

GÊNESE DOS CORDÕES LITORÂNEOS DA PARTE CENTRAL DA COSTA BRASILEIRA.

Jean-M. Flexor*, Louis Martin**, Kenitiro Suguio***, José M.L. Dominguez****

RESUMO

A origem dos cordões litorâneos que ocorrem na parte central da costa Brasileira é interpretada em termos do abaixamento do nível médio relativo do mar durante o Holoceno e suas consequências no aporte de areia proveniente da plataforma próxima. Mostra-se que a corrente de deriva litorânea tem um papel fundamental no transporte das areias e que os alinhamentos dos cordões que cobrem os terraços correspondem a cristas de altas praias que foram sucessivamente abandonadas no decorrer da progradação da costa.

ABSTRACT

The origin of beach ridges occurring in the central part of the Brazilian coast is explained in terms of the relative sea level drop during the Holocene and from his consequences in the transport of sand derived from the adjacent inner shelf. It is shown that the longshore currents have played an essential role in the construction of the sandy terraces and that the beach ridges correspond to beach bar crests left successively during the progradation of the coast.

Key words: Beach ridges, sea level, Holocene, Brazil

INTRODUÇÃO

Uma das características da parte central do litoral brasileiro consiste na ocorrência de vastas planícies quaternárias, algumas das quais nas desembocaduras dos rios de maior importância.

Pesquisas efetuadas no litoral paulista e sul-fluminense por Flexor e colaboradores (16), (17), (18), (19), (28), (29), (30), (31), (32), (33), (22) e (23); na metade norte do litoral capixaba por Domingues et al (34) e (25); no litoral bahiano por Bittencourt e colaboradores (1), (2), (20), (21), (24), (25), (26), (7), (8) e (9); no litoral sergipiano e sul-alagoano por Bittencourt e colaboradores levaram a uma melhor compreensão dos mecanismos de sedimentação que se verificaram naquelas regiões durante o Quaternário (10), (27).

Estes autores, apoiados em mapeamento geológico de detalhe e em datações radioativas (métodos do radiocarbono e U/Th), puderam identificar testemunhos representativos de três períodos de altos níveis marinhos no decorrer do Quaternário.

Evidências do alto nível marinho mais antigo foram identificadas somente no litoral dos Estados da Bahia e Sergipe. Os únicos testemunhos deste evento, conhecidos até hoje, consistem numa linha de falésias entalhadas em sedimentos da Formação Bar

*CNPq/Observatório Nacional, Departamento de Geofísica, Rio de Janeiro, RJ; **CNPq/Observatório Nacional-ORSTOM, Departamento de Geofísica, Rio de Janeiro, RJ; ***Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP; ****Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, BA.

reiras e numa formação recifal não aflorante existente ao sul da Bahia (1). Este nível marinho alto, situava-se, na prática, próximo ao nível atual sem tê-lo, todavia, ultrapassado.

O alto nível marinho seguinte ocorreu há cerca de 120.000 anos, tendo atingido o seu máximo de 8 ± 2 m acima do nível atual (26). Extensos terraços arenosos que se depositaram após este nível ter sido alcançado, são encontrados ao longo de todo o litoral brasileiro.

A parte terminal do período correspondente ao último nível alto é atualmente bem conhecida graças à existência de numerosas datações pelo carbono-14. Esses dados permitiram a reconstrução das antigas posições ocupadas pelo nível médio relativo do mar o que resultou na construção de curvas de variação em setores homogêneos do litoral para os últimos 7.000 anos (Fig. 1). Estas curvas apesar de serem semelhantes entre si, podem, entre tanto, exibir diferenças na amplitude. De uma maneira geral, o nível médio atual foi ultrapassado entre 6.500 e 7.000 anos B.P., tendo atingido o seu máximo situado a cerca de 5 m acima do atual, por volta dos 5.100 anos B.P. Em seguida, o nível médio relativo do mar retornou mais ou menos regularmente à sua posição atual apresentando, todavia, dois curtos períodos de elevação rápida entre 3.800 e 3.600 anos B.P. e entre 2.700 e 2.500 anos B.P., respectivamente.

De uma maneira resumida, pode-se dizer que o litoral brasileiro ficou sujeito, no decorrer do Holoceno, à submersão até os 5.100 anos B.P. e, em seguida, à emersão. Esta situação, entretanto, não é verificada no mundo inteiro pois, por exemplo, na costa atlântica e do Golfo do México (Estados Unidos), o nível relativo do mar nunca foi superior ao atual durante os últimos 7.000 anos (Fig. 2). Torna-se então evidente que a evolução litorânea durante este período não foi a mesma nas costas leste dos Estados Unidos e do Brasil. As costas em submersão são caracterizadas pela existência de sistemas de ilhas-barreiras bem como de lagunas enquanto que as regiões costeiras em emersão apresentam extensos terraços arenosos recobertos por cordões litorâneos.

PAPEL DAS VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR NA SEDIMENTAÇÃO COSTEIRA.

A regra de Bruun (5), estabelece que uma vez alcançado o perfil de equilíbrio da zona litoral, uma elevação subsequente do nível do mar iria perturbar este equilíbrio que seria então restaurado mediante uma translação desse perfil em direção ao continente (Fig. 3A). Como consequência, o prisma da praia irá sofrer erosão e o material erodido será transferido e depositado na antepraia. Esta transferência provocará a elevação do asoalho da antepraia numa magnitude a_1 igual à elevação sofrida pelo nível do mar (a_2), mantendo assim uma profundidade constante na lâmina d'água. Testes de campo e de laboratório (36), (37), (11) e (12), comprovaram a hipótese de Bruun. Ainda que esta regra 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 restaurado. De fato, um abaixamento do nível do mar, diminuindo a espessura da lâmina d'água, irá gerar desequilíbrios no perfil da zona litoral, tornando-o mais "agradado". Em consequência, as ondas irão movimentar os sedimentos inconsolidados da antepraia em direção à costa, estocando-os no prisma

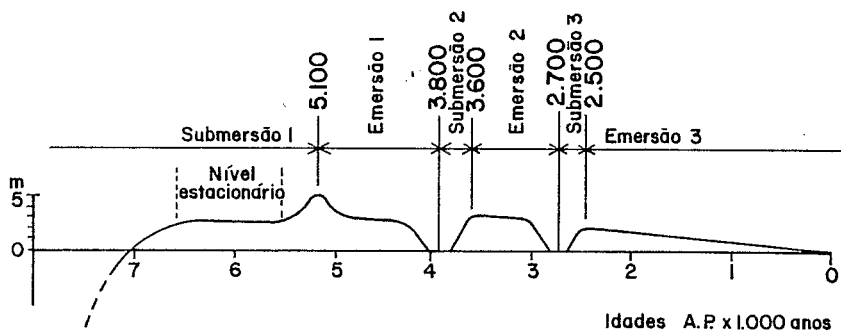


FIG. 1 - UM EXEMPLO DE CURVA DE FLUTUAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE OS ÚLTIMOS 7.000 ANOS NA ÁREA AO NORTE DE SALVADOR (ESTADO DA BAHIA).

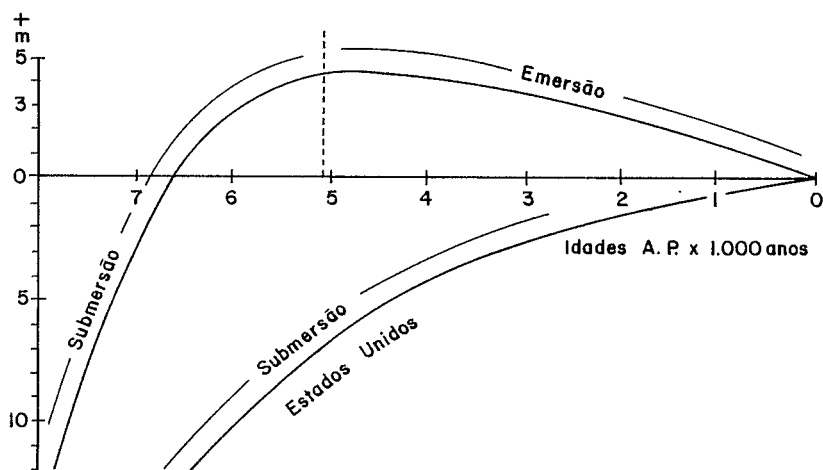


FIG. 2 - CURVAS MÉDIAS ESQUEMÁTICAS DE FLUTUAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR NA PARTE CENTRAL DO LITORAL DO BRASIL E SE DOS ESTADOS UNIDOS NOS ÚLTIMOS 7.000 ANOS.

de praia e provovendo desta maneira uma progradação (Fig. 3 B). Esta transferência irá cessar quando a profundidade da lâmina d'água na antepraia for equivalente à que existia anteriormente. Comparativamente, este processo seria semelhante aquele no qual um perfil de tempestade se recupera, via transferência de sedimentos da antepraia para o prisma da praia, em perfil de "swell", processo este amplamente registrado na literatura (6), (14), (15) e (38).

PAPEL DA DERIVA LITORÂNEA DE SEDIMENTOS ARENOSOS NA SEDIMENTAÇÃO COSTEIRA.

O transporte de sedimentos ao longo de uma praia arenosa se faz principalmente pelas correntes de deriva litorânea geradas pelas ondas. De fato, próximo às praias, as ondas não encontram profundidade suficiente para a sua propagação, ocorrendo então a sua arrebenção. Este fenômeno é acompanhado pela liberação de grande quantidade de energia, que será traduzida, em parte, pela colocação em suspensão das areias e, parcialmente, na formação da corrente de deriva litorânea. Naturalmente, este fenômeno ocorrerá somente se as ondas atingirem obliquamente a linha de praia. A velocidade desta corrente é lenta mas a ação se faz sentir em uma zona onde as areias foram colocadas em suspensão pela arrebenção das ondas e portanto, o volume de areia transportada por este meio será considerável. A ação combinada das águas de espraiamento das ondas de arrebenção e da corrente de deriva litorânea provoca o transporte pulsatório das areias. Evidentemente, o sentido do transporte depende da direção de incidência das frentes de onda que atingem a praia.

Certamente, durante um período de abaixamento do nível relativo do mar, parte da areia fornecida durante o restabelecimento do perfil de equilíbrio irá transitar ao longo da praia em consequência deste mecanismo. Este transporte prosseguirá até que as areias sejam retidas por uma armadilha ou bloqueadas por um obstáculo. Isto explica as grandes diferenças que podem existir numa região que tenha sofrido um abaixamento uniforme do nível do mar. Os terraços arenosos serão pouco desenvolvidos ou mesmo ausentes nas regiões onde há predominância do traço litorâneo e muito importantes nas zonas onde uma armadilha ou um obstáculo tenha permitido a retenção das areias. Estas armadilhas ou obstáculos podem ser de tipos diferentes, tais como, reentrâncias da linha costeira, ilhas ou fundos rasos formando zonas de fraca energia, pontões do embasamento rochoso que constituem um obstáculo ao transporte litorâneo, desembocaduras fluviais importantes, etc.

BLOQUEIO DO TRANSPORTE LITORÂNEO PELO FLUXO DE UM RIO.

Em períodos de alta descarga fluvial, o fluxo de água junto à desembocadura irá constituir um obstáculo que tenderá a bloquear o transporte das areias do mesmo modo que um molhe artificial numa região costeira. Isto irá ocasionar uma acumulação de areia do lado a montante da corrente de deriva litorânea (barlamar) e uma possível erosão do lado a jusante da corrente (sotamar). Entretanto, a erosão da parte a jusante da corrente é frequentemente compensada pelo aporte de sedimentos grosseiros supridos pelo próprio rio (Fig. 4 B). Em período de baixa descarga fluvial, o obstáculo representado pelo fluxo do rio irá praticamente desaparecer e a deriva litorânea provocará a

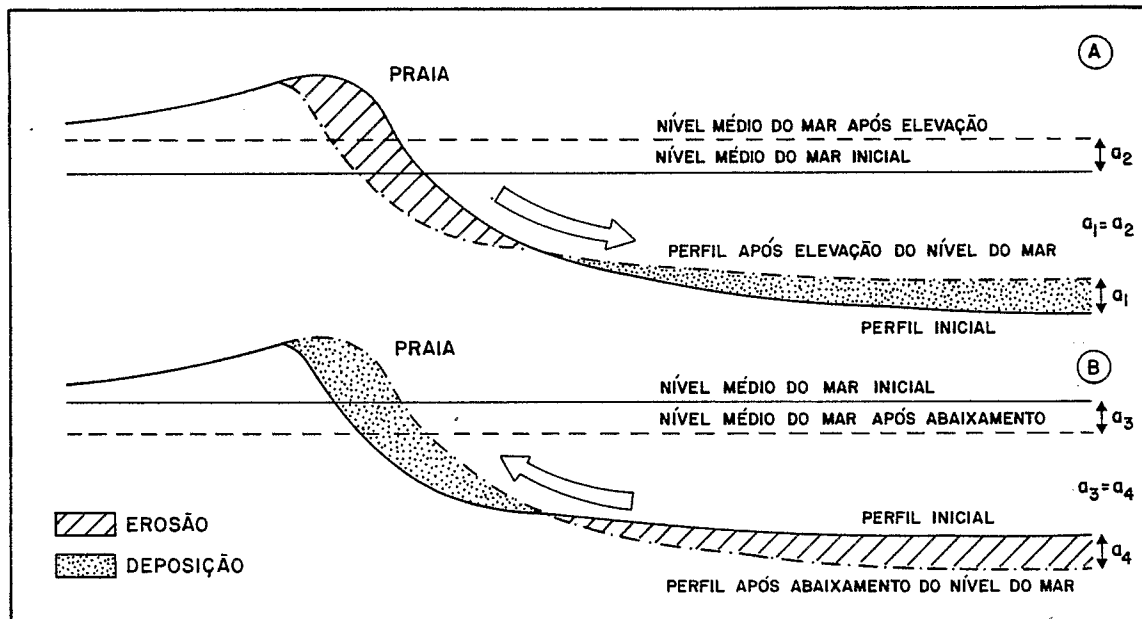


FIG.3-A — COMPORTAMENTO DO PERFIL DE EQUILÍBRIO DA ZONA LITORAL EM FUNÇÃO DE UMA SOBREELEVAÇÃO DO NÍVEL DO MAR (MODIFICADO DE BRUUN, 1962).

B — COMPORTAMENTO DO PERFIL DE EQUILÍBRIO DA ZONA LITORAL EM FUNÇÃO DE UMA DESCIDA DO NÍVEL DO MAR.

construção de um esporão arenoso que tenderá a fechar a desembocadura. Do mesmo modo, ocorrerá uma erosão parcial do depósito formado no período precedente, que se encontrava saliente em relação ao alinhamento da praia (Fig. 4 C). Se o período de vazão mais fraca durar bastante tempo, o esporão arenoso poderá atingir uma largura suficiente para resistir parcialmente ao período de alta energia subsequente. Muitas vezes, somente a extremidade do esporão arenoso será destruída e a barragem provocada pelo fluxo do rio será deslocada no sentido da deriva litorânea, ocorrendo uma nova acumulação de areia a montante da corrente (Fig. 4 D). Deste modo, pode-se verificar o aparecimento de uma forte assimetria entre as partes da planície costeira situadas de um lado e de outro da desembocadura. A parte a montante da corrente de deriva litorânea será formada por faixas de cordões litorâneos, essencialmente de origem marinha, enquanto que a porção a jusante será constituída por uma alternância de cordões arenosos de origem fluvial e de zonas baixas argilo-arenosas. Além disso, os deslocamentos da desembocadura serão marcados por uma sucessão de degraus realçados por discordâncias nos alinhamentos dos cordões arenosos (Fig. 4 D).

Este mecanismo pode ser facilmente observado na desembocadura do Rio Paraíba do Sul (Fig. 4).

FORMAÇÃO DOS ALINHAMENTOS DOS CORDÕES LITORÂNEOS.

Até então explicou-se a formação de terraços arenosos a partir das areias da plataforma próxima fornecidas pelo abaixamento do nível relativo do mar ou trazidas pelos cursos dos rios, porém não foi focalizada a existência dos alinhamentos de cordões que ocorrem frequentemente sobre estes terraços. É claro que estes cordões correspondem a antigas praias abandonadas no decorrer da progradação da costa. Para certos autores, os cordões corresponderiam a antigas altas praias enquanto que para outros, seriam antigas barras de antepraia que teriam emergido a medida que a progradação fosse se efetuando.

- Os cordões litorâneos são antigas altas praias:

As diferentes etapas da formação dos cordões litorâneos estão esquematizadas na Fig. 5. O estágio A corresponde a um perfil de equilíbrio da praia para um nível marinho dado. Um período de tempestade traduzir-se-á por uma elevação passageira do nível relativo do mar que provocará a erosão do prisma de praia e a formação de uma crista de tempestade (estágio B). O fim do período de mau tempo traduz-se pela volta do nível do mar à sua posição original o que implica num aporte de areia em direção do prisma de praia (estágio C). Se a progradação é suficientemente importante, a erosão do prisma de praia provocada pelo período de mau tempo seguinte não irá atingir a crista de praia precedente e formar-se-á uma nova crista de tempestade diante da primeira (estágio D) e assim por diante. Além do mais, quando a crista se encontra atrás da zona atingida pelo mar alto, ela é colonizada pela vegetação. A areia posta em movimento pelo vento sobre a praia é bloqueada por esta vegetação o que provoca a sobrelevação da crista. A distância que separa dois cordões sucessivos é função da velocidade de progradação e da frequência dos períodos de tempestade. Pode-se então indagar se estes períodos de mau tempo não seriam cíclicos. Assim, Fairbridge e Hilaire-Marcel (38), calcularam para os cordões da Baía de Hudson (Canadá) uma periodicidade de 45 anos que corresponderia a um duplo ciclo solar. Entretanto, observações no

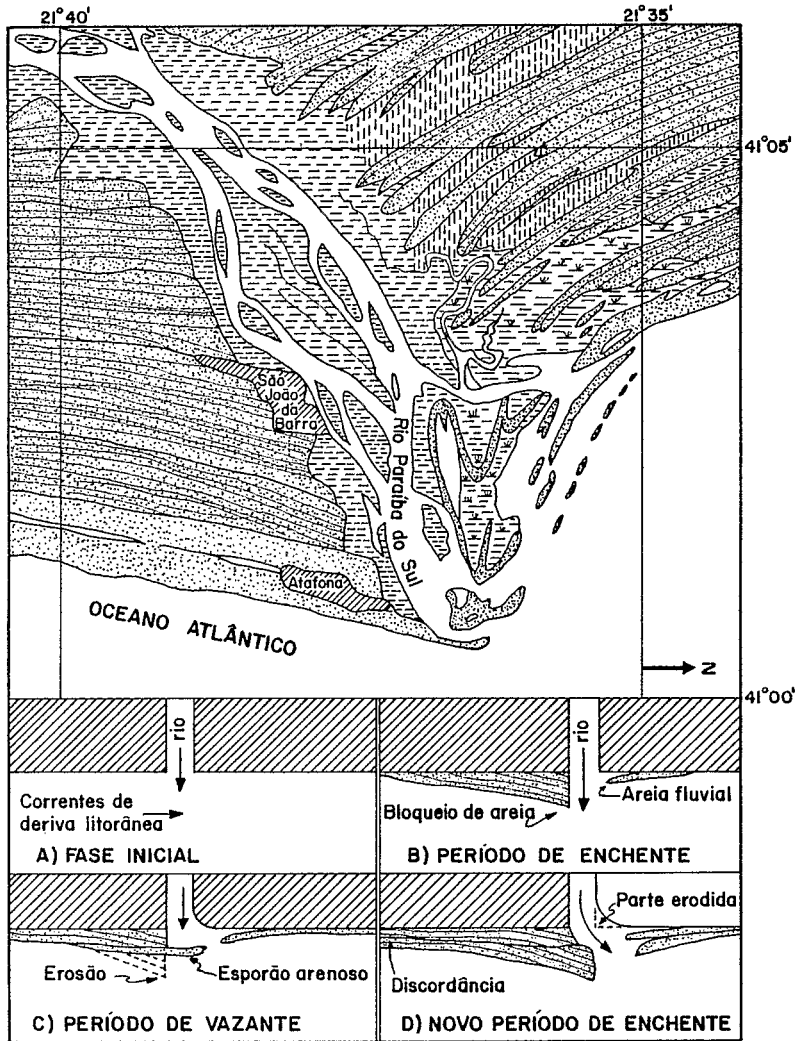


FIG.4 - DESEMBOCADURA DO RIO PARAÍBA DO SUL E MECANISMO DE BLOQUEIO DE AREIA SUPRIDA POR CORRENTES DE DERIVA LITORÂNEA DIRIGIDAS DO SUL PARA O NORTE.

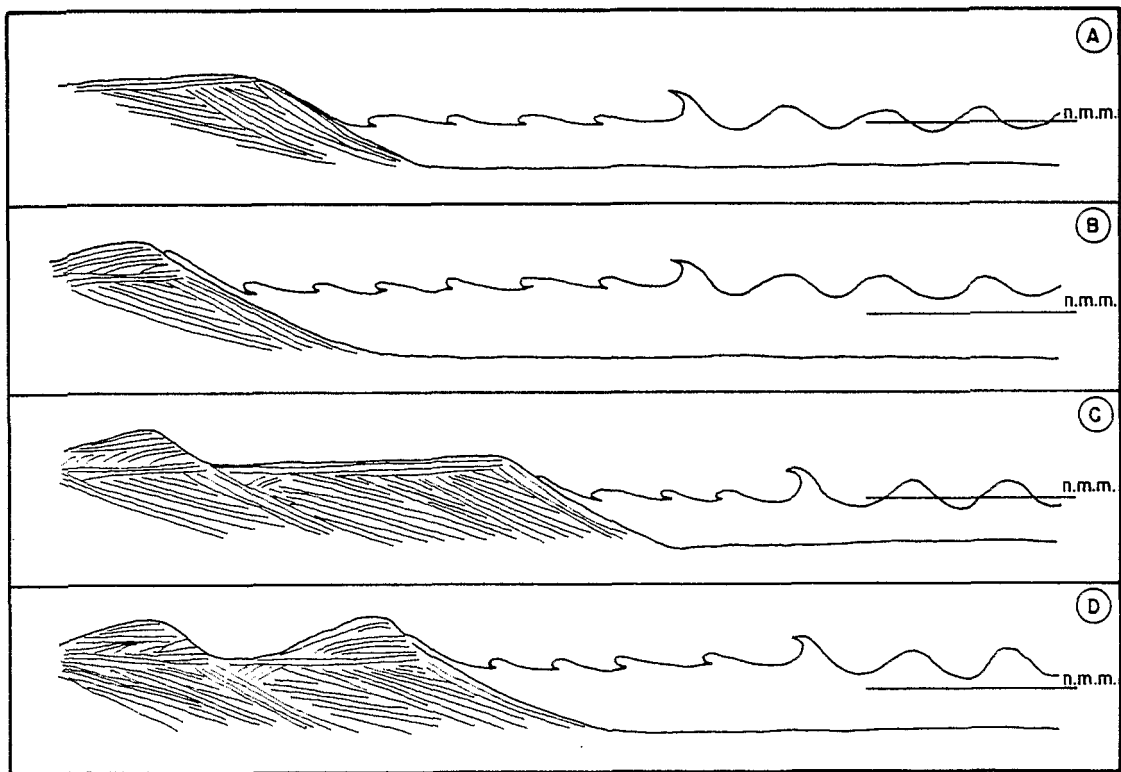


FIG. 5 - FORMAÇÃO DOS CORDÕES A PARTIR DE UMA CRISTA DE ALTA PRAIA

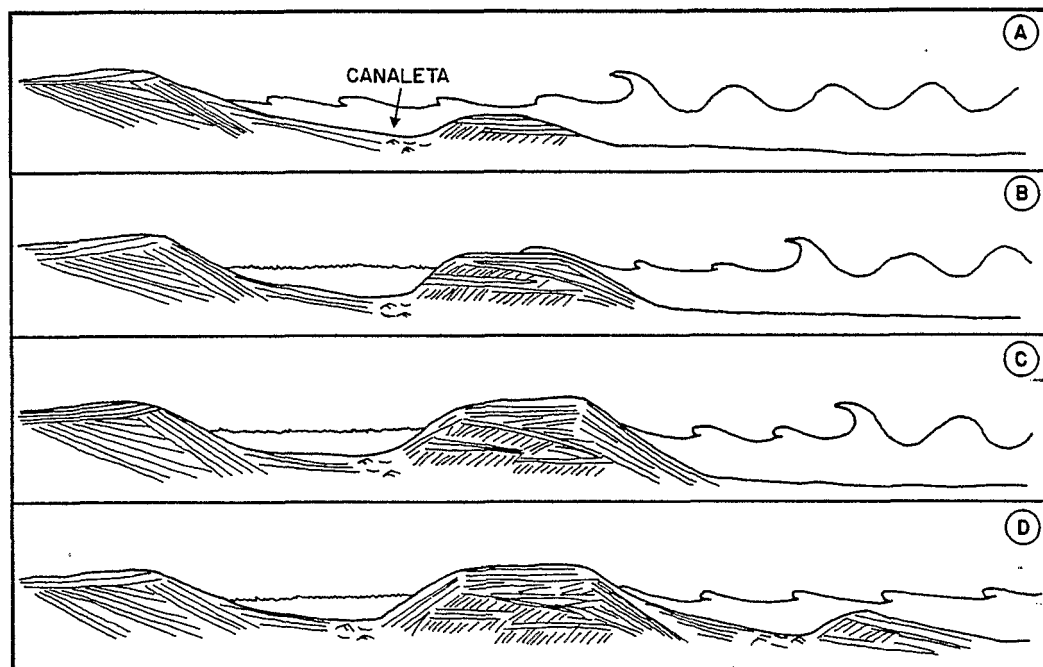


FIG. 6 - FORMAÇÃO DOS CORDÕES A PARTIR DE UMA BARRA DE ANTEPRAIA

campo mostram que o espaçamento não é tão regular quanto se poderia prever a partir de um exame rápido das fotos aéreas.

- Os cordões litorâneos são antigas barras de antepraia (Fig. 6):

O espaçamento irregular dos cordões não se coaduna com a hipótese de uma origem dos cordões a partir da emersão sucessiva de barras de antepraias. Com efeito, neste caso, o espaçamento entre cada cordão deveria ser muito regular. Além do mais, é difícil imaginar como uma barra de antepraia poderia emergir sem ser destruída pelas ondas. Seria preciso admitir abaixamentos bruscos do nível do mar, de várias dezenas de centímetros. A repetição destes abaixamentos (entre 100 e 150 vezes no decorrer dos últimos 5.000 anos) é totalmente incompatível com os dados existentes. Entretanto, em casos muito particulares, como na desembocadura de um curso de água quando a linha de antepraia é alimentada lateralmente pelos aportes do rio, ela pode emergir. Fenômenos desta natureza puderam ser constatados nas desembocaduras dos Rios Paraíba do Sul e Jequitinhonha.

CONCLUSÕES

Nas costas arenosas, o abaixamento do nível relativo do mar provoca o aporte de grandes quantidades de areia da plataforma próxima em direção da praia. Este material é parcial ou totalmente retomado pela corrente de deriva litorânea e transportado até que apareça um obstáculo ou uma armadilha que irão bloquear o transporte. Formam-se então terraços arenosos cobertos de alinhamentos de cordões litorâneos. Mais frequentemente, estes últimos correspondem a cristas de altas praias que foram sucessivamente abandonadas no decorrer da pregradação da costa. Uma origem a partir da emersão de barras de antepraia pode ser prevista apenas em casos muito particulares.

REFERÊNCIAS

1. Bittencourt, A.C.S.P. et al. 1979. Proc. Int. Symp. on Coastal Evolution in the Quaternary: 232-253.
2. Bittencourt, A.C.S.P. et al. 1979. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos. Sec. Minas e Energia, Salvador (BA): 1-21.
3. Bittencourt, A.C.S.P. et al. 1982. Atas IV Simp. Quaternário no Brasil: 49-68.
4. Bittencourt, A.C.S.P. et al. 1983. Rev. Bras. Geociênc. 13: 93-97.
5. Bruun, P. 1962. Proc. J. Waterway Harbors. Div. 88:117-130.
6. Davies, J.L. 1972. Geomorphology Text 4, Longman Group Ltd, New York: 204.
7. Dominguez, J.M.L. 1982. Dissertação de Mestrado UFBA, Salvador: 73pp.
8. Dominguez, J.M.L. et al. 1982. Rev. Bras. Geociênc., 11: 225-237.
9. Dominguez, J.M.L. et al. 1982. Atas IV Simp. Quaternário no Brasil: 62-92.
10. Dominguez, J.M.L. et al. 1983. Rev. Bras. Geociênc., 13: 98-105.
11. Dubois, R.N. 1976. J. Geology, 84:485-491.
12. Dubois, R.N. 1977. J. Geology, 85: 470-476.
13. Fairbridge, R.W. & Hilaire-Marcel, C. 1977. Nature, 268:413-416.
14. King, C.A.M. 1972. Beaches and coasts, Martin's Press, New York, p.570.

15. Komar, P.D. 1973. Geolog. Soc. America, Bull. 84:2217-2226.
16. Martin, L. & Suguio, K. 1975. Anais Acad. Bras. Ciênc., 47: 249-263.
17. Martin, L. & Suguio, K. 1976. Cah. O.R.S.T.O.M., Série Géol. VIII: 33-47.
18. Martin, L. & Suguio, K. 1976. Anais XXIX Congr. Bras. Geologia, 1: 281-294.
19. Martin, L. & Suguio, K. 1978. International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, Spec. Publ. 2:97pp.
20. Martin, L. et al. 1978. Rev. Bras. Geociênc., 2 (4):303-320.
21. Martin, L. et al. 1979. Proc. Int. Symp. on Coastal Evolution in the Quaternary: 264-274.
22. Martin, L. et al. 1979. Proc. Int. Symp. on Coastal Evolution in the Quaternary: 296-331.
23. Martin, L. et al. 1980. Cah. O.R.S.T.O.M., Série Géol., XI: 96-125.
24. Martin, L. et al. 1980. Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia, Governo do Estado da Bahia, Secretaria de Minas e Energia: 2 Folhas, Salvador (BA).
25. Martin, L. et al. 1981. Photo Intérprétation 3: 4-5.
26. Martin, L. et al. 1982. Ciências da Terra 1: 16-17.
27. Martin, L. et al. 1983. Cah. O.R.S.T.O.M., Série Géol. XIII: 59-81.
28. Suguio, K. & Martin, L. 1976. Anais Acad. Bras. Ciênc. 48: 325-334.
29. Suguio, K. & Martin, L. 1976. Anais XXIX Congr. Bras. Geol. 1: 295-305.
30. Suguio, K. & Martin, L. 1978. Mapas das formações quaternárias do litoral paulista. Governo do Estado de São Paulo, Secretaria de Obras e Meio Ambiente, DAEE, 8 folhas.
31. Suguio, K. & Martin, L. 1979. Int. Symp. on Coastal Evolution in the Quaternary, Spec. Publ. 1: 55p.
32. Suguio, K. & Martin, L. 1981. Proc. Int. Symp. on Holocene Sea-level Fluctuations, Magnitude and Causes. COLQUHOUM ed., South Univ.: 116-131.
33. Suguio, K. & Martin, L. 1982. Geomarine Letters 1: 181-195.
34. Suguio, K. et al. 1980. Earth Rheology, Isostasy and Eustasy. MORNER ed. John Wiley and Sons, New Yoerk: 471-486.
35. Suguio, K. et al. 1982. Atas IV Simp. Quaternário no Brasil: 93-116.
36. Schwartz, M.L. 1965. J. Geology 75: 76-92.
37. Schwartz, M.L. 1967. J. Geology 79: 91-94.
38. Swift, D.J.P. 1976. Marine Sediment Transport and Environmental Management, Wiley Interscience Publ., New York: 235-310.