Rodolfo José Angulo

LABORATÓRIO DE ESTUDOS COSTEIROS - LECOST, DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA, SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Carlos Roberto Soares

LABORATÓRIO OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA - LOGEO, CENTRO DE ESTUDOS DO MAR - CEM, SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Eduardo Marone

LABORATÓRIO DE FÍSICA MARINHA - LFM, CENTRO DE ESTUDOS DO MAR - CEM, SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Maria Cristina de Souza

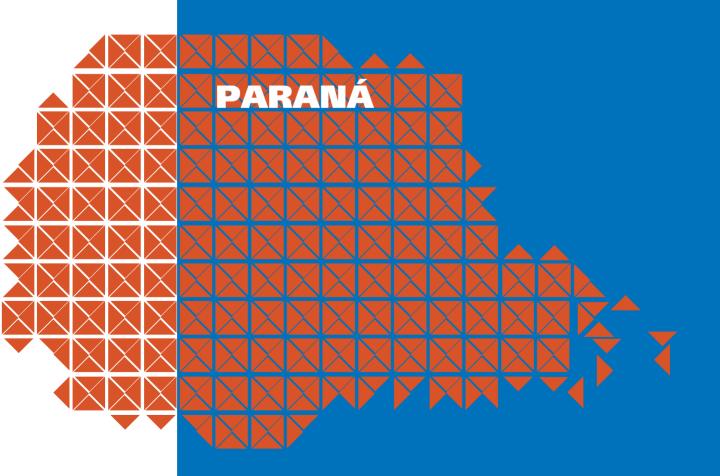
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA, LABORATÓRIO DE ESTUDOS COSTEIROS - LECOST, DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA, SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Lydio Luiz Risseti Odreski

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA, LABORATÓRIO OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA - LOGEO, CENTRO DE ESTUDOS DO MAR - CEM, SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Mauricio Almeida Noernberg

LABORATÓRIO DE OCEANOGRAFIA COSTEIRA E GEOPROCESSAMENTO - LOCC, CENTRO DE ESTUDOS DO MAR - CEM, SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ



Resumo

No Paraná, os problemas de erosão costeira são decorrentes da interferência entre a intensa dinâmica natural e a ocupação inadequada do solo. Próximo das desembocaduras estuarinas, as variações da morfologia dos deltas de maré vazante têm provocado grandes modificações da costa com progradação ou retrogradação de centenas de metros em menos de uma década. Já nas costas de mar aberto, sem influência direta de obras costeiras, não foram observadas variações da linha de costa superiores a 10 m nos últimos 50 anos. Por outro lado, a ocupação tem se caracterizado por ser muito próxima da linha de costa ou mesmo sobre a praia, pela destruição das dunas frontais e por obras de canalização, dragagem e infraestrutura urbana que não consideram de forma adequada a dinâmica natural. A partir dos valores da progradação e retrogradação da costa paranaense, nas últimas cinco décadas, não é possível identificar tendências gerais. As variações da linha de costa podem ser explicadas principalmente pelos processos naturais locais ou pela interferência destes com a ocupação.

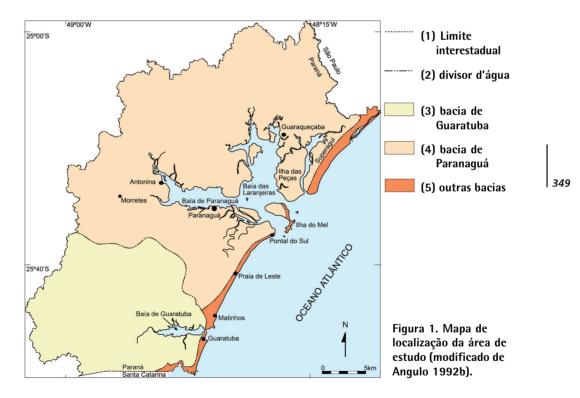
Abstract

The erosional coastal problems of the Paraná coast are related to the interference among the intense natural dynamics and the inadequate land occupation. Next to the estuarine inlets, the variations of the ebb tidal delta morphology generates large modifications of the coast including coast progradation and retrogradation of hundred of meters in less than a decade. On the open sea coasts, without direct influence of costal engineering structures, the coastline variations were lower than 10 m in the last 50 years. On the other hand, the coastal occupation was too close to the coastline, and even on the beach, eliminating the foredunes. The engineering structures, as navigation or drainage channels or constructions related to urbanization, were built disregarding the natural coastal processes. Through the date of progradation and retrogradation on the Paraná in the last five decades It wasn't possible to identify general tendencies. The local changes of the coastline can mostly be attributed to local coastal dynamics or to the interference of the costal processes with the land occupation or engineering structures.

1. CARACTERIZAÇÃO

Localização

A região litorânea do Estado do Paraná localiza-se entre a Serra do Mar e o Oceano Atlântico e entre os litorais dos Estados de São Paulo, ao norte, e de Santa Catarina, ao sul. O limite com o Estado de São Paulo passa pelo divisor de águas da Serra do Gato, pelo Canal do Varadouro e pelo Mar de Ararapira até a sua desembocadura, localizada a 25º18'12" de latitude sul. O limite com o Estado de Santa Catarina, passa por uma linha imaginária aproximadamente leste-oeste até o Rio Saí-Guaçu, seguindo por este até sua desembocadura e desta até a Ilha Saí-Guaçu, localizada na latitude 25°58'35" sul. O limite oeste da região litorânea, aqui considerada, corresponde ao divisor de águas que separa as bacias que drenam para o litoral paranaense e as que drenam para os rios Iguaçu e Ribeira (Figura 1). A região tem extensão aproximada de 6.600 km² e abrange as bacias hidrográficas das baías de Paranaguá e Guaratuba, incluindo pequenas áreas pertencentes às bacias do Mar do Ararapira e do Rio Saí-Guaçu (figura 1).

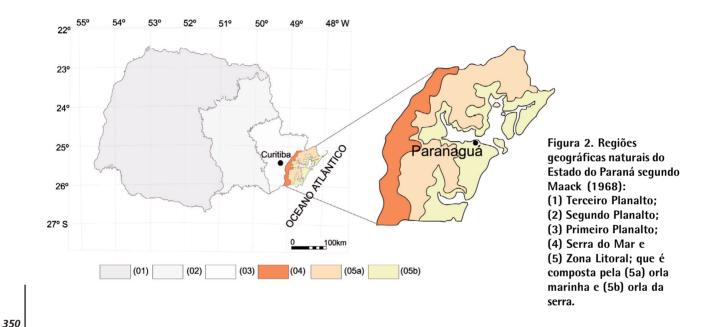


A região litorânea do Estado do Paraná abrange os municípios de Guaraqueçaba, Antonina, Morretes, Paranaguá, Pontal do Paraná, Matinhos e Guaratuba e parte dos municípios de Quatro Barras, Piraquara, São José dos Pinhais e Tijucas do Sul. As principais cidades da região são Paranaguá, Morretes, Antonina, Matinhos e Guaratuba. Na orla litorânea sul existe ocupação praticamente continua entre Pontal do Sul e a Barra do Saí.

Fisiografia

No seu clássico trabalho de Geografia Física do Estado do Paraná, Maack (1968) considerou o litoral como uma das cinco grandes zonas de paisagem natural, ou regiões geográficas naturais, do Estado e o subdividiu em duas subzonas: a das planícies litorâneas e a montanhosa litorânea (figura 2). Essas mesmas sub-zonas tinham sido denominadas de orla marinha e orla da serra por Loureiro Fernandes (1947).

Quando se consideram as bacias hidrográficas das baías de Paranaguá e Guaratuba, a região litorânea inclui partes da Serra do Mar e do Primeiro Planalto Paranaense.



Primeiro Planalto

As bacias hidrográficas das baías de Paranaguá e Guaratuba incluem setores da borda oriental do Primeiro Planalto Paranaense que antigamente drenavam para as bacias dos rios Iguaçu e Ribeira. O desnível de 900 m e a curta distância existentes entre o planalto e o nível do mar conferem aos rios das bacias litorâneas um alto potencial erosivo, que provoca a contínua captura das cabeceiras de drenagem das bacias dos rios Iguaçu e Ribeira (Angulo 1992b, 2002). Os locais de captura são evidenciados pelos cotovelos de captura da rede de drenagem. Um caso de captura iminente foi observado por Angulo (1992b, 2002) no Ribeirão do Taboado, onde um afluente de cabeceira do Rio São João, pertencente à bacia da Baía de Guaratuba, atingiu a planície aluvial do Ribeirão do Taboado. Em épocas de fluxo normal, as águas do ribeirão drenariam para a bacia do Rio Iguaçu; mas quando o rio transborda, parte das águas da planície de inundação pode drenar para o Rio São João.

Serra do Mar

No Paraná, a Serra do Mar apresenta características distintas das de outros estados brasileiros, pois não constitui apenas uma serra de borda de planalto ou de escarpa, mas também possui setores originados principalmente por erosão diferencial. Nas áreas onde as rochas são mais resistentes ao intemperismo (granitos e rochas efusivas e sedimentares da Formação Guaratubinha), as serras sobressaem entre 400 e 900 m acima do nível do planalto, alcançando altitudes entre 1300 e 1800 m. Alguns desses núcleos situam-se no interior do planalto, porém, mais freqüentemente, localizam-se na sua borda. Neste caso, configuram-se duas vertentes distintas, uma de menor extensão voltada para o Planalto, e outra maior, com mais de 1000 m de desnível, voltada para o litoral. Outros núcleos de altas serras não possuem mais contato com o planalto. Em alguns setores onde as altas serras não ocorrem, a Serra do Mar se constitui apenas de uma serra de borda dissecada de planalto.

Existe na Serra do Mar uma nítida orientação de cristas e vales em três direções predominantes, NE-NNE, NNW e NW, que se correspondem com os principais lineamentos do substrato geológico. As orientações NE-NNE e NNW estão associadas a velhas linhas estruturais pré-cambrianas, provavelmente reativadas ao longo da história geológica da região. Esses lineamentos condicionam as principais formas do relevo, tais como serras e vales maiores. A orientação NW coincide com a orientação das intrusivas mesozóicas, que se apresentam na forma de um enxame de diques paralelos. A maior concentração de diques ocorre na parte central da região, aproximadamente na área da Baía de Paranaguá, e coincide com o eixo do Arco de Ponta Grossa. Essa direção é mais evidente nas cristas e vales menores.

A Serra do Mar alcança o mar, no extremo meridional da Serra da Prata, que constitui o divisor de águas entre as bacias de Paranaguá e Guaratuba.

Planície Litorânea

A planície litorânea ou planície costeira corresponde a *orla marinha*, de Loureiro Fernandes (1947) e a *sub-zona das planícies litorâneas*, de Maack (1968). Ela se estende desde o sopé da Serra do Mar até o oceano. No Paraná, ela tem um comprimento de aproximadamente 90 km e uma largura máxima em torno de 55 km na região de Paranaguá. A planície está profundamente recortada pelos complexos estuarinos das baías de Paranaguá, Laranjeiras, Pinheiros e Guaratuba,

resultando em numerosas ilhas, algumas de grande extensão, como as ilhas das Peças, Rasa, do Mel, da Cotinga e Rasa da Cotinga.

A planície tem em geral uma altura inferior a 20 m sobre o nível do mar. Em diversos locais, ocorrem morros e colinas isolados na planície. Em geral, a altura da planície aumenta da costa para o continente, alcançando as maiores altitudes no sopé da serra.

Geologia

Com relação às bacias mesozóico-cenozóicas da margem continental brasileira, o litoral do Paraná se localiza na borda da bacia de Santos. Segundo Fuck *et al.* (1969), os principais alinhamentos no embasamento são predominantemente de direção NE-SW. Na região de Paranaguá-Guaratuba, atingem orientação N 20°-30° E até N-S. Ao norte de Baía de Paranaguá, os alinhamentos mudam de direção para N 50°-60° E e, próximos à costa, fixam-se em N 30°-40° E. Dentre as estruturas regionais, destaca-se o Arco de Ponta Grossa, reconhecido por Sanford & Lange (1960, *apud* Almeida, 1976). O Arco de Ponta Grossa é uma estrutura alongada, cujo eixo tem orientação NW. Ferreira (1982) definiu quatro grandes alinhamentos tectônicos que delimitam compartimentos do Arco de Ponta Grossa e refletem, ou limitam, área com grande densidade de diques e soleiras de diabásio. Os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo, de orientação NW, passam pelo litoral norte e sul do Paraná respectivamente.

O tectonismo cenozóico, segundo Asmus & Ferrari (1978), resultou essencialmente em falhamentos normais com até 3000 m de rejeitos verticais, ao longo de linhas de fraqueza pré-cambrianas, dando lugar ao deslizamento gravitacional de blocos, os quais atualmente se expressam por escarpas de linha de falha, tais como a Serra do Mar (Almeida 1976, Asmus & Ferrari 1978). Com relação à neotectônica, Riccomini *et al.* (1989) se referem ao "sistema de *rift* da Serra do Mar", falhamentos de provável idade Pleistoceno Superior - Holoceno, possivelmente ativas até o presente.

No litoral do Estado do Paraná, ocorrem dois domínios geológicos principais: o das rochas do embasamento, ou escudo, e o da cobertura sedimentar cenozóica. Tanto as rochas como os sedimentos estão associados às grandes unidades geomórficas da região.

Escudo

O litoral do Paraná está localizado no bloco costeiro da área de escudo, onde foram reconhecidas sete unidades pré-cenozóicas (Mineropar 1989): (a) complexo granulítico Serra Negra do Arqueano; (b) complexo gnáissico migmatítico costeiro do Proterozóico Inferior, constituído principalmente por granitos gnáissicos

Cobertura sedimentar cenozóica

A cobertura sedimentar cenozóica é constituída, principalmente, por sedimentos de origens continental e costeira. Dentre os primeiros, destacam-se os sedimentos associados a encostas, tais como leques, tálus, colúvios e sedimentos fluviais (Angulo 1992b). Os depósitos continentais incluem duas unidades que receberam denominação estratigráfica formal: a Formação Alexandra (Bigarella *et al.* 1959) e a Formação Iquererim (Bigarella *et al.* 1961a). Os sedimentos costeiros pertencem a dois tipos de sistema principais: o de planície costeira com cordões litorâneos, e o estuarino. Ambos são representados tanto por ambientes antigos formados durante períodos em que o mar tinha níveis relativos mais altos que o atual, como por ambientes atuais, tais como praias, planícies de maré, deltas de maré e dunas frontais (Angulo 1992b, 2002).

Sedimentos continentais

▶ Formação Alexandra (Mioceno Inferior)

Os depósitos da Formação Alexandra ocorrem em colinas isoladas, niveladas topograficamente em altitudes em torno de 30 m. Os tipos principais de sedimentos que a constituem são areias arcoseanas e lamas e subsidiariamente, cascalhos, argilas e, num único afloramento, uma camada de linhito (Angulo 1995). As cores predominantes dos sedimentos são cinza esverdeado e vermelho, sendo que as lamas também apresentam tons azulados ou violáceos. Nos sedimentos mais intemperizados, as cores tendem para o vermelho, laranja e amarelo. A Formação Alexandra foi definida por Bigarella *et al.* (1959) e a seção-tipo por Angulo (1995), que na camada linhítica descreve detritos vegetais, troncos e restos de raízes *in situ*. Os processos atuantes na formação das fácies foram interpretados por Angulo (1992b, 1995) como sendo principalmente fluxos gravitacionais do tipo fluxo de detritos (conglomerados sustentados pela matriz) e fluxo de lama (lamas e lamas arenosas). Os arcóseos e arenitos arcoseanos sugeririam fluxos em canais entrelaçados (*braided*), ocorrendo transição para fluxos mais densos não confinados. Os arcóseos com estratificação gradacional foram atribuídos a fluxos densos em meio

subaquoso. A camada linhítica indicaria um processo de carbonização em um ambiente do tipo pântano. Segundo o autor, o conjunto dos depósitos sugere um sistema deposicional de leque aluvial associado a corpos aquosos, de pequena dimensão talvez, pântanos. Angulo (1992b, 1995) interpreta que o clima durante a deposição da Formação Alexandra poderia ter sido úmido, porém mais seco que o atual, propiciando uma maior abundância de arbustos e plantas herbáceas. Talvez existisse na serra uma zonação vertical diferente da atual com faixas maiores de campos e áreas arbustivas. A grande ocorrência de fluxos de lama e de detritos estaria associada a existência de um relevo acidentado, com superfícies de rocha exposta que favoreceriam o fornecimento de seixos e grânulos de quartzo e feldspato. A vegetação mais aberta, sobretudo nas partes altas da serra, não ofereceria uma proteção tão eficiente das encostas, como a mata atlântica atual, favorecendo a ocorrência de corridas de lama e detritos e a existência de canais entrelacados, num ambiente de leque aluvial.

Lima & Angulo (1990), com base no conteúdo palinológico da camada linhítica, posicionaram os depósitos da Formação Alexandra no Mioceno Inferior.

Leques e cones aluviais (Plio-Quaternário)

Os leques e cones aluviais incluídos nesta unidade apresentam sua morfologia preservada total ou parcialmente e ocorrem associados as grandes vertentes da Serra do Mar (Angulo 1995). Esta unidade inclui os sedimentos da Formação Iquererim definida por Bigarella *et al.* (1961a).

O maior conjunto de leque e cones localiza-se na vertente oriental da Serra do Quiriri ou Iquererim, onde o desnível entre a planície e os cumes da serra alcança mais de 1.500 m. Outro grande conjunto ocorre associado à vertente oriental das serras do Marumbi e dos Órgãos, onde os desníveis têm a mesma magnitude. Angulo (1995) observou que a ocorrência de leques é mais freqüente onde as rochas do embasamento são graníticas ou migmatíticas.

Os leques e cones aluviais apresentam morfologia semelhante, distinguindo-se pela sua inclinação. Têm raio entre 100 m e 400 m e declives entre 2º e 20º, sendo que os que possuem declives superiores a 10º se enquadrariam na categoria de cones de Rapp & Fairbridge (1968). Nas folhas geológicas da Comissão da Carta (Rivereau *et al.* 1969a,b,c, 1970), muitos desses leques foram mapeados como depósitos de tálus.

Os leques e cones formam-se onde uma drenagem secundária alcança a planície costeira ou o vale do rio principal. Os leques e cones apresentam diversos estágios de dissecação. Nos menos dissecados, diversos canais abandonados que compõem uma drenagem radial distributiva típica de leque. Em vários locais, é possível distinguir três gerações de leques, sendo os das gerações localizadas a montante mais dissecados. As três gerações já tinham sido identificadas por Bigarella *et al.* (1961a), quando da definição da Formação Iquererim. Nos leques

25/

maiores, geralmente, o canal fluvial principal está encaixado e retrabalha os depósitos do leque, evidenciando o predomínio da erosão vertical do canal fluvial, sugerindo que a dinâmica atual é diferente da que originou os depósitos do leque.

Em superfície, os sedimentos dos leques compõem uma paisagem composta por uma superfície suavemente inclinada, frequentemente, com a presença de grandes blocos esparsos. Em diversos locais, esses sedimentos jazem sobre uma superfície irregular cortada nas rochas de embasamento e apresentam espessuras variáveis, sendo a maior observada de 10 m. Segundo Bessa Jr. (1996) os leques são constituídos por areias arcoseanas, lamas, cascalhos clasto-suportados e matriz-suportados, com estruturas de escavação e preenchimento, estratificação cruzada acanalada e tabular, estratificação plano-paralela, granodecrescência ascendente, pelotas de argila e restos vegetais.

As principais fácies sedimentares encontradas podem ser atribuídas a fluxos densos de lama e detritos e a fluxos trativos fluviais. Bessa Jr. (1996) também descreve depósitos atribuídos a canais confinados e não confinados de rios entrelaçados e depósitos lacustres. Segundo o mesmo autor as análises palinológicas, aliada a presença de fósseis vegetais e depósitos lacustres, sugerem que a formação destes leques tenha ocorrido sob clima úmido. A datação de duas amostras de restos vegetais forneceram idades de 13.850 ± 120 anos A.P. e 8.330 ± 80 anos A.P. ou seja do final do Pleistoceno e início do Holoceno. Contudo, evidências geomorfológicas indicam a existência de pelo menos três gerações de leques e os mais antigos podem, segundo Angulo (1995), alcançar o Plioceno.

▶ Tálus (Quaternário)

No sopé das vertentes mais íngremes da serra, freqüentemente ocorrem acúmulos de sedimentos, cujas superfícies de deposição formam rampas de forte inclinação. Essas rampas não apresentam evidências de processos fluviais, ocorrendo aparentemente um predomínio do processo de queda de detritos. Em alguns casos, as rampas apresentam ravinamento, com padrão paralelo e não radial, como nos leques. Os sedimentos que formam essas rampas íngremes foram interpretados como depósitos de tálus (Angulo 1992b, 1995).

Colúvios (Quaternário)

Sob a denominação colúvios incluíram-se sedimentos associados as vertentes da serra, nos quais não se observam evidências de transporte por fluxos de baixa viscosidade.

Trata-se de sedimentos predominantemente finos, com proporções variáveis de areia e seixos, geralmente, sem estruturas. Os seixos podem estar dispersos na matriz ou concentrados em níveis ou linhas (stone lines). É freqüente a ocorrência de mais de um colúvio superposto, com características texturais, ou de coloração diferentes, podendo ocorrer solos enterrados.

Alguns colúvios parecem ter sido originados por processos de movimentos de massa lentos, envolvendo o manto de intemperismo, porém, as linhas de seixos e os solos enterrados atestam a complexidade de sua evolução.

▶ Sedimentos fluviais (Quaternário)

Os sedimentos fluviais estão amplamente distribuídos em toda a área de estudo. Em cada tipo de paisagem, as planícies aluviais e os canais fluviais apresentam características distintas. Na Serra do Mar, os rios são encaixados, com padrão retilíneo e planícies aluviais estreitas. Um tipo particular de planície aluvial, freqüente na Serra do Mar, são as *planícies de soleira*, formadas a montante de obstáculos no curso fluvial, constituídos por rochas mais resistentes. No Primeiro Planalto, as planícies são amplas e com canais meandrantes. Na planície costeira, uma das principais características é a desproporção entre o tamanho da planície aluvial e o do canal fluvial. Segundo Angulo (1992b) trata-se de rios desproporcionados, originados pelo afogamento de grandes vales fluviais escavados durante períodos de mar baixo e afogados durante os períodos de mar alto. Outra característica dos rios da planície é a mudança do padrão do canal ao longo do seu curso, que segundo Angulo (1992b) estaria associada aos diferentes níveis de base do rio durante o Quaternário, decorrentes das variações do nível do mar.

As principais fácies observadas foram: cascalhos clasto-suportados, com grânulos até matacões, imbricações e estruturas de corte e preenchimento de canal; areias pobremente e muito pobremente selecionadas, com estratificações cruzadas acanaladas; e argilas maciças (Angulo 1992b).

Os sedimentos fluviais ocorrem em terraços nas planícies aluviais atuais que podem ser atribuídos ao Quaternário. Angulo (1992b) identificou, através da morfologia, planícies aluviais anteriores e posteriores à transgressão pós-glacial, sendo portanto as primeiras do Pleistoceno e as últimas do Holoceno.

Sedimentos costeiros

▶ Planície costeira com cordões litorâneos (Pleistoceno Superior e Holoceno) As planícies costeiras com cordões litorâneos são uma das feições mais marcantes do litoral brasileiro, sendo que no litoral paranaense se estendem ao longo de toda sua costa. Estas planícies formaram-se como conseqüência das oscilações do nível relativo do mar durante o Quaternário. Os cordões litorâneos são feições relacionadas a antigas linhas de praia (figura 3).

As planícies com cordões litorâneos são constituídas por areias finas e muito finas, moderada a muito bem selecionadas e assimetria predominantemente negativa (Bigarella *et al.* 1978, Tessler & Suguio 1987, Angulo 1992a,b). Os sedimentos desta unidade podem apresentar teores de finos de até 20%, que Angulo (1992a,b) interpretou como de origem epigenética, principalmente pedogenética.



Características morfológicas e datações ¹⁴C permitiram distinguir planícies correspondentes a pelo menos dois eventos transgressivo-regressivos, um do Pleistoceno Superior e outro do Holoceno (Martin & Suguio 1986, Martin *et al.* 1988, Angulo 1992b, Lessa *et al.* 2000). Um modelo evolutivo das planícies costeiras paranaenses durante o Pleistoceno Superior e Holoceno foi proposto por Lessa *et al.* (2000).

Figura 3. Planície costeira com cordões litorâneos do Holoceno no Superagüi. Os cordões correspondem a antigas linhas de costa com dunas frontais.

▶ Planícies paleo-estuarinas (Pleistoceno Superior e Holoceno)

Os sedimentos paleo-estuarinos estão amplamente distribuídos no litoral paranaense, ocorrem em áreas planas com altitude inferior a 7 m e não apresentam alinhamentos visíveis. Predominam areias, ocorrendo subsidiariamente areias argilosas, areias siltosas e silte argilo-arenoso, sendo que a seleção variou entre muito bem e muito pobremente selecionados (Angulo 1992a,b).

Segundo Angulo (1992b) os sedimentos podem ser interpretados como depositados em ambiente estuarino ou lagunar. Sedimentos com estratificação ondulada e bioturbações sugerem ambiente de planície de maré e sedimentos argilo-arenosos com abundantes conchas, corresponderiam a parte inferior da planície de maré ou fundos rasos (Angulo 1992b, Angulo & Absher 1992).

Associados aos sedimentos paleo-estuarinos ocorrem abundantes conchas de moluscos, sendo a espécie dominante a *Anomalocardia brasiliana*. Descrições da composição malacológica destes bancos foram realizadas por Bigarella (1946, 1950/51), Angulo (1992b) e Angulo & Absher (1992). Datações ¹⁴C destas conchas forneceram idades inferiores a 6000 anos A.P. (Bigarella 1971, Bigarella & Becker 1975, Martin *et al.* 1988, Angulo *et al.* 2002b), o que permite correlacionalos ao último ciclo transgressivo-regressivo do Holoceno.

Próximo ao canal do Varadouro foi identificada uma área de sedimentos paleoestuarinos contendo troncos e detritos vegetais. A datação de um fragmento de tronco forneceu idade além do alcance do ¹⁴C (> 40.000 anos A.P., CENA-121) o

que permite atribuir os depósitos ao ciclo transgressivo-regressivo do último interglacial no Pleistoceno (Angulo *et al.* 2002b).

Planícies de maré

Segundo Reineck & Singh (1973), as planícies de maré (*tidal-flats*) se desenvolvem ao longo de costas de baixo declive, com marcado ciclo de marés, onde há suficiente sedimento disponível e não há forte ação das ondas. No Paraná, áreas com essas características têm extensão de aproximadamente 310 km².

Em diversos trabalhos sobre o litoral paranaense, essas áreas são referidas como manguezais; porém Angulo (1990) propôs a utilização da denominação planície de maré, pois nela ocorrem diversos ecossistemas, sendo o manguezal apenas um deles. No litoral paranaense foram mapeadas seis unidades correspondentes à planície de maré: (a) manguezais, (b) marismas e bancos não vegetados, (c) manguezal com Acrostichum e Hibiscus, (d) zona de Cladium, (e) pântano de maré e (f) brejo de maré. A maior parte da planície de maré é ocupada pelos manguezais. Na parte inferior, entre os manguezais e o estuário ocorrem os marismas formados por Spartina e os bancos arenosos e areno-argilosos, sem vegetação. Na parte superior da planície de maré é freqüente a ocorrência da zona de Cladium, que é inundada apenas durante as preamares de sizígia e as tempestades (Angulo & Müller 1990). Nas partes mais internas das baías, nos locais onde existe importante aporte fluvial, que impede ou dificulta a intrusão salina, os marismas e manguezais são substituídos por brejos e pântanos de maré (Angulo & Müller 1990).

Os sedimentos da planície de maré variam de areias a argilas arenosas, geralmente ricos em matéria orgânica, podendo conter grânulos e seixos (Bigarella 1946, Martin *et al.* 1988, Lana & Guiss 1991, Angulo 1992b).

Fundos rasos

Os fundos rasos localizam-se no interior dos estuários, têm profundidades inferiores a 2 m, podendo ficar emersos durante as maiores baixa-mares. Formam-se principalmente nas áreas de sombra das correntes de maré vazante. Na complexo estuarino de Paranaguá destacam-se o Baixio do Perigo, entre a Baía das Laranjeiras e a Baía de Paranaguá, e o Baixio do Bagre, ao sul da Ilha Rasa, que têm comprimento de aproximadamente 7 km.

Deltas de maré

As feições deposicionais arenosas, submersas e semi-submersas, que ocorrem associadas às desembocaduras das baías de Guaratuba e Paranaguá, do Canal do Superagüi e do Mar do Ararapira, no litoral do Estado do Paraná, foram interpretadas por Angulo (1992b, 1999) como deltas de maré. Os deltas de maré ocorrem em costas com regimes de micro e mesomarés; do lado do mar ocorre o delta de maré vazante (*ebb-tidal delta*) e no interior do estuário ou laguna o delta de maré enchente (*flood-tidal delta*) (Hayes 1975).

359

Segundo Angulo (1999), no litoral paranaense, os deltas de vazante são mais desenvolvidos que os de enchente. Somente nas desembocaduras sul da Baía de Paranaguá e Mar do Ararapira foram identificadas feições interpretadas como deltas de enchente. Segundo os modelos propostos por Oertel (1975), os deltas de maré das baías de Paranaguá e Guaratuba e do Canal do Superagüi seriam deltas dominados por marés (Angulo 1999).

Dunas (Holoceno)

Em seu trabalho pioneiro sobre o litoral paranaense, Bigarella (1946) descreveu as dunas costeiras. Posteriormente, outros autores acrescentaram informações sobre as dunas do litoral paranaense (Bigarella 1965, 1972, Bigarella *et al.* 1969a,b, 1970/71, 1978, Angulo 1993b).

Os sedimentos eólicos que ocorrem na costa do Paraná próximos ao litoral, constituem feições que podem ser denominadas, genericamente, de cordões dunares costeiros, identificando-se assim sua configuração linear, sua origem eólica e sua relação geográfica e genética com a costa (Angulo 1993b). Os cordões podem ser agrupados em dois tipos principais: os desenvolvidos e os incipientes ou embrionários, podendo ocorrer formas transicionais (Angulo 1993b). Os desenvolvidos são paralelos à linha de costa, têm larguras entre 20 e 80 m, podendo alcançar até 250 m. O comprimento pode alcançar 15 km. A altura raramente ultrapassa 6 m sobre o nível da planície, sendo mais freqüentes alturas de 3 a 5 m (figura 4). Uma exceção são as dunas existentes na Ilha do Mel, entre os morros Bento Alves e do Meio, que atingem altitude superior a 20 m (Angulo 1993b) (figura 5). Os cordões incipientes são feições com altura inferior a 3 m, as vezes formados pela coalescência de pequenas dunas linguóides ou dômicas (figuras 6 e 7).

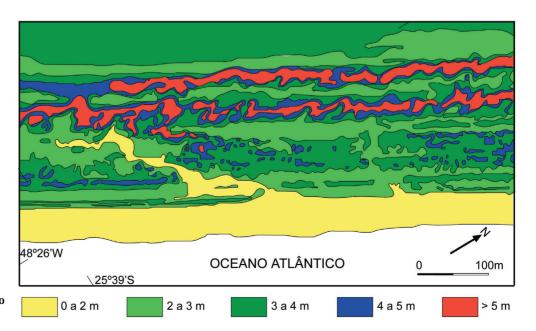


Figura 4. Mapa hipsométrico da faixa costeira entre Guarapari e Ipanema evidenciando os cordões dunares desenvolvidos (Modificado de Angulo 1993b).

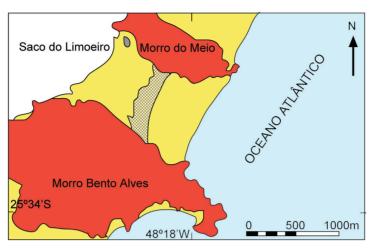


Figura 5. Cordão de dunas do Pleistoceno Superior ou Holoceno, na Ilha do Mel (modificado de Angulo 1993b).

(1) cordão dunar

(2) morros

(3) outras unidades

Angulo (1993b) interpretou que todos os cordões dunares da costa paranaense se desenvolveram a partir de dunas frontais com o auxílio efetivo da vegetação.

Bigarella *et al.* (1969a,b) determinaram que as areias das dunas, no litoral sul entre Matinhos e Pontal do Sul, tinham diâmetro médio de 2,0 a 2,9 Ø, fração predominante de 3,0-2,0 Ø, eram bem selecionadas e com assimetria predominantemente negativa. As estruturas sedimentares foram descritas em detalhe por Bigarella *et al.* (1969b, 1970/71).

Segundo Angulo (1993b) os cordões de dunas, tanto os desenvolvidos como os incipientes, formaram-se no Holoceno, com exceção do existente entre os morros Bento Alves e do Meio, na Ilha do Mel, que poderia ser do Pleistoceno Superior ou do Holoceno (figura 7).



Figura 6. Cordão dunar incipiente com dunas linguóides, em Superagüi.



Figura 7. Cordão dunar incipiente com dunas dômicas, na Ilha do Mel.

Depressões intercordões

Entre os cordões litorâneos da planície costeira, ocorrem depressões rasas, estreitas e alongadas, com largura inferior a 100 m e comprimento de até 13 km (figura 8). Constituem áreas alagadas, com vegetação principalmente de *Cladium* e *Scirpus*

(Klein 1975), as vezes associadas a pequenas lagoas e cursos fluviais. Apresentam sedimentos arenosos com abundantes restos vegetais e de matéria orgânica (figura 9).



Figura 8. Vista aérea da planície costeira com cordões litorâneos holocênicos e depressões intercordões, no Superagüi.



Figura 9. Brejo intercordões com vegetação típica de Cladium e Scirpus em Guarapari, entre Praia de Leste e Pontal do Sul.

2. AGENTES E PROCESSOS COSTEIROS

Clima

O clima da planície costeira paranaense, segundo a classificação de Köeppen, é tipo Cfa, subtropical úmido mesotérmico com verão quente. O mesmo tipo climático ocorre na Serra do Mar até 700 m de altitude, a partir da qual passa para tipo Cfb, subtropical úmido mesotérmico com verão fresco (Ipardes 1990, 1991). A temperatura média anual estimada na planície costeira varia entre 20,8° C e 22° C, caindo até 13,1° C nas partes mais elevadas da Serra do Mar (Ipardes 1990, 1991).

A circulação atmosférica da costa sul americana é definida a partir dos centros de ação anticiclônicos, responsáveis pela individualização de massas de ar, e os ciclônicos, funcionando como chamarizes dos deslocamentos das mesmas.

Na região sul, como centro de ação anticiclônico ou "centro de alta", tem-se o Anticiclone do Atlântico, responsável pela origem da massa tropical marítima, e o Anticiclone Migratório Polar, responsável pela origem da Massa Polar.

Segundo Iapar (1978), entre duas massas de ar ou duas "altas" existe sempre uma zona de depressão, que se constitui numa descontinuidade para a qual convergem os ventos das duas massas de ar ou "altas". Nessas descontinuidades, os ventos convergentes ou ciclônicos tornam o tempo instável e geralmente chuvoso, freqüentemente acompanhado de tempestades. Tais fenômenos são móveis e, por sua estrutura de deslocamento, denominam-se "correntes de circulação perturbada".

A região sul do país é marcadamente influenciada pelas "correntes perturbadas" de noroeste e pelas "correntes perturbadas" de sul conhecidas por sistemas frontais ou frentes polares. Calliari & Klein (1993) afirmam que a dinâmica na costa sul brasileira é regulada, principalmente, pêlos fenômenos associados à passagem de frentes meteorológicas ou frentes polares.

Durante o inverno, quando as condições de frontogênese são mais freqüentes, os avanços da Frente Polar são mais vigorosos, comumente atingindo latitudes bem baixas, em torno de 8º S–10º S. Na primavera, suas incursões abrangem, via de regra, o Trópico de Capricórnio. No verão, a energia frontal é especialmente fraca, raramente se aproximando do trópico. No outono, embora se iniciem as condições de frontogênese, ela é impedida de avançar por ação dos sistemas intertropicais, que, sendo bastante ativos nesta época, fazem-na regredir (Iapar 1978).

A dinâmica dos ventos no litoral paranaense é definida, basicamente, pelo Anticiclone do Atlântico Sul e pelo Anticiclone Migratório Polar, na sua ação sobre o Ramo Atlântico da Massa Polar (Bigarella *et al.* 1978).

As medições de ventos no litoral paranaense são escassas e apenas recentes, sendo os primeiros registros correspondentes à estação meteorológica de Pontal do Sul (Portobrás 1988) de 1982 a 1986, com descontinuidades e, a partir de 1996, da estação automática do Centro de Estudos do Mar na mesma localidade. Esses dados revelam que os ventos predominantes provêm de leste e sul, com freqüências para o período de 9,5 % e 9,3 %, respectivamente. Quando se analisam as freqüências por faixa de velocidade, observa-se que a dominância dos ventos provenientes de leste diminui rapidamente para ventos mais fortes. Os ventos com velocidades superiores a 6 m/s representam 16,0 % do total das medições. Destes, os provenientes do sul correspondem a 20,4 % e os do leste a 17,4 %. Os ventos com essas velocidades se concentram nas direções E-ENE (31,9 %) e SSW-S-SSE (43,6 %) e quase não ocorrem nas direções provenientes do continente. A predominância dos ventos provenientes do SE-SSE aumenta quando se consideram as velocidades maiores de 8 m/s e 10 m/s. Nesse último caso, praticamente todas as medições correspondem às direções sul e sul-sudeste.

Analisando-se a sazonalidade da velocidade e freqüência dos ventos nas direções predominantes, observa-se que os ventos com velocidades superiores a 6 m/s se

As chuvas que caem no litoral são dos tipos ciclônico, orográfico e de convecção. A média anual está em torno de 2.500 mm (Ipardes 1990). No verão ocorrem as maiores precipitações em 24 horas, sendo freqüentes valores de 100 mm, podendo alcançar máximos em torno de 400 mm. As altas precipitações provocam excedentes hídricos durante todo o ano, caracterizando a região como de tipo úmido e superúmido, segundo a classificação de Thornthwaite (Iapar 1978).

Na planície costeira, a média anual, no período de 1975-84, foi de 2.478 mm, sendo o verão a estação mais chuvosa e o inverno a menos chuvosa. Nos postos meteorológicos mais próximos da orla marítima, a média anual foi de 2.068 mm em Ipanema e de 2.401 mm em Guaratuba (Ipardes 1990). Os dados referentes ao período 1983-86 em Pontal do Sul apontam uma média anual de 1.731 mm sendo de 1.988 mm quando analisados os registros da nova estação. As estações mais chuvosas foram o verão (37,2 % das precipitações) e o outono (29,7 %); as estações com menos precipitações foram o inverno, com 13,8 %, e a primavera, com 19,2 % (Portobras 1988).

Já os dados mais recentes obtidos na estação meteorológica do Centro de Estudos do Mar da UFPR em Pontal do Sul não diferem substancialmente daqueles analisados em Portobras (1988), a não ser pelo fato de ter sido possível, no evento El Niño 1997-98, a observação da mudança de padrão muito provavelmente relacionado com o ENSO. No período, houve uma brusca diminuição da ocorrência de ventos de todo o quadrante Norte.

Ondas

Os sistemas de propagação de ondas no litoral sul, estão vinculados exclusivamente a seus centros de geração em áreas oceânicas distantes, independente das direções dos ventos locais, como ocorre na maioria dos casos.

Os estudos sobre ondas no litoral do Paraná estavam restritos a somente duas campanhas de obtenção de dados nas décadas de 70 e 80. Trabalhos referentes a ondas no Estado do Paraná foram realizados inicialmente por Bandeira (1974), tendo registros das ondas no período de 23 de Abril de 1972 a 18 de Março de 1973, quando fundeou-se um ondógrafo autônomo a ultra som, a uma profundidade de 10 m, em frente à Praia de Leste. Bandeira (1974) analisou também as ondas em Praia de Leste, a partir de observações visuais durante um ano. Registros de onda foram obtidos, entre agosto e dezembro de 1982, por um ondógrafo

localizado a 25º43'24" de latitude Sul e 48º28'27" de longitude Oeste, a aproximadamente 13 km a leste da Praia de Leste e a 2,6 km a nordeste da Ilha dos Currais (Portobras 1983); sendo que 32 % dos registros possíveis foram perdidos por problemas de equipamento. Neste período, a direção das ondas variou entre 74º e 147º, sendo as ondas mais altas provenientes dos quadrantes ESE e SE. A altura máxima mensal registrada variou entre 2,35 m, no mês de agosto, e 3,95 m, em setembro. O período médio mensal observado oscilou entre 11,96 e 16,85 segundos.

Outros trabalhos relacionados a ondas na costa paranaense também foram desenvolvidos apresentando diversas abordagens tais como: amostragens preferenciais de ondas (Portobras 1983), campanha de medições de ondas realizada próximo à Ilha de Currais (INPH 1985), caracterização morfodinâmica a partir de parâmetros de ondas no Balneário de Atami (Soares *et al.* 1997), características físicas do Complexo Estuarino de Paranaguá (Marone *et al.* 1997), e o mais recente trabalho de revisão bibliográfica sobre gerenciamento costeiro realizado por Gobbi (1997).

Os valores extremos observados dos parâmetros de ondas no período, referem-se a dois sistemas distintos de geração de ondas: a direção N74° é gerada pela atuação dos ventos associados ao anticiclone tropical do Atlântico Sul (centro de alta pressão), caracterizando ondas regulares e não tão altas, enquanto a direção N147° se relaciona à passagem de sistemas meteorológicos que ocasionam a formação de "ondas de tempestade" (Portobras 1983).

Nos períodos de 17 de janeiro a 06 de fevereiro de 1997 (verão) e 14 a 19 de agosto de 1997 (inverno) foram realizadas pelo Laboratório de Física Marinha (LFM/CEM-UFPR) novas observações de ondas entre a Ilha da Galheta e o Balneário Pontal do Sul, com ondômetro direcional S4 eletromagnético, as quais evidenciaram que em períodos de verão as ondas que adentram a baía apresentam alturas significativas menores que 0,5 m, com períodos da ordem de 7 s (Marone et. al. 1997). Ondas menores, com alturas de até 0,25 m, apresentam períodos que podem alcançar até 12 s. A direção média principal de chegada de ondas é SE. Ainda segundo Marone et. al. (1997), as ondas possuem uma característica não linear de propagação, implicando em um maior poder energético na ressuspensão e no transporte de sedimentos. Para o período de inverno as ondas apresentam alturas significativas menores que 0,3 m, com períodos da ordem de 5 s. A direção principal de chegada de ondas é S-SE, ligeiramente diferente da situação encontrada no verão (Marone et. al. 1997).

Gobbi (1997) fez um apanhado da bibliografia referente a dinâmica costeira do litoral paranaense, analisou comparativamente fotografias aéreas, dados de campo disponíveis na literatura e implementou um modelo numérico de propagação de ondas no litoral paranaense sendo a fundamental constatação desse autor que o clima de ondas é bem distribuído ao longo do ano, e o fato de não haver marcadamente ondas de uma direção preferencial, ao contrário do constatado

Alguns autores estão utilizando imagens de satélite na análise de ondas através da comparação e da análise espectral de dados direcionais de ondas obtidos *in situ*. Noemberg (2001) utilizou imagem Landsat, para caracterizar o comportamento das ondas incidentes na zona costeira adjacente à desembocadura da Baía de Paranaguá em evento pós-frontal, em 26 de setembro de 1999, na profundidade de 20 m.

Os resultados foram: *a)* direção de propagação aproximada, 115°; *b)* comprimento de onda aproximado, 130 m; *c)* período da onda, 9,13 s; *d)* número de onda, 0,048 ondas/m; *e)* freqüência angular, 0,688 ciclos/s; *f)* velocidade da onda, 2,03 m/s (equação para águas intermediárias L/20<d<L/2 – Open University, 1994, p.17).

Na margem Sul as ondas refratam no Banco da Galheta, causando uma incidência oblíqua das ondas no Balneário de Pontal do Sul e Atami. Esta incidência oblíqua favorece a formação de uma corrente de deriva no sentido Pontal do Sul – Praia de Leste, a qual fica evidenciada pela inexistência de correntes de retorno entre os Balneários de Pontal do Sul e Atami e, também, pela inclinação dessas correntes de retorno ao sul do Atami. Já na altura do Balneário Praia de Leste ocorre uma convergência dos raios de onda, causando concentração de energia (Noernberg 2001).

Trabalhos recentes de monitoramento na região mostram que a variabilidade da direção de incidência de ondas para este setor da costa no Balneário Atami, apresenta como direção preferencial ondas vindas de S e SE. As maiores alturas significativas coincidem com ondas vindas destes quadrantes e a maior altura máxima registrada (1,48 m) é decorrente de ondas vindas de SE. O maior período significativo observado (7,3 s) é para ondulações provenientes de S.

Analisando os dados referentes à nova estação oceanográfica localizada na Ponta do Caraguatá, na Ilha do Mel, a aproximadamente seis quilômetros do Balneário Atami, a variabilidade da direção de incidência de ondas para este ponto, apresenta como direção preferencial, ondas vindas de NE e SE. A maior altura significativa (0,30 m) foi decorrente de ondas vindas de NE e a maior altura máxima registrada (0,38 m) coincidiu com ondas deste quadrante. O maior período significativo observado (9,8 s) foi para ondulações provenientes de SE. As pequenas alturas de onda registradas para esta estação em relação ao ponto amostral localizado no Balneário Atami, são explicadas pela maior profundidade em que está localizada esta estação (12 m de profundidade), sendo que no Atami os fundeios eram colocados nas proximidades da zona de arrebentação de ondas numa profundidade média de 5 m.

Marés

Informações sobre marés têm sido obtidas em vários pontos da região, com 6 estações localizadas no interior da Baía de Paranaguá e sua desembocadura e na boca da Baía de Guaratuba com dados que se remontam a várias décadas, mesmo que descontínuos. O litoral do Paraná apresenta uma amplitude das marés de sizígia inferior a 2 m, o que caracteriza um regime de micromarés. Segundo a fórmula proposta por Defant (1958, *apud* Komar 1976), a análise de um ano de maregrama do Porto de Paranaguá forneceu um valor de 0,24, que caracteriza a maré como semidiurna (0 a 0,25), porém com um valor próximo do limite com as marés mistas predominantemente semidiurnas. Isto significa que ocorre uma maré secundária com período menor.

No ano de 1982 a Portobras (1983) realizou medições das marés em três locais da costa paranaense: Porto de Paranaguá e Ilha das Cobras, localizados no interior da Baía de Paranaguá, e Pontal do Sul, situada na desembocadura sul da baía. As amplitudes foram maiores no porto (178 cm) e menores em Pontal do Sul (145 cm), mostrando o efeito de amplificação do estuário. As diferenças de altitudes entre os níveis máximos e mínimos observadas no período (agosto a dezembro de 1982) também foram maiores no interior da baía, sendo de 3,1 m no Porto e 2,8 m em Pontal do Sul.

Angulo (1992b) comparou as marés previstas e medidas no Porto de Paranaguá no período de 11 a 23 de outubro de 1982, observando que os máximos medidos do nível das marés foram até 40 cm mais altos que os previstos, e os mínimos até 20 cm mais baixos, caracterizando a existência de marés meteorológicas. Comparando as diferenças entre as marés previstas e medidas com as condições meteorológicas de precipitação, temperatura e pressão, verifica-se que a ocorrência de níveis mais altos que os previstos coincide com bruscas quedas de temperatura - observáveis principalmente nas mínimas diárias - e fortes aumentos da pressão, o que pode ser atribuído à passagem de frentes frias que ainda alcançam o Paraná nessa época do ano. Já os níveis inferiores aos previstos ocorreram num período de baixa pressão, alta temperatura e chuvas.

Durante a campanha de medições da Portobras (1983), realizada entre 6 de agosto e 31 de dezembro de 1982, em duas situações em que ocorreram frentes frias o nível do mar foi aumentado em 60 cm, o que pode ser atribuído aos ventos do quadrante sudeste que acompanham essas frentes.

Marone & Camargo (1994) analisaram a maré meteorológica ocorrida em 18 de agosto de 1993 e constataram um nível da maré de cerca de 80 cm superior ao nível de maré previsto e estimaram um volume de água represado na Baía de Paranaguá, que possui uma área liquida de 612 km², de 4,8 x 10⁸ m³.

Com relação aos níveis médios das marés, a análise dos maregramas do Porto de Paranaguá no período de junho de 1989 a junho de 1990 evidenciou uma diferença de 3,28 m entre o nível máximo e mínimo no período. A diferença entre os níveis médios das preamares e das baixamares foi de 1,53 m para as de sizígia e 0,31 m para as de quadratura.

Segundo dados apresentados por Bigarella *et al.* (1978), as marés do Porto de Paranaguá apresentam uma amplificação de 33% em relação à barra da baía e um atraso de uma hora. Considerando essa correlação, pode-se inferir, a partir dos dados do porto, uma amplitude máxima na barra em torno de 2,47 m. Já Lessa *et al.* (1998) estabeleceram o cronograma completo da propagação da maré para Paranaguá, assim como o transporte de volume a estas relacionadas, comparando os mesmos com os aportes fluviais.

A maré na Baía de Paranaguá é predominantemente semidiurna, com desigualdades diurnas, e apresenta forte assimetria nas elevações e correntes de maré. As componentes da maré astronômica mais importantes são as componentes semidiurnas M₂ e S₂, representando cerca de 50% da altura da maré. As componentes ter-diurna (M₃), quarto diurna (M₄) e as compostas, não lineares ou de pequeno fundo (MN₄ e MS₄), apresentam grande importância no comportamento da onda de maré, em termos de elevação e velocidade de correntes (Marone *et al.* 1995a, Camargo 1998, Marone & Jamiyanaa 1997).

A Baía de Paranaguá apresenta-se como um estuário hipersíncrono, onde o efeito de convergência excede o de atrito, resultando numa amplificação na variação da maré em direção à cabeceira (Mantovanelli 1999). Esta amplificação da maré é controlada, basicamente, por ressonância, que depende da freqüência de oscilação da onda de maré e do comprimento do estuário (Camargo 1998).

Correntes de maré

As correntes de maré dos complexos estuarinos do litoral paranaense eram pouco conhecidas até anos recentes. Bigarella *et al.* (1978) e Knöppers *et al.* (1987) apresentam dados de uma campanha de medição de correntes de maré do Instituto de Pesquisas da Marinha, no período de 9 de novembro de 1969 a 12 de janeiro de 1970. As correntes foram medidas em seis estações: três no interior da Baía de Paranaguá; duas nas desembocaduras norte e sul da mesma baía; e uma no Canal do Superagüi. Os correntógrafos foram colocados a 5 m de profundidade, exceto na estação mais interna da baía onde foi colocado a 4 m. Comparando a localização fornecida por Bigarella *et al.* (1978) com as cartas náuticas da região pode-se inferir que os correntógrafos estavam localizados em canais com mais de 10 m de profundidade, exceto na estação mais interna, onde as profundidades variam entre 7 e 10 m. Segundo Bigarella *et al.* (1978), durante o período de medições as

condições meteorológicas registraram uma série de invasões polares ao ritmo de uma por semana. No período, o vento predominante era proveniente do quadrante sudeste, com velocidades entre 5 m/s e 10 m/s.

As velocidades máximas das correntes de vazante oscilaram entre 1,34 m/s e 0,82 m/s, sendo a maior no canal norte da Baía de Paranaguá. As velocidades das correntes de vazante foram maiores que as de enchente, exceto na estação mais interna da baía e na do Canal do Superagüi, onde se observou uma ligeira predominância das velocidades das correntes de maré enchentes (Bigarella *et al.* 1978). Como salientam Knöppers *et al.* (1987), estes dados devem ser vistos somente como um exemplo momentâneo, pois as medições foram realizadas durante um período de condições meteorológicas instáveis.

As correntes de vazante são, em média, 10 a 15% superiores às de enchente. Isto ocorre devido à influência dos atritos lateral e de fundo, que são gradativamente maiores em direção à cabeceira (Camargo 1998) e, também, devido ao aporte de água doce e à circulação residual (Marone *et al.* 1995b).

As correntes residuais de maré (modo barotrópico) podem ser significativamente modificadas pelo vento, tanto na zona costeira como no interior da baía (Camargo 1998). O efeito do vento é particularmente importante na geração de marés meteorológicas, geralmente associadas à passagem de frentes frias.

Já na década de 1990, diversos trabalhos de monitoramento elevaram o conhecimento das correntes no interior da baía (Marone *et al.* 1995a, Mantovanelli 1999, Noernberg 2001, Lana *et al.* 2000). Os levantamentos das correntes confirmaram as assimetrias (valores maiores em vazante do que em enchente) e as ordens de grandeza (acima de 100 cm/s nas vazantes de sizígia e ao redor de 80 cm/s nas enchentes). Nas quadraturas, as intensidades diminuem em até 40%. O mapeamento espacial mais detalhado obtido nestes levantamentos mostraram complexas feições do campo de correntes, as que incluem vórtices, áreas de remanso e, principalmente, canais de preponderância de enchente e/ou vazante.

Na desembocadura da baía, na campanha de medição de correntes realizada entre 16 de abril a 17 de junho de 1997, através de fundeio de correntômetros nas proximidades das bóias sinalizadoras 3-4 do canal de acesso ao Porto de Paranaguá, a aproximadamente 3,5 km ao largo da Ilha da Galheta, foram observados valores de correntes de vazante máximos de 95,6 cm/s na superfície e 81,3 cm/s no fundo, e valores máximos de correntes de enchente de 75,2 cm/s na superfície e 60,8 cm/s no fundo (Funpar 1997).

Na plataforma continental, somente a partir do ano de 2000 começaram a ser realizados estudos de correntes, nas regiões de Pontal do Sul (zona de arrebentação) com fundeios de correntômetros eletromagnéticos S4 e uso de sistemas de correntometria Doppler (ADP).

Estes estudos mostraram que o padrão das correntes é complexo, que a zona costeira é influenciada nas proximidades das desembocaduras das baías de Paranaguá e Guaratuba pelas correntes de enchente e vazante e a dinâmica estuarina, sendo a região de plataforma rasa um sistema onde a combinação das correntes induzidas pelo clima de ondas interagem com as de maré de forma complexa.

Correntes litorâneas

O predomínio de ondas do quadrante S-SE gera uma deriva litorânea orientada para Norte. Segundo Angulo (1992b), a ocorrência de deriva litorânea para Norte pode ser observada na orientação das desembocaduras fluviais e morfologia dos deltas de vazante dos estuários de Paranaguá e Guaratuba. O lançamento de garrafas de deriva nos canais Norte e da Galheta confirmou que as correntes predominantes na zona costeira adjacente ao complexo estuarino de Paranaguá são preferencialmente para Norte (Marone et al. 1995a).

Noernberg (2001) decompôs os dados do fundeio realizado nas bóias 3-4 (Funpar 1997) em correntes transversais e paralelas à costa, e determinou que as correntes paralelas à costa fluem preferencialmente para Norte em condições normais de energia das ondas, com intensidades inferiores a 25 cm/s. Entretanto, em condições de elevada energia de ondas, associada à entrada de sistemas frontais de Sul, as correntes paralelas à costa se intensificam, atingindo 75 cm/s quando orientadas para Norte, e não ultrapassando os 40 cm/s quando orientadas para Sul.

Analisando o deslocamento de massas d'água estuarinas na costa, ao Norte da desembocadura da Baía de Paranaguá, através de imagem de satélite Landsat-7, Noernberg (2001) estimou a velocidade da corrente litorânea, descontado o movimento de vaivém devido à maré, em 12 cm/s para norte. Contudo, esta estimativa refere-se à situação de energia de ondas incidindo na costa no momento da aquisição da imagem.

Ainda em relação a uma situação específica, caracterizada de pós-frontal, com ondas de período aproximado de 9 s e direção de propagação de 115º, Noernberg et al. (2002) observaram a inexistência de correntes de retorno no Balneário Pontal do Sul. A partir do Balneário Atami estas correntes começam a aparecer e aumentam gradativamente sua amplitude e espaçamento até a região do Balneário Gaivotas, onde atingem a maior magnitude (espaçamento de 350 m e comprimento de 550 m), voltando a diminuir em amplitude e espaçamento até o Balneário Matinhos. Utilizando a classificação proposta por Short (1985) as correntes de retorno observadas nas proximidades do Balneário Gaivotas foram classificadas pelos autores como erosivas. Ainda na mesma situação, porém considerando uma escala espacial englobando a curvatura do arco praial entre Matinhos e Pontal, os

autores observaram uma célula de circulação, com correntes próximas à praia no sentido Pontal do Sul – Praia de Leste e no sentido Matinhos - Praia de Leste, convergindo na região onde as correntes de retorno são mais intensas e formando uma espécie de mega corrente de retorno que ultrapassa a isóbata de 10 m, chegando a 9 km da costa.

Transporte residual de sedimentos

A partir dos dados obtidos pelo fundeio nas bóias 3-4 canal de acesso à Baía de Paranaguá (Funpar 1997), Noernberg (2001) analisou as situações em que as correntes ultrapassam o limiar de movimentação de sedimentos, baseado no método proposto por Yalin (1972), indicando em quais intensidades de correntes ocorreram transporte dos sedimentos de fundo por tração. Esta análise permitiu inferir que, para o ponto onde foram realizadas as medições, o transporte de sedimentos de fundo, transversalmente à linha de costa, causado pelas correntes de maré, ocorre tanto estuário adentro quanto estuário afora, sendo o transporte no sentido oceano afora mais intenso. O transporte longitudinal à linha de costa está associado ao aumento da energia das ondas, e ocorre preferencialmente para norte.

Trabalhos recentes (Martins 2002), ao estudar a dinâmica da zona de arrebentação no sul da desembocadura da Baía de Paranaguá, mostrou que as correntes seguem padrões complexos no local das amostragens (Balneário Atami) mas este deve ser um comportamento comum na maior parte do litoral. As observações das correntes próximas ao fundo na zona imediatamente após a arrebentação apresentaram correntes residuais após um ciclo de maré indicando deriva tanto no sentido Norte quanto Sul, com valores de máximos médios de pouco mais de 30 cm/s, mantendo-se ao redor de 20 cm/s na maior parte do tempo.

A análise dos processos que podem provocar o transporte de material particulado em suspensão próximo a zona de arrebentação, mostra que as correntes paralelas à costa no Balneário Atami são reguladas pela ação das ondas e em alguns momentos pelas correntes de marés atuantes na desembocadura sul do Complexo Estuarino de Paranaguá.

Análise de dados de correntometria Doppler (Veiga *et al.* 2002) realizados na plataforma rasa entre Pontal do Sul e Praia de Leste, confirmam este padrão complexo, com valores das correntes da mesma ordem de grandeza (máximas entre 42 e 26 cm/s) e comportamento espacial com grande homogeneidade na coluna d'água mas com heterogeneidades horizontais marcadas. Nas amostragens destes autores, fica evidenciada a presença de áreas com fluxo predominante para Sul e outras para Norte nos cinco transectos perpendiculares à linha de costa. Correntes com estes valores são capazes de transportar sedimentos por tração. Por

exemplo, correntes com velocidades a partir de 16 cm/s podem transportar sedimentos com diâmetro médio de 0,16 mm. Destaca-se que estas amostragens e as do balneário Atami foram realizadas em condições de tempo bom, o que permite supor que em situações de tempestades o transporte de sedimento deve ser potencializado. Assim, eventos intensos de curta duração teriam maior potencial de modificar as feições sedimentares pela forte intensificação dos fenômenos de transporte.

3. TIPOLOGIA DE COSTAS

Classificação



Figura 10. Costa rochosa na Ponta do Joaquim, Ilha do Mel.

De acordo com sua constituição geológica, a costa paranaense pode ser dividida em rochosa e sedimentar. A costa rochosa ocorre quando as águas costeiras se encontram com as rochas do embasamento cristalino, principalmente granitos e diques de diabásio, formando costões (figura 10). A extensão total da costa rochosa é de aproximadamente 137 km (Angulo & Araújo 1996). As costas sedimentares ocorrem quando as águas costeiras estão em contato com a planície costeira, formada principalmente por planí-

cies com cordões litorâneos (strand plains) e planícies paleo-estuarinas. Sua extensão é de aproximadamente 1.346 km. Associados a este tipo de costa ocorrem praias, que se estendem por 126 km, e planícies de maré, cuja extensão é de 1.198 km (Angulo & Araújo 1996). Considerando as relações dos ambientes que definem a linha de costa, Angulo & Araújo (1996) identificaram 23 tipos de linha de costa e as agruparam em seis tipos principais: (a) linha de costa rochosa em contato com corpo aquoso; (b) rochosa em contato com planície de maré; (c) sedimentar com terraço em contato com corpo aquoso; (d) sedimentar com terraço em contato com planície de maré; (e) sedimentar com terraço em contato com praia; (f) sedimentar com duna frontal em contato com praia (figura 11).

Considerando as características fisiográficas e dinâmicas, Angulo & Araújo (1996), classificaram as costas paranaenses em três tipos principais: (a) oceânicas ou de mar aberto, (b) estuarinas ou protegidas e, fazendo a ligação entre elas, (c) costas associadas às desembocaduras de estuários e complexos estuarinos. Segundo estes autores a costa estuarina ocorre no interior das baías de Paranaguá e Guaratuba,

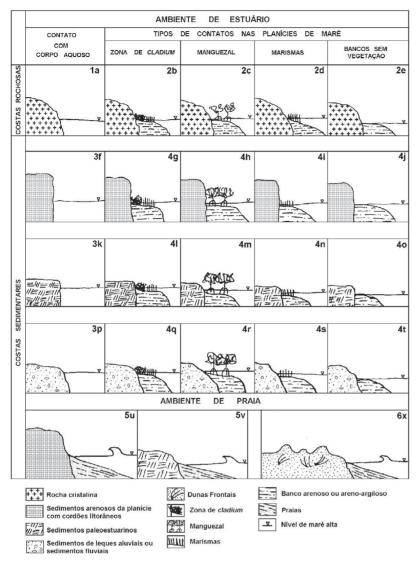


Figura 11. Tipos de linhas de costa de acordo com as relações de contato entre as unidades costeiras e litorâneas (modificado de Angulo et al. 2002a).

- (1) rochosa em contato com o corpo aquoso
- (2) rochosa em contato com planície de maré
- (3) sedimentar com terraço em contato com o corpo aquoso
- (4) sedimentar com terraço em contato com planície de maré
- (5) sedimentar com terraço em contato com praia
- (6) sedimentar com duna frontal em contato com praia.

no mar do Ararapira e no rio Saí-Guaçu e tem comprimento aproximado de 1.317 km. As costas oceânicas sem influência direta das desembocaduras têm apenas 61 km de comprimento e as costas associadas às desembocaduras, 105 km. Deste modo, a costa paranaense, considerada a segunda menor do Brasil, quando se considera a distância entre o seu limite norte e sul, que em linha reta é inferior a 90 km, tem comprimento em torno de 1.483 km, quando se consideram as ilhas e a recortada costa estuarina.

No Paraná, a costa oceânica é retilínea com orientação aproximadamente nordeste. Caracteriza-se pela presença de praias arenosas e, em alguns locais, por costões rochosos. A partir da linha de costa, em direção ao continente, geralmente ocorrem dunas frontais, que podem alcançar sete metros de altura (figura 12). A costa estuarina caracteriza-se pela presença de extensas planícies de maré recobertas principalmente por manguezais (figura 13). Em alguns locais, canais de maré erodem terraços arenosos quaternários. Como os sedimentos que constituem estes terraços possuem certa coesão, devido ao enriquecimento epigenético em



Figura 12. Dunas frontais no Balneário Jardim São Pedro, Praia de Leste (Bigarella et al. 1970/ 71). Estas dunas foram destruídas durante o processo de ocupação.

Figura 13. Costa estuarina na Baía de Paranaguá caracterizada por manguezais e bancos não vegetados.



Figura 14. Falésia na margem do Rio Guaraguaçu, Baía de Paranaguá, formada pela erosão de canais de maré, em terraço quaternário constituído por areias com enriquecimento epigenético de matéria orgânica conhecido localmente como piçarras.



Dinâmica

A classificação proposta por Angulo & Araújo (1996) de costas oceânicas, estuarinas e de desembocadura envolve aspectos dinâmicos. Os autores consideram costa oceânica aquela voltada para mar aberto, que não apresenta influência significativa das desembocaduras estuarinas e cuja dinâmica é dominada por ondas e correntes de deriva litorânea. As costas estuarinas ocorrem no interior de estuários e complexos estuarinos e não apresentam influência significativa da dinâmica das desembocaduras, sendo sua dinâmica dominada pelas marés. As costas de desembocadura ocorrem próximas às desembocaduras tanto voltadas para o estuário como para o mar aberto e possuem dinâmica mais complexa que as costas oceânicas, pois além de ondas e correntes de deriva litorânea a dinâmica também é influenciada pelas correntes de maré. Os autores salientam que é difícil estabelecer limites precisos entre costas sem e com influência significativa das desembocaduras; mesmo porque estes podem variar temporal e espacialmente. Contudo, a influência da desembocadura pode ser inferida, a partir de mudanças significativas na orientação dos cordões litorâneos e na morfologia da planície contígua. Ao contrário das costas sem influência das desembocaduras, onde os cordões litorâneos são paralelos entre si, os cordões mais novos frequentemente truncam os mais antigos, denotando mudanças frequentes na configuração da costa (Angulo & Araújo 1996).

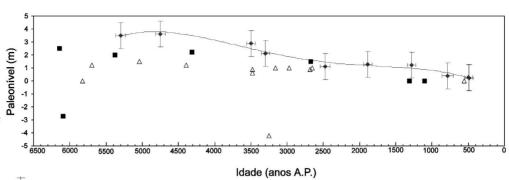
Estabilidade da costa

A estabilidade da costa pode ser analisada em várias escalas espaciais e temporais. Considerando os últimos 5.000 a 5.400 anos antes do presente, o litoral paranaense é caracterizado por uma costa regressiva, influenciada pela descida do nível do mar após o máximo da transgressão pós-glacial (figura 15). A largura das barreiras regressivas do Holoceno, que pode alcançar 9 km, evidencia esta tendência. Lessa *et al.* (2000), notaram um aumento da largura das barreiras do Holoceno desde o norte do litoral catarinense em direção ao Paraná, concluindo que este último tem sido um forte receptor de sedimentos no Holoceno. A deriva litorânea predominante de sul para norte e a configuração da costa teriam favorecido esta tendência, sendo possível que esta tendência continue no presente.

Pode-se concluir que a herança geológica da costa paranaense tem favorecido o acúmulo de sedimentos durante os períodos em que o mar tinha níveis superiores ao atual, notadamente durante o último interglacial ocorrido há aproximadamente 120.000 anos e durante o último pós-glacial, a partir de 5.000 a 5.400 anos antes do presente.

Outra escala de análise da estabilidade costeira pode ser secular a decadal. Comparando-se fotografias aéreas das últimas décadas Angulo & Andrade (1981, 1982) e Angulo (1993c) detectaram mudanças de centenas e até milhares de metros da

27/



- (1) paleonível com margem de erro inferido a partir de tubos de vermetídeos
- \triangle (2) paleonível mínimo inferido a partir de conchas de moluscos com predominância de *Anomalocardia brasiliana*
- (3) paleonível mínimo inferido a partir de indicadores compostos, principalmente estruturas associadas a fragmentos de madeira ou conchas (Angulo et al. 2002b).

linha de costa paranaense. Estas mudanças foram atribuídas a dinâmica natural das desembocaduras dos estuários e das feições a elas associadas, principalmente os deltas de maré vazante (Angulo 1999). Utilizando esta abordagem Angulo (1993a) realizou a primeira tentativa de classificação da costa paranaense de acordo com sua estabilidade. Analisando as costas oceânicas e com influência das desembocaduras, definiu costas *estáveis*, *moderadamente instáveis* e *instáveis*, de acordo com a variação observada na comparação de fotografias aéreas do primeiro aerolevantamento realizado entre 1952 e 1955 e o de 1980. As costas estáveis teriam variação da linha de costa inferior a 10 m, as moderadamente instáveis, de algumas dezenas de metros e as instáveis de várias dezenas até centenas de metros (figura 16). Em geral as costas oceânicas sem influência direta das desembocaduras correspondem às costas estáveis e a com influência às moderadamente instáveis e instáveis.

Outras escalas de análise podem ser interanuais, sazonais e de eventos. Fenômenos interanuais tais como El Niño e La Niña podem originar intensos processos de erosão e sedimentação, tais como os descritos por Souza & Angulo (2002), litoral norte da Santa Catarina. As mudanças sazonais referem-se principalmente as adaptações do perfil praial às mudanças do clima de ondas e as relativas á eventos às modificações do perfil praial durante tempestades. Noemberg e Marone (2002) também relacionam processos de erosão e sedimentação nas praias próximas à desembocadura da baía de Paranaguá aos fenômenos El Nino e La Nina através da modificação do padrão anual de ventos e conseqüente influência no estado de agitação do mar.

Um dos grandes desafios para compreender as causas dos problemas erosivos é discriminar quais as escalas espaciais e temporais envolvidas no processo.

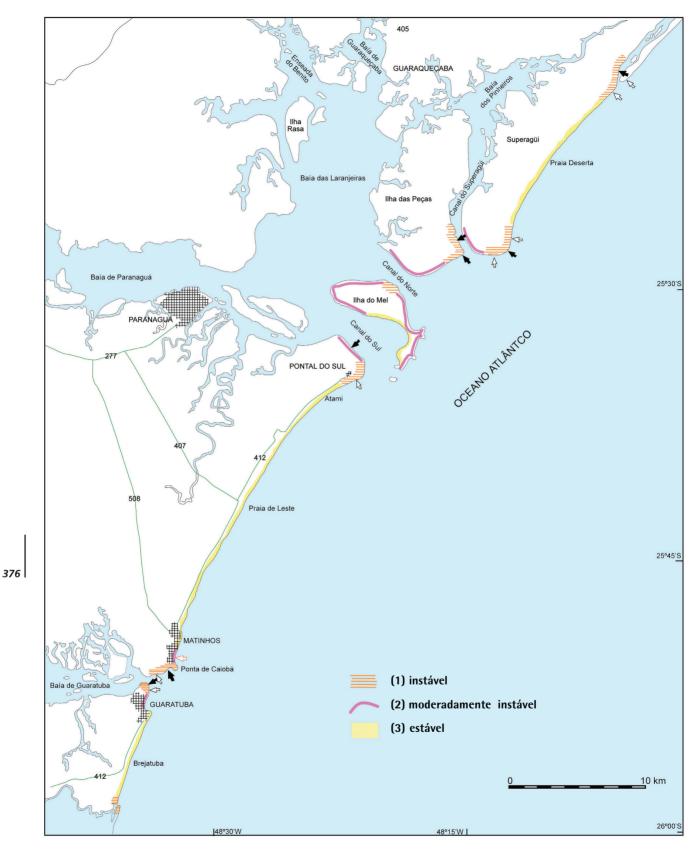


Figura 16. Classificação da costa paranaense de acordo com sua estabilidade (Angulo 1993a).

As praias paranaenses têm extensão de aproximadamente 126 km, e se estendem desde a Barra do Ararapira, ao norte, até a Barra do Saí, ao sul. A sua continuidade é interrompida por alguns pontais rochosos e desembocaduras de baías. As praias são constituídas por areias finas a médias, bem selecionadas, principalmente de quartzo e teores variáveis de fragmentos carbonáticos biodetríticos e minerais pesados (Bigarella *et al.* 1966, 1969a, 1970/71, Giannini *et al.* 1995, Angulo *et al.* 1996, Paranhos 1996, Mihály 1997).

A maioria das praias são intermediárias, podendo ocorrer os extremos dissipativo e refletivo. Baseando-se na morfologia e dinâmica costeira, Angulo & Araújo (1996) classificaram as praias da região em três tipos:

- (i) estuarinas.
- (ii) com influência de desembocaduras e
- (iii) oceânicas ou de mar aberto, cujas extensões são de 0,2 km, 69,4 km e 56,4 km, respectivamente.

Praias estuarinas

No interior da Baía de Paranaguá, na margem leste da Ilha das Cobras existe um pequena praia arenosa de aproximadamente 200 m de comprimento, limitada por dois pontais rochosos, formada pelas ondas que adentram pela desembocadura sul da Baía de Paranaguá.

Praias de Desembocadura

As praias de desembocadura ocorrem associadas às desembocaduras dos estuários e complexos estuarinos do Mar do Ararapira, Canal do Superagüi, Baía de Paranaguá, Baía de Guaratuba e Barra do Saí. Elas ocorrem tanto do lado oceânico das desembocaduras com no lado interno voltado para o estuário. Estas praias, por estarem associadas a costas instáveis, apresentam intensos processos de erosão e progradação. As rápidas mudanças das praias de desembocaduras têm sido associadas a mobilidade de deltas de maré (Angulo 1993c), cujas causas são ainda pouco conhecidas. Em alguns locais, as variações foram ocasionadas também por interferência antrópica (Angulo 1993a).

As praias associadas às desembocaduras são compostas principalmente de areia fina a média. Morfológica e sedimentologicamente são similares às praias oceânicas, porém sua dinâmica é mais complexa por estarem fortemente influenciadas pelas correntes de maré que fluem através das desembocaduras dos estuários.

Mar do Ararapira

O Mar do Ararapira é um corpo d'água de orientação nordeste, paralelo à costa, largura média aproximada de 400 m, comprimento em torno de 16 km e está separado do oceano por um esporão cuja largura não ultrapassa os 800 m. Este esporão segundo Angulo (1999) teria se formado por migração lateral nos últimos 360 anos. A desembocadura do Mar de Ararapira, localizada no extremo sudoeste, apresenta processo de migração em direção sudoeste, provocando a erosão da planície costeira da margem sudoeste. Segundo Angulo (1993c), entre 1953 e 1980, o canal principal da barra deslocou-se mais de 1200 m nessa direção. Na margem do Superagüi houve retrogradação de 43 m/ano no período de 1953 a 1980, evidenciando a migração da desembocadura para sudoeste (figura 17). Segundo Tessler (1988), Tessler & Mahiques (1993), Mihály (1997) e Mihály & Angulo (2002), a forma côncava da margem direita favorece a ação erosiva das correntes de maré, principalmente a de maré vazante, num processo similar ao que ocorre num meandro fluvial, apenas com os fluxos mudando de sentido de acordo com o ciclo das marés. Tessler & Mahiques (1993) indicam que a erosão provocada pela maré vazante é mais eficiente durante as passagens das frentes frias pela região, que aumentam a intensidade do fluxo de água através da desembocadura.

Figura 17. Variação da linha de costa na área de influência da Barra do Ararapira (Fonte dos dados Angulo 1993c).



(11/ano) (4) progradação (m/ano)

(5) limite interestadual



A deriva litorânea, na área próxima à desembocadura, parece estar dirigida de sudoeste para nordeste (Tessler 1988, Tessler & Mahiques 1993), da mesma forma que em setores mais meridionais da costa paranaense (Bigarella *et al.* 1966, Angulo 1992b). As barras em pontal que se observam na margem direita do canal, prova-

velmente formaram-se pela deposição dos sedimentos transportados pelas correntes de deriva litorânea, barradas pelas correntes de maré que fluem através da desembocadura. Este processo também teria originado a progradação das praias localizadas a sul da desembocadura, como atestam os diversos cordões praiais construídos no período 1953-1980 (Angulo 1999). Este autor observou que a sedimentação foi mais intensa próxima a desembocadura, onde a progradação da linha de costa foi de quase 300 m no período mencionado. Em direção ao sul, a progradação diminui progressivamente até não ser mais visível a 3 km da desembocadura.

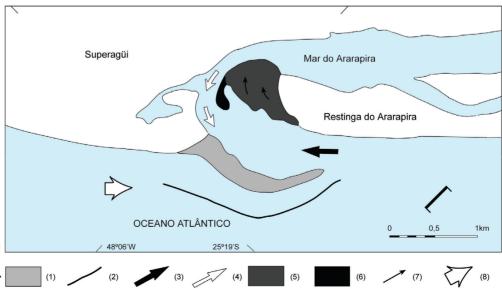
Segundo os modelos propostos por Oertel (1975), o delta de maré vazante da desembocadura do Mar do Ararapira é um delta de maré dominado por ondas com transporte predominante numa direção (figura 18). A localização do canal marginal de enchente a nordeste da desembocadura indicaria, transporte predominante de sudeste para nordeste. A localização do canal principal de vazante próxima à margem direita se deve a que o Mar do Ararapira tem orientação paralela a linha de costa. Assim o canal principal assume configuração semelhante a um meandro fluvial, erodindo a planície costeira na sua margem côncava e promovendo deposição na margem convexa (Tessler & Mahiques 1993, Mihály 1997, Mihály & Angulo 2002). A direção de migração da desembocadura para sudoeste e uma deriva predominante para nordeste ocasiona períodos de acúmulo de areia a montante na desembocadura, provavelmente quando as correntes de maré são mais fortes, aumentando o efeito de molhe hidráulico do canal principal do delta de maré vazante. Por outro lado, estas mesmas correntes tendem a erodir a margem direita da desembocadura do Mar do Ararapira, quando são forçadas a mudar sua direção pela configuração da costa. Assim, a erosão na margem direita tende a deslocar a desembocadura para sudoeste. Quando as correntes de maré são mais fracas (por exemplo em períodos de estiagem), as correntes de deriva litorânea

Figura 18. Deltas de maré do Mar do Ararapira (Angulo 1999). Delta de maré vazante:

- (1) barras de espraiamento
- (2) lobo frontal
- (3) canal principal de vazante
- (4) canal marginal de enchente.

Delta de maré enchente

- (5) rampa de enchente
- (6) esporão de vazante
- (7) direção de migração inferida de formas de leito de segunda ordem
- (8) direção inferida de deriva litorânea líquida.



predominantes, provenientes de sudeste, aumentam a eficiência no transporte de sedimentos através da desembocadura em direção nordeste (Angulo 1999, Mihály & Angulo 2002).

As praias próximas à desembocadura do Mar do Ararapira são constituídas por areia fina, muito bem selecionada. Mihály (1997), através de perfis praias, monitorou o deslocamento da Barra do Ararapira no período de 28 de setembro de 1993 a 31 de maio de 1996, evidenciando erosão de 131,3 m³, considerando o perfil com um metro de largura, na margem do Superagüi e acresção de 248,3 m³ na margem do Esporão do Ararapira, no período; o que equivale a taxas de 4,1 m³/ano e 7,8 m³/ano, respectivamente.

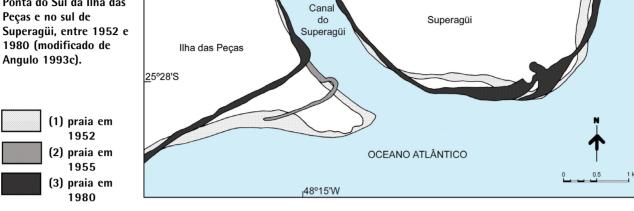
Segundo Mihály & Angulo (2002) o Mar do Ararapira apresenta meandramento com erosão nas margens côncavas. A erosão nas margens correspondentes ao Esporão do Ararapira pode originar a abertura de nova desembocadura a nordeste da atual, o que provocaria o assoreamento do corpo lagunar localizado a jusante da nova desembocadura. Estes mesmos autores estimaram que a abertura da nova desembocadura poderia ocorrer no início da segunda década do século XXI.

Canal do Superagüi

A Baía dos Pinheiros tem orientação sudoeste-nordeste com comprimento em torno de 22 km e largura máxima aproximada de 3 km. Ela é ligada ao mar através do Canal do Superagüi, de aproximadamente 15 km de comprimento e largura média entre 1,0 e 1,2 km. O complexo estuarino Baía dos Pinheiros - Canal do Superagüi, pode ser considerado parte do complexo estuarino de Paranaguá, embora ambos tenham uma comunicação bastante restrita.

Associado à desembocadura do Canal do Superagüi ocorre um delta de maré vazante cujas variações morfológicas têm provocado as maiores variações da linha de costa verificadas no litoral paranaense (Angulo 1993c). Comparando fotografias aéreas, Angulo (1993c) identificou na Ponta Sul da Ilha das Peças um recuo da linha de costa superior a 1,3 km entre 1952 e 1980, sendo que entre 1952 e 1955 o recuo foi superior a 600 m (figura 19). Na margem côncava do Canal do Superagüi, na Ilha das Peças, também se verificou processo erosivo. Uma pequena faixa da planície costeira, que separava um canal de maré do canal principal, foi erodida, provocando recuo da linha de costa de aproximadamente 100 m entre 1952 e 1980, que equivale a uma taxa de 3,6 m/ano (figura 20). No Superagüi, na ponta Inácio Dias, o mar avançou mais de 200 m em alguns pontos. Já, ao norte e oeste dessa ponta, verificou-se progradação de até 200 m, no mesmo período (Angulo 1993c). Estas modificações na morfologia costeira foram atribuídas por Angulo (1993c) à mudanças no eixo do canal e deslocamento das barras que compõem o delta de vazante. O monitoramento da linha de costa

no período de 1999 a 2000 evidenciou taxas de progradação de até 96 m/ano e



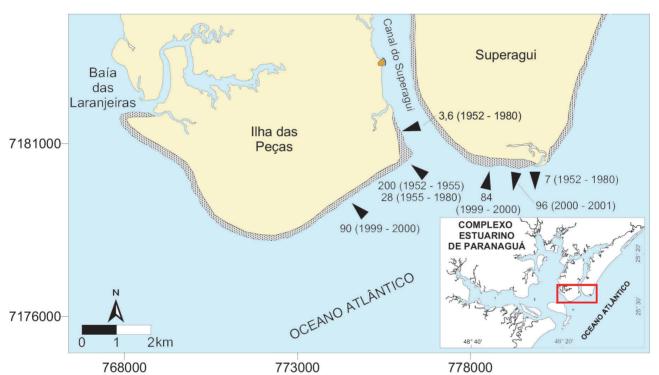


Figura 20. Variação da linha de costa na Ilha das Peças e na área de influência da desembocadura do Canal do Superagüi (Fonte dos dados Angulo 1993c e APPA/CEM 2000, 2002).

(2) planície costeira

(3) morro

(1) praia

(4) retrogradação

(m/ano)

(5) progradação (m/ano)

no período de 2000 a 2001 retrogradação de até 90 m/ano (APPA/CEM 2000, 2002) (figura 20).

Noernberg (2001) também analisou a variação da linha praial nessa região utilizando imagens Landsat entre 1985 e 2000, e observou avanços da linha de costa para leste na Ilha das Peças, chegando a 541 m (1985-1997), e posterior recuo. Este recuo estaria relacionado à formação dos bancos de areia que aparecem logo à frente do local onde houve o processo erosivo (1985, 1999 e 2000). Na Ilha de Superagüi ocorrem processos de migração de lobos praiais, com erosão a sotamar e deposição a barlamar. Este fato estaria provavelmente relacionado à

As praias da Ilha das Peças e as do sul de Superagüi são constituídas por areia fina, muito bem selecionada (Mihály 1997).

Baía de Paranaguá

O complexo estuarino de Paranaguá possui dois eixos principais: um de orientação leste-oeste, formado pelas baías de Antonina e de Paranaguá, com comprimento de aproximadamente 45 km e largura máxima em torno de 7 km, e outro eixo de orientação norte-sul, constituído pela Baía das Laranjeiras, com comprimento aproximado de 30 km e largura máxima em torno de 13 km. A bacia hidrográfica deste complexo estuarino tem aproximadamente 3.882 km2 (figura 1). As cartas batimétricas indicam que a baía possui, em geral, profundidades inferiores a 10 m, ocorrendo extensos baixios e uma orla quase contínua de manguezais. Somente nos dois canais principais da baía, as profundidade ultrapassam 10 m, atingindo em alguns locais 20 m (figura 21). Os canais evidenciam duas vias preferenciais de circulação, separadas por um alto batimétrico denominado Baixio do Perigo, que pode ser considerado como

Baixio do Perigo, que pode ser considerado como o limite entre os sistemas das baías de Paranaguá e Laranjeiras. O complexo estuarino se comunica com o mar por duas desembocaduras localizadas entre Pontal do Sul e Ilha do Mel – desembocadura Sul e entre as ilhas do Mel e das Peças – desembocadura Norte (figura 21). A desembocadura Norte, na sua parte mais estreita, tem uma largura em torno de 1.600 m, apresentando um canal com profundidade superior a 20 m. Em direção ao mar o canal bifurca-se, passando ao norte e ao sul da Ilha das Palmas. A desembocadura Sul tem na sua parte mais estreita uma largura aproximada de 2.800 m. Associados às duas desembocaduras ocorrem extensos deltas de maré vazante (Angulo 1999) (figura 22).

Comparando as fotografias aéreas de 1954 e 1980 Angulo (1993c) observou nas costas próximas as desembocaduras da Baía de Paranaguá, mudanças da linha de costa da ordem de centenas de metros. Na Ilha do Mel verificou progradação e recuos da linha de costa da ordem de dezenas de metros (figura 23).

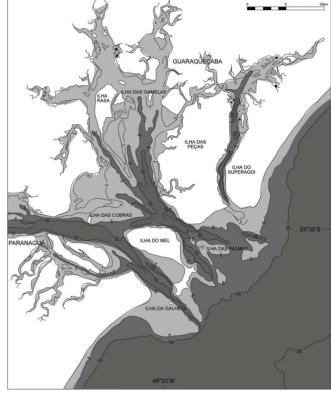


Figura 21. Batimetria da região de Paranaguá (*in* Angulo 1999).



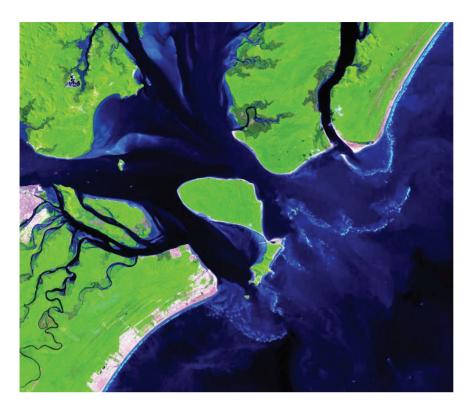


Figura 22. Imagem de satélite LANDSAT 5 de 1999, onde se observam bancos e zonas de arrebentação correspondentes aos deltas de maré vazante associados às desembocaduras da Baía de Paranaguá e Canal do Superagüi.

Na Ilha do Mel, durante a segunda metade do século XX, registraram-se variações de mais de uma centena de metros na posição da linha de costa. No istmo de Nova Brasília, há menção à ocorrência de processos erosivos nesta área já na década de 1950, quando a largura do istmo encontrava-se em torno de 150 m. Em 1980, não somente a erosão havia parado como ocorrera deposição de areia, representando o alargamento do istmo em algumas dezenas de metros. No final da década de 1980, o processo erosivo foi retomado, com intensificação a partir de 1992 (figura 23). Ele levou ao estrangulamento progressivo do istmo até a largura de menos de 5 m e à destruição das construções próximas à linha de costa (Paranhos Filho et al. 1994). Em março de 1995, já existia um trecho de 36 m de extensão sem qualquer remanescente dos terraços de cordões holocênicos. Em maio de 2001 a extensão deste trecho era de aproximadamente 260 m. Desde 1995, existe comunicação entre as águas da baía e as do mar. A intensificação do processo erosivo no istmo de Nova Brasília durante a década de 1990 foi simultânea à formação de um esporão arenoso ancorado na Ponta do Farol da Conchas, na extremidade sul da praia (figura 24), com duas componentes de crescimento: uma longitudinal e outra transversal. Na direção longitudinal, a terminação do esporão, com um pequeno embaiamento à retaguarda, avança gradualmente em direção à parte sul do istmo, à velocidade de crescimento média estimada foi de cerca de 100 m/ano (Giannini et al. em prep.).

Na costa voltada para o interior do estuário, no Saco do Limoeiro, entre 1999 e 2000, houve estabilidade na maior parte da costa e progradação de até 80 m/ano em alguns locais (APPA/CEM 2000).

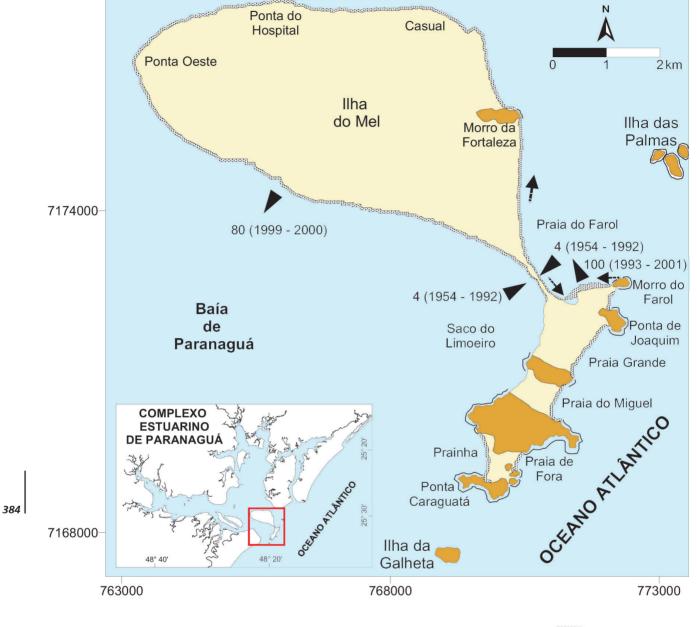


Figura 23. Variação da linha de costa na Ilha do Mel (Fonte dos dados: Angulo 1993c, Paranhos Filho 1996, APPA/CEM 2000, 2002 e Giannini et al. em prep.).

As praias da Ilha do Mel são constituídas por areia fina e muito fina. Analisando 500 amostras de sedimentos praiais coletadas nas diversas praias da ilha Paranhos Filho (1996) concluiu que o diâmetro médio variou entre 3,56 e 2,07 phi e que o grau de seleção variou de muito bem selecionada a moderadamente selecionada, sendo que mais de 90% das amostras foram muito bem selecionadas e bem

Em Pontal do Sul, ao sul da desembocadura Sul, verificou progradação de até 300 m. Posteriormente Soares et al. (1994) identificaram na mesma área progradação superior a 300 m entre 1980 e 1993 (figura 25).

selecionadas.

(1) praia

(3) morro

(2) planície costeira

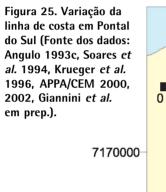
(4) retrogradação

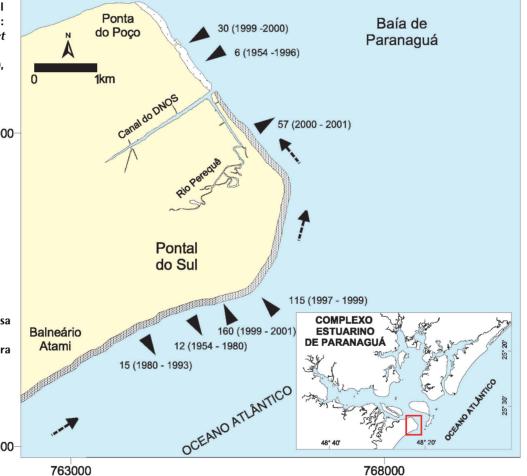
(m/ano) (5) progradação

(m/ano)



Figura 24. Vista aérea do esporão da Ilha do Mel em 2000.





(2) planície arenosa (sand flat) (3) planície costeira (4) retrogradação (m/ano) (5) progradação (m/ano) 7165000

(1) praia

Noernberg (2001) determinou que, entre 1985 e 1997, o avanço máximo da linha praial foi de 321 metros. A partir de 1997, a praia de Pontal do Sul apresentou um padrão erosivo, ocorrendo recuos superiores a 200 metros entre 1997 e 2000.

As mudanças na morfologia da costa foram atribuídas por Angulo (1993c, 1999) a variações na configuração das barras do delta de maré vazante, que alterariam o padrão de refração das ondas.

Na desembocadura sul, entre Pontal do Sul e Ponta do Poço, observam-se nas fotografias aéreas de 1954 esporões arenosos que avançam para o interior da baía (figura 26a). Posteriormente, entre 1954 e 1965, foi construído um canal, cujo efeito hidráulico interceptou a deriva, provocando o desaparecimento dos esporões e intensa erosão a jusante e sedimentação a montante da deriva; provocando recuo da linha de costa superior a 150 m (Angulo 1993c) (figura 26b). Posteriormente Kruger *et al.* (1996) estimaram uma área erodida de 37 ha entre o canal do DNOS e a Ponta do Poço, entre 1954 e 1996 (figura 25). O monitoramento da linha de costa no período de 1999 a 2001 evidenciaram taxas de retrogradação de até 160 m/ano e de progradação de até 57 m/ano, em Pontal do Sul (APPA/CEM 2000, 2002) (figura 25).

No Balneário Atami, localizado ao sul de Pontal do Sul, ainda na área de influência da desembocadura sul da Baía de Paranaguá, foi realizado o primeiro trabalho com enfoque morfodinâmico nas praias paranaenses. Após um ano de levantamentos Soares *et al.* (1996) evidenciaram que a praia do Atami apresentava estágios intermediários na primavera e no verão, com predomínio de processos construtivos e formação de barras na zona de surfe e dissipativos no inverno e no outono, quando predominaram períodos erosivos, em que as barras foram destruídas. Posteriormente Quadros (2002) enfatizou as influências dos eventos de alta energia na morfodinâmica praial. Perfis até a zona de arrebentação utilizando trenó submarino permitiram verificar que após eventos de alta energia ocorria erosão na parte subaérea da praia e acresção na parte submersa, porém com balanço positivo, quando se considera todo o perfil.

Figura 26. Fotos aéreas verticais da costa entre Pontal do Sul e Ponta do Poço em 1954 (a) e 1980 (b). Note-se na fotografia de 1954 os esporões arenosos migração em direção ao interior da baía e o desaparecimento dos mesmos na fotografia de 1980.





Baía de Guaratuba

A Baía de Guaratuba é um corpo de água raso, de orientação leste-oeste, com comprimento em torno de 16 km e largura máxima aproximada de 3 km, quando se considera a linha de maré baixa, e 10 km, quando se inclui a planície de maré. A bacia hidrográfica tem aproximadamente 1.886 km² (figura 1). A foz da baía é estreita, com aproximadamente 500 m de largura, estando limitada entre dois pontais rochosos correspondentes ao extremo meridional da Serra da Prata, ao norte, e ao Morro de Guaratuba, ao sul. Na desembocadura ocorre um extenso delta de maré vazante, cujas variações têm provocado intensos processos erosivos e deposicionais nas praias próximas (Angulo & Andrade 1981, Angulo 1993c, 1999). Associadas à desembocadura da Baía de Guaratuba, Angulo (1999) identificou duas barras em pontal, que se projetam para leste a partir das praias das Caieiras e Prainha (figura 27). Estas barras delimitam um canal, com largura semelhante à foz da baía, que se alarga em direção ao mar. Em direção ao oceano, identificou barras frontais, que se estendiam até mais de 4 km da desembocadura. Nas fotografias de 1965 e 1980 estas barras se prolongavam para o norte até constituírem uma barra transversal, na frente da Praia Brava de Caiobá (figura 27b e c), provocando a refração das ondas e progradação da parte emersa da praia. Comparando a orientação das barras em pontal que margeiam o canal principal, em 1955 e 1980, observou-se um deslocamento que pode ser interpretado como uma rotação do canal para sul, a partir dos pontos fixos constituídos pelos afloramentos rochosos que delimitam a desembocadura (Angulo 1999). Estas modificações provocaram erosão ao sul - no extremo norte da Praia das Caieiras - e intensa sedimentação a norte - na Prainha - onde a linha de costa avançou, em alguns locais, mais de 200 m no período (Angulo 1984). As barras frontais também se deslocaram, em 1954 as mais externas, estavam a menos de 4 km da desembocadura, sendo que seu extremo norte localizava-se próximo ao Morro de Caiobá (figura 27a). Em 1965, as barras frontais tinham se deslocado para norte aproximadamente 500 m, alcançando o extremo sul da Praia de Caiobá (Figura 27b). Em 1980, as barras estavam mais afastadas da desembocadura e o extremo norte do arco formava uma barra transversal na parte sul da Praia de Caiobá, 300 m ao norte de sua posição em 1965 (figura 27c).

Praia Mansa de Caiobá

A Praia Mansa de Caiobá é um arco praial voltado para sul-sudeste com comprimento em torno de 1,6 km, está limitada por dois pontais rochosos e é constituída por areia fina a média.

Entre 1953 e 1980 ocorreu nesta praia intenso processo erosivo. A larga praia existente em 1953 tinha praticamente desaparecido em 1980, a linha de costa recuou mais de 50 m nesse período. Este processo provavelmente teria continuado, se não fossem realizadas obras de contenção. Vários fatores parecem ter

(12) esporões artificiais

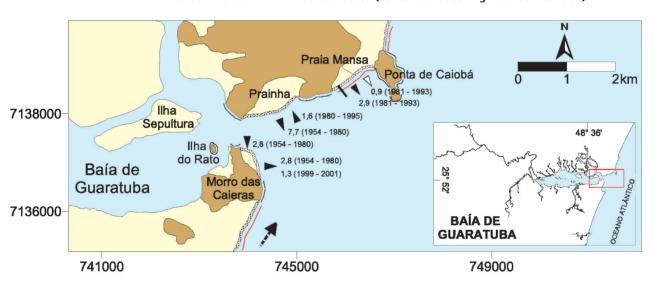
contribuído para a erosão acelerada da praia. Um deles é o afastamento de quase 300 m das barras frontais do delta de maré (Angulo & Andrade 1982, Angulo 1999), que possibilitariam ação mais efetiva das ondas sobre a praia. Outro fator pode ter sido a ocupação da parte alta da praia (Motta 1976). A construção posterior de um muro vertical teria acelerado o processo erosivo (LNEC 1977). Na década de 1970 houve várias tentativas de controle da erosão com a construção de enrocamentos, esporão e alimentação artificial e, no início dos anos 1980,

A sedimentação observada na Praia Mansa de Caiobá no período pode ser atribuída as obras de contenção, porém não deve ser descartada a possibilidade de que mudanças naturais, nesta praia fortemente influenciada pela desembocadura da Baía de Guaratuba, tenham contribuído na deposição de sedimentos.

Prainha

A Prainha é um arco praial voltado para sul-sudeste, tem comprimento em torno de 1,1 km, está limitada por dois pontais rochosos e é constituída por areia fina a

Figura 28. Variação da linha de costa na Praia Mansa de Caiobá, Prainha, Caieiras e Guaratuba, na área de influência da Baía de Guaratuba (Fonte dos dados Angulo & Soares 1994).



(1) praia

média.

(2) planície costeira A morfologia da Prainha é condicionada pelo Banco do Cantagalo que corresponde

(3) morro

(4) retrogradação (m/ano)

(5) progradação (m/ano)

(6) obras rígidas longitudinais

(7) esporão

a barra longitudinal marginal do canal principal de maré vazante do delta de maré vazante associado a Baía de Guaratuba (Angulo 1999). Pequenas mudanças na configuração do canal principal do delta podem originar intensos processos de progradação/retrogradação nesta praia. Em alguns setores a praia progradou 200 m entre 1954 e 1980, sendo que a maior parte ocorreu entre 1954 e 1963 (Angulo & Andrade 1982) (Figura 28). A área emersa após 1963 foi ocupada, posteriormente ocorreu uma fase erosiva, evidenciada pelos enrocamentos construídos na época. Em 1982, os enrocamentos estavam fora do alcance das ondas, evidenciando nova fase de progradação (Angulo & Andrade 1982). Perfis praiais levantados em fevereiro de 1981 e em abril de 1993 (Angulo & Soares 1994) evidenciaram

retrogradação de 36 m no período (Figura 28).

Praia das Caieiras

A Praia das Caieiras apresenta dois setores, um com orientação leste-oeste e outro noroeste-sudeste; tem comprimento em torno de 1 km, está limitada por dois costões rochosos do Morro das Caieiras, sendo constituída por areia fina.

A morfologia desta praia está condicionada pelo canal principal de maré vazante do delta de maré. Modificações nos bancos arenosos que constituem a parte sul do delta originam processos de progradação/retrogradação nesta praia (Angulo 1984, 1999). No setor leste-oeste foi verificada taxa de retrogradação de 2,8 m/ano entre 1954 e 1980. No setor noroeste-sudeste foram verificadas taxas de 2,8 m/ano

de progradação, entre 1954 e 1980 e 1,3 m/ano entre 1999 e 2001 (Angulo 1993c, Bessa Junior em prep.).

Rio Saí-Guaçu

A desembocadura do Rio Saí-Guaçu constituí um pequeno estuário. A comparação das fotografias aéreas evidenciou a configuração cambiante da barra, com aumento e diminuição da sinuosidade do estuário e alargamento e estreitamento do esporão que separa o estuário do mar aberto (Angulo 1993c). A Ilha Saí-Guaçu, próxima à desembocadura, provoca a refração das ondas favorecendo o alargamento do esporão e a formação incipiente de um tômbolo (figura 29).



Figura 29. Vista aérea da desembocadura do Rio Saí-Guaçu. Note-se que a refração das ondas na Ilha do Sai induz o alargamento do esporão, formando um tômbolo incipiente.

Ocupação muito próxima da linha de costa no Balneário da **Braias**d**Oceánicas** provocado problemas de erosão, devido

às rápidas mudanças da linha de costa verificadas na área.

As praias oceânicas sem influência direta das desembocaduras no litoral paranaense são as seguintes: Praia Deserta, no Superagüi; arco praial Pontal do Sul - Ponta de Matinhos; Praia Brava de Caiobá; Praia de Guaratuba e Praia de Brejatuba. Diversos trabalhos foram desenvolvidos nestas praias, destacando-se os detalhados estudos pioneiros de Bigarella *et al.* (1966; 1969a; 1970/71), que estudaram as praias do litoral sul paranaense.

Praia Deserta

A Praia Deserta tem orientação aproximadamente nordeste-sudoeste, comprimento em torno de 20 km, se estende desde a Barra do Ararapira até o Canal do Superagüi e é constituída por areia fina, bem selecionada (Mihály 1997). Os seus extremos são influenciados pelas desembocaduras estuarinas e somente a parte

Comparando fotografias aéreas de 1952 até 1980, na parte oceânica da praia, não foram verificadas variações da linha de costa superiores a 10 m (Angulo 1993c).

Arco praial Pontal do Sul - Ponta de Matinhos

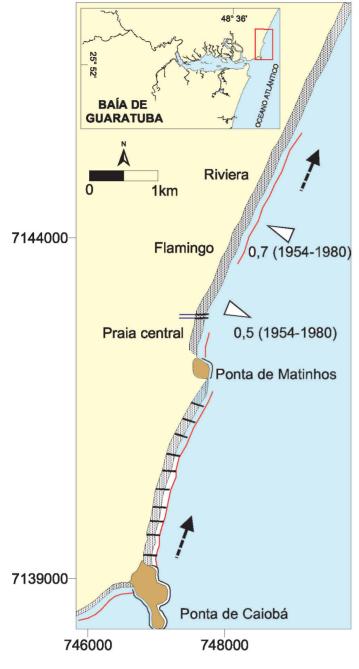
O arco praial Pontal do Sul - Ponta de Matinhos tem orientação aproximadamente nordeste-sudoeste, comprimento em torno de 35 km, se estende desde a desembocadura sul da Baía de Paranaguá até a Ponta de Matinhos (figura 16).

As praias que formam o arco praial Pontal do Sul-Ponta de Matinhos são do tipo intermediárias a dissipativas, com face praial larga, declividade entre 2º e 3º e geralmente com bermas e barras. Bigarella *et al.* (1969a) verificaram que as praias eram constituídas por areia fina e que, entre Matinhos e Pontal do Sul, ocorria um ligeiro aumento do diâmetro médio, no sentido norte, até Praia de Leste e uma diminuição até Pontal do Sul. Os sedimentos eram bem a moderadamente selecionados e a assimetria negativa.

O extremo norte do arco praial é influenciado pela desembocadura sul da Baía de Paranaguá e delta de maré associado. Somente ao sul do Balneário Atami as praias, cuja extensão é de 29 km, podem ser consideradas sem influência direta da desembocadura (Angulo & Araújo 1996) (figura 16).

Comparando fotografias aéreas de 1952 até 1980, na parte oceânica da praia, Angulo (1993c) não verificou variações da linha de costa superiores a 10 m. Num perfil topográfico em Praia de Leste, Angulo & Soares (1994) também não observaram mudanças significativas entre fevereiro de 1981 e abril de 1993. Quadros (2002), realizou perfis praiais até a zona de arrebentação, neste mesmo local e verificou que após eventos de alta energia ocorria erosão na parte subaérea da praia e acresção na parte submersa, porém com balanço positivo, quando se considera todo o perfil.

Na parte sul do arco praial, Bessa Junior (em prep.) identificou progradação de 0,5 m/ano entre 1954 e 1980, na praia Central de Matinhos e retrogradação de 0,7 m/ano, no mesmo período, mais ao norte entre os balneários Flamingo e Riviera (figura 30). Neste setor, a construção de uma avenida beira-mar nos anos 1990 causou interferência na dinâmica costeira, que nos últimos anos tem se traduzido em problemas erosivos, notadamente nos Balneários Flamingo e Riviera (figura 31), sendo que diversos enrocamentos foram realizados na tentativa de conter a erosão (figura 32). Na praia Central de Matinhos também ocorreram nos últimos anos problemas erosivos decorrentes de uma ocupação inadequada muito próxima da linha de costa, que tem provocado significativo déficit de areia no sistema praial (figura 33).



16000 748000

Figura 30. Variação da linha de costa na parte sul do arco praial Matinhos pontal do Sul e na Praia Brava de Caiobá (Fonte dos dados Bessa Junior em prep.).

(1) praia

(2) planície costeira

(3) morro

(4) retrogradação (m/ano)

> (5) progradação (m/ano)

(6) obras rígidas longitudinais

(7) esporão de gabião

(8) desembocadura do Rio Matinhos com guias-corrente

Figura 31. Avenida Beira Mar no Balneário Flamingo parcialmente destruída após a ressaca de maio de 2001.



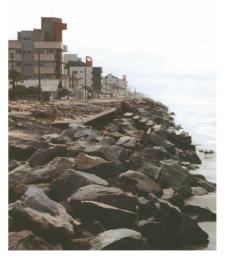


Figura 32. Enrocamento no Balneário Flamingo.

Figura 33. Erosão Praia Central de Matinhos após a *ressaca* de maio de 2001.

Praia Brava de Caiobá

A Praia Brava de Caiobá, tem direção norte-nordeste, extensão de 3,2 km e está limitada pelos pontais rochosos da Ponta de Matinhos e Morro de Caiobá. Segundo a classificação de Angulo & Araújo (1996), as partes central e norte são do tipo oceânico, sem influência direta de desembocadura e a parte sul com influência do lobo frontal do delta de maré vazante da Baía de Guaratuba.

Segundo Bigarella et al. (1966, 1969a) a praia era constituída por areia fina e média, sendo que a classe modal predominante na parte sul era areia fina e na parte norte areia média, sendo os sedimentos bem a moderadamente selecionados e assimetria negativa. O diâmetro médio e a inclinação da praia aumentavam de sul para norte, no sentido do transporte, enquanto a seleção diminuía no mesmo sentido. Posteriormente, Basso (1997) identificou que na parte norte da praia a areia era grossa com diâmetro médio entre 0,45 e 0,84 phi. Este aumento do diâmetro médio decorre provavelmente do intenso processo erosivo que vem ocorrendo neste setor da praia desde a década de 1990.

Como foi mencionado, a parte sul da Praia de Caiobá está influenciada pelo delta de maré vazante da Baía de Guaratuba. Em 1954 as barras frontais do delta localizavam-se nas proximidades do Morro de Caiobá, não afetando a configuração da praia (figura 27a). Já, em 1965, as barras haviam sido deslocadas para o norte, configurando uma barra transversal à praia que se projetava até o início da Praia Brava, que provocava refração de ondas e sedimentação neste setor da praia (figura 27b). Em 1980, a barra transversal tinha avançado 300 m para norte, deslocando o setor de sedimentação (figura 27c). Ao norte do esporão as ondas, principalmente as provenientes do sudeste, atingiam a praia frontalmente, gerando uma zona de divergência que favorecia a erosão.

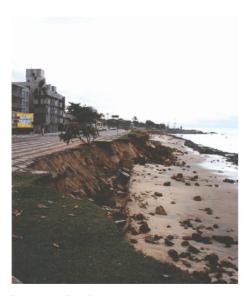


Figura 34. Erosão na parte norte da Praia Brava de Caiobá após a ressaca de maio de 2001.

O processo erosivo que existia na parte central da praia Brava de Caiobá, no início da década de 1980, era decorrente da construção inadequada da avenida Beira Mar, que tinha ocupado parte da praia e alterado a sua curvatura natural (Angulo & Andrade 1981). As obras de contenção posteriores, demandaram a construção de esporões transversais a praia para conter areia. Como na área, a deriva litorânea predominante é de Sul para Norte (Bigarella et al. 1966, Angulo 1992b), a captação de areia pelos esporões provocou escassez de sedimento e conseqüentemente erosão nas praias localizadas ao norte das obras de contenção. Isto, demandou novas obras, que por sua vez provocaram erosão mais ao norte. Assim, até o fim da praia, num claro exemplo de retroalimentação positiva. Novas obras foram executadas em diversas oportunidades porém, no setor norte o problema erosivo ainda não foi resolvido (figura 34). Atualmente existem projetos de controle de erosão envolvendo a construção de esporões, quebra-mares e alimentação artificial (Tosin et al. 2002).

Praia de Guaratuba

A Praia de Guaratuba é um arco praial que se estende por 2,5 km entre dois pontais rochosos formados pelos morros das Caieiras e do Cristo. A praia é formada por areia fina na parte sul e média na parte norte (Basso 1997). Segundo Angulo & Araújo (1996) 2,1 km desta praia podem ser considerados oceânicos sem influência significativa de desembocadura e os 400 m da parte norte como influenciada pela desembocadura da Baía de Guaratuba.

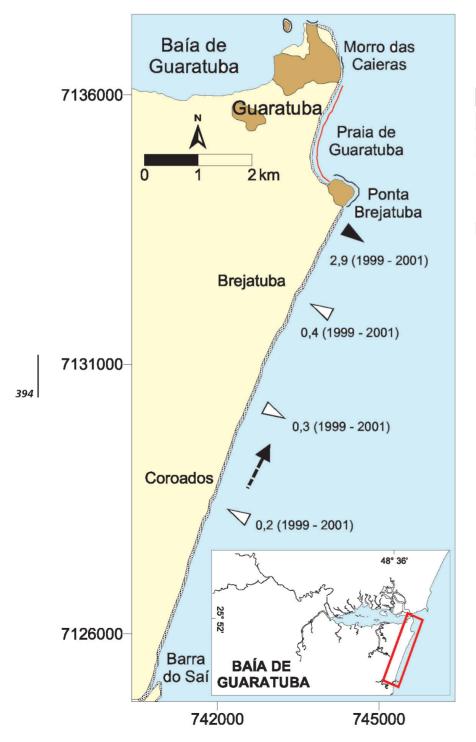


Figura 35: Variação da linha de costa nas praias de Guaratuba e Brejatuba. (Fonte dos dados: Bessa Junior em prep.).

(1) praia

(2) planície costeira

(3) morro

(4) retrogradação (m/ano)

(5) progradação (m/ano)

(6) obras rígidas longitudinais

Praia de Brejatuba

A Praia de Brejatuba, tem forma retilínea com direção norte-nordeste, se estende por 9,9 km entre o Morro do Cristo e a Barra do Saí, onde está influenciada pela desembocadura do Rio Saí-Guaçu. A praia é constituída por areia fina na parte sul e média na parte norte (Basso 1997) e possui morfologia intermediária a dissipativa.

Comparando fotografias de 1953 e 1980 Angulo (1993c) não detectou variações significativas da linha de costa. Quatro perfis praiais monitorados por Bessa Junior (em prep.) entre fevereiro de 1999 e setembro de 2002 evidenciaram 7,4 m de progradação no perfil mais ao norte e variações inferiores a um metro nos demais perfis, no período (figura 35).

3. TENDÊNCIAS ATUAIS

As tendências atuais podem ser sintetizadas como segue:

- (a) estabilidade nas praias oceânicas sem ocupação ou cuja ocupação está recuada em relação a linha de costa;
- (b) oscilação com forte progradação e retrogradação nas praias influenciadas pelas desembocaduras;
- (c) deslocamento contínuo para sul da desembocadura do Mar do Ararapira até à abertura de nova desembocadura, na próxima década, quando a atual tenderá ao fechamento;
- (d) continuação da tendência erosiva do setor norte da Praia do Farol, na Ilha do Mel;
- (e) continuação da tendência erosiva entre o Canal do DNOS e Ponta do Poço, originada pelo próprio canal;
- (f) aumento da erosão praial nos balneários Flamingo e Riviera, provocada pelos enrocamentos;
- (g) aumento da erosão praial na Praia Central de Matinhos pelas obras rígidas muros, enrocamento e gabiões. Na parte norte desta praia pode haver estabilidade devido a retirada de residências e liberação de uma faixa sem ocupação;
- (h) aumento da erosão na parte norte de Praia Brava de Caiobá, devido a invasão da praia e pelas obras de controle de erosão.

CONCLUSÃO

No Paraná os problemas costeiros são decorrentes principalmente de uma ocupação inadequada, muito próxima da linha de costa. Além da destruição das dunas frontais que funcionam como estoque de areia para a praia, não foi deixado espaço suficiente para que se processem os ciclos naturais de progradação/retrogradação. Em alguns casos a ocupação se deu invadindo a própria praia, e alterando o equilíbrio do sistema praial.

Grandes variações da linha de costa ocorrem nas praias próximas das desembocaduras dos complexos estuarinos. Pequenas variações na morfologia dos deltas de maré vazantes associados à estas desembocaduras, provocam grandes modificações da morfologia costeira. Estas variações podem alternar progradação com retrogradação ou apresentar tendência unidirecional como na Barra do Ararapira. Outro aspecto a ser considerado é a ultrapassagem de limiares que podem provocar mudanças drásticas na evolução de áreas costeiras tais como a abertura de uma nova desembocadura, com prevista para o esporão do Ararapira.

Na maioria dos casos onde se verificaram problemas erosivos, estes foram causados por interferência antrópica, notadamente praia Brava de Caiobá, Praia Central de Matinhos, Balneários Flamingo e Riviera e entre o Canal do DNOS e Ponta do Poço. O caso da Ilha do Mel é mais complexo, pois apesar de estar localizada numa área de alta mobilidade natural, efeitos antrópicos não podem ser descartados, tais como os provocados por dragagens no canal de acesso ao Porto de Paranaguá e o despejo de materiais dragados.

Os valores e distribuição da progradação e retrogradação verificados na costa paranaense nas últimas cinco décadas, não indicam tendência geral que possa ser atribuída a mudanças globais. Eles podem ser explicados em cada caso pela dinâmica natural local ou pela interferência antrópica com esta dinâmica.

Referências bibliográficas

- ALMEIDA F. F. M. de. 1976. The system of continental rifts boardering the Santos basin. Brasil. Anais Acad. Bras. Cien., Rio de Janeiro, 48(supl.):15-26.
- ANGULO R. J. 1984. As Praias do Parana Problemas Decorrentes de Uma Ocupação Inadequada. Análise Conjuntural, Ipardes, Curitiba, 6(1):1-4. Curitiba.
- ANGULO R. J. 1990. O manguezal como unidade dos mapas geológicos. In: SIMP. ECOSS. COSTA SUL SUDESTE BRAS., 2. Águas de Lindóia, 1990. Publ... São Paulo, ACIESP, 2:54-62.
- ANGULO R. J. 1992a. Ambientes de sedimentação da planície costeira com cordões litorâneos no Estado do Paraná. Bol. Par. Geoc. Curitiba. 40:69-114.
- ANGULO R. J. 1992b. Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 334 p.
- ANGULO R. J. 1993a. A ocupação Urbana do Litoral Paranaense e As Variações da Linha de Costa. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, 41:73-81.
- ANGULO R. J. 1993b. Morfologia e gênese das dunas frontais do litoral do Estado do Paraná. Rev. Bras. Geoc. São Paulo. **23**(1):68-80.
- ANGULO R. J. 1993c. Variações na configuração da linha de costa no Paraná nas últimas quatro décadas. Bol. Par Geoc. Curitiba. 41:52-72.
- ANGULO R. J. 1995. Caracterização e reavaliação da Formação Alexandra (Terciário) e de sedimentos continentais associados a vertentes no litoral do Estado do Paraná, Brasil. Anais Acad. Bras. Ciên. Rio de Janeiro. 67(4):443-463.
- ANGULO R. J. 1999. Morphological characterization of the tidal deltas on the coast of the State of Paraná. Anais Academia Brasileira de Ciências. São Paulo 71(4-II):935-959.
- ANGULO R. J. 2002. Mapa do Cenozóico do litoral do Estado do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, 50:(no prelo).
- ANGULO R. J. & ABSHER T. M. 1992. Sedimentos paleoestuarinos da planície costeira do Estado do Paraná. Bol. Par. Geoc. Curitiba. 40:115-135.
- ANGULO R. J. & ANDRADE J. J. 1981. Viabilidade de controle de erosão nas praias de Caiobá e Guaratuba. Ipardes, Curitiba,65 p.
- ANGULO R. J. & ANDRADE J. J. 1982. Viabilidade de controle de erosão nas praias de Caiobá e Guaratuba. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2°, Brasília. Anais... Brasília, 681-693.
- ANGULO R. J. & ARAÚJO A. D. 1996. Classificação da costa paranaense com base na sua dinâmica, como subsídio à ocupação da orla litorânea. Bol. Par. Geoc. Curitiba. 44:7-17.
- ANGULO R. J. & MÜLLER A. C. de P. 1990. Preliminary characterization of some tidal flat ecosystems on the State of Paraná Coast. Brasil. In: SIMP. ECOSS. COSTA SUL SUDESTE BRAS., 2. Águas de Lindóia, 1990. Publ..., São Paulo, ACIESP. 2:158-168.
- ANGULO R. J. & SOARES C. R. 1994. Beach Profile Variations Between 1981 And 1993 In Southern Coast Of Parana State. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, 42:203-215.
- ANGULO R. J., GIANNINI P. C. F., KOGUT J. S., PRAZERES F°. H. J., SOUZA M. C. 1996. Variação das características sedimentológicas através de uma sucessão de cordões litorâneos holocênicos na ilha do Mel, Estado do Paraná. Bol. Par. Geoc. Curitiba. 44:77-86.
- ANGULO R. J., PESSENDA L. C. R., SOUZA M. C. 2002b. O significado das datações ¹⁴C do litoral paranaense na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras do Pleistoceno Superior e Holoceno. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 32:(no prelo).
- ANGULO R. J., SOUZA M. C. de, ARAÚJO A. D. 2002a. Morfodinâmica costeira: subsídios à ocupação. In. Negrelle, R. B. & Lima, R. E. (Organizadores). Meio ambiente e desenvolvimento no litoral do Paraná: subsídios à ocupação. Nimad-UFPR. p. 179-212 (no prelo)
- APPA/CEM. 2000. Atualização da posição da linha de costa na área de influência da desembocadura da Baía de Paranaguá. Pontal do Paraná, Relatório Técnico 16/00, 12 p.
- APPA/CEM. 2002. Atualização da posição da linha de costa na desembocadura da Baía de Paranaguá. Pontal do Paraná, Relatório Técnico 30/02, 5 p.
- ASMUS H. E. & FERRARI A. L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sul do Brasil. In: PETROBRÁS. Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro. p.75-88 (Série Projeto REMAC, 4).
- BANDEIRA J. V. 1974. Estudo estatístico das ondas ao largo da Baía de Paranaguá. Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 81p. (inédito).
- BASSO J. B. 1997. Análise morfodinâmica das praias Brava de Caiobá e Guaratuba no litoral paranaense. Relatório final de atividades, Programa PIBIC/PRPPG/UFPR. 20 p. (relatório inédito)
- BESSA Jr. O. (em prep.). Diagnóstico e propostas de solução para os problemas de erosão costeira do litoral sul paranaense. Programa de Pós Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. Tese de Doutorado.
- BESSA Jr. O. 1996. Estratigrafia e sedimentação dos depósitos continentais cenozóicos da planície costeira do Estado do Paraná. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 143 p.

- BIGARELLA J. J. 1946. Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná. Arg. Biol. Tecn., Curitiba, 1:75-11.
- BIGARELLA J. J. 1950/51. Contribuição do estudo dos sambaquis no Estado do Paraná, 1 Regiões adjacentes às baías de Paranaguá e Antonina. Arg. Biol. Tecn., Curitiba, **5-6**(17):231-292.
- BIGARELLA J. J. 1965. Sand-ridge structures from Paraná coastal plain. Marine Geology, Amsterdam, 3:269-
- BIGARELLA J. J. 1971. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do Carbono 14. Paleoclimas Inst. Geogr. USP, São Paulo, (1):1-22.
- BIGARELLA J. J. 1972. Eolian environment their characteristics, recognition and importance. In: Recognition of ancient sedimentary environments. Dallas, 1969. Special Publ. (s.l.) 1972. Soc. Ec. Paleont. Mineral -AAPG. n.16. p.11-62.
- BIGARELLA J. J., ALESSI A. H., BECKER R. D., DUARTE G. K. 1969a. Textural characteristics of the coastal dune, sand ridge and beach sediments. Bol. Par. Geoc., Curitiba, n.27. p.15-80.
- BIGARELLA J. J. & BECKER R. D. (Ed.) 1975. International symposium on the Ouaternary, Topics for discussion. Bol. Par. Geoc., Curitiba, 33:169-276.
- BIGARELLA J. J., BECKER R. D., DUARTE G. M. 1969b. Coastal dune structures from Paraná (Brazil). Marine Geology, Amsterdam, 7:5-55.
- BIGARELLA J. J., BECKER R. D., MATOS D. J. de, WERNER A. (Ed.) 1978. A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná... Um problema de segurança ambiental e nacional. Curitiba, Gov. Par./SEPL/
- BIGARELLA J. J., DUARTE M. G., BECKER R. D. 1970/71. Structural characteristics of the dune, foredune, interdune, beach, beach-dune ridge and sand ridge deposits. Bol. Par. Geoc., Curitiba, (28-29):9-72.
- BIGARELLA J. J., FREIRE S. S., SALAMUNI R., VIANA R. 1966. Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes, Il Praias de Matinhos e Caiobá. Bol. Univ. Fed. Par. Geog. Fís., Curitiba, n.6. 109p.
- BIGARELLA J. J., MARQUES Fo. P. L., AB'SABER A. N. 1961a. Ocorrência de pedimentos nas fraldas da Serra do Iquererim (Garuva, SC). Bol. Par. Geogr., Curitiba, (4 e 5):82-93.
- BIGARELLA J. J., SALAMUNI R., MARQUES Fo. P. L. 1959. Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra). Not. Prel. Est. Inst. Biol. Pesq. Tecn., Curitiba, 1:7p.
- CALLIARI L. J. & KLEIN A. H. 1993. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. Pesquisas, 20(1): 48-56.
- CAMARGO R. 1998. Estudo Numérico das Circulações Atmosféricas e Oceânicas na Região da Baía de Paranaguá. Instituto Astronômico e Geofísico, USP, Tese de doutorado.
- CAMARGO R.. & MARONE E. 1996. Vento e variação do nível do mar: Observações na Baía de Paranaguá, PR. In. Simpósio Sobre Oceanografia, III, IO-USP. São Paulo - SP.
- FERREIRA F. J. F. 1982. Alinhamentos estruturais magnéticos da região centro-oriental da bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: PAULI-PETRO, Geologia da bacia do Paraná. Reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. São Paulo. p.143-166.
- FUCK R. A., TREIN E., MURATORI A., RIVEREAU J. C. 1969. Mapa geológico preliminar de litoral, da Serra do Mar e parte do Primeiro Planalto no Estado do Paraná. Bol. Par. Geoc., Curitiba, (27):123-152.
- FUNPAR 1997. Relatório Consolidado Convênio APPA-CEM. Curitiba. 580 p.
- GIANNINI P. C. F., ANGULO R. J., SOUZA M. C., KOGUT J. S. 1995. Evidências de um padrão celular de correntes de deriva litorânea na costa leste da ilha do Mel (PR). In: CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5, Niterói. Anais... Niterói, ABEQUA. p. 120-127.
- GIANNINI P. C. F., ANGULO R. J., SOUZA M. C., KOGUT J. S. DELAI, M. S. A. (em prep.). Erosão na costa leste da Ilha do Mel, Baía de Paranaguá, Estado do Paraná. em prep.
- GOBBI, E.F. 1997. Gerenciamento Costeiro: Análise de Casos do Litoral do Paraná sob a Perspectiva da Engenharia Costeira. Tese de D.Sc. COPPE-UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil;
- HAYES M. O. 1975. Morphology of sand accumulations in estuaries. In: CRONIN L. E. (ed.). Estuarine Research, Geology and Engineering. New York. Acad. Press. 2:3-22.
- IAPAR INSTITUTO AGRONÔMICO DO PARANÁ. 1978. Cartas climáticas básicas do Estado do Paraná. Londrina, IAPAR, 38 p.
- INPH. 1985. Medições de ondas em Paranaguá/Pr 01/09/82 a 31/08/83.
- IPARDES INSTITUTO PARANAENSE DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO E SOCIAL. 1990. Macrozoneamento da APA de Guaraqueçaba. Curitiba, IPARDES, 2 v., 257p.
- IPARDES INSTITUTO PARANAENSE DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO E SOCIAL 1991. Diagnóstico físico-ambiental da Serra do Mar - área sul. Curitiba, IPARDES, 2 v., 107 p.
- KLEIN R. M. 1975. Southern Brazilian phytogeographic features and the probable influence of upper Quaternary climatic changes in the floristic distribution. Bol. Par. Geoc., Curitiba, n.33. p.67-88.
- KNOPPERS B. A., BRANDINI F. P., THAMM C. A. 1987. Ecological studies in the Bay of Paranaguá. II. Some physical and chemical characteristics. Nerítica, 2(1), p. 1-36.
- KOMAR P. D. 1976. Beach Process and Sedimentation. Prentice Hall, 429 p.
- KRUEGER C. P., SOARES C. R., MARONE E., RIESEMBERG C. E., PILATI F. P., KRUGER M. M., PRADO A., MASUKO H. A. 1996. Levantamento com GPS da linha de costa na área erosiva da Ponta do Poço (PR). In. Congresso Brasileiro de Cadastro Técnico Multifinalitário, 2, Florianópolis (SC), p. III-184 - III-192.

- LANA P. C., MARONE E., LOPES R. M., MACHADO E. C. 2000. The subtropical estuarine complex of Paranaguá Bay, Brazil. Organizado por: Seeliger, U.; Lacerda, L. D.; Kjerfve, B.J. Coastal Marine Ecosystems of Latin America: Springer Verlag.
- LESSA G. C., ANGULO R. J., GIANNINI P. C. F., ARAÚJO A. D. 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. Marine Geology, 165(1-4):87-108.
- LESSA G. C., MEYERS S. R., MARONE E. 1998. Holocene stratigraphy in the Paranaguá Bay Estuary, South Brazil. J. of Sedimentary Research. 68(6):1060-1076.
- LIMA M. R. de & ANGULO R. J. 1990. Descoberta de microflora em um nível linhítico da Formação Alexandra, Terciário do Estado do Paraná, Brasil. Anais Acad. Bras. Ciên., Rio de Janeiro, 62(4):357-371.
- LNEC LABORATÓRIO NACIONAL DE ENGENHARIA CIVIL. 1977. Combate a erosão na praia de Caiobá, Paraná. Relatório Técnico, Lisboa, 18 p. (inédito).
- LOUREIRO FERNANDES J. 1947. Contribuição à geografia da praia de leste. Curitiba, Arg. Mus. Par., 6:3-44. MAACK R. 1968. Geografia física do Estado do Paraná. Curitiba, Banco BADEP, UFPR, IBPT. 350p.
- MANTOVANELLI A. 1999. Caracterização da dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão na Baía de Paranaguá e em sua bacia de drenagem. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Dissertação de Mestrado, Curitiba. 152 p.
- MARONE E. & CAMARGO R. 1994. Marés meteorológicas no litoral do Estado do Paraná: o evento de 18 de agosto de 1993. Nerítica, Curitiba, 8:73-85.
- MARONE E. & JAMIYANAA D. 1997. Tidal characteristics and a variable boundary numerical model for the M2 tide for the estuarine complex of the Bay of Paranaguá, PR, Brazil. Nerítica, Curitiba, 11(1-2):95-107.
- MARONE E., GUIMARÃES M. R. F., CAMARGO R. de, PRATA JR. V. P., KLINGENFUSS M. S. 1995. Caracterização física das condições oceanográficas, meteorológicas e costeiras das zonas estuarinas da Baía de Paranaguá. PR. In: Congresso Latinoamericano de Ciencias del Mar, VI. Mar del Plata, Argentina.
- MARONE, E.; PRATA JR., V. P.; KLINGENFUSS, M. S. & DE CAMARGO, R.; 1995a. Correntes de deriva no Litoral Paranaense: Um caso de estudo. VI Congresso Latinoamericano de Ciencias del Mar. Mar del Plata, Argentina.
- MARONE E., MANTOVANELLI A., NOERNBERG M. A., KLINGENFUSS M. S., LAUTERT L. F. C., PRATA JUNIOR V. P. 1997. Caracterização Física do Complexo Estuarino da Baía de Paranaguá. Pontal do Sul: UFPR. v.2. Relatório consolidado do convênio APPA/CEM.
- MARTINS G. J. 2002. Dinâmica da zona de arrebentação e suas potenciais consegüências no transporte de sedimento na costa adjacente à desembocadura Sul do Complexo Estuarino de Paranaquá. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. Dissertação de Mestrado.
- MARTIN L. & SUGUIO K. 1986. Excursion route along the coastal plains of states of Paraná and Santa Catarina. In: INTERN. SYMP. SEA LEVEL CHANGES AND QUATERNARY SHORELINES. São Paulo, 1986. Special Publ... São Paulo, INQUA. (1):39-124.
- MARTIN L., SUGUIO K., FLEXOR J. M., AZEVEDO A. E. G. 1988. Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Série Geol. DNPM. Brasília, n.28. 40p. 2 mapas.
- MIHÁLY P. 1997. Dinâmica sedimentar do litoral norte paranaense e extremo sul paulista. Curso de Pós Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. Dissertação de Mestrado (inédito), 104 p.
- MIHÁLY P. & ANGULO R. J. 2002. Dinâmica da desembocadura do Mar do Ararapira. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 32:(no prelo).
- MINEROPAR MINERAIS DO PARANÁ S.A. 1989. Mapa geológico do Estado do Paraná. Brasília. Dep. Nac. Prod. Min. (DNPM). Escala 1:650.000.
- MOTTA V. F. 1976. Parecer sobre erosão na praia Mansa de Caiobá, Paraná. Relatório Técnico, Curitiba, 4
- NOERNBERG M. A. 2001. Processos Morfodinâmicos no Complexo Estuarino de Paranaquá Paraná Brasil: Um Estudo a Partir de Dados in situ e Landsat – TM. Curitiba. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Tese de Doutorado, 180 p.
- NOERNBERG M. A. & MARONE E. 2002. Spatial-temporal monitoring of the Paranaguá Bay inlet margins using multispectral Landsat_TM images. Journal of Coastal Research, Flórida, 17:(no prelo).
- NOERNBERG M.A., MARONE E., LAUTERT L. F. C., ANGELOTTI R., BRANDINI N. 2002. Estudos sobre a dinâmica da baía de Guaratuba – PR. Submetido à XV Semana Nacional da Oceanografia - RJ
- OPEN UNIVERSITY. 1994. Waves, Tides and Shallow-water Processes. [S.I.], Pergamon. 168 p.
- OERTEL G. F. 1975. Ebb-tidal deltas of Georgia estuaries. In: CRONIN L. E. (ed.). Estuarine Research Geology and Engineering. New York. Acad. Press, 2:267-276.
- PARANHOS F°. A. C. 1996. O processo erosivo e as variações morfodinâmicas das praias na Ilha do Mel (Baía de Paranaguá-PR). Curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. Dissertação de Mestrado (inédito), 239p.
- PARANHOS F°. A. C., SOARES C. R., ANGULO R. J. 1994. Nota Sobre A Erosão Na Ilha do Mel-PR. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, 42:121-152.

- PORTOBRAS EMPRESA DE PORTOS DO BRASIL S.A. 1988. Relatório de apresentação das medições meteorológicas observadas em Pontal do Sul, Paranaguá-PR, período set. 1982 a dez. 1986. Rio de Janeiro, Inst. Pesq. Hidr. (INPH), 168 p.
- QUADROS J. L. de. 2002. *Variações morfológicas e volumétricas associadas à incidência de sistemas frontais em duas praias arenosas do litoral paranaense*. Curso de Pós Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. Dissertação de Mestrado (inédito) 57p.
- RAPP A. & FAIRBRIDGE R. W. 1968. Talus fan or cone; scree and cliff debris. In: FAIRBRIDGE R. W. *Enciclopedia of Geomorphology*. Stroudsburg. D. Hutchinson & Ross. p.1106-1109.
- REINECK H. E. & SINGH I. B. 1973. Depositional sedimentary environments. Berlin. Springer-Verlag. 439p.
- RICCOMINI C., PELAGGIA A. V. G., SALONI J. C. L., KOHNKE M. W., FIGUEIRA R. M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *Jour South Amer. Earth Scien.*, Great Britain, v.2, n.2. p.191-197.
- RIVEREAU J. C., FUCK R. A., MURATORI A., TREIN E. 1969a. *Barra do Ararapira, folha geológica*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná. Escala 1:70.000.
- RIVEREAU J. C., FUCK R. A., MURATORI A., TREIN E. 1969b. *Guaratuba, folha geológica*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná. Escala 1:70.000.
- RIVEREAU J. C., FUCK R. A., MURATORI A., TREIN E. 1969c. *Paranaguá, folha geológica*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná. Escala 1:70.000.
- RIVEREAU J. C., TREIN E., MURATORI A., FUCK R. A., BASUMALLICK S., BERTOLDO A. L. 1970. *Antonina, folha geológica*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná. Escala 1:70.000.
- SHORT A. D. 1985. Rip-current type, spacing and persistence, Narrabeen Beach, Australia. *Marine Geology*, **65**:47-71.
- SOARES C. R., PARANHOS FILHO A. C., SOUZA M. C., BRANCO J. C., FABIANOVICZ R., PRAZERES FILHO H. J., KOGUT J. S. 1994. Variações da linha de costa no Balneário Pontal do Sul (PR) no período de 1953-1993: Um balanço sedimentar. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **42**:161-171.
- SOARES C. R., BORZONE C. A., SOUZA J. R. B. 1996 Variação morfológica e sedimentológicas ao longo de um ciclo anual numa praia arenosa no sul do Brasil. *Oecologia Brasiliensis*, Rio de Janeiro, **III**:245-258.
- SOARES C. R., ANGULO R. J., LESSA G. C. 1997. Morfodinâmica de ambientes atuais, evolução da planície durante o quaternário e problemas de erosão costeira. In: VI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário da América do Sul. ABEQUA. *Publicação Especial No. 2.* Curitiba, Paraná.
- SOUZA M. C., & ANGULO R. J. 2002. Decadal and interannual variations of coastline and beach volumes in Itapoá (Santa Catarina, Brazil). *Journal of Coastal Research*, Flórida, **17**:(no prelo).
- TESSLER M. G. 1988. *Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo, 276 p.
- TESSLER M. G. & MAHIQUES M. M. 1993. Utilization of coastal geomorphic features as indicators of longshore transport: examples of the southern coastal region of the State of São Paulo, Brasil. *Journal of Coastal Research*, **9**(3): 823-830.
- TESSLER M. G. & SUGUIO K. 1987. Características sedimentológicas da Formação Cananéia (Pleistoceno superior) na área Paranaguá-Antonina (Estado do Paraná, Brasil). *Assoc. Bras. Est. Quat.*, São Paulo, Publ. Avulsa nº 2. p.43-54.
- TOSIN P. C., ANGULO R. J., MARONE E., SOUZA M. C., BESSA JUNIOR O., SOARES C. R., FOLADORI G., LANA P. C., VEIGA F. A., SANTOS C. S. G., GARRAFONI A. S. 2002. *Estudo de Impacto Ambiental das obras de recuperação e revitalização da orla litorânea Matinhos/ Praia de Leste (ROL-M/P)*. Relatório Técnico, Gouvêa da Costa/Sudhersa, 175 p.
- VEIGA F. A., ANGULO R. J., MARONE E., BRANDINI F. P., CARRILHO J. C. 2002. Medidas de velocidades de correntes na plataforma continental interna paranaense utilizando perfilador de corrente acústico Doppler ADCP. Submetido à XV Semana Nacional da Oceanografia RJ
- YALIN M. S. 1972. Mechanics of sediments transport. Pergamon Press, New York.