unidade litológica, têm indicado idades além do alcance do método do radiocarbono. Segundo Massad (1985), os comportamentos geotécnicos dos sedimentos argilosos da base da Formação Cananéia (pleistocênica) e da Formação Santos (holocênica) são bem distintos, sendo no primeiro caso sobre-adensados e no segundo muito moles a moles.

Os testemunhos deste nível marinho alto são formados por terraços de construção marinha essencialmente arenosos, sendo encontrados pelo menos da Paraíba no litoral nordestino até o Rio Grande do Sul. A partir das estruturas hidrodinâmicas e dos tubos fósseis de Callichirus é possível reconstruir as posições do nível relativo do mar mas, em consequência da escassez de datações absolutas (Martin *et al.*, 1982), não é possível construir curvas de variações de nível relativo do mar em torno de 120.000 anos A.P. e comparar as alturas das reconstruções de mesma faixa de idade em diversos pontos do litoral brasileiro.

c) Níveis marinhos altos holocênicos - Os níveis marinhos altos mais recentes são bem conhecidos em função de numerosas reconstruções de antigas posições do nível relativo do mar no tempo e no espaço, que puderam ser realizadas a partir de mais de 700 datações ao radiocarbono (Suguio *et al.*, 1985a, 1988).

Além disso, as posições de certos sambaquis da região de Cananéia-Iguape (SP), confrontadas com idades ao radiocarbono e va-

lores de  $S^{13}C_{(PDB)}$  das conchas constituintes, têm fornecido informações complementares interessantes sobre as flutuações de nível relativo do mar durante cerca de 5.500 anos naquela área (Flexor et al., 1979).

A partir dessas informações, foi possível construir curvas ou esboços de curvas de variações do nível relativo do mar para diversos setores do litoral brasileiro. A fim de obter curvas homogêneas, foram utilizados dados provenientes de setores relativamente curtos do litoral, com características geológicas uniformes.

### 3.3 - Evidências de níveis antigos do mar abaixo do atual

Diferentemente dos níveis antigos do mar superiores ao atual, responsáveis pelas feições superficiais atuais das planícies costeiras, as evidências de níveis antigos do mar abaixo do atual não foram, até agora, pesquisados de maneira sistemática.

Entre os trabalhos realizados, os primeiros a trazerem dados mais detlhados são os de Kowsmann & Costa (1974) e Kowsmann et al. (1977). No primeiro, foram feitas considerações sobre as paleolinhas de costa, atualmente submersas, na plataforma continental das regiões sul e norte brasileiras, que foram confrontadas com a curva de Curray (1965). No segundo, amostras de sedimentos da plataforma continental sul-brasileira, datadas por radiocarbono, foram comparadas com a curva eustática para os últimos 35.000 anos, obtida por Milliman & Emery (1968). Em ambos trabalhos concluiu-se que a regressão do fim da glaciação wisconsiniana, há cerca de 18.000 anos A.P., levou o nível relativo do mar 130 a 150 m abaixo do atual tendo, a seguir, ocorrido rápida subida até o nível de hoje, que foi atingido entre 6.000 a 7.000 anos A.P. Durante o levantamento de nível do mar, fases de ascensão mais rápida foram intercaladas por épocas de estabilização, evidenciadas por terraços que, segundo Corrêa et al. (1980), apresentariam as seguintes idades: 80 a 90 m =  $\pm$  11.500 anos A.P.; 60 a 75 m =  $\pm$  11.000 anos A.P.; 50 m =  $\pm$  10.000 anos A.P.; 32 a 45 m =  $\pm$  9.000 anos A.P. e 20 a 25 m =  $\pm$  7.500 anos A.P.

### 3.4 - Curvas de variação do nível relativo do mar no Holoceno

Até o momento, dispõe-se de curvas de nível relativo do mar para parte do Holoceno, isto é, de 6.000 a 7.000 anos A.P. até o presente, em vários setores das costas sudeste e nordeste. O número de reconstruções de antigas posições do nível relativo do mar é ainda insuficiente para se delinear curvas mais precisas corres-

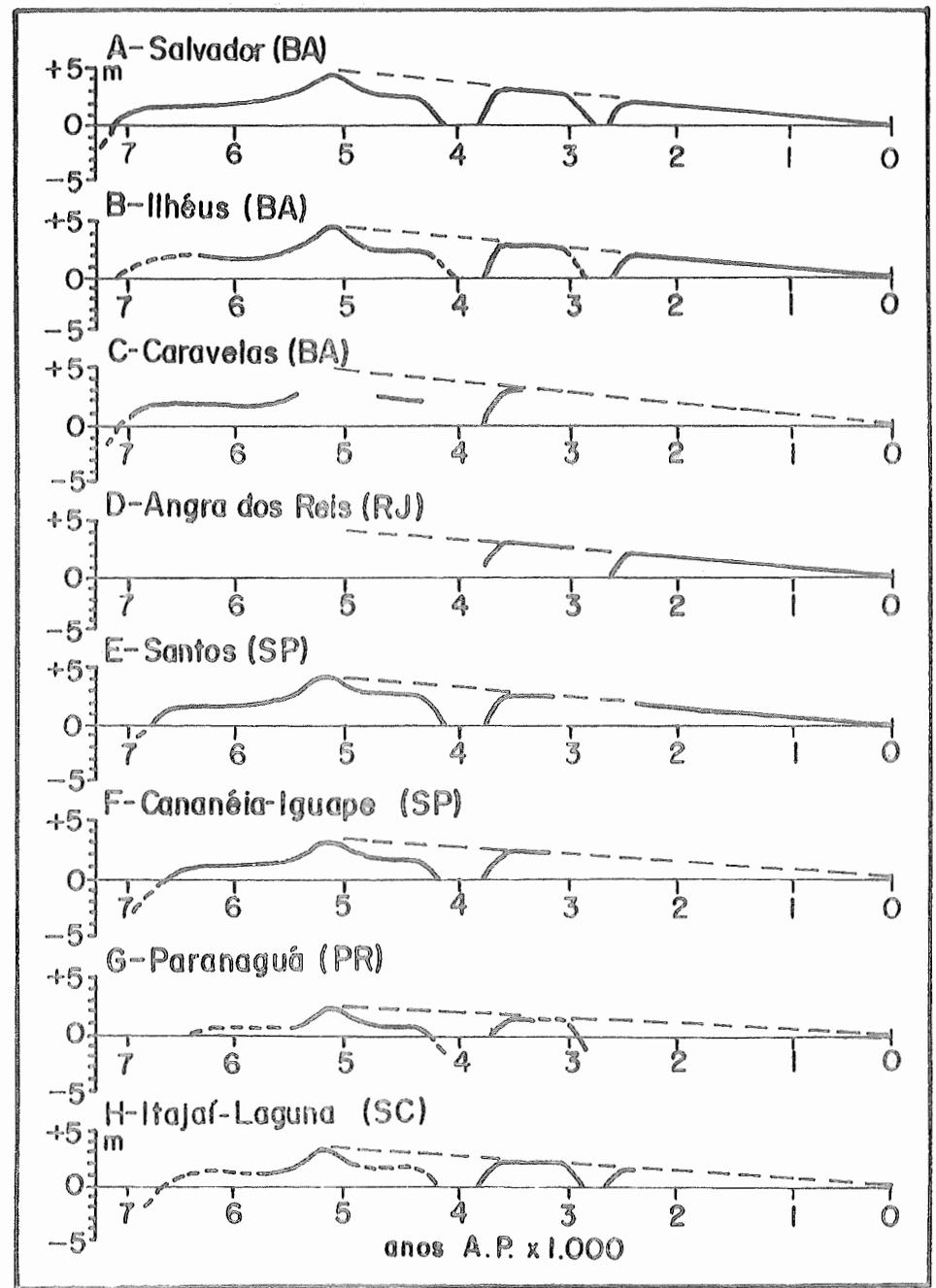


Fig.7 - Curvas de variação do nível relativo do mar, durante os últimos 7.000 anos, em trechos das costas nordeste e sudeste do Brasil (Suguio et al., 1985a).

pondentes à costa de Santa Catarina, porém estão em andamento várias datações, que poderão melhorar a curva para o setor sul deste estado.

a) Setor situado ao norte de Salvador (BA) - Neste setor, de cerca de 50 km de extensão, foram obtidas cerca de 60 reconstruções de antigas posições do nível relativo do mar, que cobrem mais ou menos regularmente os últimos 7.000 anos (Fig. 7A). A partir desses dados foi obtida uma curva bastante precisa mostrando que :

- o "zero atual" (nível médio do mar de hoje) foi ultrapassado pela primeira vez no Holoceno há cerca de 7.100 anos A.P.;

- há cerca de 5.100 anos A.P. o nível relativo do mar passou pelo primeiro "pico positivo" situado  $4,8 \pm 0,5$  m acima do atual;

- após este pico, ocorreu uma rápida regressão até cerca de 4.900 anos A.P., mais lenta até 4.200 anos A.P. e novamente mais rápida até 3.900 anos A.P. e na época, o nível relativo do mar estaria situado pouco abaixo do atual;

- entre 3.900 e 3.600 anos A.P., o nível relativo do mar elevou-se muito rapidamente e há cerca de 3.600 anos A.P. passou por um segundo "pico positivo" situado a  $3,5 \pm 0,5$  m acima do nível atual;

- entre 3.600 e 3.000 anos A.P., o nível relativo do mar caiu lentamente e, a partir de 3.000 anos A.P., o rebaixamento foi muito rápido até 2.800 anos A.P., quando deve ter atingido novamente um nível abaixo do atual;

- entre 2.700 e 2.500 anos A.P., o nível relativo do mar elevou-se muito rapidamente e há cerca de 2.500 anos A.P. passou por um terceiro "pico positivo" situado  $2,5 \pm 0,5$  m acima do atual, e

- após 2.500 anos A.P., o nível relativo do mar abaixou regularmente até a posição atual.

Esta curva, muito bem delineada, pode servir de referência para outros setores onde as informações tenham sido insuficientes para se construir uma curva completa. Nesses setores, pode-se referir à curva de Salvador e verificar se as reconstruções realizadas estão ou não deslocadas em relação àquela curva. Desta maneira, pode-se ter uma idéia da evolução do nível relativo do mar para o setor considerado durante os últimos 7.000 anos.

b) Setor situado entre Itacaré e Ilhéus (BA) - Neste setor de cerca de 60 km de comprimento, o número de reconstruções de antigas posições do nível relativo do mar foi insuficiente para se obter uma curva completa (Fig. 7B). Entretanto, as informações obti-

das não apresentam desvios notáveis em relação à curva de Salvador. Foi possível evidenciar a ocorrência de três terraços arenosos situados entre 5 a 4, 4 a 3 e 3 a 2 m acima do nível atual, evidenciando três "picos positivos" de nível relativo do mar durante o Holoceno. Logicamente, esses três terraços devem corresponder aos três "picos positivos" encontrados no setor de Salvador, situados respectivamente a  $5,0 \pm 0,5$ ,  $3,5 \pm 0,5$  e  $2,5 \pm 0,5$  m acima do nível atual.

c) Setor situado entre Caravelas e Nova Viçosa (BA) -

Este setor estende-se por cerca de 30 km, onde foram realizadas 11 reconstruções. Entretanto, 7 dessas informações situam-se entre 7.000 e 5.700 anos A.P., permitindo estabelecer com precisão este trecho da curva (Fig. 7C). Desta maneira, parece que o "zero atual" foi ultrapassado pela primeira vez há cerca de 7.100 anos A.P. Outra evidência sugere que em torno de 4.500 anos A.P., o nível relativo do mar se situava  $2,5 \pm 0,5$  m acima do atual. Finalmente, dispõe-se também de dados que mostram que entre 3.700 e 3.600 anos A.P. o nível relativo do mar estava em elevação e que apresentou um "pico positivo" situado 3 a 4 m acima do atual. Todos esses dados estão perfeitamente de acordo com a curva de Salvador.

d) Setor situado entre Angra dos Reis (RJ) e Parati (RJ)-

Neste setor, de cerca de 60 km de comprimento, foi possível reconstruir só 17 antigas posições do nível relativo do mar. Entretanto, a parte correspondente aos últimos 2.500 anos ficou bem delineada (Fig. 7D). Além disso, tem-se igualmente indicações da existência de "níveis máximos", o primeiro pouco superior a 3 m entre 3.650 e 3.450 anos A.P. e o segundo de cerca de 4,8 m ao redor de 5.200 anos A.P.

e) Setor situado entre Bertioga e Praia Grande : região

de Santos (SP) - Cerca de 30 reconstruções neste trecho, de aproximadamente 60 km, permitiram delinear uma curva bastante completa (Fig. 7E). É interessante notar que, neste setor, o nível atual só foi ultrapassado há cerca de 6.800 anos A.P., isto é, mais tarde que na região de Salvador (BA). Finalmente, os "níveis máximos" de 5.100 e 3.600 anos A.P. atingiram, respectivamente, 4,5 e 3 m acima do nível atual.

f) Setor situado entre Iguape e Cananéia (SP) - Neste seto-

tor, que apresenta cerca de 100 km de extensão, foi possível realizar apenas cerca de 10 reconstruções de antigas posições do nível relativo do mar. Entretanto, 7 dessas reconstruções situam-se no intervalo de idades entre 6.650 e 5.300 anos A.P., fato que permitiu estabelecer com maior precisão este trecho da curva (Fig. 7F).

Além disso, datações de sambaquis existentes na região, associadas às variações de  $S^{13}C$  (PDB) dos carbonatos de suas conchas forneceram informações complementares muito interessantes (Flexor *et al.*, 1979). Desta maneira, parece que o nível atual do mar foi ultrapassado pela primeira vez no Holoceno há 6.600 anos A.P. e que o nível máximo de 5.150 anos A.P., cuja idade foi estabelecida com grande precisão em função da variação da composição isotópica acima referida, não parece ter sido superior a 4 m.

g) Setor situado entre Paranaguá (PR) e Guaratuba (PR) - Neste trecho da costa brasileira, com aproximadamente 50 km de extensão, não foi possível conseguir boas reconstruções de antigas posições de nível do mar. Entretanto, algumas informações adicionais permitiram estabelecer as tendências gerais de variação do nível relativo do mar (Fig. 7G). Segundo reavaliação feita por Angulo & Suguio (1995), é possível que o primeiro máximo holocênico de 5.100 anos A.P. tenha sido até 4 m acima do atual e não 2,5 m, como postulado anteriormente por Suguio *et al.* (1985, 1988).

h) Setor situado entre Itajaí (SC) e Laguna (SC) - As primeiras informações obtidas sobre o Quaternário da planície costeira de Santa Catarina permitiram delinear as tendências gerais das flutuações do nível relativo do mar nos últimos 7.000 anos (Fig. 7H). Entretanto, as informações até agora disponíveis são insuficientes e recentemente foram obtidas datações ao radiocarbono de 26 novas amostras de vermetídeos, coletadas entre Imbituba e Cabo de Santa Marta. Estas novas informações deverão ajudar no aperfeiçoamento da curva de variação do nível relativo do mar neste estado, principalmente na porção sul e na parte correspondente aos últimos 3.000 anos.

### 3.5 - Evolução paleogeográfica do litoral brasileiro

Para o trecho do litoral brasileiro, compreendido entre Macaé (RJ) e Maceió (AL), pode-se admitir a seguinte evolução paleogeográfica :

a) Primeiro estágio - Corresponde à sedimentação da Formação Barreiras, provavelmente durante o Neógeno (Terciário superior), quando o clima teria passado de úmido para semiárido, sujeito a chuvas esporádicas e violentas. Nessas condições teriam sido formadas amplas faixas de leques aluviais coalescentes ao sopé de encostas mais ou menos íngremes (Fig. 8a), segundo Ghignone (1979). Durante esta época o nível do mar era bem mais baixo que o atual e, desta maneira, os sedimentos desta fase recobriram amplamente a plataforma continental atual (Bigarella & Andrade, 1964). Os sedi-

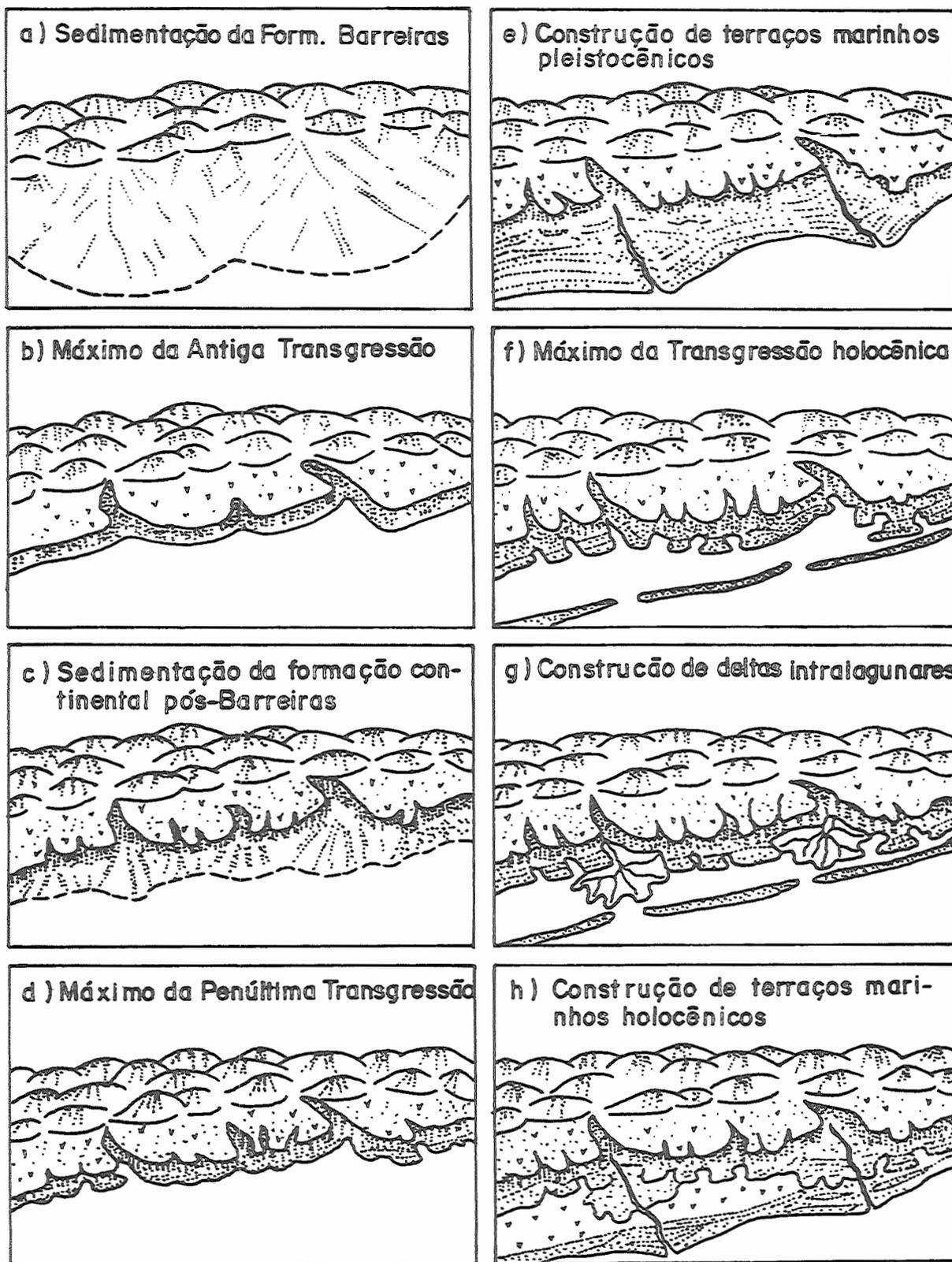


Fig. 8 - Evolução paleogeográfica de grande parte do litoral brasileiro, representada por estádios evolutivos caracterizados por fases progradaçãoais (sedimentação = avanço da linha de costa) e retrogradaçãoais (erosão = recuo da linha de costa) em função de mecanismos eustáticos e paleoclimáticos, desde o Terciário superior até hoje.

mentos da Formação Barreiras estendem-se mais ou menos continuamente desde o Rio de Janeiro até a foz do Rio Amazonas.

b) Segundo estágio - A deposição dos sedimentos da Formação Barreiras foi interrompida quando o clima passou a ser mais úmido (Vilas-Boas et al., 1979). A seguir, provavelmente já no Pleistoceno, deve ter ocorrido a Transgressão Antiga ou a Antepenúltima Transgressão (Bittencourt et al., 1979a, 1979b), quando a parte externa da Formação Barreiras foi parcialmente erodida formando-se uma linha de falésias (Fig. 8b). Em muitos lugares essas falésias foram erodidas durante a Penúltima Transgressão, tendo sido preservadas apenas nas costas da Bahia, Sergipe e Alagoas.

c) Terceiro estágio - Na fase regressiva subsequente ao máximo da Antepenúltima Transgressão, o clima retornou à semiaridez, pelo menos nos estados da Bahia, Sergipe e Alagoas. Este retorno às condições semelhantes às de deposição da Formação Barreiras levou à sedimentação de novos depósitos continentais, compostos de leques aluviais coalescentes no sopé das falésias da Formação Barreiras (Vilas-Boas et al., 1985) (Fig. 8c).

d) Quarto estágio - Corresponde ao máximo da Penúltima Transgressão (120.000 anos A.P.), quando o mar erodiu total ou parcialmente os depósitos continentais do estágio anterior (Fig. 8d). Nesta fase, os baixos cursos dos vales fluviais foram afogados dando origem a estuários e lagunas. Quando a erosão dos depósitos da fase precedente era completa, as ondas chegaram a retrabalhar as linhas de falésias originadas no segundo estágio.

e) Quinto estágio - Durante a regressão que se seguiu à Penúltima Transgressão, foram construídos os terraços pleistocênicos formados por cristas praias progradantes (Fig. 8e).

f) Sexto estágio - O relevo dissecado, superimposto aos terraços pleistocênicos, bem como aos sedimentos da Formação Barreiras, foi invadido pelo mar durante a Última Transgressão. Ao afogamento das planícies costeiras pleistocênicas, seguiu-se o desenvolvimento de ilhas-barreiras, que isolaram do contato direto com o mar aberto os testemunhos de terraços marinhos (Fig. 8f). Atrás dessas ilhas-barreiras instalaram-se lagunas que, em algumas regiões, alcançaram dimensões consideráveis (alguns milhares de km<sup>2</sup>). Datações ao radiocarbono de conchas de moluscos e fragmentos de madeira carbonizada provenientes dos sedimentos lagunares forneceram idades de até 7.000 anos A.P., sugerindo que as ilhas-barreiras já estavam instaladas antes do "pico máximo" da Última Transgressão, ocorrido há 5.100 anos A.P.

g) Sétimo estágio - As lagunas formadas no estágio prece-

dente foram colmatadas por deltas intralagunares (ou intra-estuarinos), com canais distributários dispostos segundo o padrão pé-de-pássaro (birdfoot). Concomitantemente, a laguna evoluiu para um lago de água doce e, em muitos casos, o assoreamento completo levou ao desenvolvimento de pântanos e turfeiras (Fig. 8g).

h) Oitavo estágio - O abaixamento do nível relativo do mar, que se seguiu ao máximo transgressivo de 5.100 anos A.P., traduziu-se na formação de terraços marinhos a partir das ilhas-bárreiras originais (Fig. 8h). O abaixamento do nível relativo do mar transformou as lagunas em lagos ou lagoas, muitos dos quais, como as lagoas Bonita e Zacarias na foz do Rio Doce (ES) e a Feia na foz do Rio Paraíba do Sul (RJ) representam paleolagunas cujas dimensões originais foram bem maiores.

As variações do nível do mar, de pequena amplitude e curta duração, subseqüentes aos 5.100 anos A.P., foram muito importantes no desenvolvimento das partes mais recentes e externas das planícies costeiras brasileiras. Esses oito estádios evolutivos, na formação das planícies costeiras, constituem o modelo deposicional válido para o trecho entre Macaé (RJ) e Maceió (AL). Dois ou mais desses estádios podem ser suprimidos na história evolutiva de algumas das outras planícies e os depósitos terciários continentais da Formação Barreiras são substituídos por outras unidades correlacionáveis de expressão mais local como, por exemplo, Formação Pariquera-Açu (Mello, 1990) no Estado de São Paulo, Formação Alexandra (Angulo, 1992) no Estado do Paraná, etc.

### 3.6 - Classificação do litoral brasileiro

Qualquer trecho de costa pode ser estudado e classificado segundo um amplo espectro de critérios. Como é habitual acontecer nas classificações, os parâmetros a serem usados ou o tipo de classificação dependerão, em parte, dos objetivos da pesquisa. No entanto, não há dúvida de que a evolução geológica é um dos fatores fundamentais no afeiçoamento de um litoral e, portanto, determinante na sua classificação. Em um esquema muito genérico, as costas podem ser classificadas, por exemplo, como costas do tipo Atlântico e do tipo Pacífico (Suess, 1888). No primeiro caso, as direções das estruturas geológicas são normais à linha de costa, enquanto que no segundo tipo, elas são paralelas à costa.

Tanner (1960) resumiu treze sistemas de classificação propostos por diferentes autores, onde foram considerados dezoito diferentes critérios. Entre esses critérios, a movimentação verti-

cal e o padrão geométrico foram considerados pela maioria dos autores, seguidos de tipos de estrutura e perfil transversal e, finalmente, agentes atuais, agentes pretéritos e taxas de erosão/deposição.

Como as variáveis envolvidas eram bem pouco conhecidas, as classificações inicialmente propostas para a costa brasileira não foram as mais adequadas. Segundo Silveira (1964), duas das mais antigas propostas de divisão do litoral brasileiro são devidas a Gabaglia (1916) e Carvalho (1927). Os critérios adotados por Gabaglia eram relacionados à natureza da costa (condições tectônicas) ou ao tipo de material depositado (costa arenosa), enquanto que Carvalho optou por critérios essencialmente geológicos (tectônicos).

A classificação mais recente é de Silveira (op. cit.) que, baseado em elementos oceanográficos, climáticos e continentais, distinguiu cinco unidades na costa brasileira (Fig.9), que são as seguintes :

a) Litoral amazônico ou equatorial - Possui uma extensão de 1.500 km e apresenta várias centenas de quilômetros de largura, consistindo principalmente de terras baixas freqüentemente inundáveis. Por detrás das terras baixas há um platô baixo (5 a 15 m de altitude) de sedimentos mais antigos (terciários e quaternários), que nunca foram cobertos pelas águas. Em vários lugares este platô alcança o oceano formando falésias, situação mais comum na parte oriental da costa amazônica.

b) Litoral nordestino ou das Barreiras - A feição mais conspícua verificada a partir da foz do Rio Parnaíba à Salvador (BA) é a presença da Formação Barreiras. Quase sempre esses sedimentos jazem sobre rochas pré-cambrianas peneplanizadas, mas em alguns locais são superpostos a sedimentos cretácicos. Uma outra peculiaridade deste litoral é a abundância de rochas praias (beach rocks), que foram descritas por Mabesoone (1964), Bigarella (1975), Flexor & Martin (1979) e outros. Na área do Cabo de São Roque, a direção do litoral muda bruscamente e forma um cotovelo que delimita os trechos norte e sul, o primeiro com clima semiárido e dunas ativas e o segundo com clima úmido.

c) Litoral oriental - Esta porção da costa brasileira estende-se desde Salvador até o sul do Estado do Espírito Santo. De Salvador à Itacaré o litoral está situado na porção sul da bacia sedimentar marginal do Recôncavo Baiano. Depósitos sedimentares quaternários são bem desenvolvidos, exceto nas margens da Baía de Todos os Santos (Martin et al., 1978 e 1980). De Itacaré a Ilhéus, ex-

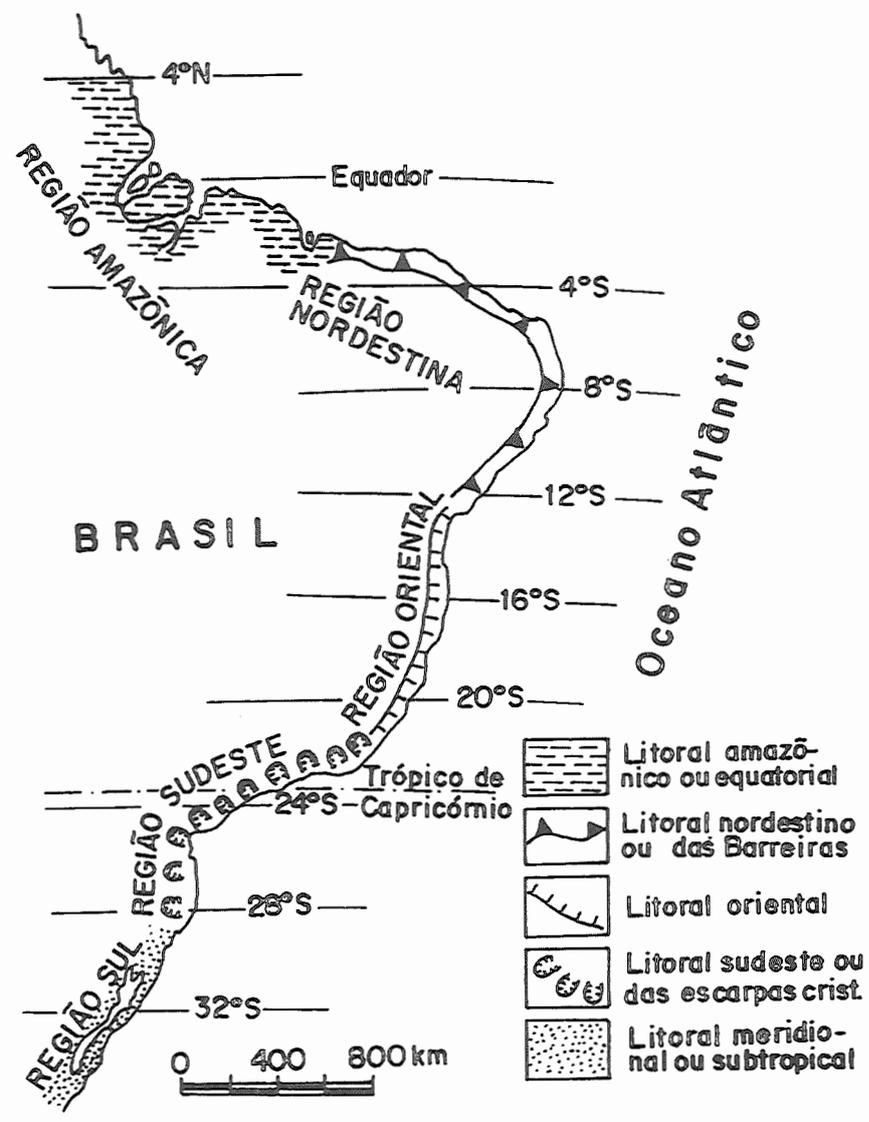


Fig. 9 - Classificação do litoral brasileiro segundo Silveira (1964).

cluindo-se a pequena Baía de Almada, a costa é escarpada com frequentes afloramentos do Embasamento Cristalino. Para o sul, o litoral é caracterizado por extensas faixas da Formação Barreiras, situadas entre as rochas pré-cambrianas e o oceano, com planícies quaternárias marinhas frequentemente relacionadas a pequenos cursos fluviais. Neste trecho são também comuns os alinhamentos de recifes, tanto de rochas praias como de corais. Recifes de corais são também encontrados ao sul da Bahia, principalmente na região de Abro-  
lhos(Leão et al., 1982).

d) Litoral sudeste ou das escarpas cristalinas - Do sul do Espírito Santo até o Cabo de Santa Marta (SC), o litoral delinea uma ampla concavidade, cujo ponto mais interno corresponde à Baía de Paranaguá (PR). Analogamente ao fato de que a costa nordestina é caracterizada pela presença da Formação Barreiras, o litoral sudeste é caracterizado pelas rochas do Complexo Brasileiro. Pontões

de rochas cristalinas, freqüentemente dispostos obliquamente à linha costeira, chegam até o mar, delimitando entre si pequenas baías ou enseadas. Algumas dessas baías foram mais ou menos preenchidas por sedimentos marinhos quaternários sobressaindo, neste contexto, as planícies de Cananéia-Iguape, SP (Suguio & Martin, 1978) e Paranguá, PR (Suguio et al., 1986). Outra característica importante desta porção do litoral brasileiro é que a maioria dos rios flui para o interior do continente e não para o oceano.

e) Litoral meridional ou subtropical - Ao sul de Laguna (SC), a costa torna-se essencialmente baixa e arenosa. Depósitos de cristas praias (cordões litorâneos), configurando ilhas-barreiras, controlaram a formação de sistemas lagunares, alguns dos quais de dimensões consideráveis, como o da Laguna dos Patos (10.000 km<sup>2</sup>) e da Laguna Mirim (Villwock et al., 1986). Areias finas têm sido freqüentemente retrabalhadas por ação eólica, dando origem a campos de dunas bem desenvolvidos.

#### 4. CONSEQÜÊNCIAS DAS VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR NA SEDIMENTAÇÃO LITORÂNEA ARENOSA

##### 4.1 - Papel das variações do nível relativo do mar

A regra de Bruun (1962) postula que, uma vez atingido o perfil de equilíbrio de uma zona litorânea, elevação subsequente de nível relativo do mar perturbará este equilíbrio, que será então restaurado mediante translação da linha praial rumo ao continente (Fig. 10). Em conseqüência disso, o prisma praial irá sofrer erosão e o material erodido será transferido e depositado na antepraia. Deste fato resultará a retrogradação (reco) da linha de costa. Esta transferência provocará uma elevação do assoalho da antepraia de magnitude  $a_1$ , igual à elevação sofrida pelo nível do mar ( $a_2$ ), mantendo-se assim constante a espessura da lâmina de água.

Testes de campo e de laboratório, executados por Schwartz (1965 e 1967) e Dubois (1976 e 1977) comprovaram a hipótese de Bruun (op. cit.). Embora esta regra tenha sido proposta para subida do nível do mar, também parece ser válida para a situação inversa, isto é, o equilíbrio desfeito deverá ser restaurado também quando ocorre a descida do nível do mar. Em conseqüência, as ondas irão movimentar os sedimentos da antepraia rumo ao prisma praial provocando, desta maneira, a progradação (avanço) da linha de costa. Esta transferência de material irá cessar somente quando a profundidade da lâmina de água for equivalente à que existia anteriormente. Compara-

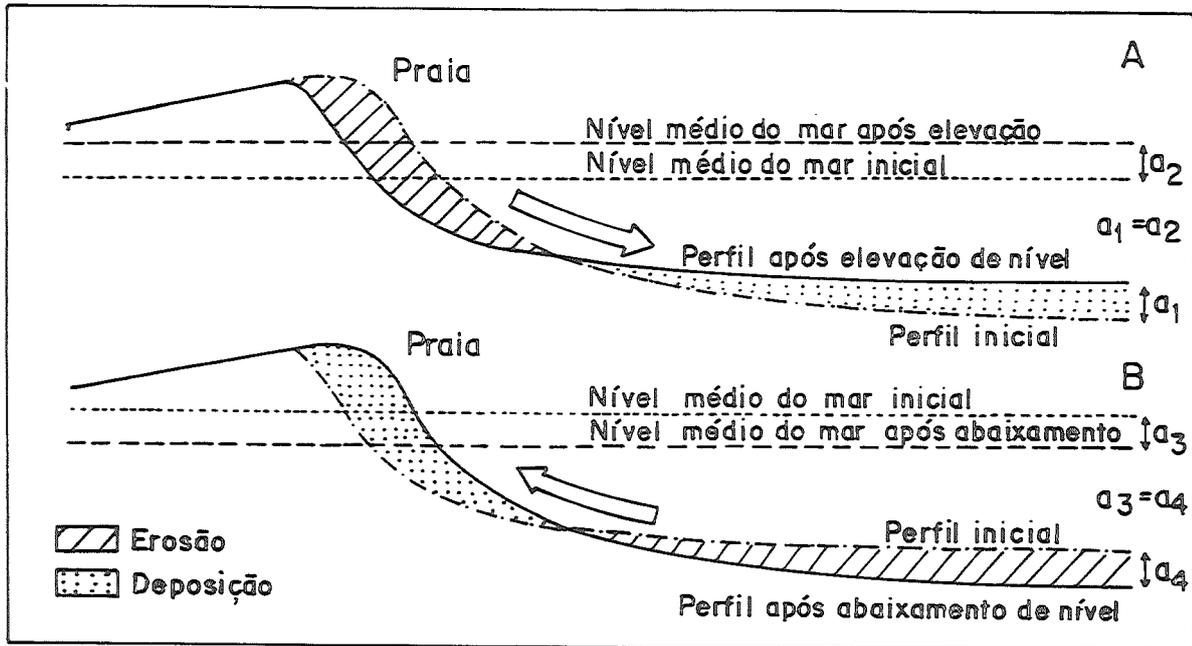


Fig 10 - (A) Comportamento do perfil de equilíbrio da zona litorânea em função da elevação do nível relativo do mar (modificado de Bruun, 1962). (B) Comportamento do mesmo perfil em função da descida do nível relativo do mar (Dominguez, 1982).

tivamente, este processo é semelhante àquele no qual um perfil de equilíbrio de tempestade recupera-se por transferência de sedimentos da antepraia para o prisma praial em perfil de ondulação (swell profile), processo este amplamente discutido na literatura (Davies, 1972 ; Komar, 1973). De maneira análoga, este mecanismo é verificado durante o ciclo mensal das marés. Durante as marés de sizígia, correspondentes a uma "pequena transgressão", ocorre erosão na pós-praia e, em contrapartida, durante as marés de quadratura, comparáveis a uma "pequena regressão", ocorre sedimentação na pós-praia.

Quando se considera a evolução paleogeográfica, durante os últimos 7.000 anos, as planícies litorâneas brasileiras poderiam ser classificadas como costas em avanço (progradação) associadas a processo de emersão e/ou deposição (Fig. 11), segundo o esquema de Valentin (1952). Segundo Bird (1981), as linhas de costa do mundo inteiro, principalmente das costas atuais ligadas a antigas planícies litorâneas progradantes, como é o caso do litoral brasileiro, estariam geralmente em retrogradação (em recuo) por perda de areia para as dunas, para a plataforma continental ou por deriva litorânea (Fig. 12).

Embora Mesquita & Assis-Leite (1985), baseados em medi-

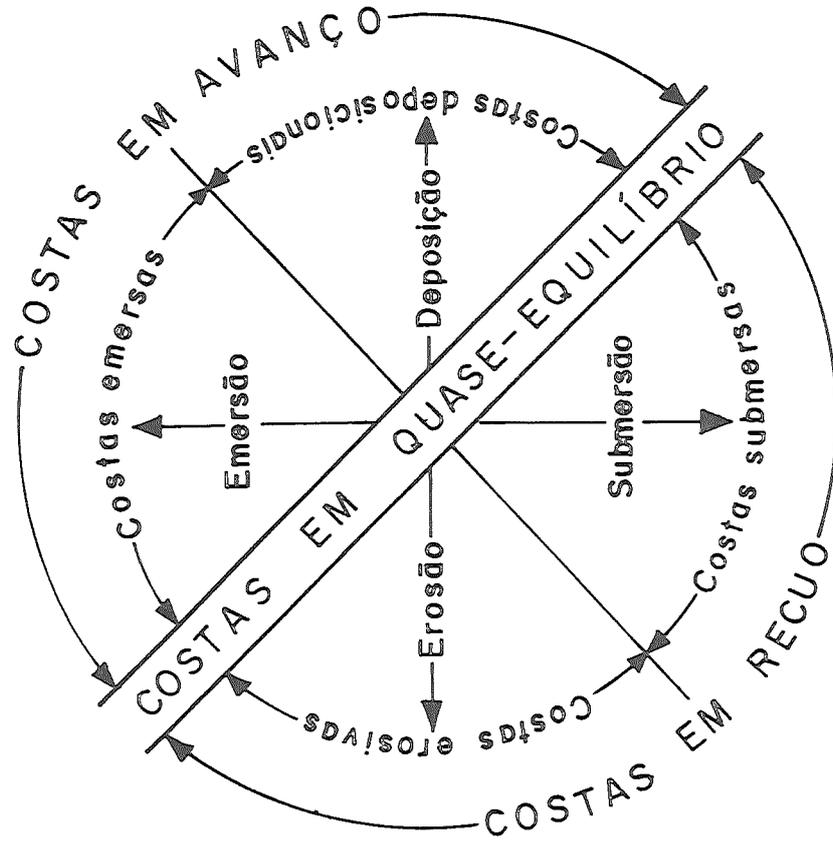


Fig. 11 - Esquema de classificação de costas de Valentim (1952, modificado por Bird & Paskoff, 1979).

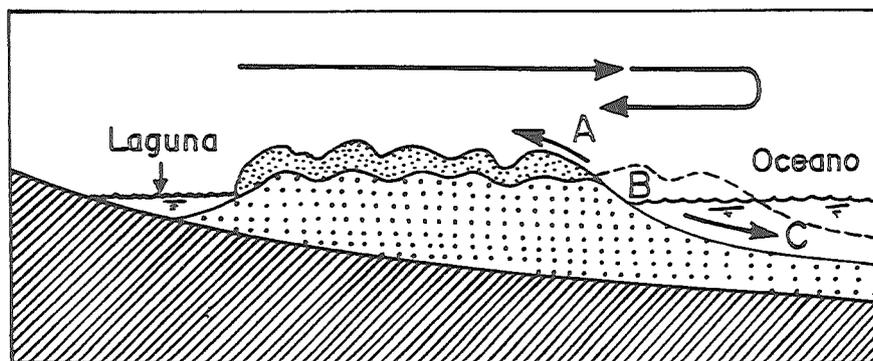


Fig. 12 - Terraços marinhos formados no Holoceno, com evidências de recuo da linha costeira por perda de areia para duna (A), para a plataforma continental (C) ou por deriva litorânea (B). Naturalmente, dois ou mais desses processos poderão atuar ao mesmo tempo.

ções de maré por algumas décadas, admitam que o nível médio do mar, no trecho entre Recife e Rio Grande do Sul, tenha estado em ascensão à razão de 30 cm/século. Este fenômeno, caso comprovado por medidas correspondentes a um período muito mais longo (alguns séculos), poderia estar promovendo a transferência de sedimentos da praia para a plataforma continental, de acordo com a regra de Bruun (1962) provocando, desta maneira, o recuo da linha de costa. Por outro lado, Dias-Brito & Zaninetti (1979), ao estabelecerem uma zonação fitológica nos manguezais de Acupe (BA), Guaratiba (RJ) e Iguape (SP) concluíram, entre outras coisas, que as planícies de maré associadas estariam predominantemente em erosão. Deste modo, embora as planícies costeiras brasileiras tenham se comportado como costas em avanço em escala de tempo geológico (últimos milênios), é provável que hoje em dia representem costas em recuo, associadas a processos de submersão e/ou erosão (Fig. 11). Entretanto, este fato será definitivamente comprovado quando, no Brasil, estiverem disponíveis dados mareográficos semelhantes aos apresentados por Emery Aubrey (1991). Na costa sudeste dos Estados Unidos, por exemplo, onde o levantamento do nível relativo do mar foi contínuo após o término da glaciação wisconsiniana (cerca de 18.000 anos A.P.), sendo o nível atual o mais alto do Holoceno, pode-se admitir mais facilmente que a erosão costeira acelerada atualmente verificada seja causada principalmente pela elevação do nível relativo do mar.

#### 4.2 - Papel das correntes de deriva litorânea

O transporte de sedimentos ao longo de uma praia arenosa é promovido principalmente pelas correntes de deriva litorânea geradas por ondas. De fato, próximo às praias, as ondas não encontram profundidades suficientes para a sua propagação, ocorrendo então a sua arrebentação. Este fenômeno é acompanhado pela liberação de grande quantidade de energia, que será traduzida em parte na colocação em suspensão das areias e parcialmente na formação de correntes de deriva litorânea. Naturalmente, este fenômeno ocorrerá se as ondas atingirem obliquamente a linha de praia. A velocidade desta corrente é lenta, mas a sua ação se faz sentir em uma zona onde as areias tenham sido colocadas em suspensão pela arrebentação das ondas e, portanto, o volume de areia transportado por este mecanismo é considerável (da ordem de centenas de milhares de  $m^3$ /ano). Vários cálculos mostraram que a velocidade da corrente de deriva litorânea é máxima quando as ondas atingirem a linha de praia com ângulos variáveis entre 46 e 58° (Larras, 1961).

O transporte por deriva litorânea irá prosseguir até que as areias sejam retidas por uma armadilha (trapa) ou bloqueadas por um obstáculo. Isto explica as grandes diferenças que podem existir em uma região submetida a abaixamento uniforme do nível relativo do mar. Os depósitos arenosos serão pouco desenvolvidos ou mesmo ausentes em zona onde há predomínio de trânsito litorâneo e muito importantes em regiões onde um obstáculo ou uma armadilha tenha permitido a sua retenção. Essas armadilhas podem ser de diversos tipos, tais como, reentrâncias da linha costeira, ilhas ou fundos rasos (baixios) formando zonas de baixa energia, pontões do embasamento cristalino (promontórios), desembocaduras fluviais importantes, etc.

#### 4.3 - Bloqueio do transporte litorâneo de sedimentos arenosos por fluxo fluvial junto à desembocadura

Em determinadas condições, o fluxo de água junto à desembocadura de um rio pode constituir um obstáculo, que tenderá a bloquear o transporte de areias, do mesmo modo que um molhe ou espigão artificiais, em uma região costeira. Essas estruturas marítimas, em geral ancoradas no continente, são construídas de modo a estender para além da zona de aerrebentação impedindo completamente o transporte litorâneo de sedimentos.

Komar (1973) desenvolveu modelos de computador para simular o crescimento e a forma de equilíbrio dos deltas nos quais a ação das ondas é a força dominante na redistribuição dos sedimentos. A planície litorânea à barlamar da desembocadura prograda (avança) muito mais rapidamente que à sotamar que, por sua vez, caracteriza-se como uma região de "déficit" de sedimentos.

Os mecanismos atuantes na foz de um rio, no caso exemplificado pela foz do Rio Paríaba do Sul (Fig. 13), podem ser resumidos da seguinte maneira :

a) Em período de enchente (B), com alta descarga fluvial, ocorre o bloqueio do transporte litorâneo de areias com conseqüente acumulação de areias à barlamar da foz e possível erosão à sotamar. Porém, a erosão a jusante da corrente pode ser compensada pelos sedimentos fluviais.

b) Com baixa descarga fluvial (C), correspondente ao período de vazante, influência do fluxo fluvial sobre o transporte litorâneo ficará atenuada e, conseqüentemente, a meia-cúspide construída à barlamar, na fase precedente, será parcialmente erodida fornecendo areia para o crescimento de um esporão arenoso que tenderá a obstruir a desembocadura fluvial. Este evento ficará regis-

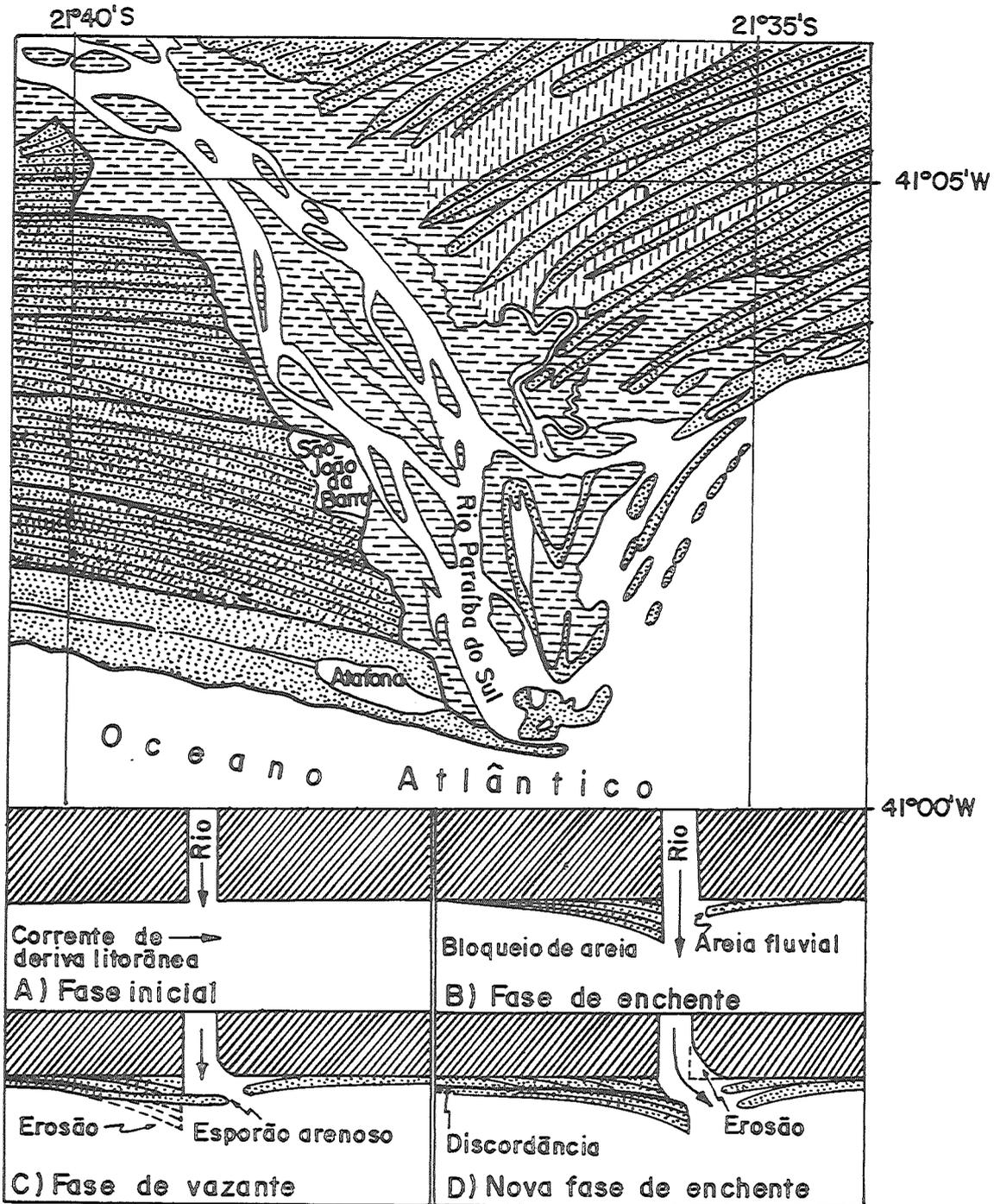


Fig. 13 - Desembocadura do Rio Paraíba do Sul (RJ) e o mecanismo de bloqueio de areias supridas por correntes de deriva litorânea, dirigidas do sul para o norte. Este mecanismo que está atualmente ativo afetando, em consequência, com erosão praial acelerada a cidade de Atafona, parece ter-se iniciado há mais de 2.000 anos A.P., fato demonstrado pelas assimetrias nos padrões de sedimentação, nas duas margens, do Rio Paraíba do Sul (Sugiuo *et al.*, 1985b).

trado na planície costeira sob forma de linha de truncamento de cristas praias

c) Se o período de vazante for suficientemente longo, o esporão arenoso poderá alargar-se e resistir, até certo ponto, às condições de alta energia da fase subsequente (D). Deste modo, somente a extremidade do esporão será destruída e a barragem provocada ao fluxo fluvial deslocará o curso no sentido da deriva litorânea. Sobre a linha de truncamento, a barlar da desembocadura, será construído um novo sistema de cristas praias alimentado pelos sedimentos transportados ao longo da costa pelas correntes de deriva litorânea. Em consequência disto, pode-se verificar o aparecimento de forte assimetria entre as partes da planície costeira situadas de um e de outro lado da desembocadura, como foi explicada por Suguio et al. (1985b).

##### 5. FATORES QUE AFETAM A DINÂMICA SEDIMENTAR CAUSANDO EROSÃO PRAIAL

Trabalhos como os de Muehe & Neves (1990, 1995), que analisam as causas da erosão praial acelerada, ao longo de todo o litoral brasileiro, são muito escassos. Por outro lado, a população costeira do Brasil é de cerca de 30 milhões de pessoas (20% da população nacional), que se concentra fortemente nas cercanias das capitais estaduais, enquanto que 45% da linha costeira permanecem fracamente povoadas ou mesmo desabitadas (Muehe & Neves, 1995). Portanto, eventuais ocorrências de erosão praial acelerada, nesses trechos de baixa densidade demográfica, produzem impactos relativamente pouco importantes ou mesmo desprezíveis à população humana.

Em geral, os fatores que afetam a dinâmica sedimentar, causando erosão praial acelerada, podem ser sumariados como na Fig. 14. Compreendem os cinco grupos seguintes: clima, processos costeiros, nível relativo do mar, atividades antrópicas e balanço sedimentar. Cada grupo é definido por um conjunto de parâmetros que atua em diferentes escalas temporais e espaciais apresentando, além disso, complexa relação de causa e efeito. As intensidades de atuação desses fatores são também fortemente influenciadas pelas características geográficas e geológicas que, em geral, representam o resultado de herança de uma longa história evolutiva nem sempre muito bem decifrada. Deste modo, a visão de que a erosão praial acelerada no litoral brasileiro seja, analogamente ao que acontece na costa sudeste dos Estados Unidos, consequência tão somente da elevação do nível relativo do mar nas últimas décadas parece, no mínimo, muito simplista. Grande parte dos casos de erosão praial, no litoral brasilei-



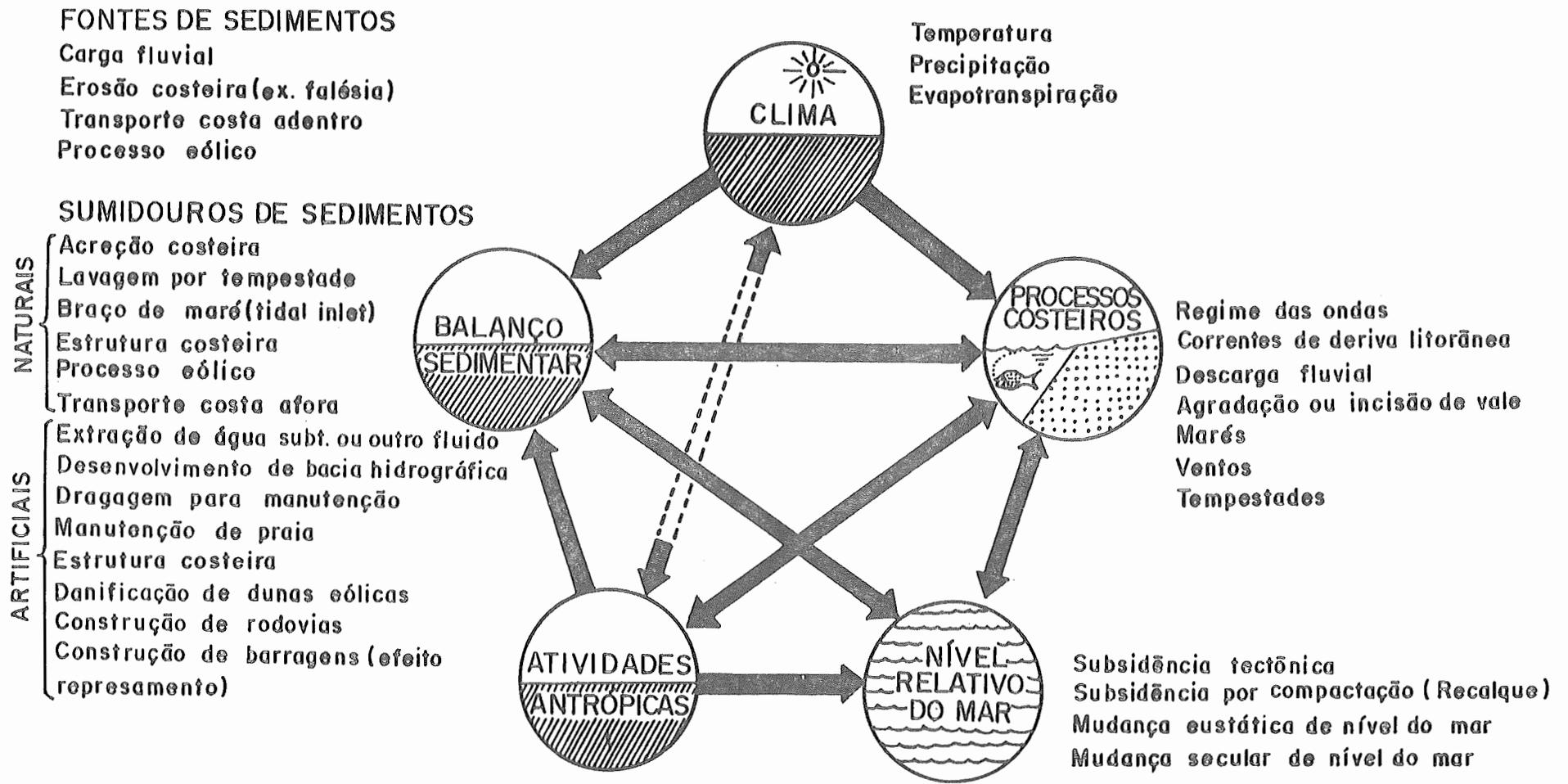


Fig. 14 - Diagrama representando alguns dos principais fatores que intervêm na dinâmica sedimentar de uma praia e as suas complexas interrelações.

ro, poderia ser atribuída principalmente a atividades antrópicas inadequadas, perturbando o balanço sedimentar e causando o "déficit" no suprimento de areia (Suguio, 1996a).

A análise desta questão, como se verifica pela multiplicidade de fatores envolvidos, deve ser muito abrangente considerando-se, em muitos casos, até eventos de maior escala temporal como, por exemplo, as histórias geológica e geomorfológica de uma área (Dominguez & Bittencourt, 1996; Suguio, 1996b).

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. (1967) Origem e evolução da plataforma brasileira. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia (DNPM), 24: 1-36.
- ALMEIDA, F.F.M. (1976) The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48 (suplemento): 15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R. (1987) Magmatic occurrences of post-permian age of South American platform. Boletim IG-USP, Série Científica, 20: 71-85.
- ANGULO, R.J. (1992) Geologia da planície costeira do Estado do Paraná. Instituto de Geociências, USP, 334 p. (Tese de Doutorado).
- ANGULO, R.J. & SUGUIO, K. (1995) Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Paraná, Brazil (short note). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 113: 385-393.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. (1978) Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. In: Projeto REMAC (Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil). Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/DINTEP, 4: 75-88.
- ASMUS, H.E. & PORTO, R. (1972) Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém. Anais, Belém, SBG, 2: 67-90.
- BIGARELLA, J.J. (1965) Subsídios para o estudo das variações do nível oceânico no Quaternário Brasileiro. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 37 (suplemento): 263-278.
- BIGARELLA, J.J. (1975) Reef sandstones from northeastern Brazil (A survey on sedimentary structures). Anais da Academia Brasileira de Ciências, 47 (suplemento): 395-409.
- BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. (1964) Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Arquivos do Instituto de Ciências da Terra, 2: 2-14.

- BIRD, E.C.F. (1981) Recent changes on the world's sandy shorelines. In: E.C.F. Bird & K. Koike (eds.) Coastal dynamics and scientific sites: 5-30. Department of Geography, Komazawa University, Japan.
- BIRD, E.C.F. & PASKOFF, R. (1979) Relationships between vertical changes of land and sea-level and the advance and retreat of coastlines. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1978, São Paulo. Proceedings, São Paulo, IGCP Project 61. 29-40.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. (1979a) Quaternary marine formations of the State of Bahia, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1978, São Paulo. Proceedings, São Paulo, IGCP Project 61: 232-253.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M.; MARTIN, L. (1979b) Geologia dos depósitos quaternários do litoral do Estado da Bahia. In: H. Inda (ed.) Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia. Textos básicos. Salvador, Secretaria de Minas e Energia/CPM, 1: 2-21.
- BRANNER, J.C. (1904) The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations. Bulletin of Museum of Comparative Zoology, Harvard College, vol. 44, Geological Series 7.
- BRUUN, P. (1962) Sea-level rise as a cause of shore erosion. American Association of Civil Engineers. Journal of Waterways and Harbors Division, 88: 117-130.
- CARVALHO, C.M.D. (1927) Fisiografia do Brasil. Rio de Janeiro.
- CORREA, I.C.S.; PONZI, V.R.A.; TRINDADE, L.A.F. (1980) Níveis marinhos da plataforma continental do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú (SC). Anais, Camboriú (SC), SBG, 1: 578-587.
- CURRAY, J.R. (1965) Late Quaternary history; continental shelves of the United States. In: H.E. Wright Jr. & D.G. Frey (eds.) The Quaternary of the United States. Princeton University, 723-735.
- DAVIES, J.E. (1972) Geographical variation in coastal development. In: K.M. Clayton (ed.) Geomorphology Text 4. Nova York: Longman Group Ltd., 204 p.
- DIAS-BRITO, D. & ZANINETTI, L. (1979) Etude géobotanique comparative de trois mangroves du littoral brésilien: Acupe (Bahia), Guaratiba (RJ) et Iguape (São Paulo). Notes du Laboratoire de Paléontologie de l'Université de Genève, Fasc. 4, n<sup>o</sup> 6: 57-65.
- DOMINGUEZ, J.M.L. (1982) Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do Rio Jequitinhonha (BA): Influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos. Instituto de Geociências, UFBA, 79 p. (Dissertação de Mestrado).

- DOMINGUEZ, J.M.L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. (1996) Regional assessment of long term trends of coastal erosion in northeastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências (No prelo).
- DUBOIS, R.N. (1976) Nearshore evidence in support of the Bruun rule on shore erosion. Journal of Geology, 84: 485-491.
- DUBOIS, R.N. (1977) Predicting beach erosion as a function of rising water table. Journal of Geology, 85: 470-476.
- EMERY, K.O. & AUBREY, D.G. (1991) Impact of sea-level land-level change on society. In: Sea-levels, land-levels and tide-gauges. Nova York: Springer-Verlag, 167-174.
- FLEXOR, J.M. & MARTIN, L. (1979) Sur l'utilisation des grès coquilliers de la région de Salvador (Brésil) dans la reconstruction des lignes de rivage holocènes. In : INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1978, São Paulo. Proceedings, IGCP Project 61: 343-355.
- FLEXOR, J.M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K. (1979) Utilisation du rapport isotopique  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  comme indicateur d'oscillations lagunaires. In : INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1978, São Paulo. Proceedings, IGCP Project: 358-375.
- FREITAS, R.O. (1951) Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, USP, Boletim 130, Geologia 6: 120 p.
- GABAGLIA, F. (1916) As fronteiras do Brasil. Tipografia Jornal do Comércio, Rio de Janeiro.
- GHIGNONE, J.I. (1979) Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In : H. Inda (ed.) Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos. Salvador, Secretaria de Minas e Energia/CPM, 1, p. 24-117.
- HARTT, C.F. (1870) Geology and Physical Geography of Brazil. Boston: Fields, Osgood & Co., 620 p.
- KLEMME, H.D. (1971) The giants and the super giants. Part 2 : To find a giant find the right basin. Oil and Gas Journal, 103-110.
- KOMAR, P.D. (1973) Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport. Bulletin of the Geological Society of America, 84: 2217-2226.
- KOWSMANN, R.O. & COSTA, M.P.A. (1974) Paleolinhas de costa na plataforma continental das regiões sul e norte brasileira. Revista Brasileira de Geociências, 4 : 215-222.
- KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A.; VICALVI, M.A.; COUTINHO, M.G.N.; GAMBOA, L.A.P. (1977) Modelo de sedimentação holocênica na plataforma continental sul-brasileira. In Série Projeto REMAC (Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do sul do Brasil), 2: 7-26.

- LABOREL, J. (1979) Fixed marine organisms as biological indicators for the study of recent sea-level and climatic variations along the Brazilian tropical coast. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1978, São Paulo. Proceedings, São Paulo, IGCP Project 61: 193-211.
- LARRAS, J. (1961) Cours d'hydraulique maritime et de travaux maritimes. Paris : Dunod, 459 p.
- LEÃO, Z.M.A.N.; ARAÚJO, T.M.F.; NOLASCO, M.C. (1982) Recifes de corais no Estado da Bahia. In : SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL, IV, 1981. Atas, Rio de Janeiro, 225-258.
- MABESOONE, J.M. (1964) Origin and age of sandstone reefs of Pernambuco (Northeastern Brazil). Journal of Sedimentary Petrology, 34: 1-7.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. (1978) Introdução ao estudo do Quaternário do litoral da Bahia; trecho Salvador- Ilhéus. Revista Brasileira de Geociências, 9: 309-320.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. (1980) Mapa geológico do Quaternário Costeiro da Bahia. SME, 2 folhas (1:250.000), Salvador.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS, G.S. (1982) Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira - Datação do máximo da penúltima transgressão. Ciências da Terra, 1: 16-17.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; DOMINGUEZ, J.M.L.; AZEVEDO, A.E.G. (1984a) Evolução da planície costeira do Rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário : Influência das flutuações do nível do mar. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. Anais, Rio de Janeiro, SBG, 1: 84-97.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. (1984b) Informações fornecidas pelos sambaquis na reconstrução de paleolinhas de praia quaternária : Exemplos da costa do Brasil. Revista Pré-história, VI : 128-147, São Paulo.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L. (1986) Neotectonic movements on a passive continental margin, Salvador region, Brazil. Neotectonics, 1 : 87-103.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. (1987) Quaternary evolution of the central part of the Brazilian coast : The role of relative sea-level variation and of shoreline drift. UNESCO Reports in Marine Science, 43 : 97-145.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. (1988) Hauts niveaux marins pléistocènes du littoral brésilien. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 68 : 231-239.
- MARTINS, L.R. & VILLWOCK, J.A. (1987) Eastern South America Quaternary Coastal and Marine Geology : A synthesis. UNESCO Reports in Marine Science, 43: 28-96.
- MELO, M.S. (1990) A Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese. Instituto de Geociências, USP, 211 P. (Dissertação de Mestrado).

- MESQUITA, A.R. & ASSIS-LEITE, J.B. (1985) Sobre a variabilidade de nível médio do mar na costas sudeste do Brasil. In: ENCONTRO REGIONAL DE GEOFÍSICA, 1, 1985. São José dos Campos (no prelo).
- MESQUITA, A.R. & HARARI, J. (1988) Marés e nível médio do mar nas costas brasileiras e no Atlântico Sul. In: ENCONTRO SOBRE MUDANÇAS GLOBAIS. Boletim IG-USP, Publicação Especial, 6 : 17-20.
- MILLIMAN, J.D. & EMERY, K.O. (1968) Sea levels during the past 35,000 years. Science, 162: 1121-1123.
- MUEHE, D. & NEVES, C.F. (1990) Potential impacts of sea-level rise on the coast of Brazil. In: J.G. Titus (ed.) Changing climate and the coast. Washington, D.C.; U.S. Environmental Protection Agency, p. 311-340.
- MUEHE, D. & NEVES, C.F. (1995) The implications of sea-level rise on the Brazilian coast : A preliminary assessment. Journal of Coastal Research, SI(14): 54-78.
- PITMAN III, W.C. (1978) Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. Geological Society of America Bulletin, 89 : 1389-1403.
- PONTE, F.C. & ASMUS, H.E. (1978) Geological framework of the Brazilian continental margin. Geologische Rundschau, 67: 235.
- PONTE, F.C.; DAUZACKER, M.V.; PORTO, R. (1978) Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentares brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PETRÓLEO, 1, Rio de Janeiro. Anais, Rio de Janeiro, IBP, p. I/121-I/147.
- RODRIGUES, S.A.; SUGUIO, K.; SHIMIZU, G.Y. (1984) Ecologia e paleoecologia de Callinectes major SAY (1918) - Crustacea, Decapoda, Thalassinidea. In: SEMINÁRIO REGIONAL DE ECOLOGIA, IV, 1984, São Carlos (SP). Anais, 499-519, São Carlos (SP).
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (1984) Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil. Escala = 1:2.500.000, 501 p., DNPM.
- SCHWARTZ, M.L. (1965) Laboratory study of sea-level rise as a cause of shore erosion. Journal of Geology, 73: 528-534.
- SCHWARTZ, M.L. (1967) The Bruun theory of sea-level rise as a cause of shore erosion. Journal of Geology, 75: 76-92.
- SILVEIRA, J.D. (1964) Morfologia do litoral. In: Aroldo de Azevedo (ed.) Brasil : a terra e o homem (Vol. I: As bases físicas). Companhia Editora Nacional, 253-305, São Paulo.
- SUESS, E. (1888) The face of the earth (tradução de H.B.C. Sollas, 1906). Oxford University Press.
- SUGUIO, K. (1977) Annotated bibliography (1960-1977) on Quaternary shorelines and sea-level changes in Brazil. Contribuição do Instituto de Geociências (USP) ao Projeto 61 do Programa Internacional de Correlação Geológica (UICG/UNESCO), 35 p., São Paulo.

SUGUIO, K. (1993) Relationship between shell-middens and neolithic paleoshorelines, with examples from Brazil and Japan. Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia, 3: 55-65.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1976a) Brazilian coastline Quaternary formations - The state of São Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. In: F.F.M. de Almeida (ed.) Continental Margins of Atlantic Type. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48 (suplemento): 325-334.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1976b) Presença de tubos fósseis de Callianassa nas formações quaternárias do litoral paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental. Boletim IG, Instituto de Geociências, USP, 7: 17-26.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1978) Quaternary marine formations of the states of São Paulo and southern Rio de Janeiro. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1978, São Paulo. Special Publication, São Paulo. IGCP Project 61, 1: 1-55, São Paulo.

SUGUIO, K.; RODRIGUES, S.A.; TESSLER, M.G.; LAMBOOY, E.E. (1984) Tubos de ophiomorphas e outras feições de bioturbação na Formação Cananéia, Pleistoceno da Planície Costeira Cananéia-Iguape, SP. In: L.D. Lacerda et al. (eds.) Restingas : origem, estruturas, processos: 111-122, Niterói (RJ).

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. (1985a) Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Revista Brasileira de Geociências, 15: 273-286.

SUGUIO, K.; TESSLER, M.G.; EICHLER, B.B.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. (1985b) Depositional mechanisms active during the late Quaternary at the Paraíba do Sul river mouth, State of Rio de Janeiro, Brazil. In: J. Rabassa (ed.) Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 3: 175-185.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. (1986) The Quaternary sedimentary deposits in the states of Paraná and Santa Catarina coastal plains. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 4: 3-25.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. (1988) Quaternary sea-levels of the Brazilian coast : recent progress. Episodes, 11: 203-208.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. (1992) Paleoshorelines and the sambaquis of Brazil. In: L.L. Johnson & M. Stright (eds.) Paleoshorelines and prehistory : An investigation of method. Boca Raton: CRC Press, 83-99.

TANNER, W.F. (1960) Basis of coastal classification. S.E. Geol., 2: 13-22.

TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. (1996) Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências (No prelo).

VAIL, P.R. & MITCHUM JR., R.M. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. Part I : Overview. In: C.E. Payton (ed.) Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon

exploration. American Association of Petroleum Geologists  
Memoir, 26 : 51-52.

VAN ANDEL, T.H. & LABOREL, J. (1964) Recent high sea-level stand near Recife, Brazil. Science, 145: 580-581.

VILAS-BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. (1985) Leques aluviais pleistocênicos da região costeira do Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, 15: 255-258.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, J.L.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN FILHO, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. (1986) Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: J. Rabassa (ed.) Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 4: 79-97.