

GEOMORFOLOGIA DAS RESTINGAS

Kenitiro Suguio
Instituto de Geociências, USP
São Paulo - Brasil

Louis Martin
ORSTOM (França)/CNPq (Brasil) - ON
Rio de Janeiro - Brasil

ABSTRACT

In general, "restingas" are geomorphologically characterized by a slightly undulated and gently oceanward sloping surfaces, exhibiting low altitude. These surfaces are almost continuously marked by straight or arched beach ridge alignments, which are more or less visible on conventional aerial photos. Assemblages with parallel beach ridge alignments are separated between them by erosional surfaces. These geomorphological features are understandable only after the knowledge of the origin of these sandy coastal plains.

RESUMO

As restingas são caracterizadas, em geral, por superfícies baixas e levemente onduladas com suave declive rumo ao mar. Essas superfícies são quase continuamente demarcadas por alinhamentos de cristas praias retilíneas ou arqueadas que são mais ou menos visíveis sobre fotos aéreas convencionais. Conjuntos com cristas praias alinhadas paralelamente são separados entre si por superfícies erosivas. Essas feições geomorfológicas podem ser compreendidas somente após o conhecimento da origem dessas planícies costeiras arenosas.

INTRODUÇÃO

Antes de tratar da geomorfologia propriamente dita é preciso definir o que se entende por restingas. Segundo Suguio & Tessler (1984), que já tiveram oportunidade de discutir sobre este assunto, o termo é empregado na literatura brasileira com diferentes acepções. Pode ser usado no sentido náutico (Caldas Aulete, 1980) como sinônimo de recife (obstáculo à navegação) como termo botânico ou ecológico (Goodland, 1975) quando designaria uma vegetação arbustivo-arbórea característica das costas meridional e norte do

Brasil e, além disso, pode ter um significado geomorfológico (Leinz e Leonardos, 1971) referindo-se a vários tipos de depósitos arenosos costeiros. Neste caso, abrangeria depósitos de origens tão variadas quanto às cristas praias (beach ridges), às praias barreiras (barrier beaches), às barras (bars), aos esporões (spits) e aos tômbolos (Fig. 1). Desta maneira, Suguio & Tessler (op.cit.), reconhecendo dificuldades na simples eliminação de um termo tão fortemente arraigado na literatura brasileira, embora com sentidos muito diversificados, recomendaram a sua substituição por palavras de sentidos mais restritos e precisos, se possível de conotação genética, ao menos quando se referir a depósitos arenosos litorâneos em trabalhos de cunho geológico.

Amplas áreas de sedimentação quaternária, formando planícies litorâneas arenosas geralmente conhecidas por planícies de restingas, são bastante frequentes ao longo das costas sudeste e sul brasileiras. Pesquisas de caráter pioneiro foram realizadas no litoral fluminense (Lamego, 1940, 1946 e 1955) e no litoral sul, especialmente em Paraná e Santa Catarina (Bigarella, 1946 e 1949). Trabalhos mais sistemáticos, incluindo mapeamentos geológicos e datações absolutas, foram desenvolvidos mais recentemente no Espírito Santo (Suguio et al., 1982 e Martin et al., 1989a), no Rio de Janeiro (Martin & Suguio, 1978 e 1989), em São Paulo (Suguio & Martin, 1978), no Paraná e Santa Catarina (Suguio et al., 1986 e Martin et al., 1988a) e no Rio Grande do Sul (Villwock et al., 1986). Esses estudos permitiram chegar a uma idéia bastante clara sobre a origem dessas planícies litorâneas arenosas durante o Quaternário, tornando mais fácil a compreensão das suas características geomorfológicas.

FATORES DE CONSTRUÇÃO DAS PLANÍCIES LITORÂNEAS ARENOSAS

As pesquisas realizadas, até o momento, nas partes leste, sudeste e sul do litoral brasileiro indicam que são quatro os principais fatores que promovem a formação das planícies litorâneas arenosas: fontes de areia, correntes de deriva litorânea, variações do nível relativo do mar e armadilhas de retenção dos sedimentos.

FONTES DE AREIA

Ao longo do litoral brasileiro podem ser consideradas as seguintes fontes de suprimento de areias: a) escarpas arenosas de

Formação Barreiras, b) rios que provêm do interior e desembocam no oceano, c) escarpas cristalinas da Serra do Mar e d) areias reliquias que recobrem a plataforma continental interna.

Em alguns locais, areias de uma única fonte podem predominar na composição das cristas praias das planícies costeiras porém, na maioria dos casos, elas devem resultar da mistura de sedimentos arenosos provenientes de várias fontes.

É provável que, em diversos trechos do litoral nordestino, leste e parte do sudeste, onde é comum a presença de escarpas da Formação Barreiras (Silveira, 1964) que muitas vezes alcançam as praias atuais, esta fonte seja muito importante. Em vários trechos das costas baiana, capixaba e norte-fluminense as areias fornecidas pela erosão de escarpas da Formação Barreiras são enriquecidas em minerais pesados contendo ilmenita, monazita e outros minerais, que são explorados economicamente.

Por outro lado, no litoral sudeste, ao sul do Rio de Janeiro até parte do litoral meridional, as escarpas cristalinas da Serra do Mar chegam até a costa e certamente devem contribuir com sedimentos arenosos. Este fato deve ser particularmente acentuado, por exemplo, no litoral norte do Estado de São Paulo, onde as areias são bem mais grossas do que no litoral sul deste estado. Localmente, como em Torres (RS) arenitos mesozóicos do Grupo São Bento podem fornecer areias para o litoral.

Porém, as fontes potencialmente mais importantes de areias para a formação de planícies litorâneas mais extensas, como as que ocorrem nas regiões de Cananéia-Iguape (SP), Paranaguá (PR), Laguna (SC) e entre Torres e Arroio Chuí (RS), devem estar ligadas principalmente às areias reliquias supridas pelas plataformas continentais adjacentes. Esta explicação parece ser válida mesmo nas zonas de progradação situadas nas desembocaduras dos rios mais importantes ao longo da costa brasileira, tais como nas do São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ), conforme Dominguez et al. (1981).

CORRENTES DE DERIVA LITORÂNEA

As correntes de deriva litorânea (longshore currents) são correntes mais ou menos paralelas à costa, originadas por incidência oblíqua das frentes de onda nas praias. De fato, próximo às praias, as ondas não encontram profundidades suficientes para a

sua propagação, ocorrendo então a sua arrebenção. Este fenômeno é acompanhado pela liberação de grande quantidade de energia, que atuará parcialmente na colocação em suspensão das areias e parcialmente na formação das correntes de deriva litorânea. Quando as ondas incidem paralelamente às praias não ocorre nenhum transporte de areia ao longo da costa.

As velocidades desenvolvidas por estas correntes não são muito grandes, mas o seu efeito se faz sentir em uma zona onde as areias são colocadas em suspensão pela arrebenção das ondas e, portanto, o volume de areia transportada por este meio poderá ser considerável.

Os sentidos de atuação das correntes de deriva litorânea podem ser deduzidos pela observação, por exemplo, de molhes construídos artificialmente. Em Barra do Furado, na planície costeira do Rio Paraíba do Sul (RJ), foram construídos há cerca de dois anos molhes para proteção da entrada do Canal do Furado. Atualmente, verifica-se intensa sedimentação na porção sul (montante) acompanhada de rápida erosão na porção norte (jusante) das correntes de deriva litorânea no local.

Por outro lado, segundo Dominguez et al. (1983), os sentidos predominantes de atuação das correntes de deriva litorânea no passado poderiam ser deduzidos a partir de determinados tipos de indicadores geomorfológicos (Fig. 2). Entre essas feições foram observadas, tanto em processo de afeiçoamento na linha costeira atual como em forma de registros pretéritos preservados no interior das planícies costeiras, sendo compostas de esporões recurvados (hooked spits), esporões arenosos (sandy spits), ilhotas arenosas luniformes (lunate sandkeys) e acumulações costeiras assimétricas.

Aplicando-se esses indicadores geomorfológicos de sentidos de deriva litorânea Martin et al. (1984a) concluíram que, na planície costeira do Rio Paraíba do Sul (RJ), o transporte litorâneo durante os últimos 5.000 anos ocorreu do S para N, indicando a predominância de ondas vindas de S-SE. De modo análogo, na planície costeira do Rio São Francisco (SE/AL), o transporte litorâneo no mesmo intervalo de tempo teria ocorrido de N para S, indicando o predomínio de ondas de NE. Entretanto, na planície costeira do Rio Doce (ES), situada entre as duas anteriores, o transporte litorâneo teria sido de N para S entre 5.100 e 3.900 anos A.P. e do S para N após 3.600 anos A.P. Esta inversão na direção de transpor

te litorâneo poderia estar relacionada a épocas em que a circulação atmosférica meridiana foi barrada ao sul da foz do Rio Doce, causando a predominância das ondas de NE devidas aos ventos alísseos, como ocorre durante a atuação do fenômeno "El Niño" (Martin et al., 1984a e Suguio & Martin, 1989).

VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR

Numerosas pesquisas recentemente realizadas na porção central do litoral brasileiro, sumariadas por Suguio et al. (1985) e Martin et al. (1987a) demonstraram que, no decorrer do Quaternário, esta região estivera submetida a importantes flutuações do nível relativo do mar, tendo sido identificadas no mínimo três fases de níveis marinhos mais altos do que o atual.

Os dois últimos, no decorrer dos quais o nível relativo do mar atingiu 8 ± 2 m (120.000 anos A.P.) e $4,5 \pm 0,5$ m (5.100 anos A.P.), respectivamente, deixaram abundantes registros que puderam ser reconhecidos e datados por métodos radioativos. O mais antigo foi datado pelo processo do $^{10}Be/^{9}Be$ só na região de Olivença, BA (Martin et al., 1982 e Bernat et al., 1983), enquanto o último foi detalhado por mais de 800 datações ao radiocarbono (Suguio et al., 1988). Esses períodos de níveis marinhos mais altos foram designados de Transgressão Cananéia, de idade pleistocênica e de Transgressão Santos, relacionada ao período pós-Würm, que teria apresentado o seu nível máximo há 5.100 anos A.P. (Suguio & Martin, 1978).

A fase de emersão dos últimos 5.100 anos (Fig. 3), por abaixamento do nível relativo do mar, constitui uma etapa essencial na compreensão dos mecanismos de sedimentação holocênica, pois a progradação acelerada das planícies rumo ao mar aberto ocorreu principalmente por acreção lateral de cristas praias regressivas (regressive beach ridges).

A regra de Bruun (1962) estabelece que, uma vez atingido o perfil de equilíbrio de uma zona litorânea, a elevação subsequente do nível do mar tenderia a perturbar este equilíbrio, que seria então restaurado mediante a translação deste perfil rumo ao continente (fig. 4A). Conseqüentemente, o prisma praias sofrerá erosão e o material erodido será transportado e depositado na antepraia. Este fato ocasionará elevação no assoalho da antepraia em magnitude a_1 igual à elevação sofrida pelo nível do mar (a_2) mantendo assim constante a espessura da lâmina de água. Testes de campo e de

laboratório (Schwartz, 1965 e 1967; Dubois, 1976 e 1977) comprovaram a teoria de Bruun.

Ainda que a regra de Bruun (op.cit.) tenha sido desenvolvida apenas para uma situação inversa, isto é, subida do nível do mar, o equilíbrio desfeito na dinâmica de sedimentação litorânea por ocasião da descida deverá ser também restabelecido. De fato, um abaixamento do nível do mar, diminuindo a espessura da lâmina de água, irá gerar desequilíbrio no perfil da zona litorânea. Desta maneira, as ondas irão movimentar os sedimentos inconsolidados da antepraia rumo à costa, estocando-os no prisma praial e provocando desta maneira uma progradação (Fig. 4B). Esta transferência irá cessar somente quando a espessura da lâmina de água na antepraia for equivalente à que existia anteriormente. Em termos comparativos, este processo seria análogo a aquele no qual um perfil de tempestade se recupera, via transferência de sedimentos da antepraia para o prisma praial, em perfil de ondulações (swells), processo amplamente registrado na literatura (Davies, 1972; King, 1972; Komar, 1973 e Swift, 1976).

ARMADILHAS PARA RETENÇÃO DOS SEDIMENTOS

Ficou evidente na discussão sobre variações do nível do mar que, durante o período de abaixamento do nível relativo, parte da areia carregada para o prisma praial será remobilizada ao longo das praias pelas correntes de deriva litorânea. Este transporte prossegue até que as areias sejam retidas por uma armadilha ou bloqueadas por um obstáculo. Isto explica as eventuais discrepâncias que possam existir nas planícies costeiras, mesmo em regiões que tenham sofrido um abaixamento uniforme de nível marinho. Os terraços tendem a ser pouco desenvolvidos ou mesmo ausentes onde haja predominância de trânsito litorâneo e muito extensos onde armadilhas ou obstáculos tenham permitido a retenção das areias.

As armadilhas ou obstáculos que podem provocar a acumulação dos sedimentos durante o transporte paralelo à costa podem ser de vários tipos (Martin et al., 1983):

a) Zonas reentrantes (baías ou estuários) da costa - Neste caso, podem desenvolver-se praias "em forma de enseada" no interior da baía ou esporões ou praias barreiras na entrada da baía.

b) Ilhas ou baixios litorâneos criando zonas de fraca

energia - Os sedimentos em processo de deriva são depositados à jusante desses obstáculos. Desta forma são originados, por exemplo, os tómbolos. Talvez, esta tenha sido a origem da "Restinga da Marambaia" no Estado do Rio de Janeiro, a jusante das correntes de deriva litorânea na parte posterior do Morro da Marambaia.

c) Presença de desembocaduras fluviais - O jato formado por um curso fluvial pode atuar como um molhe, principalmente em épocas de enchentes (maior débito fluvial), tendendo a bloquear o transporte das areias. Desta maneira, poderá ocorrer sedimentação à montante (barlamar) e erosão à jusante (sotamar) das correntes de deriva litorânea. Então, se de um lado os cursos fluviais podem desempenhar um papel secundário no aporte de areias, por outro lado, podem ter função relevante como armadilhas barrando o transporte litorâneo.

O efeito de molhe é bem ilustrado, por exemplo, na desembocadura do Rio Paraíba do Sul (RJ), onde os sedimentos mobilizados pela deriva litorânea de sentido S-N, que predomina na região, sendo retidos de encontro ao "espigão hidráulico" representado pelo fluxo fluvial, que fizeram com que a linha de costa à barlamar da desembocadura progradasse de uma magnitude maior do que a sotamar. No local, efetivamente não chega a ocorrer erosão à sotamar, visto o mesmo ser abastecido pelos sedimentos carregados pelo próprio rio, assim como pelos sedimentos trazidos por deriva litorânea que ocasionalmente ultrapassam a foz em períodos de estiagem, quando o fluxo fluvial torna-se pouco eficiente como barreira ao trânsito litorâneo de sedimentos.

ORIGEM DOS ALINHAMENTOS DE CRISTAS PRAIAIS

Até aqui foram discutidos os fatores de construção das planícies litorâneas arenosas, porém não foi explicada a existência de alinhamentos de cristas praias, mais ou menos claramente visíveis sobre fotos aéreas, correspondentes a paleopraias abandonadas no decorrer da progradação da linha costeira. Segundo Flexor et al. (1984), os alinhamentos de cristas praias poderiam ser explicados por um dos mecanismos esquematizados nas figuras 5 e 6.

a) A partir de cristas de pós-praia (backshore) - Neste modelo, o estágio A corresponde ao perfil praias de equilíbrio para um determinado nível marinho (Fig. 5). Um período subsequente, de

tempestade (estágio B), traduzir-se-á por elevação transitória do nível relativo do mar, que provocará a erosão do prisma praiial e a formação de uma crista praiial de tempestade. No estágio C, correspondente ao término de mau tempo, o nível do mar retornará à posição primitiva, seguido de aporte de areia rumo ao prisma praiial. Se a progradação nesta fase for significativa, a erosão do prisma praiial durante a tempestade subsequente não atingirá a crista precedente (estágio D) e, assim, sucessivamente. Nesta altura, a primeira crista começa a ser colonizada pela vegetação, bloqueando parcialmente a areia transportada pelo vento e provocando sobrelevação da crista. As distâncias que separam as sucessivas cristas seriam, então, uma função da velocidade de progradação e da frequência dos períodos de tempestade.

b) A partir de barras de antepraia (foreshore) - Se esta fosse a origem, os espaçamentos das cristas deveriam ser mais regulares, fato que não se verifica na prática. Seria também difícil imaginar como uma barra de antepraia poderia emergir sem ser destruída pelas ondas. Entretanto, muito localmente, por exemplo, em desembocaduras fluviais, quando a antepraia é alimentada lateralmente por cargas sedimentares supridas pelos rios, esta origem pode ser admitida (Fig. 6). Esta situação parece ocorrer nas desembocaduras dos rios Paraíba do Sul (RJ) e Jequitinhonha (BA).

GEOMORFOLOGIA DAS RESTINGAS

A grande maioria das planícies litorâneas arenosas é constituída de feixes de cristas praiiais, formando uma superfície de relevo muito suave denominada terraço de construção marinha. Essas superfícies, quando originadas concomitantemente ao abaixamento gradual do nível relativo do mar, situação aparentemente mais frequente nas costas sul e sudeste brasileiras nos últimos milhares de anos, exibem declividade pouco acentuada rumo ao mar (Fig.7).

a) Paleotopografia e paleoníveis marinhos - Quatro gerações de depósitos arenosos litorâneos, de idades quaternárias, foram descritas por Villwock et al. (1986) no Estado do Rio Grande do Sul, onde são conhecidas como Barreiras I, II, III e IV, considerados como sistemas deposicionais do tipo "laguna/ilha barreira" (Fig. 8). A Barreira IV, situada cerca de 4m acima do nível médio atual do mar, corresponde à última fase transgressivo/ regressiva, cujo máximo ocorreu há cerca de 5.100 anos A.P. A Barreira III,

com uma altura de 8-10m, pode ser relacionada ao penúltimo período transgressivo/regressivo, cujo nível máximo foi atingido há cerca de 120.000 anos A.P. A Barreira II com 13-15m de altitude e a Barreira I com 20-25m acham-se situadas nas posições mais internas tendo sido formadas provavelmente em épocas mais antigas do que 120.000 anos A.P.

O nível marinho correspondente ao último estágio interglacial do Pleistoceno, representado pela Barreira III, deixou registros de construção marinha mais extensos ao longo das costas sudeste e sul brasileiras. Nesta época, datada de 120.000 anos A.P. por amostras de corais coletadas em Olivença, BA (Martin et al., 1982 e Bernat et al., 1983), o nível relativo do mar situava-se 8 ± 2 m acima do nível médio atual do mar.

Segundo Martin et al. (1988b), existiriam ao longo das planícies costeiras dos estados de Santa Catarina, Paraná e São Paulo, raros testemunhos compostos de depósitos arenosos e/ou conglomeráticos indicando nível relativo do mar entre 13-15m, que poderiam ser correlacionados à Barreira II do Rio Grande do Sul. Por outro lado, nenhuma evidência de nível marinho correspondente à Barreira I do Rio Grande do Sul, foi encontrada até agora em outros estados brasileiros.

Embora nem sempre os níveis topográficos das planícies de cristas praias constituam, por si só, critério decisivo de distinção de diferentes gerações de depósitos litorâneos, a planialtimetria de detalhe, em trechos mais ou menos limitados do litoral, pode ser um método bastante útil para delinear os limites internos aproximados dessas fases transgressivas, como foi demonstrado por Souza (1978) na planície de Caraguatatuba (SP).

b) Considerações adicionais sobre a formação e conservação de alinhamentos de cristas praias - A extraordinária regularidade dos alinhamentos de cristas praias, tanto em depósitos pleistocênicos quanto holocênicos, sugere a interferência de algum fenômeno cíclico na formação dessas feições deposicionais. Fairbridge & Hillaire-Marcel (1977), estudando uma série paralela de cristas praias datadas pelo radiocarbono na Baía de Hudson (Canadá), encontraram um ciclo de cerca de 45 anos. Esses autores atribuíram este período ao ciclo solar "Duplo Hale" (Double Hale), que seria caracterizado por mau tempo. De fato, pode-se imaginar um período de ondas de tempestade mais fortes causando transformações

no perfil praias. O excesso de areia poderá acumular-se na forma de cristas praias que, estando o mar em regressão, poderão ser preservadas da erosão.

Martin et al. (1981), estudando os terraços holocênicos do Estado da Bahia formados de 5,100 anos A.P. até hoje, concluíram que o número de cristas praias indicaria aproximadamente um ciclo de duração semelhante ao sugerido por Fairbridge & Hillaire-Marcel (op.cit.). Porém, esses autores admitem que esses dados são preliminares, devendo ser obtidos com maior suporte de observações de campo. Por outro lado, como não puderam ser realizadas datações radiométricas sistemáticas, torna-se impossível estimar o possível ciclo de formação das cristas praias dos terraços pleistocênicos correlacionáveis à Barreira III.

As cristas praias holocênicas e pleistocênicas exibem aspectos contrastantes sobre as fotos aéreas. Enquanto as primeiras formam linhas delgadas e contínuas, retilíneas ou arqueadas, muito juntas entre si e nítidas, as últimas formam alinhamentos mais largos e distanciados, além de frequentemente obliterados. Esses fatos poderiam ser explicados, segundo Martin et al. (1981), por modificações nas características das cristas praias em função do tempo ou por efetivas diferenças nos seus ciclos de formação. Porém a preservação, ainda que dissipada em maior ou menor grau, dos alinhamentos de cristas praias pleistocênicas poderia, segundo esses autores, sugerir que não tenham ocorrido mudanças paleoclimáticas substanciais desde a sua formação. Essas mudanças, caso tivessem acontecido, poderiam causar o completo desaparecimento dessas feições ou, ao menos, deveria haver uma drástica redução na densidade da cobertura vegetal, o que poderia favorecer o desenvolvimento de dunas.

c) Discordâncias nos alinhamentos de cristas praias -

Nas planícies costeiras existentes nas desembocaduras dos rios Paraíba do Sul (RJ) e Doce (ES), onde se verifica grande desenvolvimento de depósitos holocênicos de cristas praias, aparecem conspícuas superfícies de discordância separando feixes com alinhamentos aproximadamente paralelos entre si. Essas superfícies parecem representar superfícies erosivas ligadas a inversões nos sentidos de atuação das ondas predominantes, provavelmente em função de modificações na circulação atmosférica (Martin et al., 1984b e 1987b). Segundo esses autores, seria possível vislumbrar um longo período caracterizado por "El Niño" permanente ou pelo menos com "El Niño" anual ou qualquer outro mecanismo que propiciasse a pre-

sença de águas quentes na costa do Peru, que teriam o mesmo efeito.

As evidências geológicas identificadas, por exemplo, na desembocadura do Rio Doce (ES), poderiam ser atribuídas a uma situação em que fenômeno do tipo "El Niño" tenha se estendido por muitos anos, várias dezenas ou mesmo algumas centenas de anos (Martin et al., 1989b e Suguo & Martin, 1989).

BIBLIOGRAFIA

- BERNAT, M., MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P. & VILAS-BOAS, G. da S. (1983) Datations Io/U du plus haut niveau marin du dernier interglaciaire sur le côle du Brésil. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 296, série II: p. 197.
- BIGARELLA, J.J. (1946) Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná. Arquivos Biol. Tecn., 1:75-111, Curitiba.
- BIGARELLA, J.J. (1949) Contribuição ao estudo da planície sedimentar da parte norte da Ilha de Santa Catarina. Arquivos Biol. Tecn., 4:107-140, Curitiba.
- BRUUN, P. (1962) Sea level rise as a cause of shore erosion. American Association of Civil Engineers. Proceedings. Journal of Waterways and Harbors Division, 88:117-130.
- CALDAS AULETE (1980) Dicionário Contemporâneo da Língua Portuguesa. Editora Delta, vol. IV, p. 3173.
- DAVIES, J.L. (1972) Geographical variations in coastal development. In: Clayton, K.M. (ed.) Geomorphology text 4, Nova York, Longman & Co. Ltd., 204 p.
- 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. Dissertação de Mestrado, UFBA, 73 p., Salvador.
- DOMINGUEZ, J.M.L., BITTENCOURT, A.C.S.P. & MARTIN, L. (1981) Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). Revista Brasileira Geociências, 11(4):227-237, São Paulo.

- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & MARTIN, L. (1983) O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira Geociências*, 13(2):98-105, São Paulo.
- 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 level. *Journal of Geology*, 85:470-476.
- FAIRBRIDGE, R.W. & HILLAIRES-MARCEL, C. (1977) An 8,000 yrs. palaeoclimatic record of the "Double-Hale" 45 yrs. solar cycle. *Nature*, 268 (5619):413-416.
- FLEXOR, J.-M., MARTIN, L., SUGUIO, K. & DOMINGUEZ, J.M.L. (1984) Gênese dos cordões litorâneos da parte central da costa brasileira. In: Lacerda, L.D. et al. (organizadores) *Restingas - origem estrutura, processos*. Univ. Fed. Fluminense: 35-45, Niterói.
- GOODLAND, R. (1975) *Glossário de Ecologia Brasileira*. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), CNPq, 95p., Manaus.
- KING, C.A.M. (1972) *Beaches and coasts*. Edward Arnold, 570p., Londres.
- KOMAR, P.D. (1973) Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport. *Geological Society America Bulletin*, 84:2217-2226.
- LAMEGO, A.R. (1940) *Restingas na costa do Brasil*. Div. Geol. Min./DNPM, Bol. 96, 63 p., Rio de Janeiro.
- LAMEGO, A.R. (1946) *O homem e a restinga*. Biblioteca Geogr. Bras., Conselho Nacional Geográfico, Rio de Janeiro.
- LAMEGO, A.R. (1955) *Geologia das quadriculas de Campos, São Tomé, Lagoa Feia e Xexé*. Div. Geol. Min./DNPM, Bol. 154, 60p., Rio de Janeiro.
- LEINZ, V. & LEONARDOS, O.H. (1971) *Glossário Geológico*. Companhia Editora Nacional, 236 p., São Paulo.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. (1978) Excursion route along the coastline between the town of Cananéia (State of São Paulo) and Guaratiba outlet (State of Rio de Janeiro). 1978 International Symposium

on Coastal Evolution in the Quaternary, Special Publication 2, 97p., São Paulo.

- MARTIN, L. & SUGUIO, K. (1989) Excursion route along the Brazilian coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (State of Rio de Janeiro). International Symposium on Global Changes in South America during the Quaternary. Special Publication n° 2, 136 p., São Paulo.
- MARTIN, L., FLEXOR, J.-M., VILAS-BOAS, G. da S., BITTENCOURT, A.C.S.P. & GUIMARÃES, M.M.M. (1979) Courbe de variations du niveau relatif de la mer au cours des 7.000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (Nord de Salvador, Bahia). In: K. Suguio et al. (eds.) Proceedings of the 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, 296-331, São Paulo.
- MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P. & VILAS-BOAS, G. da S. (1981) Différentiation sur photographies aériennes des terrasses sableuses marines pléistocènes et holocènes du littoral de l'état de Bahia (Brésil). Revue Photo-interprétation n° 3, fasc. 4-5, Paris.
- MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P. & VILAS-BOAS, G. da S. (1982) Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira - Datação do máximo da penúltima transgressão. Ciências da Terra, 3:16-17, Salvador.
- MARTIN, L., DOMINGUEZ, J.M.L., SUGUIO, K., BITTENCOURT, A.C.S.P. & FLEXOR, J.-M. (1983) Schéma de la sédimentation quaternaire sur la partie centrale du littoral brésilien. Cah. ORSTOM, Sér. Géol., 7(1):59-81, Paris.
- MARTIN, L., FLEXOR, J.-M., BITTENCOURT, A.C.S.P. & DOMINGUEZ, J.M.L. (1984a) Registro do bloqueio da circulação atmosférica meridiana na geometria dos cordões litorâneos da costa brasileira. XXXIII Congresso Brasileiro Geologia, Anais 1:133-144, Rio de Janeiro.
- MARTIN, L., FLEXOR, J.-M., KOUSKY, V.E. & CAVALCANTI, I.F.A. (1984b) Inversion du sens du transport littoral enregistrées dans les cordons littoraux de la plaine côtière du Rio Doce (Brésil): Possible liaison avec des modifications de la circulation atmosphérique. C.R.Ac.Sc. Paris, v. 298, Série II, 25-27, Paris.

- MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J.-M., DOMINGUEZ, J.M.L. & BITTEN-COURT, A.C.S.P. (1987a) Quaternary evolution of the central part of the Brazilian coast: The role of relative sea level variations and the shoreline drift. UNESCO Reports in Marine Science, vol. 43:97-145.
- MARTIN, L., FLEXOR, J.-M. & SUGUIO, K. (1987b) Inversion de la direction de la houle dominante au cours des 5 000 dernières années dans la région de l'embouchure du Rio Doce (Brésil), en liaison avec une modification de la circulation atmosphérique. Géodynamique, 2(2):121-122, Paris.
- MARTIN, L., SUGUIO, K. & FLEXOR, J.-M. & AZEVEDO, A.E.G.de (1988a) Mapa geológico do Quaternário Costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Série Geologia 28, Seção Geologia Básica 18, texto explicativo, 40 p., mapas 1:200.000, Brasília.
- MARTIN, L., SUGUIO, K. & FLEXOR, J.-M. (1988b) Hauts niveaux marins pléistocènes du littoral brésilien. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 68:231-239.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J.M. & ARCHANJO, J.D. (1989a) O Quaternário Costeiro do Estado do Espírito Santo. 2º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA), no prelo.
- MARTIN, L., FLEXOR, J.-M. & SUGUIO, K. (1989b) Ten periods of inversion in directions of dominant waves, from 5,000 years B.P. to present, recognized in the Doce river coastal plain (State of Espírito Santo, Brazil). International Symposium on Global Changes in South America during the Quaternary: Past-Present-Future, Special Publication n° 1:289-292, São Paulo.
- 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. da (1964) Morfologia do litoral. In: Azevedo, A. de - vol. I: Brasil - A terra e o homem (As bases físicas). Companhia Editora Nacional, 568 p., São Paulo.
- SOUZA, C.R. de G. (1987) Planialtimetria de detalhe e os paleoníveis marinhos quaternários na planície costeira de Caraguatuba, Estado de São Paulo. 1º Congresso da Associação Brasileira

- de Estudos do Quaternário (ABEQUA), Anais:297-308, Porto Alegre.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1978) Quaternary marine formations of the States of São Paulo and southern Rio de Janeiro. 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, Special Publication nº 1, 55p., São Paulo.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. (1989) Looking for indirect geologic evidence of Holocene Paleo "El Niño" along Brazilian coast. 28th. International Geologic Congress, Abstracts volume 3/3: p.3-194, Washington.
- SUGUIO, K. & TESSLER, M.G. (1984) Planície de cordões litorâneos quaternários do Brasil: origem e nomenclatura. In: Lacerda, L.D. et al. (organizadores). Restingas - origem, estrutura, processos. Univ. Fed. Fluminense: 15-25, Niterói.
- SUGUIO, K., MARTIN, & FLEXOR, J.-M. (1980) Sea-level fluctuations during the past 6,000 years along the coast of the State of São Paulo, Brazil. In: N.A. Mörner (editor), Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, John Wiley and Sons: 471-486.
- SUGUIO, K., MARTIN, L. & DOMINGUEZ, J.M.L. (1982) Evolução do "delta" do Rio Doce (ES) durante o Quaternário - Influência das variações do nível do mar. IV Simpósio do Quaternário no Brasil, Atas, p. 93-116, Rio de Janeiro.
- SUGUIO, K., MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P., DOMINGUEZ, J.M.L., FLEXOR, J.-M. & AZEVEDO, A.E.G. de (1985) Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Revista Brasileira Geociências, 15(4):273-286, São Paulo.
- SUGUIO, K., MARTIN, L., FLEXOR, J.-M. & AZEVEDO, A.E.G. de (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, Balkema, Rotterdam.
- SUGUIO, K., MARTIN, L. & FLEXOR, J.-M. (1988) Quaternary sea-levels of the Brazilian coast: Recent progress. Episodes, 11(3):203-208.
- SWIFT, D.J.P. (1976) Coastal sedimentation. In: Stanley D.J. & Swift, D.J.P. (eds.) Marine sediments transport and environmental management, Wiley Interscience, 255-310.

VILLWOCK, J.A., TOMAZELLI, L.J., 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. Quaternary of South Ame-
rica and Antarctic Peninsula, 4:79-97, Balkema, Rotterdam.

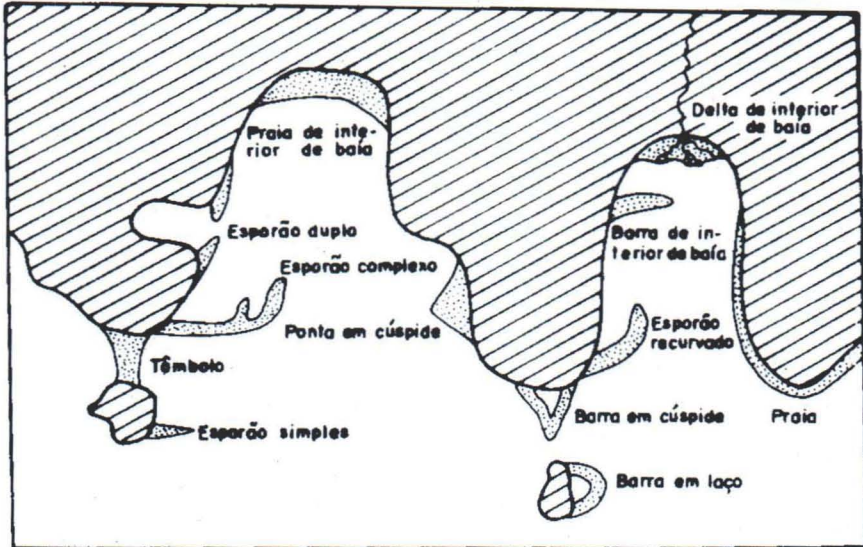


Fig. 1 - Diferentes tipos de depósitos arenosos associados a costas recortadas como as do litoral sudeste (ou das escarpas cristalinas pré-cambrianas) do Brasil.

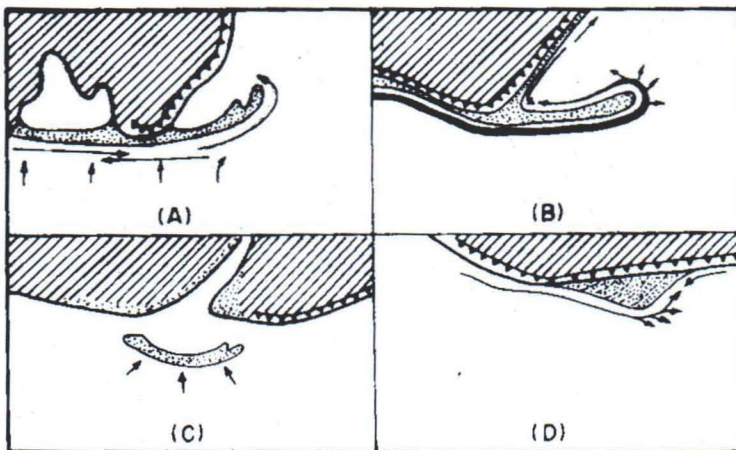


Fig. 2 - Indicadores geomorfológicos dos sentidos preferenciais de transporte litorâneo de sedimentos: (A) esporões recurvados, (B) esporões arenosos, (C) ilhotas arenosas luniformes e (D) acumulações costeiras assimétricas (mod. de Dominguez et al., 1983).

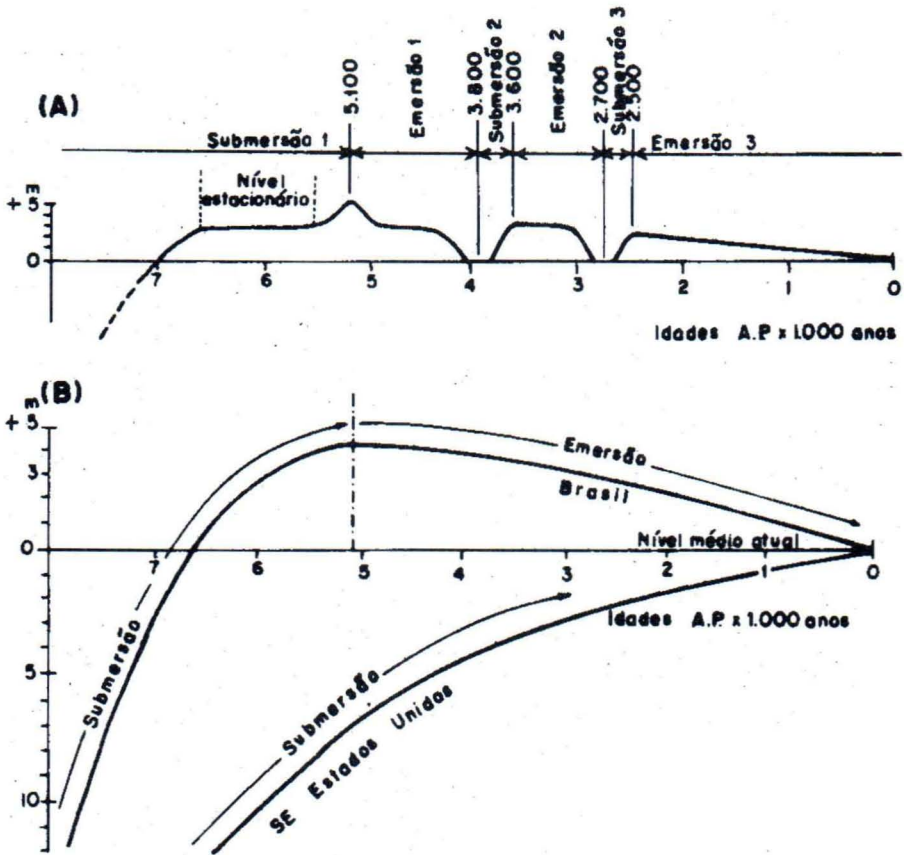


Fig. 3 - Variações do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos para região N de Salvador (BA) segundo Martin et al., 1979 (A) e curvas médias esquemáticas para a porção central do litoral brasileiro e costa SE dos Estados Unidos segundo Flexor et al., 1984 (B).

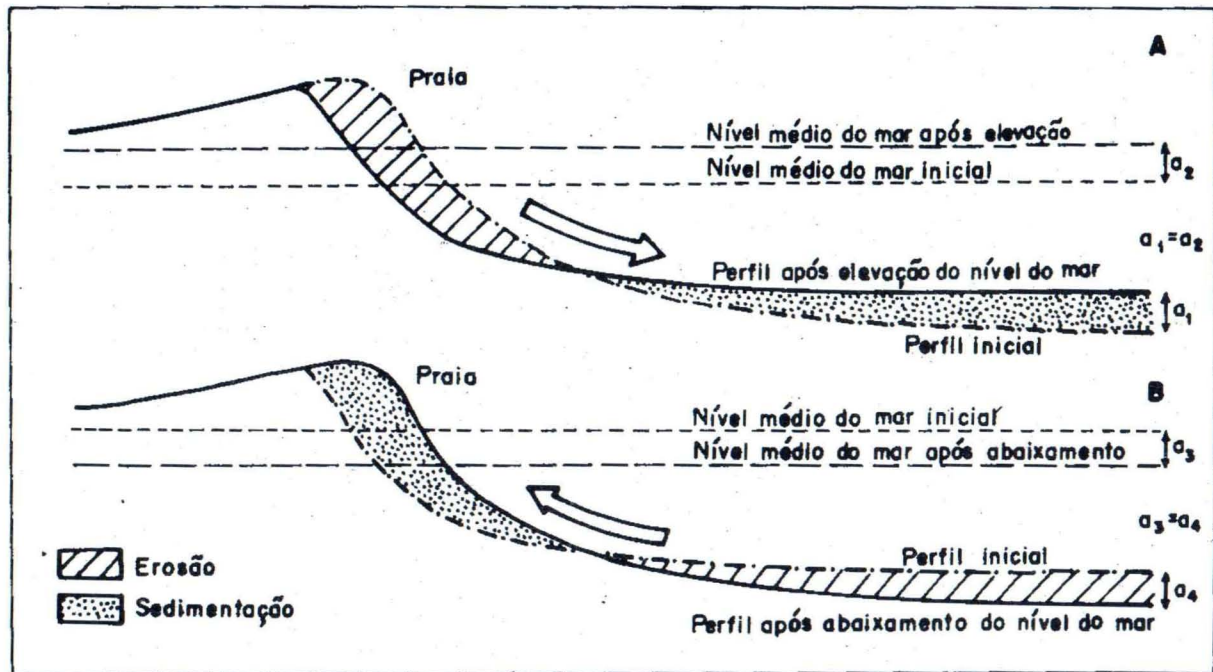


Fig. 4 - Mudanças de perfis de equilíbrio das praias em função das flutuações dos níveis marinhos: A = elevação do nível marinho (Bruun, 1962) e B = abaixamento do nível marinho (Dominguez, 1982).

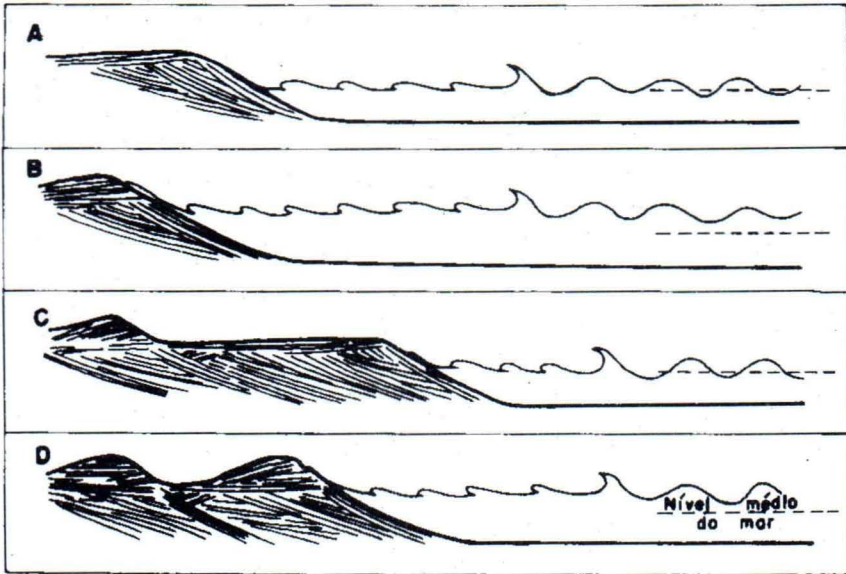


Fig. 5 - Formação de cristas praias (beach ridges) a partir de cristas de pós-praia (backshore) segundo Flexor et al. (1984).

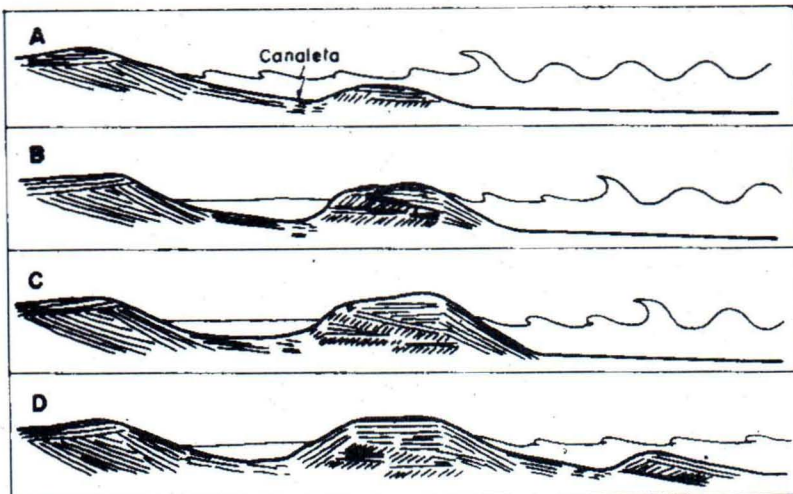


Fig. 6 - Formação de cristas praias a partir de barras de antepraia (foreshore) segundo Flexor et al. (1984).

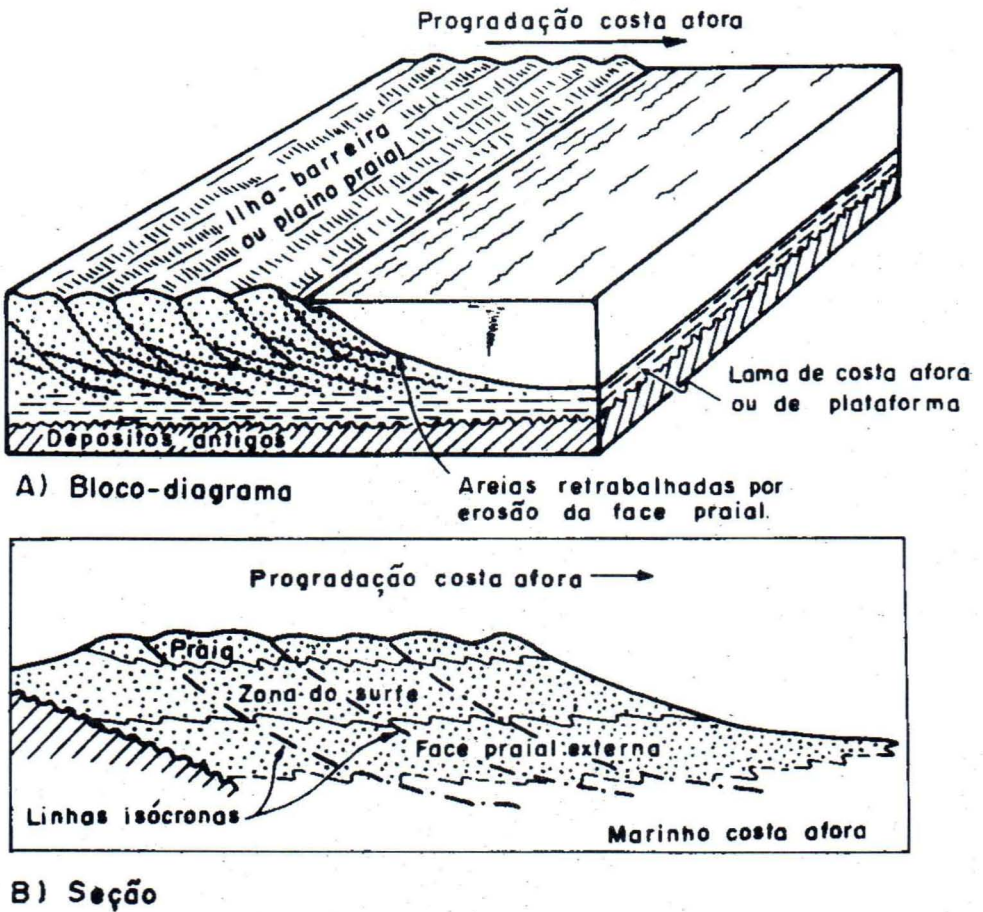


Fig. 7 - Visão tridimensional (A) e perfil (B) de uma costa de progradação através de sucessivos alinhamentos de cristas praiadas (beach ridges) em linha costeira regressiva (regressive shoreline).

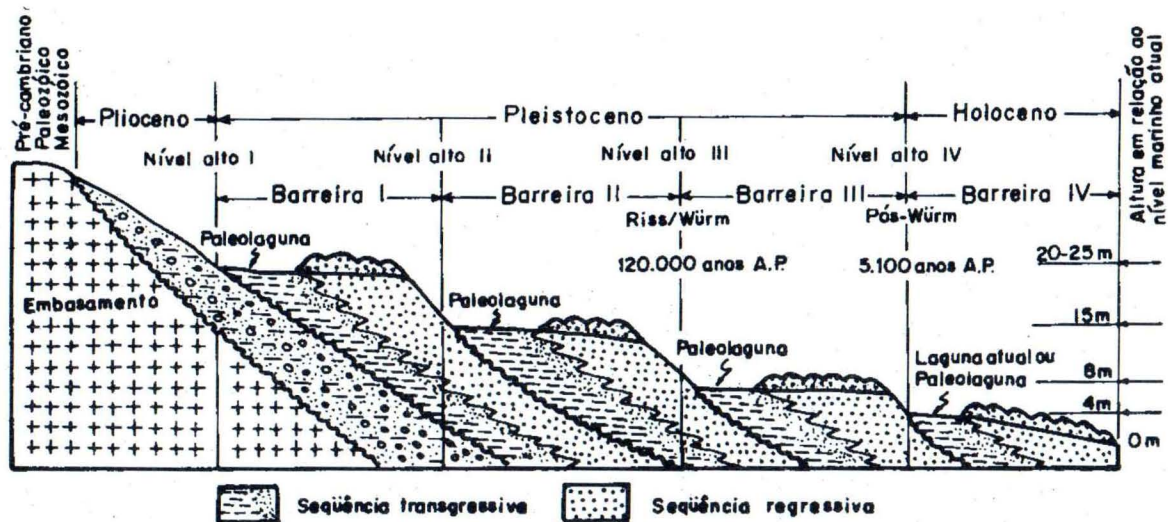


Fig. 8 - Terraços de construção marinha correspondentes a sistemas de ilhas-barreiras/lagunas, conhecidos como Barreiras I, II, III e IV, formados durante quatro fases de níveis marinhos quaternários mais altos do que hoje no litoral sul-riograndense (Modif. de Villwock et al., 1986).