

ORIGEM E EVOLUÇÃO DO SISTEMA ILHA BARREIRA / LAGUNA HOLOCÊNICO DA PLANÍCIE COSTEIRA DE CARAVELAS - BAHIA - BRASIL

Ana C. S. Andrade¹; José M. L. Dominguez².

¹ D.Sc. em Geologia, Laboratório de Oceanografia Geológica, Departamento de Ciências Agrárias e Ambientais, UESC, estrada Ilhéus-Itabuna, km 16, Ilhéus, Bahia, Brasil, 45662-000, tel. 55 73 6805270,

E-mail: acsaa@bol.com.br

² Ph.D. em Geologia Marinha, Laboratório de Estudos Costeiros, Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia, UFBA, R. Caetano Moura, 123, Federação, Salvador, Bahia, Brasil, 40.210-340, tel. 55 712038605,

E-mail: landim@cpgg.ufba.br

RESUMO

A integração do mapeamento geológico-geomorfológico dos depósitos quaternários, datações pelo método radiocarbônico e testemunhagens a vibração permitiu o estudo da origem e evolução das paleolagunas holocênicas presentes na planície costeira de Caravelas. A elevação do nível do mar, após o último máximo glacial, que culminou em um máximo a cerca de 5.600 anos cal A.P. (5.200 anos C14 A.P.), favoreceu o afogamento parcial da planície pleistocênica. Como resultado desta inundação, foram instalados dois sistemas ilha barreira / laguna: o sistema lagunar I, situado no setor sul da planície e o sistema lagunar II, situado no setor norte da planície. Estes dois sistemas lagunares apresentaram modos de formação distintos. No sistema lagunar I, a ilha barreira se formou provavelmente segundo o mecanismo de desligamento da praia por afogamento da planície costeira. No sistema lagunar II, a ilha barreira teve seu desenvolvimento, provavelmente, associado ao crescimento lateral de um pontal arenoso, com conseqüente isolamento de uma porção da antepraia.

ABSTRACT

The integration of mapping Quaternary deposits, C¹⁴ dating and vibra-coring allowed the study of the origin and evolution of the Holocene paleo-lagoons present in the Caravelas strandplain. The rise in sea level that followed the last glacial maximum, culminating in a highstand around 5.600 cal. yrs. B.P. (or 5.200 C¹⁴ yrs. B.P.), has inundated the Pleistocene strandplain. As a result of this inundation, two barrier-island lagoonal systems have formed. The lagoonal system I formed in the southern sector of the plain whereas the lagoonal system II formed in the northern sector. These two lagoonal systems presented very different modes of formation. In the lagoonal system I, the barrier island was probably formed according to the beach detachment mechanism. In the lagoonal system II, the barrier island had its development, probably, associated to the lateral extension of a sand spit with consequent isolation of a portion of the shoreface.

Palavras-chave: fácies sedimentares, nível do mar.

1. INTRODUÇÃO

Lagunas constituem “corpos de águas rasas e calmas, em geral mantendo comunicação restrita com o mar. Frequentemente formam um sistema ilha barreira / laguna, relacionado geneticamente à dinâmica costeira” (Suguio et al. 1985). Em regiões costeiras com baixa declividade, sob condições de elevação do nível de mar, um sistema ilha barreira / laguna é a fisiografia dominante.

Existem basicamente três hipóteses para explicar o mecanismo de formação dos sistemas ilha barreira / laguna (Swift 1975): (i) emersão de barras costa-afora (De Beaumont 1845), (ii) crescimento de pontais arenosos ao longo da costa (Gilbert 1885) e (iii) desligamento da praia por afogamento da planície costeira (McGee 1890).

A hipótese De Beaumont (1845 apud Davis Jr. 1992) foi severamente criticada por Hoyt (1967) e Swift (1975), onde este último autor salienta duas incoerências: (i) escala de tempo entre a resposta do perfil da antepraia às variações das condições hidrodinâmicas e o tempo requerido para se processarem as variações no nível do mar e (ii) mecanismos de formação de barras costa-afora são inadequados para se explicar as dimensões e a distância entre a ilha barreira e a linha de costa.

O mecanismo de progradação de pontais arenosos ao longo da costa, sugerido por Gilbert (1885 apud Davis Jr. 1992), pode ser utilizado para explicar a formação de i-

lhas barreiras apenas nos casos em que a linha de costa apresenta uma reentrância ou embaiamento, na qual o decréscimo da componente longitudinal da energia das ondas promove uma acumulação de sedimentos e, conseqüentemente, uma progradação lateral originando deste modo pontais arenosos, que são posteriormente rompidos, formando canais de maré. O desenvolvimento destes pontais isolará parte da antepraia, criando uma zona protegida que, em condições de subida do nível do mar, será ocupada por lagunas. Segundo Swift (1975), este mecanismo é favorecido em regiões costeiras de relevo mais acidentado.

O mecanismo de formação da ilha barreira através do desligamento da praia por afogamento da planície costeira é considerado o mais freqüente em planícies costeiras com relevo baixo e sujeitas às transgressões marinhas (Hoyt 1967, Swift 1975). Segundo esta hipótese, os cordões litorâneos podem alcançar alturas significativas durante períodos de estacionamento do nível do mar em função do espraiamento das ondas ou atividade eólica. A subsequente elevação do nível do mar promoveria a invasão pela água do mar das desembocaduras fluviais e, conseqüentemente, a inundação e afogamento das áreas baixas situadas atrás dos cordões litorâneos, formando assim as lagunas (Hoyt 1967, Swift 1975). Com a contínua subida do nível do mar, a ilha barreira se desloca em direção ao continente, de acordo com a regra de Bruun (1962).

Para a costa leste do Brasil, trabalhos desenvolvidos por Bittencourt et al. (1979), Martin & Dominguez (1992) e Dominguez & Wanless (1991) demonstram que, no passado, durante períodos de elevação do nível relativo do mar, ocorreu deposição relacionada a sistemas ilha barreira / laguna. Ao contrário do que vem ocorrendo no Hemisfério Norte, a costa leste do Brasil tem experimentado uma descida progressiva do nível do mar nos últimos 5.000 anos, o que torna inviável a manutenção dos sistemas ilha barreira / laguna. A sedimentação das áreas costeiras é, então, caracterizada pela formação de extensas planícies costeiras associadas à deposição de cordões arenosos (*beach-ridges*).

A planície costeira de Caravelas, situada na região sul da Bahia, é caracterizada pela presença de cinco unidades geológico-geomorfológicas principais (Figura 1): Terraços Marinheiros do Pleistoceno, Depósitos Lagunares, Terraços Marinheiros do Holoceno, Brejos e Planícies de Maré/Manguezais. Nesta planície ocorrem registros de paleolagunas que se formaram durante a elevação do nível do mar ocorrida após o último máximo glacial (desde 16.000 A. P.) e que atingiu seu máximo há aproximadamente 5.600 anos cal. A. P. (5.200 anos C^{14} A.P.). Com o subsequente abaixamento do nível do mar, estas áreas foram gradativamente ocupadas por terras úmidas de água doce.

Este trabalho teve por objetivo o estudo da origem e evolução das paleolagunas holocênicas presentes na planície costeira de Caravelas. Os dados apresentados abaixo resultaram da integração do mapeamento geológico-geomorfológico dos depósitos presentes na planície costeira, datações pelo método radiocarbono e testemunhagens a vibração.

2. FÁCIES SEDIMENTARES

Quatro testemunhagens a vibração foram realizadas nos depósitos lagunares presentes na planície costeira de Caravelas (vide Figura 1). A análise dos testemunhos, baseada na cor, textura, material vegetal, espécies de moluscos e estruturas sedimentares, permitiu a individualização de 7 fácies. Estas fácies foram agrupadas em duas grandes associações: i) zona litoral (fácies Li-1, Li-2 e Li-3) e (ii) zona lagunar e de terras úmidas de água doce (fácies La-1, La-2, La-3 e La-4). As diferentes fácies e a interpretação dos respectivos ambientes deposicionais estão descritas a seguir.

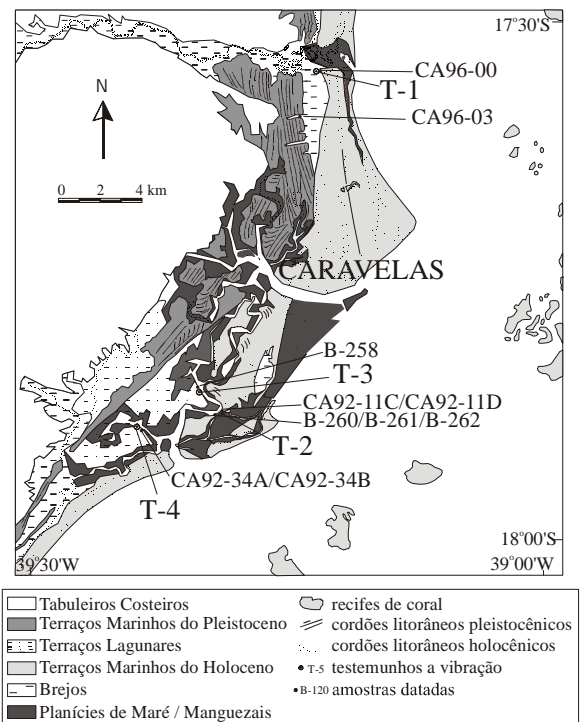


Figura 1: Geologia-geomorfologia da planície costeira de Caravelas com a localização dos testemunhos e das amostras coletadas para datação pelo método C^{14} .

Fácies Li-1

Esta fácies, identificada apenas em afloramentos, ocorre acima da fácies Li-2 no testemunho T-2, e apresenta cerca de 2,8 a 4,0 metros de espessura. É caracterizada por areia quartzosa fina a média, de coloração amarelada, com concentração localizada de minerais pesados e conchas. A estrutura sedimentar dominante é a estratificação plano-paralela com mergulho suave em direção ao oceano. Nas proximidades onde o testemunho T-2 foi realizado, datações de conchas encontradas nesta fácies forneceram idades de 4.838(4.526)4.239 anos cal A.P. (amostra CA92/11-D) e 4.840(4.814,4.649)4.527 anos cal A.P. (amostra B-260). Esta fácies foi interpretada como sendo depositada em ambiente de praia (face de praia) em função das estruturas sedimentares e da presença, no topo dos afloramentos estudados, de antigas linhas de praia (cordões litorâneos).

Fácies Li-2

Esta fácies ocorre nos testemunhos T-1 e T-2. É constituída por areias de cor cinza a alaranjada, de granulometria predominantemente média, podendo conter níveis de areia fina, areia grossa ou lama. No testemunho T-1 ocorrem níveis bastante ricos em matéria orgânica detrítica. As estruturas sedimentares são representadas por estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, intercaladas por estratificações plano-paralelas. Bioturbação é rara, com exceção dos testemunhos T-1 e T-2, onde ocorrem tubos verticais preenchidos por argila e areia. Conchas de bivalves, apesar de raras, estão presentes. As espécies de bivalves identificadas foram: *Mulinia cleryana*, *Glycimeris*

longior, Chione subrostrata e Lunarca ovalis. Segundo Rios (1985) estas conchas podem ser indicativas de ambientes arenosos de águas rasas. No topo desta fácies, no testemunho T-2, conchas de moluscos datadas pelo método do radiocarbono forneceram idades de 5.314(4.982)4.659 anos cal A.P. (amostra CA92/11-C), 5.446(5.292)4.997 anos cal A.P. (amostra B-261), 6.394(6.264,6.203)5.956 anos cal A.P. (amostra B-262). Esta fácies é interpretada como tendo sido depositada em um ambiente de antepraia arenosa (zona de surfe e porção mais rasa da antepraia inferior), com base nas seguintes evidências: i) textura dos sedimentos, ii) presença de estratificação cruzada que indica deposição sob a influência de correntes unidirecionais como as correntes longitudinais geradas pela aproximação oblíqua das ondas e as correntes de retorno, típicas de zona de surfe, iii) posição estratigráfica desta fácies, situada imediatamente abaixo da fácies Li-1, interpretada como depositada na face de praia.

Fácies Li-3

Esta fácies está presente nos testemunhos T-1 e T-2 e é constituída por intercalações de lama cinza clara a escura (espessura de 5 a 8 mm) e areia fina cinza (espessura variando de poucos mm a 4 cm), formando acamamento ondulado e lenticular (*wavy and linsen bedding*). A lama apresenta, localmente, níveis enriquecidos em minerais micáceos. Estratificação cruzada de baixo ângulo ocorre intercalada com laminações paralelas. Bioturbação ocorre principalmente no testemunho T-2. Conchas de moluscos são raras nesta fácies. As espécies de moluscos presentes são: *Mulinia cleryana*, *Chione subrostrata* e *Macra iheringi*. Esta fácies evidencia uma deposição em um ambiente de antepraia lamosa a partir das seguintes características: i) textura dos sedimentos, ii) posição estratigráfica, imediatamente abaixo dos depósitos de antepraia arenosa (fácies Li-2) e iii) predominância de acamamento ondulado e lenticular.

Fácies La-1

Esta fácies é caracterizada por lama cinza amarelada no testemunho T-1. O topo desta fácies é caracterizado pela presença de raízes esbranquiçadas na posição vertical. Esta fácies é capeada por uma camada de turfa que apresenta espessura de 0,40 metros no testemunho T-1. Esta fácies é interpretada como tendo sido depositada em um ambiente de brejo de água doce com base na similaridade entre os remanescentes vegetais presentes, e aqueles encontrados nos brejos atuais, assim como a proximidade do próprio brejo atual, que ocorre no topo desta fácies.

Fácies La-2

Esta fácies é caracterizada por lama, de coloração amarela-amarronzada e cinza escura, encontrada no topo dos testemunhos T-3 e T-4. Não foram encontradas estruturas sedimentares preservadas. É interpretada como tendo sido depositada em ambiente de supra-maré, local onde os testemunhos foram realizados.

Fácies La-3

Lamas plásticas, de coloração amarela-amarronzada e cinza, caracterizam esta fácies, ocorrem nos testemunhos

T-1, T-2 e T-4. A presença de intraclastos é observada no testemunho T-4. Estruturas sedimentares de origem física estão ausentes. Tubos de forma cilíndrica presentes nesta fácies são preenchidos por areia ou lama. Vestígios de plantas sob a forma de raízes fibrosas de cor acastanhada encontram-se distribuídos ao longo desta fácies, em posição vertical ou horizontal, e são muito semelhantes às raízes do mangue atual. A fauna de moluscos é praticamente ausente. Conchas de ostras coletadas nesta fácies no ponto de testemunhagem T-1 foram datadas pelo método C^{14} e forneceram uma idade de 6.623(6.492)6.448 anos cal A.P. (amostra CA96/00). Datação de conchas de moluscos coletadas no topo desta fácies no testemunho T-2 forneceu idade de 7.913(7.896,7.838)7.802 anos cal A.P. (amostra CA96-3/676-678cm). Esta fácies é interpretada como tendo sido depositada em um ambiente de intermarés, colonizado por mangues. Esta interpretação foi baseada na presença de: (i) raízes fibrosas semelhantes à de vegetação de mangue atual, (ii) ausência de estruturas sedimentares de origem física, (iii) espécies de moluscos e (iv) textura dos sedimentos.

Fácies La-4

Esta fácies foi encontrada no testemunho T-3 e foi subdividida em duas sub-fácies:

Sub-Fácies La-4a: A parte inferior da fácies La-4 é predominantemente arenosa, apresentando intercalações de lâminas e lentes de lama centimétricas a milimétricas, conferindo à litofácies um acamamento do tipo *flaser*. A estrutura sedimentar dominante é a estratificação cruzada. Bioturbação está presente como tubos verticais preenchidos por areia. Intraclastos também estão presentes. As conchas de moluscos são raras e estão representadas pela *Diplodonta punctata*.

Sub-Fácies La-4b: Corresponde à parte superior da fácies La-4. Esta sub-fácies foi diferenciada da sub-fácies La-4a por ser predominantemente lamosa com intercalações de lentes milimétricas de areia dando origem a um acamamento lenticular (*linsen bedding*). O grau de bioturbação aumenta em direção ao topo, onde os níveis arenosos e argilosos encontram-se bastante misturados, tornando difícil a individualização das lentes de areia e lama. As conchas de moluscos são raras, mas quando presentes encontram-se com as duas valvas. As espécies identificadas foram a *Diplodonta punctata* e a *Corbula cubaniana*.

A fácies La-4 foi interpretada como sendo resultado do preenchimento de um canal de maré dentro de uma laguna. Esta interpretação foi baseada nos seguintes critérios: i) presença de acamamentos *flaser* (fácies La-4a) e lenticular (fácies La-4b), ii) diminuição da granulometria do sedimento da base para o topo da litofácies, iii) dominância de laminação cruzada na porção inferior da litofácies e iv) presença de intraclastos.

3. RECONSTRUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DO SISTEMA ILHA BARREIRA / LAGUNA

Datações disponíveis de materiais coletados nos sedimentos lagunares da planície costeira de Caravelas mostram que o sistema ilha barreira / laguna já estava presente antes do máximo alcançado pela Última Transgressão

(5.600 anos cal A.P. ou 5.200 anos C¹⁴ B.P.). Forte evidência da presença de uma laguna já por volta de 7.700 anos cal A.P. (7.000 anos C¹⁴ A.P.) foi encontrada no testemunho T-2, situado no setor sul da planície. Conchas coletadas na fácies de mangue (La-3) próximo ao contato com a fácies sobrejacente de antepraia (Li-2) apresentaram uma idade de 7.913(7.896,7.838)7.802 anos cal A.P. O nível do mar neste momento pode ser reconstituído como posicionado à cerca de 6,7 metros abaixo do nível do mar atual, tendo em vista que a fácies de mangue (La-3) se acumulou na região de intermarés e encontra-se nos dias atuais à cerca de 6,7 metros abaixo de seu equivalente moderno.

A reconstrução paleogeográfica da ilha barreira, baseada na posição mais interna ocupada pela mesma, está representada na Figura 2, onde se observam dois sistemas lagunares principais, um situado no setor sul da planície (sistema lagunar I) e o outro no setor norte (sistema lagunar II), os quais apresentam características bem distintas:

(i) as fácies de origem lagunar (La-2, La-3, La-4a e La-4b) presentes nos testemunhos estudados são mais espessas no sistema lagunar I do que no sistema lagunar II, refletindo assim uma maior expressão da laguna na porção sul da planície costeira de Caravelas (sistema lagunar I);

(ii) no sistema lagunar I, a ilha barreira original não se encontrava ligada aos terraços marinhos pleistocênicos, enquanto que, no sistema lagunar II, esta encontra-se localmente em contato com os terraços marinhos pleistocênicos;

(iii) diferenças expressivas ocorrem na estratigrafia apresentada pelos testemunhos realizados no sistema lagunar I (testemunho T-2) e no sistema lagunar II (testemunho T-1). No sistema lagunar I, a fácies lagunar (La-3) é recoberta pela fácies de antepraia (Li-2 e Li-3), sugerindo migração da ilha barreira. No sistema lagunar II, a fácies lagunar (La-3) recobre sedimentos de antepraia (fácies Li-2);

(iv) os tipos de substratos são possivelmente diferentes para os sistemas lagunares I e II.

Estas características sugerem modos de formação diferentes para os sistemas de ilha barreira / laguna situados nos setores norte e sul da planície costeira.

No sistema lagunar I, a ilha barreira se formou provavelmente segundo o mecanismo de desligamento da praia por afogamento da planície costeira. Esta suposição está baseada:

(i) no baixo relevo da planície costeira pleistocênica exposta à Última Transgressão,

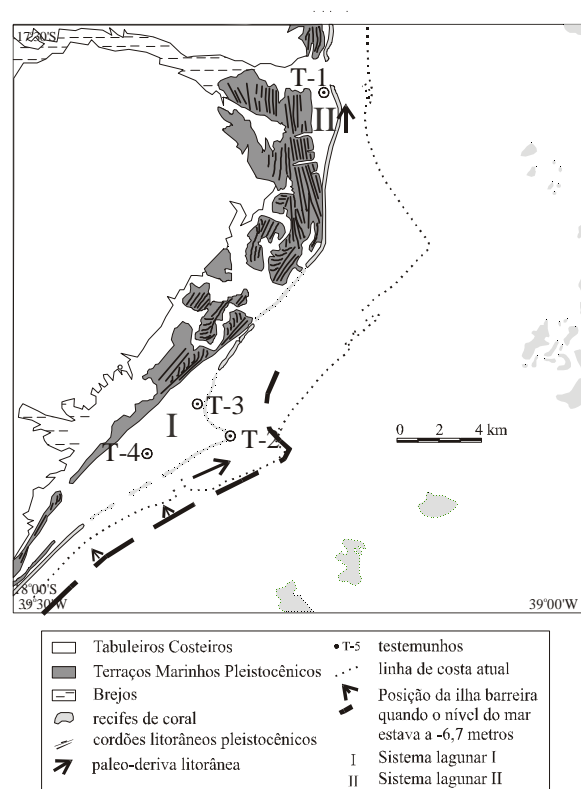


Figura 2: Evolução paleogeográfica da ilha barreira, onde são observados dois sistemas lagunares: I e II. Corresponde ao evento transgressivo que ocorreu após o último período glacial, com o seu máximo à aproximadamente 5.600 anos cal A.P. (5.200 anos C¹⁴ A.P.).

(ii) apesar de aparentemente a ilha barreira ter estado conectada na sua extremidade norte aos terraços marinhos pleistocênicos, favorecendo o desenvolvimento da ilha barreira através do crescimento de pontais arenosos, esta suposição parece não ter fundamento, pois seria necessário uma deriva litorânea de sedimentos para sudoeste, contrária àquela que atuou neste setor durante o Holoceno. Por outro lado, a ilha-barreira apresenta-se bastante individualizada e isolada da planície costeira pleistocênica ao sul de sua extremidade norte.

(iii) a ilha barreira se formou em uma posição mais externa àquela que ocupou por volta do máximo da Última Transgressão, tendo migrado em direção ao continente acompanhando a elevação do nível do mar. Esta conclusão é corroborada pela presença, na base do testemunho T-2 de uma fácies de mangue (La-3), imediatamente abaixo das fácies de antepraia (Li-3 e Li-2) nos mesmos testemunhos. A contínua migração da ilha barreira em direção ao continente, acompanhando a subida do nível do mar, resultou na superposição de sedimentos de antepraia (fácies Li-2 ou Li-3) sobre os sedimentos lagunares (fácies La-3), separados por uma superfície de ravinamento. A posição geográfica do testemunho 3, costa-afora da ilha barreira reconstruída para este estágio evolutivo, reforça a idéia de que a ilha barreira se encontrava mais afastada do continente.

No sistema lagunar II, situado na porção norte da planície, a ilha barreira teve seu desenvolvimento, provavel-

mente, associado ao crescimento lateral de um pontal arenoso, com conseqüente isolamento de uma porção da antepraia. Isto é sugerido pela estratigrafia do testemunho T-1 realizado neste setor, onde uma fácies lagunar (La-3) recobre uma fácies de antepraia (Li-2). Portanto, o substrato da laguna é a antepraia superior, sugerindo que a ilha-barreira neste caso teve origem pelo crescimento e extensão lateral de um pontal arenoso ancorado no cabo pleistocênico. Neste aspecto é possível que uma ilha barreira “*senso strictu*” nunca tenha se formado, sendo a feição arenosa gerada mais apropriadamente descrita como uma flecha arenosa. Não existem evidências, também, que após a sua formação, o pontal arenoso tenha migrado em direção ao continente. Estas diferenças nos modos de formação dos s ilha barreira / laguna auxiliam na compreensão do porque as fácies lagunares no sistema lagunar II são menos espessas do que no sistema lagunar I.

4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. 1979. The marine formations of the coast of the State of Bahia. In: International Symposium On Coastal Evolution In The Quaternary, 1. São Paulo, 1978. Proceeding, São Paulo. IGCP. Project 61, p. 232-253.
- BRUUN, P. 1962. Sea level rise as a cause of shore erosion. *Amer. Soc. Civil Engineers Proc., Jour. Waterways and Harbors Div.* 88: 117-130.
- DAVIS JR., R.A. 1992. The barrier island system. In: DAVIS JR., R.A. *Depositional systems: an introduction to sedimentology and stratigraphy*. Prentice-Hall, Inc, - 2nd ed. Cap. 10, p. 342-404.
- DOMINGUEZ, J.M.L & WANLESS, H.R. 1991. Facies architecture of a falling sea-level strandplain, Doce river coast, Brazil. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 14: 259-281.
- HOYT, J.H. 1967. Barrier island formation. *Geol.Soc.America Bull.*, 78: 1125-1136.
- MARTIN, L. & DOMINGUEZ, J.M.L. 1992. Geological history of coastal lagoons - with particular references to examples from the east coast of Brazil. In: B. Kjerfve (ed.), *Coastal Lagoon Processes*, Elsevier, Amsterdam.
- RIOS, E.C. 1985. *Seashells of Brazil*. Fundação Cidade do Rio Grande, Fundação Universidade do Rio Grande, Museu Oceanográfico. Rio Grande, RS, XII, 1985. 328p.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J-M.; AZEVEDO, E.G.A. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Rev. Bras. Geoc.*, 15(4): 273-286.
- SWIFT, D.J.P. 1975. Barrier-island genesis: evidence from the Central Atlantic Shelf, Eastern U.S.A. *Sedimentary Geology*, 14(1): 1-43.