

UM MODELO GEOMORFOLÓGICO INTEGRADO PARA A PLANÍCIE COSTEIRA DE JERICOACOARA/CEARÁ*

Prof. Dr. Antônio Jeovah de Andrade Meireles
Departamento de Geografia da Universidade Federal do Ceará

Prof. Dr. Jordi Serra i Raventos
Depto. de Estratigrafía y Paleontología da Univ. de Barcelona, Diretor do Lab.de Geología Marina

RESUMO

Inicialmente foram agrupados os indicadores geomorfológicos dos eventos eustáticos e mudanças climáticas ao longo da planície costeira cearense. Foi possível caracterizar os processos transgressivos e regressivos, responsáveis, em grande parte, pela origem e desenvolvimento de uma série de geoelementos: terraços marinhos holocênicos, sistemas estuarinos, planície de aspersão eólica, lagoas e lagunas costeiras, gerações de dunas, paleoplataformas de abrasão, paleomangues, rochas de praia, antigos corais e praia atual. Posteriormente foram agrupados e interpretados para a elaboração de um modelo evolutivo, tomando como base o conjunto existente ao longo da planície costeira de Jericoacoara, localizada no extremo noroeste do Ceará. Ao final, foi possível demonstrar que a integração dos processos morfogenéticos - fluxos de sedimentos e ação dos ventos, ondas, marés e correntes marinhas - caracterizaram uma planície costeira construída a partir dos eventos transgressivos e de mudanças climáticas que ocorrem durante o Quaternário.

ABSTRACT

They were grouped in the morphological indicators of the sea level and paleoclimatic changes, all long coastal plain of Jijoca de Jericoacoara, west of Ceará estate, northeast of Brazil. The transgressive and regressive processes were responsible, largely, by the origin and development of the Holocene shore terraces, estuarine systems, lagoons, dunes, marine-cut terraces, paleomangrove, beachrocks, ancient coral and a complex sedimentary dynamic in the beach prism. Five events were defined, which have been originates by the local eustatic changes, flows of sediments and action of the oceanographic and coastal parameters.

Introdução

O avanço e recuo da linha de costa, através da ação das ondas, marés, correntes marinhas e ventos, associados aos efeitos das mudanças do nível do mar, em contato com uma diversidade de conjuntos morfológicos e ecodinâmicos existentes em ambientes continentais, mistos e marinhos, produziram como resultado extensas planícies costeiras ao longo do litoral brasileiro. No Estado do Ceará, foram evidenciados importantes registros geoambientais que confirmaram níveis do mar diferentes do atual. Foram estudados e caracterizados desde Icapuí, no extremo leste, na divisa com o Estado do Rio Grande do Norte, até a região de Camocim/Chaval, limite oeste com o Estado do Piauí (MEIRELES, 1991; MEIRELES & MAIA, 1998).

Para a região que abrange a planície costeira do Município de Jijoca de Jericoacoara, foi elaborada evolução paleogeográfica a partir dos indicadores geoambientais que registraram mudanças do nível relativo do mar e climáticas. Os resultados iniciais foram apresentados por MEIRELES et al.(2001), levando em conta o conjunto morfológico, a partir de uma abordagem integrada,

* Trabalho financiado pela CAPES, Departamento de Geografia da UFC e Lab. de Geología Marina da Universidad de Barcelona.

fundamentada nas propriedades básicas da Teoria Geral de Sintemas, com a caracterização dos principais geoelementos, suas interconexões e relações de interdependência com os principais fluxos de matéria e energia que atuaram na origem e desenvolvimento da planície costeira de Jericoacoara (RUBIO ROMERO, 1996, MEIRELES & RUBIO ROMERO, 1999, MEIRELES et al., op. cit).

A partir da elaboração de mapas locais geológico e geomorfológico, integração dos fluxos morfogenéticos, definição altimétrica dos indicadores de antigos níveis marinhos, perfis topográficos, sondagens em antigos sistemas lagunares, estruturação espaço-temporal das gerações de dunas e datação de paleomangue, foi proposta uma seqüência básica de eventos que representaram as oscilações do nível relativo do mar para a porção do extremo oeste da planície costeira cearense.

MUDANÇAS EUSTÁTICAS

As épocas em que se produziram as glaciações, as condições de sua formação e o aparecimento do homem, constituem as características mais marcantes do período Quaternário, quando o limite inferior tem se colocado na passagem do Plioceno (Terciário) para o Pleistoceno.

Foi o francês Jules Desnoyers que, em 1829, introduziu o termo Quaternário, como um agregado a nomenclatura Primário, Secundário e Terciário, que constituía a escala geológica criada por Arduino em 1759. Modernamente se substituiu por Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico, respectivamente. O termo Pleistoceno foi utilizado pela primeira vez por Charles Leyell em 1839. Paul Gervais, em 1869, emprega o termo Holoceno e em 1885 o Congresso Internacional de Geologia aprova-o para designar assim o tempo pós-Pleistoceno. O critério climático é o que tem mais seguidores e uso, sendo o paleontológico, quando se utiliza, uma consequência do primeiro (LEONEL, 1984).

Estudos realizados por SHACKLETON (1987) definiram 9 eventos glaciais e 10 interglaciais para os últimos 700.000 anos, através do estudo de isótopos de oxigênio em sedimentos do fundo marinho. Segundo BROECKER & DENTON (1990), no último milhão de anos, algo modificou-se na equação climática da Terra, permitindo que a neve permanecesse em montanhas e latitudes setentrionais onde anteriormente não existiam.

Numerosas teorias têm sido propostas para explicar os fatores responsáveis pelas flutuações do nível do mar. Estes fatores estão relacionados com as variações reais do nível marinho (eustasia), as quais estão associadas com modificações do nível dos continentes (tectonismo e isostasia). GARY *et al.* (1972) definem eustasia como o regime de níveis do mar e suas flutuações causadas por mudanças absolutas na quantidade de água. MACLAREN (1842; *in* JELGERSMA, 1971), fez a primeira referência sobre oscilações do nível do mar durante o Pleistoceno, introduzindo a teoria de controle glacial nesse processos.

Para FAIRBRIDGE (1961 e 1980), o nível eustático (*eustatic sea level*) está relacionado com 4 categorias de processos: Tectono-eustasia- mudança no volume das bacias oceânicas ocasionado por movimentos tectônicos; Sedimento-eustasia- movimento controlado por adição de sedimentos pelágicos e/ou terrígenos; Glácio-eustasia- movimento controlado por condições climáticas, com adição ou subtração de água durante os respectivos ciclos interglaciais e glaciais, e mudanças das condições de temperatura e salinidade (*steric change*), alterando a massa (expansão ou contração) da água oceânica.

Esse autor demonstrou que as mudanças do nível do mar tiveram uma repercussão mundial, sendo a eustasia defendida originalmente como mudança mundial desse nível. Com a introdução da idéia de mudanças na superfície do geóide (geóide-eustasia) por MÖRNER (1976 e 2000), as quais produzem efeitos regionais ou até locais, não foi mais possível definir uma curva eustática geral de flutuação do nível do mar, e sim curvas locais ou regionais.

EMERY & UCHUPI (1984), estudando as evidências de variações do nível do mar na costa norte-americana, afirmaram que o último e maior período interglacial ocorreu por volta deste mes-

mo período. No litoral cearense, terraços marinhos pleistocênicos, originados pelo processo regressivo posterior a esse nível mais alto do mar, somente foram encontrados na porção leste do estado, no Município de Icapuí. Na região de Jericoacoara, este evento provavelmente foi responsável pela origem dos vários patamares erosivos nas plataformas de abrasão marinha. É importante salientar que os níveis mais elevados de antigas plataformas de abrasão atualmente encontram-se afastados das oscilações diárias da maré.

É evidente que, quando se efetuam reconstruções de antigos níveis marinhos, esses se referem a posições relativas e não absolutas (SUGUIO *et al.* 1985). A partir destas evidências, os testemunhos de um nível do mar mais elevado foram definidos, de acordo com medidas locais, tomando como base o nível atual do mar.

Pesquisas realizadas na costa leste e nordeste do Brasil por BIGARELLA (1957 e 1971), MARTIN e SUGUIO (1978), BITTENCOURT *et al.* (1979, 1982, 1983), MARTIN *et al.* (1982a, 1982b e 1986), DOMINGUEZ *et al.* (1983, 1986, 1987 e 1994), SUGUIO *et al.* (1985), nos Estados de São Paulo, Rio de Janeiro, Bahia, Sergipe e Alagoas, ressaltaram a influência das variações relativas do nível do mar, bem como os mecanismos de sedimentação. Esses autores propuseram um modelo básico de evolução paleogeográfica costeira durante o Quaternário.

O primeiro nível marinho alto registrado no litoral cearense ocorreu por volta de 123.000 anos A.P. (Antes do Presente), associado por MEIRELES (1991) aos eventos denominados por BITTENCOURT *et al.* (1979) de *Penúltima Transgressão*, tendo atingido o seu máximo de 8 ± 2 m acima da cota média atual do mar. Localmente foram responsáveis pela origem das paleofalésias de Icapuí e plataformas de abrasão em rochas metamórficas do embasamento cristalino e sedimentares pliopleistocênicas pertencentes à Formação Barreiras. Os terraços pleistocênicos existentes no extremo leste da planície cearense, em elevado estágio de erosão por escoamento superficial, não ultrapassam os 6m acima da maré média atual. Na planície de Jericoacoara, este evento também foi confirmado, através dos níveis erosivos suspensos (em relação à maré máxima atual), registrados em plataformas de abrasão. Foram atribuídos como indicadores representativos de um nível médio do mar em aproximadamente 6m acima da maré média máxima atual (MEIRELES, *et al.*, 2001).

Após este primeiro nível marinho alto registrado em diversas regiões do planeta e com evidências também ao longo do litoral cearense, URIEN *et al.* (1980) estabeleceram que, durante a última grande glaciação, o nível do mar ficou em posição relativa de -170 a -180m abaixo da cota atual, isto para a costa Argentina. Para esses autores o aumento relativo das águas do mar iniciou-se há aproximadamente 16.000 anos A.P. EMERY & UCHUPI (1984) evidenciaram para a costa dos EUA um nível do mar entre -60 e -120m abaixo do atual, em um período entre 17.000 e 10.000 anos A.P. (com uma elevação em torno de 3,5 a 12,0mm por ano). Os estudos sobre paleoclimatologia realizados por CROWLEY & NORTH (1991) definiram que o último máximo glacial ocorreu entre 22.000 e 14.000 anos A.P., com cotas que alcançaram valores médios em torno de 90m abaixo da cota atual. Esse evento, caracterizado por grandes mudanças no volume de água dos oceanos, definido como processos eustáticos globais, foi chamado de *Wisconsin* na América do Norte, *Würm* nos Alpes e *Weichselian* no oeste da Europa.

Na plataforma continental brasileira, trabalhos realizados por MARTINS (1984) e MARTINS & COUTINHO (1981), também definiram um nível médio do mar para o máximo glacial (plataformas Sulamericana e Nordeste), em torno de -90m. Nesta época desenvolveu-se extensa planície costeira por sobre a plataforma atual, região onde se instalaram os sistemas fluviais com meandros, estuários, terraços marinhos pleistocênicos, manguezais, planícies de maré, lagoas e gerações de dunas. Tratou-se de importante evento que originou mudanças no nível de base regional, provocando a retomada de processos morfogenéticos, associados diretamente com importantes fluxos de sedimentos na direção da plataforma continental descoberta durante esta fase glacial.

Segundo MARTIN & SUGUIO (1978), após 7.000 anos A.P., o nível relativo do mar alcançou um máximo de 5m acima da cota média atual (segundo nível marinho alto definido no litoral

cearense), para a costa leste e parte da nordeste do Brasil. Estes pesquisadores construíram uma curva representativa desta última elevação do nível do mar, na qual foram registradas oscilações de alta frequência. Este episódio foi chamado por BITTENCOURT (1979) de Última Transgressão, definindo a presença de terraços marinhos holocênicos ao longo do litoral baiano. As variações do nível relativo do mar de pequena amplitude e curta duração, a partir de 5.100 anos A.P., com um processo regressivo, onde o mar alcança a cota média atual, foram fundamentais para o desenvolvimento das porções mais recentes da planície costeira brasileira. Localmente, foram responsáveis pelos freqüentes episódios de disponibilidade de sedimentos para a origem das diversas gerações de dunas, níveis escalonados de plataforma de abrasão e terraços marinhos holocênicos existentes ao longo do litoral nordestino.

Estudos realizados por ANGULO & SUGUIO (1995), ANGULO & LESSA (1997) e LESSA & ANGULO (1998), evidenciaram níveis do mar mais baixos do que os registrados por MARTIN *et al.* (1986), para a planície costeira do Paraná, durante esta última fase regressiva. Propuseram uma curva a partir de datações de *vermitídeos* (organismos marinhos característicos da zona de estirâncio), a qual não evidenciou as oscilações secundárias registradas na curva proposta por SUGUIO *et al.* (1985). MARTIN *et al.* (1998) afirmaram que este tipo de curva, construída somente com um tipo de indicador, não permitiria registrar oscilações de curta duração, as quais constituem características fundamentais de fenômenos naturais, principalmente em ambientes costeiros. Para esses autores, o último evento regressivo foi interrompido por oscilações de alta frequência, com amplitudes de 2 a 3m e duração de aproximadamente 300 anos. Os indicadores existentes na planície costeira de Jericoacoara parecem confirmar eventos oscilatórios de alta frequência do nível relativo do mar, principalmente durante esta última fase regressiva, que teve início há aproximadamente 5.100 anos A.P.

Na planície costeira do Ceará, foram encontrados vários testemunhos dos dois últimos níveis mais altos do mar. Suas características geológicas, geomorfológicas, sedimentológicas, topográficas e paleontológicas, foram estudadas no sentido de fornecerem, num contexto regional, um modelo básico de evolução paleogeográfica e paleoclimática. As gerações de dunas, níveis escalonados de plataformas de abrasão, ocorrência de arenitos de praia em 3 níveis topográficos, antigos depósitos de mangue, arrecifes de corais, dinâmica complexa na evolução dos canais estuarinos e lagunas, evidenciaram processos eustáticos oscilatórios, dentro da evidência regional das fases transgressivas e regressivas do nível do mar.

Salientamos que os eventos glaciais e interglaciais que ocorreram durante o Quaternário, com oscilações do nível do mar na ordem de dezenas e até uma centena de metros, ocasionaram importantes mudanças nos processos geambientais globais, os que também provocaram reflexos na planície costeira cearense (MEIRELES *et al.*, 2001). Comparando registros de isótopos de oxigênio em sondagens realizadas em diferentes regiões do planeta (incluindo registros nos trópicos, hemisfério norte e Antártica), SHACKLETON (1987); BROECKER & DENTON (1990); TOLLEY (1994); THOMPSON (2000), entre outros, demonstraram a extensão planetária do último período glacial.

Com fundamento nas evidências regionais e locais dos processos eustáticos e de mudanças climáticas, foi possível definir uma série de indicadores desses eventos ao longo da planície costeira de Jericoacoara. Foram agrupados de modo a fornecerem um modelo geomorfológico, em que as flutuações do nível relativo do mar e mudanças climáticas durante a fase terminal do Pleistoceno e do Holoceno, desencadearam os fluxos de matéria e energia que atualmente regem a dinâmica morfogenética desta região do litoral cearense.

UNIDADES E PROCESSOS MORFOGENÉTICOS

A planície costeira de Jericoacoara, entre as desembocaduras dos canais riacho Doce e Guriú, está composta por uma série de elementos morfológicos originados pelos processos geoambientais desencadeados pelas mudanças do nível relativo do mar durante o Quaternário (Figura 1).



Figura 01 – Aspectos geomorfológicos e localização dos geoindicadores.

A presença marcante de 3 níveis de paleoplataformas de abrasão originadas em rochas pré-cambrianas (quartzitos e gnaisses); ocorrência de rochas de praia (*beachrocks*) sobre o embasamento cristalino e dispostas em 3 níveis topográficos; presença de conchas em camadas de sedimentos lacustres, lagunares e marinhos; gerações de dunas barcanas e parabólicas; alinhamentos consecutivos e paralelos de cordões arenosos (marcas espaço-temporais e direcionais), evidenciando direção e sentido de migração de dunas barcanas; camadas de antigas rochas coralinas e paleomangues aflorando na linha de praia atual sobre paleoplataformas de abrasão e antigos depósitos de manguê aflorando no estirâncio representaram os principais indicadores.

O promontório denominado de Ponta de Jericoacoara, formado de rochas pré-cambrianas quartzíticas e gnáissicas, participou diretamente das oscilações do mar durante os dois eventos transgressivos definidos para esta região (máximos há aproximadamente 123.000 e 5.100 anos A.P.). Atuou como um tómbolo em condições de níveis mais elevados do que o atual, proporcionando uma dinâmica peculiar na construção da planície, diversificando a direção e sentido dos ventos, das ondas e a migração dos sedimentos ao longo da linha de praia (deriva litorânea) e para o interior do continente (deriva eólica).

Como resultado do processo erosivo que atuou quando o nível do mar se encontrava por volta de 6,0m acima do atual (primeiro nível transgressivo definido para a região cearense), sobre as rochas deste promontório, durante o Pleistoceno, foram originadas plataformas de abrasão (*high tide platforms*). Localmente foram definidos 3 níveis escalonados, representando momentos de estabilização do nível do mar durante um evento regressivo. KING (1963), DAVIS (1972), SUNAMURA (1994) e PIRAZOLLI (1986), estudando paleopavimentos originados por abrasão marinha, denominaram de *notches* aos registros morfológicos produzidos pela erosão das ondas em costas rochosas. Esses autores definiram micro e mesoestruturas relacionadas com flutuações e períodos de estabilização do nível do mar, quando encontradas afastadas e mais elevadas do que o nível atual das ondas. A Figura 2 evidencia uma série de perfis topográficos realizados na plataforma de abrasão localizada nas proximidades da Pedra Furada. Um perfil de detalhe detectou a presença de estruturas originadas pela ação das ondas, porém a uma altitude de 6,40 m acima da maré baixa atual (a maré média máxima atual é de 3,55m). A Figura 3 (modificada de MEIRELES et al., 2001) mostra que a abrasão marinha foi responsável pela origem de um *notch*, construído em rochas metamórficas.

As rochas de praia (*beachrocks*) existentes ao longo da planície em estudo, mostraram-se como indicadoras de flutuações relativas do nível do mar. Esse tipo de rocha foi utilizado por HOPLEY (1986) para a definição de antigos níveis marinhos. Ocorrem localmente preenchendo fraturas em rochas do embasamento cristalino (pataformas de abrasão), indicando que o início do processo erosivo, que originou os níveis escalonados de abrasão, procedeu-se durante a penúltima transgressão, antes da origem das rochas de praia. Esses níveis erosivos foram retrabalhados durante a fase transgressiva holocênica. Durante essa fase, no máximo por volta de 5.100 anos A.P. (SUGUIO et al., 1985), a plataforma de abrasão, antes recoberta por sedimentos praias, atuou como substrato para a formação das rochas de praia, as quais foram preservadas somente quando encaixadas em zonas fraturadas. Análises isotópicas realizadas por CHAVES (1996) ao longo do litoral pernambucano indicam que o cimento dos *beachrocks* foi gerado em um ambiente misto com predominância do marinho raso, durante evento transgressivo. Foram praticamente erodidas pela ação das ondas, no processo regressivo em que o nível do mar atingiu a cota atual. Verificou-se que os intensos fraturamentos no embasamento cristalino não afetaram as rochas de praia (Fotografia 1). Desta forma, caracterizou-se uma certa estabilidade nos processos neotectônicos, não interferindo diretamente nos níveis escalonados de abrasão marinha. As fraturas nas rochas de praia estão relacionadas a eventos atectônicos, como solapamentos basais a partir de recalques provocados pela ação erosiva das ondas e marés.

Ocorrência de lagoas e lagunas também forneceu importantes informações sobre as oscilações do nível relativo do mar e essencialmente sobre as condições climáticas durante o Holoceno. Nestes ambientes foram encontrados níveis de conchas marinhas, paleossolos (com a presença de restos vegetais, biodetritos e material argiloso), cobertos por sedimentos eólicos, durante as fases de migração das dunas barcanas. A espessura da camada de sedimentos ricos em matéria orgânica encontrada em barreiras erosivas provocadas pelo fluxo fluvial do riacho Doce atingiu valores de até 1,20m (provavelmente o fundo da lagoa). Foram também encontradas camadas de sedimentos com até 68% de diatomácias (organismos de água doce e salobra característicos de ambientes lacustres), com o restante representado por grão de quartzo, fragmentos de carapaças e matéria orgânica.

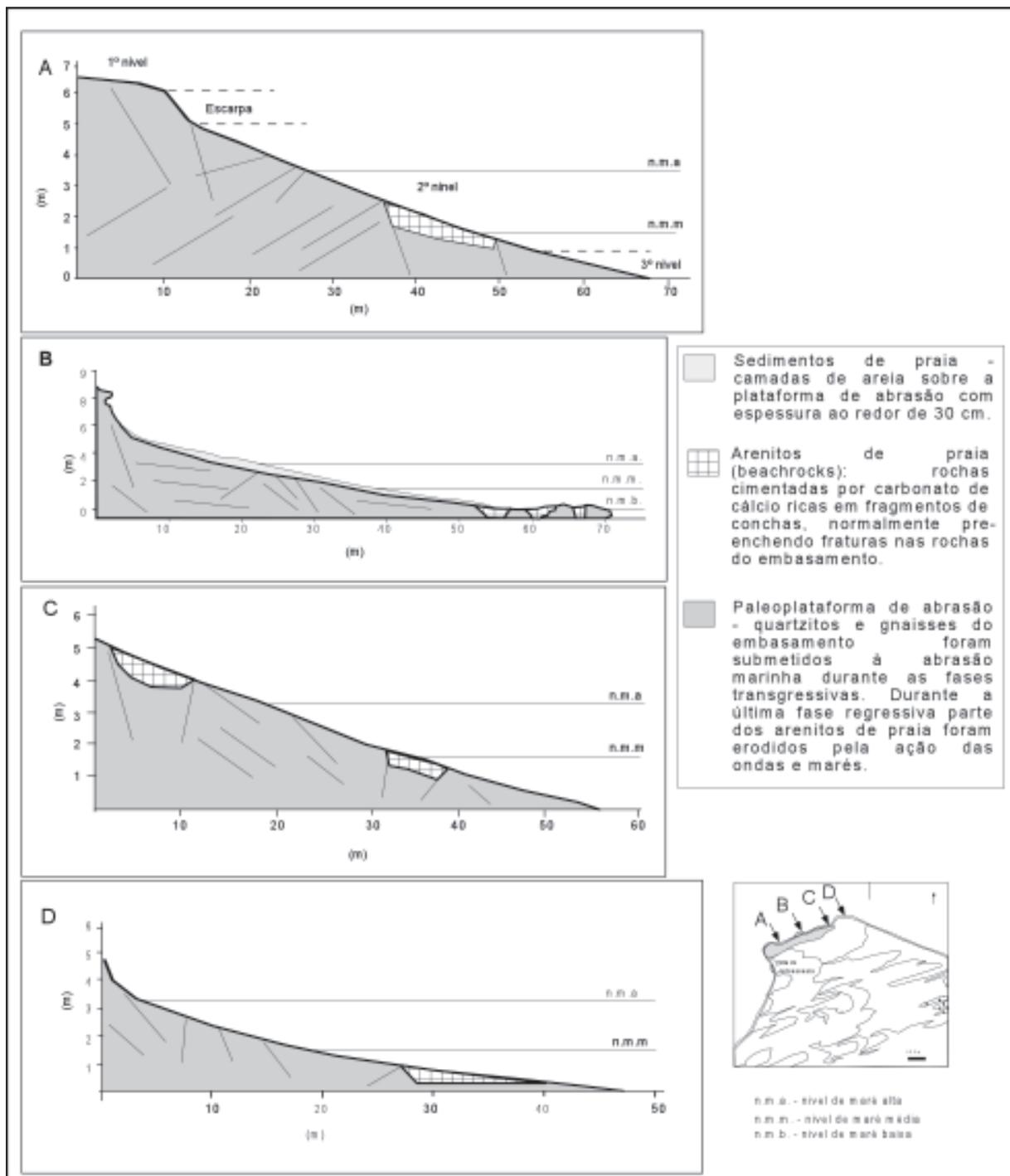


Figura 02 - Níveis de paleoplatforma de abrasão e rochas de praia (beachrocks), classificadas como arenitos e conglomerados.

Estas evidências demonstraram que o canal riacho Doce foi barrado por um campo de dunas, originando uma ambiente lacustre localizado nas proximidades da linha de praia. A espessura da camada de sedimentos ricos em matéria orgânica e do nível de diatomito (espessura média de 15 cm) demonstrou que a lâmina d'água permaneceu por um período de tempo superior ao observado nas lagoas interdunares atuais (com camadas de matéria orgânica que não ultrapassam os 30 cm e níveis pobres em diatomácias). Como estas camadas foram sobrepostas por sedimentos eólicos, evidenciou-se que o lago posteriormente foi soterrado por um campo de dunas, representando um estágio de retomada no transporte eólico e a disponibilidade de sedimentos ao longo da zona de estirâncio, para originar mais um campo de dunas barcanas

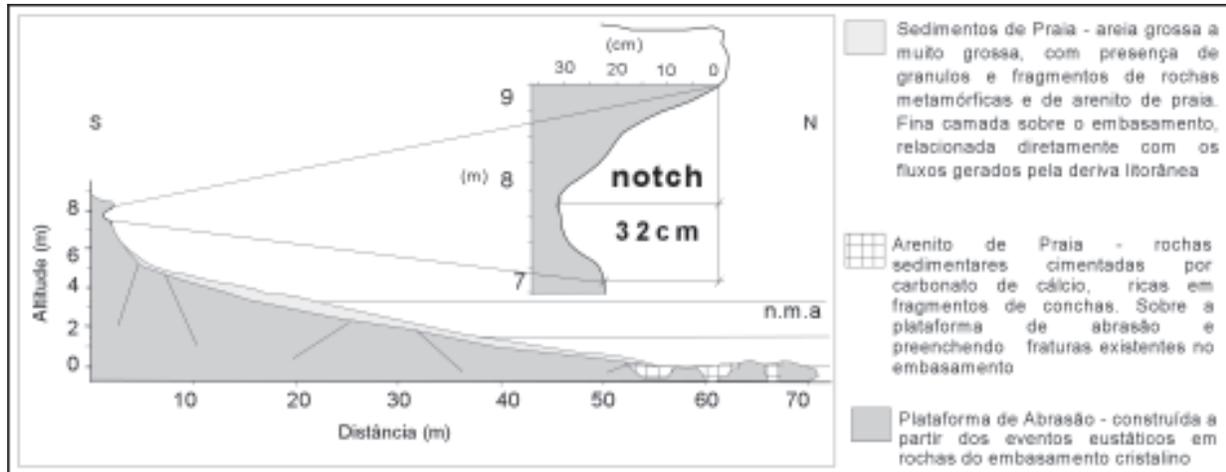


Figura 03 - Estrutura de abrasão marinha em plataforma de abrasão

Os bancos de areia dentro do canal estuarino do Guriú estão relacionados diretamente com o fornecimento de sedimentos eólicos. Durante a migração dos corpos dunares, o fluxo fluviomarinho foi bloqueado, originando condições geoambientais e morfológicas compatíveis com um sistema lagunar. As marcas espaço-direcionais associadas à planície de maré forneceram indícios de que campos de dunas com até 1.000m de largura transitaram sobre o canal. Vale salientar também que a morfologia do canal, nas proximidades da desembocadura, apresenta indícios de que foi truncado por um evento transgressivo, originando flechas de areia internas, relacionadas com um nível do mar mais elevado do que o atual. A presença de paleomangue nas proximidades do canal e disposto na zona de estirâncio atual demonstrou que os eventos eustáticos e de disponibilidade de sedimentos ao longo da planície foram de alta frequência.

Para a caracterização das gerações de dunas, foi elaborada uma série de critérios (Tabela 1), relacionados basicamente com: localização geográfica, tipo de duna, atividade eólica atual, dinâmica quaternária; cobertura vegetal; sedimentologia e pedogênese. Desta forma foi possível definir 3 gerações: 1ª Geração, formada por dunas dômicas e parabólicas; 2ª Geração, composta pelos campos de dunas barcanas e barcanoides (Fotografia 2) e a 3ª Geração, representada por dunas longitudinais, dispostas sobre a berma atual. O recobrimento de antigas marcas de migração de dunas barcanas representativas de campos extintos, por um campo em processo de migração, significou que houve uma ou mais gerações de dunas anteriores, as quais migraram até atingir zonas de *bypass* (representadas localmente pelos canal do Guriú e pela zona de praia a oeste do promontório).

Durante a maré baixa, larga faixa de estirâncio permanece úmida (Fotografia 3). Verificou-se então que a ação dos ventos na remobilização dos sedimentos é mínima, o que originou dunas de

Tabela 01 - Critérios para a caracterização das Gerações de Dunas de Jericoacoara.

CRITÉRIOS	1ª Geração	2ª Geração	3ª Geração
Atividade eólica	Fixas – transversais e paralelas à direção predominante dos ventos.	Móveis e semi-fixas– transversais e paralelas à direção predominante dos ventos.	Móveis - transversais à direção predominante dos ventos.
Tipo	Parabólicas simples e compostas, geminadas, transversais, longitudinais e dômica (estacionamento do fluxo), com ocorrência de blowout.	Barcanas, barcanoides, transversais e seif. Ocorrência de blowout. Presença de marcas espaço-temporais e espaço- direcionais, que evidenciaram a dinâmica de migração.	Barcanas isoladas e paralelas, sobre a planície de aspersão eólica (lee e foredune). Volume de sedimento e condições geoambientais diferentes das que originaram as dunas de 2ª e 3ª gerações.
Localização geográfica*	Afastadas da área fonte, posterior às dunas de 2ª geração, continente adentro. Recobrem as escarpas de falésias mortas e normalmente estão truncadas pelos canais estuarinos. Associadas a lagoas interdunares; alongadas na direção do eixo principal. Completamente disvinculadas do aporte atual de sedimentos eólicos.	Entre as dunas de 1ª e 3ª gerações. Escalam e/ou recobrem as escarpas de falésias mortas. Em Jericoacoara essa geração pode está associada a vários pulsos de sedimentos eólicos, o que originou subgerações que foram sendo superpostas pelas dunas em contínuo processo de migração.	Ocorrem sobre a zona de berma atual, logo depois da linha de preamar. Escalam e/ou recobrem as escarpas de falésias vivas. Migram na mesma direção das dunas de segunda geração. Em maré alta e período de tempestade são alcançadas pelas ondas e os sedimentos novamente carregados para a faixa de praia. Atuam como fornecedoras de areia para a manutenção de um aporte regular de sedimentos na linha de praia.
Cobertura vegetal	Arbórea e arbustiva. Densidade elevada, normalmente cobrindo toda a superfície dunar. As parábólicas apresentaram seus eixos amplamente fixados.	Arbustiva em dunas semi-fixas. As dunas barcanas são desprovidas de cobertura vegetal. Áreas de blowout evidenciadas pela presença de vegetação arbórea.	Normalmente sem cobertura vegetal. Quando ocorre é sazonal (período de maior umidade e ventos mais amenos, características relacionadas com o segundo semestre.
Pedogenético	Cobertura pedológica com baixos níveis de matéria orgânica. Foram verificados paleossolos, preservados quando soterrados pelo processo de migração.	Solo incipiente, com uma fina cobertura de matéria orgânica. Coloração esbranquiçada a cinza-claro. Nas dunas barcanas não foi verificada manifestação de cobertura pedológica.	Sem manifestação pedológica. São compostas por sedimentos que recentemente foram remobilizados da zona intermaré, durante a fase de baixa-mar.
Sedimentológico	Areias medianamente selecionadas, grãos envoltos com películas de óxido de ferro e matéria orgânica. Estratificações cruzadas de grande porte que denunciam a direção preferencial de migração.	Areias medianamente a bem selecionadas, coloração creme a esbranquiçadas, pouco polidas a foscas, presença baixos teores de matéria orgânica (nas dunas semi-fixas) e minerais pesados.	Areias mal a medianamente selecionadas, presença acentuada de grãos polidos, fragmentos de conchas e minerais pesados. Contato erosivo com a berma. Migram lateralmente para terraços marinhos e pequenos canais de maré e inlets
Dinâmica quaternária**	Mudanças climáticas e fonte de sedimentos relacionada com flutuações relativas do nível do mar. Dunas móveis na fase regressiva; dunas fixas (período mais úmido), em uma fase transgressiva. O volume de sedimentos e a área de ocorrência não são compatíveis com a dinâmica de transporte e a abrangência das dunas atuais. Ocorrência de eolianitos, mais a leste, evidenciou que foram remobilizados sedimentos pelo vento da atual plataforma interna, quando exposta nos eventos regressivos.	Mudanças climáticas e fonte de sedimentos relacionada com flutuações relativas do nível do mar. O volume de sedimentos para a origem deste campo de dunas está relacionado com uma larga zona intermaré, provocada por uma fase regressiva. A faixa de praia atual não proporciona o aporte de sedimentos envolvidos na formação deste campo de dunas. Pequenas oscilações de alta frequência seriam as responsáveis pela exumação de lagas faixas de praia, antes sumersas na plataforma continental adjacente.	Dunas em estágio atual de formação, principalmente em áreas a barlar de promontários. São de médio a pequeno porte, quando comparadas com as dunas de segunda e terceira gerações. Fundamentais para regular o aporte de sedimentos na zona de praia, principalmente nas proximidades das zonas em estágio erosivo, pois como são alcançadas pelas ondas, durante a maré alta, os sedimentos são novamente transportados pela deriva litorânea. A faixa de praia em maré baixa permanece úmida, dificultado a remobilização dos sedimentos.
Dinâmica atual	Atividade pedogenética em evolução. Remobilização em áreas desmatadas. Zona de recarga do aquífero.	Migram em direção ao continente e zonas de bypass. Alimentam a deriva litorânea.	Migrando sobre a zona de berma, recobrando os terraços marinhos holocênicos e lagoas interdunares.
Critérios intermediários	Rejuvenescimento por mobilização, provocada por atividades antrópicas. Cobertura secundária em áreas desmatadas.	Vegetação arbustiva em áreas mais úmidas. Fixação por ação antrópica. Encontram-se nas proximidades da área fonte em zonas de bypass.	Cobertura vegetal relacionada com áreas úmidas ou fixação antrópica.

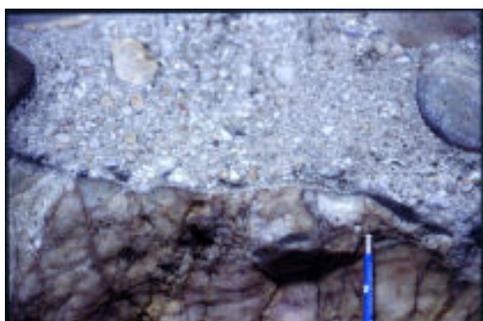
Fonte: modificada de MEIRELES & VICENTE DA SILVA (1999) e MEIRELES et al. (2001).

(*) Localização geográfica: em relação à fonte de sedimentos, representada pela linha de praia atual.

(**) Dinâmica Quaternária: utilizadas como indicadores de oscilações eustáticas de alta frequência.

3ª geração sobre a zona de berma, com valores de área e volume não superiores a 10% das dunas de 2ª geração. Desta forma, as condições atuais não favorecem a formação dos campos de dunas barcanas que migram de continente adentro. Somente com condições climáticas diferentes das atuais para originar volume de areia satisfatório para a formação de dunas barcanas que alcançam os 60m de altitude e comprimentos que atingiram mais de 1.000m. Como a plataforma interna é relativamente plana, rica em sedimentos quartzosos, bastariam pequenas oscilações no nível relativo do mar, dentro de uma curva regressiva, para descobrir vastas áreas de estirâncio. Com isso, seria originada uma fonte de sedimentos capaz de produzir o volume de areia utilizado para a construção das dunas de 2ª geração. Também deveriam estar associadas às condições climáticas com índices mais elevados de aridez, para possibilitar fluxos eólicos competentes, relacionados a valores mais elevados de insolação e índices ainda mais baixos de precipitação pluviométrica (a precipitação média atual alcança valores em torno de 1.350mm, segundo IPLANCE, 1997).

Os afloramentos de rochas coralininas, mais a leste da planície de Jericoacoara, sobre plataforma de abrasão constituída de rochas sedimentares pretencentes à Formação Barreiras (conglomerados continentais pliopleistocênicos), evidenciaram um nível do mar mais elevado do que o atual, provavelmente relacionado com períodos de estabilização do nível do mar em cotas mais elevadas do que a atual (possivelmente durante a última fase regressiva). Estão posicionados a uma cota média de 3,60m acima da maré baixa atual. Desta forma, a plataforma de abrasão manteve-se submersa pelo mar, afastando-se da ação das ondas, período em que surgiram os corais. Com a continuidade do processo regressivo, foi emergida, possibilitando a exposição dos arrecifes e a retomada da abrasão marinha.



Fotografia 1 - Arenito de praia sobre uma paleoplataforma de abrasão. Notar que a rocha do embasamento (quartzito) se encontra intensamente fraturada e que as fraturas não atingiram o arenito. Demonstra uma estabilidade tectônica durante o Holoceno, pelo menos em sua fase terminal, durante a construção da planície costeira (dezembro de 1998). Foto de J. Meireles



Fotografia 2 - Campo de dunas barcanas. Verificar a presença de marcas espaço-temporais (paralelas ao corpo da duna) e espaço-direcionais (perpendiculares ao eixo da duna) sobre o terraço marinho holocênico (abril de 1997). Foto de J. Meireles.



Fotografia 3 - Faixa de praia durante a maré baixa. Observar que permanece úmida, dificultando a remobilização eólica dos sedimentos. Para a origem das dunas de 2ª geração, ocorrem flutuações climáticas e do nível relativo do mar, proporcionando uma fonte de sedimentos a partir da descoberta da plataforma interna adjacente à faixa de praia (novembro de 1999). Foto de J. Meireles

Foram definidos antigos depósitos de mangue (denominados informalmente de paleomangues), localizados a oeste do promontório, submetido à ação das ondas e marés e aflorando no estirâncio. Foram datados pelo método Carbono 14 e obtida uma idade de 310 ± 45 anos A.P. Ocorrem em condições hidrodinâmicas, ecológicas e geológicas, completamente inadequadas à deposição de um conjunto sedimentar e ecodinâmico característico dos manguezais atuais. São compostos predominantemente por sedimentos síltico-argilosos, ricos em restos vegetais e fragmentos de conchas, ainda conservando troncos de vegetação de mangue em posição de vida. Demonstraram que o nível do mar teria que estar, no mínimo, 1,55m abaixo do atual, para serem originadas as condições geoambientais para o desenvolvimento do ecossistema manguezal. A presença de gretas de contração demonstrou que os sedimentos de mangue foram expostos a desidratação, durante uma ou mais fases, quando se posicionaram afastados das oscilações diárias de maré. Como as gretas encontram-se preenchidas por areia e restos de conchas de ambiente praiial, estes depósitos foram recobertos por antigos bancos de areia ao longo da zona de estirâncio (ou mesmo pelas dunas), durante uma fase regressiva. O promontório, localizado mais a oeste desta ocorrência, pode também ter desencadeado condições hidrodinâmicas, sedimentares e morfológicas ideais para a formação de canais paralelos à linha de praia atual (*beach ridges, complex spits*), que foram povoados por vegetação de mangue e afastados da linha de praia atual.

Os terraços marinhos holocênicos estão posicionados sobre as plataformas de abrasão em rochas sedimentares tipicamente continentais (Formação Barreiras), em cotas que alcançaram os 5,0m acima do nível de maré alta atual. São constituídos por sedimentos praiiais, ricos em restos de conchas e minerais pesados. Normalmente encontram-se cobertos por sedimentos eólicos.

DISCUSSÃO

A definição das unidades geomorfológicas da planície costeira de Jericoacoara, seus depósitos geológicos e os aspectos dinâmicos, proporcionaram a elaboração de um dos mais completos conjuntos de evidências de mudanças climáticas e do nível do mar ao longo do litoral cearense. Estes eventos foram os responsáveis pela origem, disponibilidade e transporte de sedimentos, bem como os processos erosivos associados, representando importantes indicadores dos eventos eustáticos locais.

Para sintetizar os processos que deram origem a planície costeira em estudo, foram caracterizados 5 estágios:

i) *Penúltima transgressão*, durante o Pleistoceno, quando o nível do mar atingiu cotas superiores a 6,0m acima da cota de maré máxima atual (evidenciado pelos diferentes níveis de abrasão marinha definidos na plataforma de abrasão). Essa transgressão possibilitou a formação de extensas plataformas de abrasão ao longo do litoral cearense. O promontório denominado de Ponta de Jericoacoara foi submetido a um complexo processo erosivo, o qual originou arcos e pilares marinhos, bem como níveis escalonados de plataforma de abrasão.

ii) *A regressão subsequente* originou uma extensa planície pleistocênica. Registros de níveis do mar de até 90 m abaixo do atual, na costa leste e nordeste brasileira, favoreceram a formação de uma larga planície pleistocênica, onde os rios da região tinham seus vales sobre a atual plataforma continental e localmente foram retrabalhadas as plataformas de abrasão. Dunas parabólicas mais interiores provavelmente foram originadas durante a disponibilidade de sedimentos originada com o descobrimento da plataforma interna, caracterizada durante esta fase de máximo glacial. O promontório, com seu relevo dômico, representando uma área de aproximadamente 5 km², atuou como barreira morfológica à migração dos sedimentos, uma vez que a direção preferencial dos eixos das dunas parabólicas não manteve relação com

seu posicionamento geográfico atual. Outra barreira morfológica, com menores dimensões, está representada pela ponta do Preá, mais a leste, o que demonstrou uma complexa relação dinâmica entre a aportação de sedimentos, linha de costa e a morfologia continental. Esta regressão foi responsável pela mudança regional do nível de base, elevando a competência hidrodinâmica do sistema fluvial instalado na planície.

iii) *A última transgressão*, holocênica, em que o nível do mar alcançou uma cota de aproximadamente 3m acima do nível do mar atual (MEIRELES, 2001), foi responsável pelo retrabalhamento dos terraços originados na regressão anterior, afogamento dos canais fluviais e retrabalhamento da plataforma de abrasão e dos arcos e pilares marinhos. Durante esse evento foram originadas as rochas coralinas que ocorrem mais a leste do promontório. No litoral cearense, os terraços pleistocênicos foram praticamente erodidos, restando afloramentos destas morfologias ao longo da planície costeira de Icapuí.

iv) *A regressão subsequente* foi responsável pela origem dos terraços marinhos holocênicos, depósitos geológicos referentes às antigas lagoas e lagunas, rochas de praia preenchendo as fraturas preexistentes no embasamento, retrabalhamento da plataforma de abrasão e atual configuração da “pedra furada”, um dos cartões postais de Jericoacoara. Durante essa fase regressiva, foram descobertas extensas zonas de praia, favorecendo a remobilização dos sedimentos pelo vento e origem dos campos de dunas barcanas e barcanóides. Essas dunas foram responsáveis pelo barramento dos canais riacho Doce e Guriú, o que favoreceu a origem de um lago e laguna, respectivamente. A possibilidade de o lago originado pelo bloqueio do riacho ter permanecido estável, o que diferencia das características ambientais que atualmente definem uma sazonalidade anual, foi caracterizada pelas espessas camadas de sedimentos ricos em matéria orgânica e diatomito. Os campos de dunas, atualmente registrados em 9 pulsos regionais de sedimentos sobre a planície, paralelos à área fonte e separados em média por 562m, podem estar associados às variações de alta frequência do nível relativo do mar, durante esta fase regressiva. Este processo inicialmente foi caracterizado pela comparação morfológica com as dunas que estão sendo originadas atualmente e os campos de dunas barcanas internos à planície. As de 3ª geração apresentaram dimensões reduzidas, representando valores de volume e área de abrangência não superiores a 10% dos campos de barcanas de 2ª geração. Vale salientar que atualmente o estirâncio permanece úmido durante a maré baixa, dificultando a remobilização das areias pelo vento. Como a zona intermaré apresenta declividade em torno de um grau, prolongando-se na direção da plataforma interna, verificou-se que pequenas oscilações no nível relativo do mar seriam capazes de descobrir extensas áreas constituídas por sedimentos arenosos, gerando excelentes condições de aporte e fonte de areias para origem dos campos de dunas barcanas de segunda geração. Estas oscilações de alta frequência provavelmente foram associadas com as condições climáticas diferentes das atuais, com valores de aridez mais expressivos, ventos mais potentes e valores de umidade menores do que os encontrados atualmente. Relações mais regionais podem ser encontradas com alternâncias de fenômenos El Niño e La Niña e dinâmica atmosférica imposta pela Zona de Convergência Intertropical. Estas condições também foram as verificadas como essenciais para a origem dos eolianitos, onde sedimentos da plataforma interna, após serem descobertos durante fases de oscilações do nível do mar durante esta última regressão, alcançaram zonas de biodetritos, os quais foram remobilizados para o interior do continente (MAIA et al., 1998 e MEIRELES, 2001). A origem de camadas cimentadas por dissolução e precipitação de carbonato de cálcio oriundo dos biodetritos caracterizaram períodos de estabilização dos processos ambientais associados à migração das dunas, favoráveis em condições atmosféricas mais úmidas, ventos mais amenos e valores mais elevados de precipitação pluviométrica (elevando o nível hidrostático do aquífero).

As rochas de praia (*beachrocks*), registradas em três níveis escalonados, sobre a paleoplataforma de abrasão, demonstraram uma relação direta com o processo regressivo, por terem sido cimentados sobre a plataforma de abrasão. Foi verificado também que as fraturas na plataforma de abrasão não se prolongaram sobre os arenitos, evidenciando estabilidade tectônica durante pelo menos esta última fase regressiva.

v) O nível relativo do mar alcança a cota atual, com um valor de maré média de 1,55m. Portanto, encontra-se atualmente inferior em mais de 6m, quando comparado com as estruturas originadas pela ação da abrasão marinha (níveis mais elevados de paleoplataforma de abrasão e estruturas em *notche*), durante os dois últimos eventos transgressivos (máximos glaciais evidenciados ao longo do litoral cearense). O fluxo fluvial do riacho Doce rompeu o campo de dunas que o bloqueava, retomando seu fluxo fluviomarinho atual. As dunas recentes, encontradas sobre a berma atual, apresentaram volume e largura (altura que não ultrapassa os 8m sobre a berma e largura média de 90m), até 10 vezes menores que as barcanas de segunda geração, as quais alcançaram largura de até 1.100m e altura média em torno de 35m. O último campo de barcanas encontra-se afastado da área-fonte em aproximadamente 2.000m, o que representa uma estabilização na fonte de sedimentos, caracterizando uma melhoria nas condições de aridez. Vale salientar que o paralelismo entre os 9 campos de dunas barcanas apresentou valores na ordem de 4 vezes menor, pois encontram-se separados em média por 562m (ver Figura 4). Foi evidenciado um decréscimo do aporte de areia para a origem das dunas barcanas, pois os corpos dunares atualmente estão afastados da área-fonte em até 4km, representando um período de estabilização no fornecimento de sedimentos e possivelmente melhoria das condições de aridez. O nível do mar atingiu a cota em que se encontra atualmente.



Figura 04 - Marcas espaço-temporais e direcionais dos campos de dunas. Foram também delimitados os 9 fluxos de sedimentos eólicos, responsáveis pelos campos de dunas barcanas. Estão separados em média por 562m e o último campo de dunas está afastado aproximadamente 2.000m da área fonte.

CONCLUSÃO

A caracterização das unidades morfológicas, processos geoambientais costeiros e evolução geomorfológica apresentados neste artigo representou uma síntese dos agentes modeladores que deram origem à planície costeira de Jericoacoara. Para a realização de estudos ambientais, levando em conta a integração das energias representadas localmente pela ação dos ventos, ondas, marés, correntes marinhas e hidrodinâmica dos canais de maré, aliados à transferência de materiais e processos erosivos resultantes, foi de fundamental importância considerar as oscilações do nível relativo do mar e as variações climáticas durante o Quaternário. Foi possível verificar que o conteúdo litológico, os aspectos topográficos e altimétricos, que registraram estes eventos eustáticos, também foram essenciais para a composição paisagística atual. A realização de estudos palinológicos dos sedimentos de paleomangue e lagoas antigas, para comparar resquícios de vegetação dentro do depósito fluviomarinho e lacustres, possibilitará a integração dos aspectos vegetacionais com as mudanças climáticas sugeridas neste artigo. A obtenção da idade das rochas de praia, em seus diferentes níveis topográficos, possibilitará definição da idade dos períodos de estabilização e retomada do processo regressivo, no qual o mar atinge a cota atual.

A elaboração dos fluxogramas, de modo a integrar as unidades ambientais em conjuntos representativos da planície costeira e a representação dos fluxos de matéria e energia, foi fundamental para uma abordagem integrada, visando à elaboração do modelo evolutivo proposto neste artigo. Os processos costeiros que originaram os depósitos e unidades geomorfológicas associadas relacionaram-se diretamente com as flutuações relativas do nível do mar e mudanças climáticas, principalmente durante os últimos 5.000 anos A.P. A dinâmica imposta pela disponibilidade de sedimentos para a origem das praias e campos de dunas foi regida essencialmente pelos fenômenos eustáticos durante o Holoceno, disponibilizando areia durante as fases regressivas, para a ação dos ventos, provavelmente em condições climáticas mais adversas do que as atuais.

A necessidade de datações radiométricas, análises palinológicas dos sedimentos de praias antigas, lacustres e lagunares, correlações estratigráficas e espessura dos pacotes sedimentares costeiros, fornecerão informações mais precisas sobre os aspectos temporal, ambiental e espacial da planície costeira cearense.

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq, pela bolsa de Desenvolvimento Científico Regional (DCR/ nº 300816/91-O-NV) e CAPES, pela bolsa de Doutorado na Universidade de Barcelona, Departamento de Geografia Física e Análise Geográfico Regional. Ao Laboratório de Geologia Marinha da Universidade de Barcelona, pelo suporte sedimentológico e estratigráfico durante a análises dos materiais coletados ao longo da planície costeira cearense. Ao Departamento de Geografia da UFC, pelo apoio logístico durante as viagens de campo.

BIBLIOGRAFIA

- Angulo, R.J. & Lessa, G.C. –1997- The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on tre curves from Paranaguá and Cananeia regions. *Marine Geology*, **140** (1997) 141-166.
- Angulo, R.J. & Suguio, K. –1995- Re-evaluation of the Holocene sea-level maxime for the state of Paraná, Brasil. *Palaeogeography, Palaeoclimatic, Palaeoecology*, **113** (1995): 385-393.
- Bigarella, J.J. –1957- The Barreiras Group in northeastern Brasil. *An. Acad. Bras. Ciên. Rio de Janeiro* 47 (supl.): 365-393.
- Bigarella, J.J. –1971-: Variações climáticas no Quaternário superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método carbono 14. *Paleoclimas.*, São Paulo, 1971, vol. 1, 22p.
- Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L.; Dominguez, J.M.L. y Ferreira, Y.A. –1982- O Quaternário costeiro do Estado de Sergipe. In: Cong. Bras. de Geol. 32, Salvador 1982. *Resumos e Breves Comunicações. Boletim nº 2*, Salvador, SBG.

- Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L.; Dominguez, J.M.L. y Ferreira, Y.A. –1983- Mapa do Quaternário costeiro. *In: Mapa geológico do Estado de Sergipe*. Brasília DNPM, Escala 1:250.000.
- Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L.; Vilas Boas, G.S. & Flexor, G.M.- 1979- Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil). *Simpósio Internacional sobre a Evolução Costeira no Quaternário*, São Paulo (SP). *Atas ...* 232-253p.
- Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L.; Vilas Boas, G.S. y Flexor, G.M. –1979- Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil). *Simpósio Internacional sobre a Evolução Costeira no Quaternário*, São Paulo (SP). *Atas*, 232-253p.
- Broecker, W.S. & Denton, G.H. –1990 - ¿Que mecanismo gobierna los ciclos glaciares? *Libros de Investigación y Ciencia – Scientific American*, 1991; 18-27pp.
- Broecker, W.S. y Denton, G.H. (1990): ¿Que mecanismo gobierna los ciclos glaciares? *Libros de Investigación y Ciencia – Scientific American*, 1991; 18-27p.
- Chaves, N.S. –1996- *Beachrocks* do litoral pernambucano : estudo sedimentológico e análise de isótopos estáveis. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 1996, 180p.
- Crowley, T. J. & North, G. – 1991 – *Paleoclimatology*. Oxford monographs on geology and geophysics, nº 18, 339p.
- Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P. y Martin, L. -1983- Papel da deriva litorânea dos sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associados às desembocaduras dos Rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Rev. Bras. Geol.*, 13 (2)a 98-105.
- Dominguez, J.M.L y Bittencourt, A.C.S.P. –1987- Sea-level and quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plain along the east-southeast brazilian coast: a summary. *In:*
- Dominguez, J.M.L. –1986- Bruun's rule and the stratigraphic record of sandstone shoreline sequence (abstract). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Raleigh, North Carolina, p.29.
- Dominguez, J.M.L. y Bittencourt, A.C.S.P. (1994): Utilização de padroes de sedimentação costeira como indicadores paleoclimáticos naturais (*proxies*). *Rev. Bras. Geoc.* 24 (1) 3-12.
- Emery, K. O. & Uchupi, E. –1984- *The geology of the atlantic ocean*. Springer-verlag, New York, 1984, 925p.
- Fairbridge, R.W. –1961- Eustatic changes of sea level. *Physics and Chemistry of the Earth*. 4: 99-185. Oxford, Pergamon Press.
- Fairbridge, R.W. –1980- The estuary: its definition and geodynamic cycle. *In:* E. Olausson and I. Cato (Editores) *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries*, Wiley, New York, pp1-35.
- Freire, G.S.S.-1989- *Estude hydrogigue et sedimentologique de l'Estuaire du Rio Pacoti (Fortaleza-Ceará - Brasil)*. Universie de Nantes, Faculte des Sciences et des Techniques. These de Doctorat, 285pp. il.
- Gary, M.; McAfee, R. y Wolf, C.L. –1972- *Glossary of geology*. American Geological Institute, Washington, 560pp.
- Hopley, D. –1986- Beachrocks as a sea-level indicator. *In: Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data*. Ed. by Orson van de Palasseche; 6: 157-174.
- IPLANCE – 1997- *Atlas do Ceará*. Fundação Instituto de Planejamento do Ceará, Governo do Estado do Ceará, Atlas Digital, 1997.
- Jelgersma, S. –1971- Sea-level changes during the last 10.000 years. Ed by J. A. Steers, *Introduction to coastline development*, 25-48p.
- King, C.A.M. –1963 – Some problems concerning marine planation and formation of erosion surface. *Trans. Pap. Inst. Brit.Geogr.*, 1963, 29-43
- Leonel, V. (1984): *El Holoceno*. 1ª ed., Mérida, Venezuela, 1984, 266p.
- Lessa, G.C. & Angulo, R.J. -1998- Oscilations or not oscilations, that is the question - Reply. *Marine Geology*, 150: (1998) 189-196.
- 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). *In:* International Symposium on Coastal Evolutional in the Quaternary. São Paulo, 1978. *Special Publication*, 2. São Paulo, Instituto de Geociências SBG ; pp. 1-97.
- Martin, L. y Suguio, K. –1978- Excursion route along the coastline between the town of Cananéia and Guaratiba outlet (state of Rio de Janeiro). *In:* International Symposium on Coastal Evolutional in the Quaternary. São Paulo, 1978. *Special Publication*, 2. São Paulo, Instituto de Geociências SBG - p 1-97.

- Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Vilas-Boas, G.S. –1982- Principais ocorrências de corais pleistocênicos da costa brasileira. Datação do máximo da última transgressão. *Ciência da terra*, 1: 16-17.
- Martin, L.; Bittencourt, A.C.SP.; Domingues, J.M.L.; Flexor, J.M. & Suguio, K. -1998- Oscillations or not oscillations, that is the questions: Comment on Angulo, R. J. and Lessa G. C. “The Brazilian sea-level curves. A critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia Regions” [Mar. Geol. 140, 141-166]. *Marine Geology*, **150**: (1998) 179-187.
- Martin, L.; Möner, N.A.; Flexor, L.M. y Suguio, K. –1982-: Reconstituição de antigos níveis marinhos do Quaternário. *Publicação especial da Comissão Técnico-Científica do Quaternário*. Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), São Paulo, 154p.
- Martin, L.; Suguio, K. & Flexor, J.M – 1986- Shell middens as a source for additional information in Holocene shoreline and sea-level reconstruction: example from the coast of Brazil. In: Orson van de Palassche (ed.) *Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data.*; **18**: 503-523.
- Martin, L.; Suguio, K. y Flexor, J.M. –1986- Shell middens as a source for additional information in Holocene shoreline and sea-level reconstruction: example from the coast of Brazil. In: *Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data*. Ed. by Orson van de Palassche; 18: 503-523.
- Martins, L.R & Coutinho, P.N. -1981- The brasilian continental margin. *Earth - Science Reviews*, **17** (1981): 87-107.
- Meireles, A.J.A.-1991- *Mapeamento geológico/geomorfológico da planície costeira de Icapuí, extremo leste do Estado do Ceará*. Diss. Mestrado, Centro de Tecnologia, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco - UFPE. Recife, 1991, 178p. il.
- Meireles, A.J.A. & Maia, L.P. –1998- Indicadores morfológicos de los cambios del nivel del mar en la llanura costera de Ceará – nordeste de Brasil. In: A. G. Ortiz y F. S. Franch (Editores): *Investigaciones Recientes en Geomorfología Española*. Barcelona, 1998, pp.325-332, Geoforma Ediciones, Logroño.
- Meireles, A.J.A. & Morais, J.O. - 1994 - Compartimentação geológica, processos dinâmicos e uso e ocupação da Planície Costeira de Parajuru, município de Beberibe, litoral leste do Estado do Ceará. *Revista de Geologia*, **7** (1994): 69-81.
- Meireles, A.J.A. & Rubio Romero, P. – 1999 – Geomorfología litoral: una propuesta metodológica sistémica en la llanura costera de Ceará, nordeste de Brasil. *Revista de Geografía*, Universitat de Barcelona, España; **32/33** (1999): 165-182.
- Meireles, A.J.A.; Serra, J. R & Montori, C.B – 2001 - Evolução paleogeográfica da planície costeira de Jericoacoara, litoral oeste cearense. *Revista Paranaense de Geografia*, vol 7: 1-12.
- Meireles, A.J.A. & Vicente da Silva, E. –1999 - Geomorfologia e dinâmica ambiental da planície litorânea entre as desembocaduras dos rios Pacotí e Ceará, Fortaleza – Ceará. *Relatório Interno, Projeto Caracterização Geoambiental dos Estuários da Região Metropolitana de Fortaleza*; (mimeograf.); Dep. de Geografia da UFC, 1999, 50pp. il.
- Mörner, N.-A –2000- Sea level changes along the west European coast. *The Mediterranean, News Letter*, **22**: 89-90.
- Mörner, N.A. –1976- Eustasy and geoid changes. *Journal of Geology* **84**: 123-151.
- Oeschger, H. –2000- Perspectives on Global Change Science: isotopes in the Earth system, past and present. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 37-44.
- Pirazzoli, P.A. -1996- *Sea-level changes. The last 20.000 years*. Wiley, Chichester, 1996, 211p.
- Shackleton, N.J. – 1987 – Oxigen isotope, ice and sea-level. *Quaternary Science Reviews* **6**: 183-190.
- Suguio, k.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Flexor, J.M. & Azevedo, A.E.G. -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.
- Sunamura, T. – 1994- *Geomorphology of rock coast*. 1ª Ed., 1994, University of Tsukuba, Japan, 301p.
- Tompson, L. G. –2000- Ice core evidence for change in the Tropics: implications for our future. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 19-35.
- Tooley, M.J.-1994- Long term changes in eustatic sealevel. *Climate and sea level change: observations, projections, and implications*. Warrick, R.a.; Barrow, E. M. and Wigley, T.M. (Eds.), 81-109p.
- Urien, C.M. -1980- Modelos deposicionais na Plataforma Continental do Rio Grande do Sul (Brasil) Uruguai e Buenos Aires (Argentina). *Notas Técnicas*, CECO, Universidade Federal do Rio Grande do Sul/ UFRS.