

**MAPA GEOLÓGICO DA PLANÍCIE COSTEIRA ENTRE O
RIO SAÍ-GUAÇU E A BAÍA DE SÃO FRANCISCO, LITORAL
NORTE DO ESTADO DE SANTA CATARINA**
*GEOLOGICAL MAP OF THE COASTAL PLAIN BETWEEN THE SAÍ-GUAÇU
RIVER AND SÃO FRANCISCO BAY, NORTHERN COAST OF THE STATE OF
SANTA CATARINA*

Rodolfo José ANGULO^{1,3}
Maria Cristina de SOUZA^{2,4}

RESUMO

A geologia de superfície da região costeira, entre o Rio Saí-Guaçu e a Baía de São Francisco, litoral norte de Santa Catarina, é constituída por rochas do embasamento cristalino Pré-Cambriano e pela cobertura sedimentar do Cenozóico. O objetivo deste trabalho é apresentar um novo mapa geológico dessa cobertura, na escala 1:50.000, com ênfase na planície costeira. Na área, foram identificadas as seguintes unidades: Fm. Mina Velha do Mioceno Inferior; colúvios, leques aluviais e depósitos fluviais, do Quaternário indiferenciado; terraços costeiros do Pleistoceno Superior (120.000 anos A.P.) e do Holoceno (< 7.000 anos A.P.); planícies paleoestuarinas do Holoceno; dunas, praias e mangues atuais. A distribuição em superfície e subsuperfície e o empilhamento das fácies dos depósitos costeiros permitem compreender alguns aspectos da evolução geológica e paleogeográfica da área durante o Quaternário. A ocorrência de extensos terraços do Pleistoceno e Holoceno, a presença de paleolagunas na retaguarda dos terraços e a ocorrência de sedimentos argilosos lagunares sob os terraços permitem inferir que, durante os ciclos transgressivos regressivos do Pleistoceno superior e Holoceno, existiram na região barreiras transgressivas e regressivas. A extensão das planícies paleoestuarinas indica que durante o máximo transgressivo do Holoceno existiam grandes estuários e lagunas. A morfologia dos cordões litorâneos evidencia que no Holoceno houve a formação de esporões paralelos à costa, que teriam crescido para o norte sob o efeito da deriva litorânea predominante. O crescimento desses esporões teria desviado a desembocadura do Rio Saí-Mirim para o norte. Durante essa migração, o rio erodiu a parte interna desses esporões e, provavelmente, as barreiras transgressivas do Holoceno.

Palavras-chave: Estado de Santa Catarina, Pleistoceno, Holoceno, barreira transgressiva, barreira regressiva.

1 Laboratório de Estudos Costeiros, Departamento de Geologia, UFPR.

2 Pós-Graduação em Geologia, UFPR.

3 Pesquisador CNPq.

4 Bolsista Capes/CNPq.

ABSTRACT

The studied area is located in the northeastern area of the State of Santa Catarina between 25°57' S and 26°14' S. The surface geology of the area is composed by rocks from the Precambrian basement and from the Cenozoic sedimentary cover.

In conventional geological maps, the Cenozoic sedimentary package appears as an undifferentiated unit (e.g. Siga Jr. et al. 1993). Martin et al. (1988) presented the first map of the coastal Quaternary of the State of Santa Catarina, in 1:200,000 scale. Later, Horn Filho (1997) presented a map, in the scale 1:50,000, of the São Francisco do Sul region. The objective of this study is to present a new geological map, in the scale 1:50,000, of the coastal plain between the Saí-Guaçu River and the São Francisco Bay.

In the studied area the following Cenozoic age units were identified: Mina Velha Formation, probably of Lower Miocene; colluvium and alluvial fans of undifferentiated Quaternary; fluvial deposits of undifferentiated Quaternary; Upper Pleistocene coastal terraces (120,000 years B.P.); Holocene coastal terraces (< 7,000 years B.P.); Holocene paleoestuarine plains; dunes; beaches and mangroves.

The distribution on the surface and subsurface and the layers of facies of the coastal deposits allow an understanding of some aspects of the geological and paleogeographical evolution of the area during the Quaternary.

There are extensive Pleistocene and Holocene terraces, the presence of paleolagoons on the terrace backs and also fine lagoon sediments below the terraces makes one infer that during the Upper Pleistocene and Holocene there were transgressive barrier and regressive beach/foredune ridges in the region, similar to those described by Lessa et al. (2000) in the State of Paraná. The extension of the paleoestuarine plains indicates that during the Holocene transgressive maximum there were large estuaries and lagoons. The morphology of the beach/foredune ridges provides evidence that in the Holocene spits parallel to the coast foreland that would have grown northward due to the effect of the dominant littoral drift. The growth of these spits caused the migration of the inlet of Saí-Mirim River more than 6 km northward throughout the last 5,000 years. During this migration the river eroded the internal part of these spits and the Holocene transgressive barriers.

Key-words: Santa Catarina State, Pleistocene, Holocene, transgressive barriers, regressive barriers.

INTRODUÇÃO

A área de estudo localiza-se na região nordeste do Estado de Santa Catarina entre os paralelos 25°57' e 26°14' de latitude sul (figura 1). A geologia de superfície da área é constituída por rochas do embasamento cristalino Pré-Cambriano e pela cobertura sedimentar do Cenozóico. As rochas do embasamento ocorrem, principalmente, a oeste e sul da área, formando morros e serras baixas, que fazem parte da Serra do Mar. Em alguns trechos, as rochas do embasamento alcançam a costa, formando promontórios e pequenas ilhas (e.g. Ilha de Itapeva e Ilha do Saí). A cobertura sedimentar localiza-se principalmente na parte central, norte e leste da área.

Nos mapas geológicos convencionais, a cobertura sedimentar do Cenozóico aparece como unidade indiferenciada (e.g. Siga Jr. et al. 1993). Martin et al. (1988) apresentaram o primeiro mapa do Quaternário costeiro do Estado de Santa Catarina, na escala 1:200.000. Na planície costeira, localizada entre o Rio Saí-Guaçu e a Baía de São Francisco, os autores identificaram as seguintes unidades: (1) sedimentos continentais do Quaternário indiferenciado; (2) areias marinhas do Pleistoceno e (3) sedimentos continentais,

(4) sedimentos argilo-arenosos fluvio-lagunares, (5) sedimentos argilosos e arenosos de lagunas e baías, (6) areias marinhas e (7) sedimentos argilo-arenosos dos mangues, do Holoceno.

Posteriormente, Horn Filho (1997) apresentou um mapa, na escala 1:50.000, da região de São Francisco do Sul. Na planície costeira localizada entre o Rio Saí-Guaçu e a Baía de São Francisco, o autor identificou as seguintes unidades: (1) depósitos coluviais e (2) de leques aluviais, do Quaternário indiferenciado; (3) depósitos praias recobertos por dunas eólicas do Pleistoceno; (4) depósitos paludais, (5) estuarinos, (6) lagunares, (7) fluvio-lagunares e (8) eólicos costeiros, do Holoceno.

O objetivo deste trabalho é apresentar um novo mapa geológico, na escala 1:50.000, da planície costeira compreendida entre o Rio Saí-Guaçu e a Baía de São Francisco.

EMBASAMENTO CRISTALINO

O embasamento cristalino está representado na área pelo Cinturão Granitóide Costeiro, também denominado Domínio Paranaguá (Basei et al. 1992). Os primeiros trabalhos sobre o Cinturão Granitóide Costeiro foram realizados por Bigarella (1965), Fuck et al. (1969),

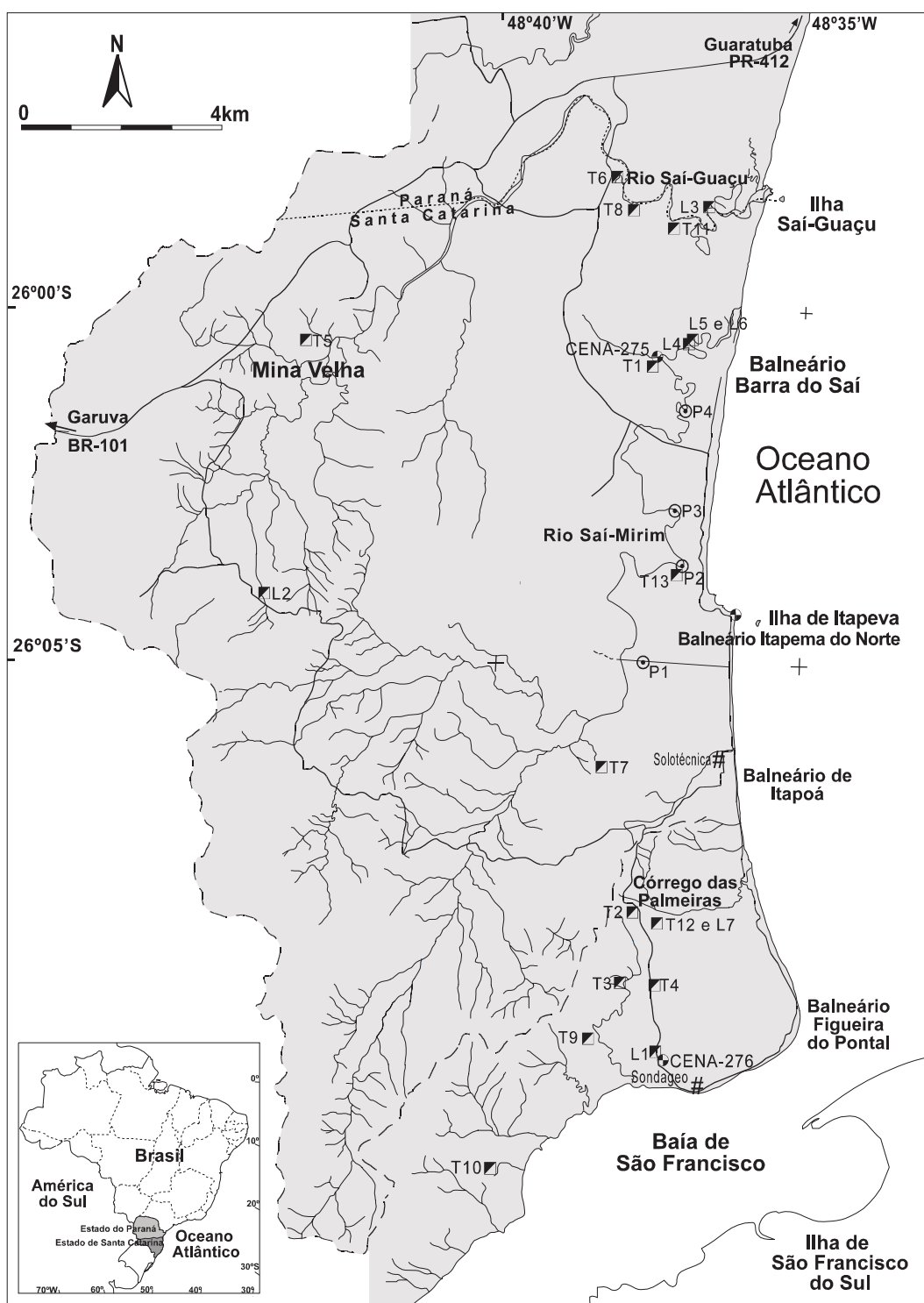


Figura 1: Localização: (1) estradas; (2) limite interestadual; (3) rios, córregos e canais; (4) limite de bacia hidrográfica; (5) área de estudo; (6) amostras datadas ^{14}C ; (7) perfis estratigráficos; (8) sondagens geotécnicas; (9) ponto de amostragem (T= terraço, L= paleolaguna). Location: (1) roads; (2) interstate limit; (3) rivers, creeks and channels; (4) watershed limit; (5) study area; (6) ^{14}C dated samples; (7) stratigraphic profiles; (8) geotechnical drillings; (9) sampling points (T= terrace, L= paleolagoon).

Lopes & Lima (1985) e Lopes (1987). Segundo Siga Jr. et al. (1993), o Cinturão Granitóide Costeiro é um complexo ígneo polifásico, que inclui uma grande variedade de rochas graníticas distribuídas ao longo da faixa oriental, com mais de 100 km de extensão, desde a Ilha de São Francisco do Sul, no Estado de Santa Catarina, até o sul da cidade de Itatins, no Estado de São Paulo, tendo em média cerca de 30 km de largura. Entre os seus litotipos, predominam anfibólio-biotita granitóides porfiríticos, tendo como encaixantes xistos aluminosos, seqüências paragnáissicas com biotita gnaisses, mica xistos, quartzitos, com freqüentes intercalações de anfibolitos e unidades de ortognaisses, em que se destacam biotita-anfibólio gnaisses bandados (Siga Jr. et al. 1993). Segundo esses mesmos autores, faixas miloníticas espessas são freqüentes em meio aos granitóides. O tipo mais comum, apesar das freqüentes variações, é um granitóide à base de quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita e/ou hornblenda. Os principais minerais acessórios são opacos, zircão, apatita e titanita. Os autores também mencionam a ocorrência de epidoto.

MATERIAIS E MÉTODOS

O mapa geológico da planície costeira foi elaborado com base em fotointerpretação, descrição e

amostragem de afloramentos, descrição de sondagens geotécnicas e datações ^{14}C . Foram utilizadas fotografias aéreas dos anos de 1963, na escala 1:70.000, 1966 e 1996, na escala 1:60.000, 1952/53, 1957 e 1978, na escala 1:25.000, e 1995, na escala 1:12.500. Como base cartográfica, foram utilizadas as folhas topográficas São Francisco do Sul, Garuva e Guaratuba na escala 1:50.000 (IBGE 1981a,b,c). Os dados de subsuperfície foram obtidos por meio de sondagens geotécnicas à percussão realizadas pela empresa Solotécnica, no balneário Itapema do Norte, e pela empresa Sondageo, no balneário de Figueira do Pontal.

As análises sedimentológicas foram realizadas segundo método-padrão descrito por Suguio (1973) com pequenas modificações conforme Giannini (1987). Os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) foram determinados pela técnica dos momentos, utilizando-se a rotina *Momento.WK1*, criada no programa *Lotus 1-2-3 for Windows* (versão 5, 1991, 1994) pelo Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini (IG-USP).

RESULTADOS

A cobertura sedimentar da planície costeira entre o Rio Saí-Guaçu e a Baía de São Francisco pode ser subdividida em dois tipos principais de depósitos: os continentais e os costeiros. Na área de estudo foram



Figura 2: Vista geral de um afloramento dos depósitos da Fm. Mina Velha, próximo à localidade de Mina Velha. *Overview of an outcrop of Mina Velha Fm., next to Mina Velha site.*

identificadas e mapeadas as seguintes unidades: (1) Formação Mina Velha do Terciário; (2) leques aluviais e colúvios, e (3) terraços e planícies fluviais, do Quaternário indiferenciado; (4) terraços costeiros do Pleistoceno; (5) terraços costeiros e (6) planícies paleoestuarinas, do Holoceno; (7) mangues, (8) dunas e (9) praias atuais (Mapa anexo).

DEPÓSITOS CONTINENTAIS

Formação Mina Velha

A noroeste da área de estudo, foram identificados depósitos de cascalhos e lamias de cores avermelhadas com tons violáceos, ocre e cinzas, que foram denominados informalmente de Formação Mina Velha (figura 2 e mapa anexo).

Nessa formação, foram identificadas três fácies: (a) cascalhos clasto suportados, (b) cascalhos matriz suportados e (c) lamias.

Os cascalhos, tanto os clasto suportados como os matriz suportados, são compostos por seixos e matações de até 2 m de diâmetro, subarredondados, de quartzo e granito, e de migmatito altamente intemperizados. Em afloramento, foram observados estratos com até 2 m de espessura. A matriz é constituída por sedimentos argilo-arenosos sem estrutura visível. Nas fácies de cascalho

clasto suportado, observou-se imbricação incipiente e estratos em forma de cunha, dispostos em seqüências com granocrescência ascendente.

As fácies de lama consistem em camadas irregulares e lenticulares, com espessura entre 0,5 e 1,0 m, freqüente granocrescência ascendente, constituídas por sedimentos argilo-arenosos a areno-argilosos, com grânulos e seixos, de cor predominantemente cinza. Em alguns locais, foram observadas bioturbações não-figurativas e tubos verticais e oblíquos de 2 a 4 mm de diâmetro e até 4 cm de comprimento (figura 3).

As fácies foram interpretadas como formadas por fluxos trativos (cascalhos clasto suportados) e fluxos gravitacionais (cascalhos matriz suportados e lamias) em ambiente de leque aluvial em sua porção proximal ou intermediária. As áreas de ocorrência desses depósitos são isoladas, não sendo visível a morfologia original de leque. Ademais, as áreas de ocorrência não apresentam continuidade com terras mais altas que pudessem constituir as áreas fontes.

Leques e colúvios

A unidade leques aluviais e colúvios ocorre principalmente a oeste e sudoeste da área de estudo, associada aos sopés das encostas de serras e morros. Os leques apresentam raios inferiores a 300 m e morfologia

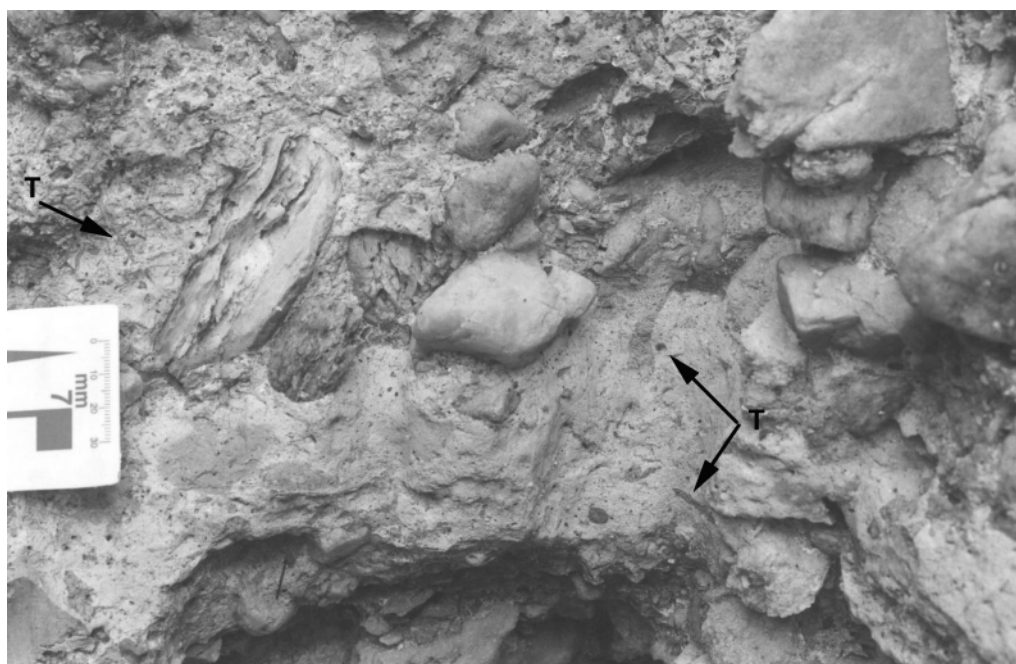


Figura 3: Fácies de lama com bioturbações não-figurativas e tubos (T). *Muddy facies with no figurative bioturbations and tubes (T).*

bem preservada, estando relacionados aos cursos dos rios atuais. Porém, apesar dessa relação, os leques não parecem ser funcionais, pois os rios atuais estão encaixados nos leques, indicando que eles formaram-se sob condições diferentes das atuais.

Idade e correlação das unidades leques aluviais e Fm. Mina Velha

As relações dos leques aluviais com o relevo atual, onde é possível identificar a bacia de drenagem que constitui a área fonte dos sedimentos, e a preservação da sua morfologia, permitem posicionar tentativamente esta unidade no Quaternário.

Ao norte da área de estudo, no Estado do Paraná, leques com características semelhantes foram datados por Bessa Jr. (1996) e forneceram idades entre 13.850 ± 120 anos A.P. e 8.330 ± 80 anos A.P. Contudo, deve-se considerar que a unidade mapeada pode incluir diversas gerações de leques ao longo do Quaternário.

Os depósitos da Formação Mina Velha, interpretados como formados em ambiente de leque aluvial, não apresentam a morfologia de leque preservada, e não têm continuidade com as possíveis áreas fontes dos sedimentos. As áreas de ocorrência dos depósitos constituem apenas remanescentes da sua área original. Isso indica uma maior antiguidade dos depósitos da Formação Mina Velha em relação aos leques quaternários. Essa interpretação é reforçada pelas relações de contato dos depósitos da Formação Mina Velha com os sedimentos fluviais do Quaternário e sedimentos paleoestuarinos do Holoceno, que ocupam níveis topográficos mais baixos. Os depósitos da Formação Mina Velha parecem ter sido erodidos por um sistema fluvial com nível de base inferior ao atual e, posteriormente, ter-se-iam depositado sedimentos fluviais e paleoestuarinos nas áreas rebaixadas, quando o nível do mar era próximo ou superior ao atual.

Na bibliografia não foi encontrada nenhuma referência específica a esses depósitos. Bigarella et al. (1961) denominaram Formação Iquerim a depósitos de seixos e matacões, que ocorrem ao noroeste da área de estudo, e estariam relacionados a superfícies de aplainamentos e mudanças paleoclimáticas do Pleistoceno. Posteriormente, Martin et al. (1988) posicionaram os depósitos da Formação Iquerim no Plioceno, e os correlacionaram aos depósitos da Formação Alexandra no Paraná, Formação Pariquera-Açu em São Paulo e Formação Graxaim no Rio Grande do Sul. Porém, Lima & Angulo (1990) e Angulo (1995) posicionaram a Formação Iquerim no Plio-Pleistoceno

e a Formação Alexandra no Mioceno Inferior e no Mioceno Médio.

As características morfológicas e relações de contato permitem atribuir aos depósitos da Formação Mina Velha uma idade maior que os da Formação Iquerim, que ainda guardam feições deposicionais de leques aluviais e relação próxima com o relevo atual. A sua morfologia associada às características sedimentológicas e ao ambiente deposicional inferido evidenciam características semelhantes às descritas para a Formação Alexandra por Angulo (1995) e Bessa Jr. (1996). Segundo esses autores, os sedimentos da Formação Alexandra seriam constituídos por areias arcoseanas, lamas, cascalhos e argila, e suas fácies formadas por processos de fluxos gravitacionais do tipo fluxo de detritos (cascalhos sustentados pela matriz) e fluxo de lama (lamas e lamas arcoseanas). Com base nessas características, os depósitos da Formação Mina Velha foram tentativamente correlacionados à Formação Alexandra e posicionados no Mioceno Inferior.

Terraços e planícies fluviais

A unidade de terraços e planícies fluviais ocorre principalmente ao sul e a oeste da área de estudo. Apresenta relevo plano e altitudes que variam de 3 a 50 m, com aumento do declive em direção às cabeceiras. Trata-se de amplas planícies aluviais e terraços fluviais desproporcionais ao tamanho dos rios atuais, evidenciando rios diminuídos e relevo afogado.

DEPÓSITOS COSTEIROS

Terraços costeiros

Os terraços costeiros ocorrem amplamente distribuídos na área de estudo, alcançando 12 km, entre o sopé da serra e o oceano. Morfologicamente podem distinguir-se dois tipos principais de terraços costeiros: internos e externos. Os terraços internos apresentam morfologia plana a suavemente ondulada, com altitudes entre 2 e 10 m, diminuindo progressivamente em direção ao mar. Têm sua máxima extensão na parte central da planície, alcançando 10 km de largura. Uma das características morfológicas mais destacadas desses terraços é a evidência de terem sido recortados por um sistema fluvial com nível de base inferior ao atual, com padrão de drenagem retangular, e com vales paralelos e transversais aos alinhamentos dos antigos cordões litorâneos (figura 4).

Os terraços externos apresentam morfologia plana a suavemente ondulada, com altitudes entre 2 a 4 m, diminuindo progressivamente em direção ao mar. Tam-

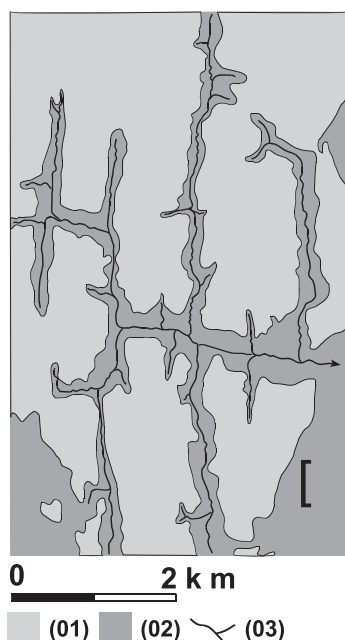


Figura 4: Padrão retangular da rede de drenagem que dissecou os terraços do Pleistoceno Superior durante o período com nível do mar mais baixo que o atual (entre 120.000 e 7.000 anos A.P.), na planície costeira a oeste do Rio Sai-Mirim. (1) terraços pleistocênicos; (2) planície paleoestuarina holocênica; (3) cursos fluviais. *Fluvial rectangular pattern that dissected Upper Pleistocene terraces during a sea level low stand (between 120,000 and 7,000 years B.P.), in the coastal plain westward Sai-Mirim River. (1) Pleistocene terraces; (2) Holocene paleo-estuarine plain; (3) river channels.*

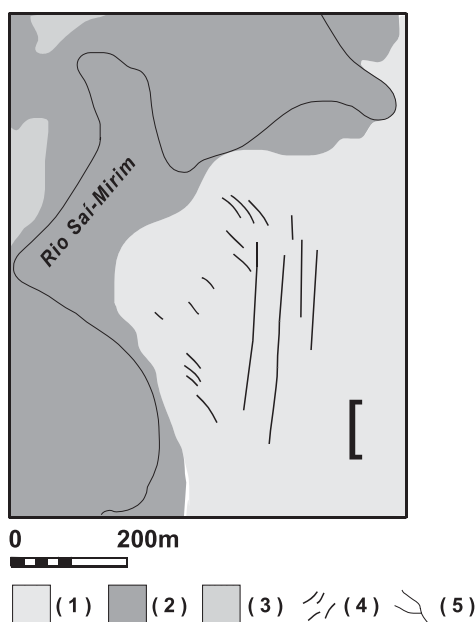


Figura 5: Cordões litorâneos recurvados evidenciando migração lateral para norte de esporões arenosos: (1) terraços costeiros e (2) planícies fluviais e paleoestuarinas holocênicas; (3) terraços costeiros pleistocênicos; (4) lineamentos de cordões litorâneos; (5) rio. *Recurved beach/foredune ridges showing northward sand spit lateral migration. (1) Holocene coastal terraces and (2) paleo-estuarine and fluvial plains; (3) Pleistocene coastal terraces; (4) alignment of beach/foredune ridges; (5) river channels.*

bém ocorre diminuição da altitude desses terraços desde a parte central da planície para o norte. A sua máxima extensão ocorre na parte sul, alcançando em torno de 3 km de largura, e apresentam alinhamentos subparalelos à linha de costa atual e recurvados para o interior na parte central da planície (figura 5).

Os terraços costeiros são constituídos predominantemente por areia fina, muito fina, com teores variáveis de areia média até grânulos (tabela 1). Os terraços mais internos (mais antigos) apresentaram teores de finos entre 1,5 e 17%, que foram interpretados como provenientes de processos epigenéticos, especialmente a pedogênese, e não foram considerados nos cálculos dos parâmetros granulométricos. Os sedimentos apresentam cores branca, amarela e castanha.

Os resultados das análises evidenciaram amostras moderadamente selecionadas, média do desvio-padrão 0,64 e assimetria muito negativa, com média de -0,81. As amostras com altos teores da fração grossa e mais mal selecionadas correspondem a terraços próximos ao embasamento cristalino.

A maioria dos afloramentos de terraços costeiros apresenta-se bastante intemperizada, principalmente os terraços mais internos, dificultando a observação das estruturas. Contudo, foram observadas: estratificação cruzada de baixo ângulo com laminação plano-paralela, estratificação cruzada tabular, tangencial, sigmóide e truncada por onda, tubos de *Callichirus major* e bioturbações não-figurativas.

A espessura do pacote de areias correspondentes aos terraços costeiros, verificada em sondagens, foi > 14,5 m em Itapema do Norte, próximo à linha de costa, e entre 6,5 m a 12,0 m em Pontal da Figueira. A parte da seqüência, observável nos afloramentos, consiste em: (i) Uma unidade inferior com estratos tabulares com estratificação cruzada sigmóide e tangencial na base, cruzada truncada por ondas, às vezes com camadas com estratificação cruzada de baixo ângulo com laminação plano-paralela, ocorrendo também frequentes tubos de *Callichirus major* e bioturbações não-figurativas (figura 6). As direções predominantes de mergulho das lâminas frontais das estratificações cruzadas variam de N35°W a N65°E. Essa unidade foi interpretada como formada em ambiente de face litorânea superior (*upper shoreface*) correspondente a dunas subaquosas e barras longitudinais. A interpretação do ambiente é reforçada pela presença de *Ophiomorpha* atribuída a *Callichirus* que vive próximo do limite de maré baixa (Suguio & Martin 1976). Como esse artrópode escava tubos de mais de três metros seus tubos podem atravessar fácies sotopostas (Angulo et al. 1999). (ii) Uma unidade superior formada por estratos com

Tabela 1: Resultados das análises granulométricas das amostras dos terraços costeiros. *Results of granulometric analysis of coastal terraces samples.*

CÓDIGO DA AMOSTRA	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS				FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)					
	DIÂMETRO MÉDIO (Phi)	DESVIO-PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	GRÂNULOS	AREIA				
						MUITO GROSSA	GROSSA	MÉDIA	FINA	MUITO FINA
1	2,99	0,29	0,08	4,85	0,00	0,00	0,03	0,15	54,02	45,77
2	2,56	0,77	-1,25	4,63	0,00	0,23	6,10	12,64	56,57	23,76
3	2,85	0,63	-1,99	10,29	0,00	0,51	2,19	3,78	51,26	41,33
4	1,83	1,27	-0,36	1,86	0,51	4,99	27,28	14,31	32,70	19,86
5	2,70	0,57	-1,79	11,46	0,15	0,41	1,07	6,79	71,11	19,97
6	2,81	0,31	-0,88	13,00	0,00	0,03	0,13	1,34	77,85	20,54
7	2,21	0,75	-0,56	4,44	0,18	0,55	3,99	32,45	52,69	9,63
8	2,98	0,36	-1,04	9,42	0,00	0,02	0,14	1,32	50,13	48,19
9	2,60	0,79	-2,65	11,64	1,14	0,76	3,42	7,50	65,44	21,67
10	1,03	1,27	0,02	2,09	5,59	11,83	37,20	16,81	25,83	2,69
11	2,89	0,36	1,56	10,20	0,00	0,00	0,04	0,59	73,35	24,18
12	2,73	0,24	-1,16	12,74	0,00	0,00	0,05	1,06	91,96	6,92
13	2,27	0,67	-0,45	2,87	0,00	0,14	3,03	31,07	54,75	11,00
Média	2,50	0,64	-0,81	7,65	0,58	1,50	6,51	9,99	58,28	22,73

Obs.: Localização das amostras na figura 1. Amostras de 1 até 10 são correspondentes aos terraços do Pleistoceno e as amostras de 11 até 13, a terraços do Holoceno.

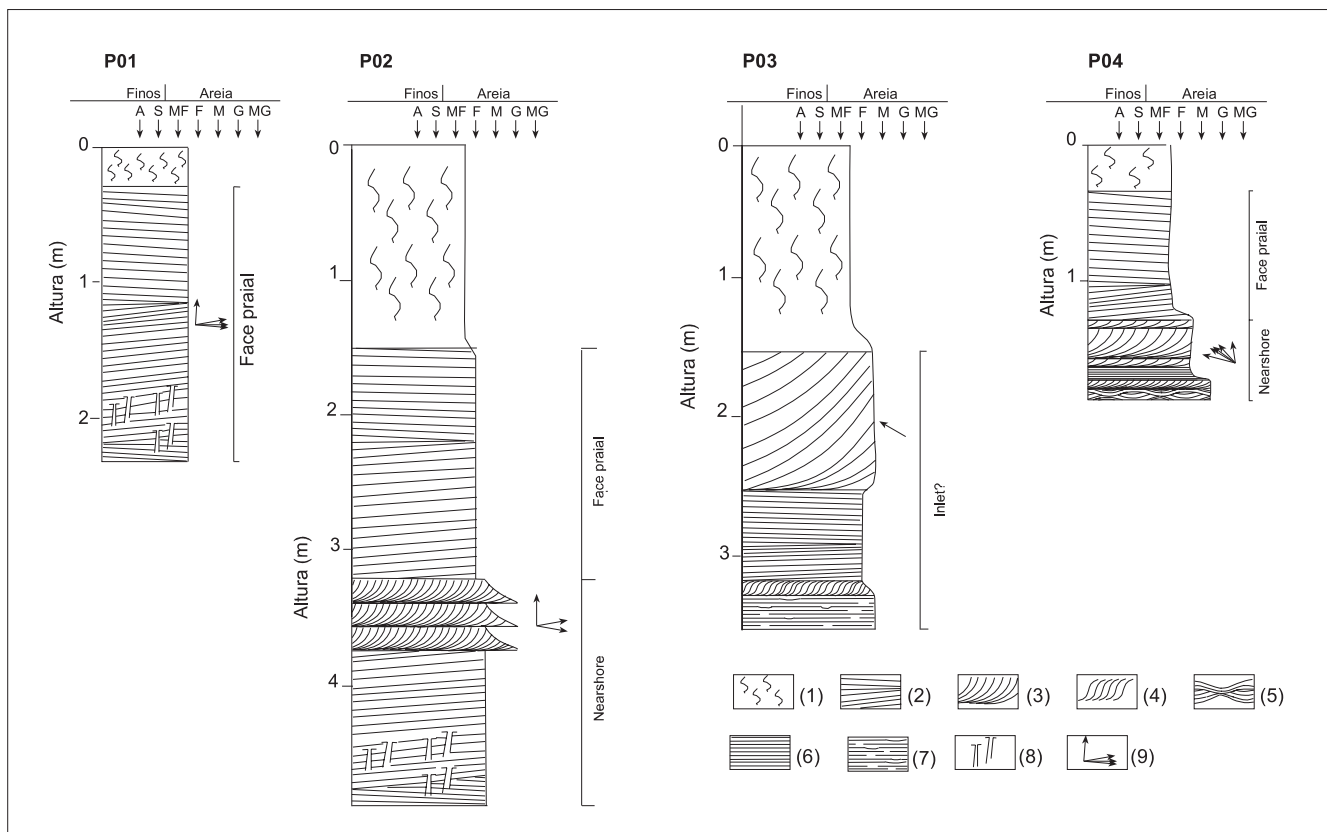


Figura 6: Perfis de terraços costeiros holocênicos na margem do Rio Sai-Mirim. (1) Pedogeneizado; (2) estratificação cruzada de baixo ângulo com laminação plano-paralela; (3) estratificação cruzada tangencial na base; (4) estratificação cruzada sigmóide; (5) estratificação cruzada truncada por ondas; (6) laminação plano-paralela; (7) laminação plano-paralela deformada; (8) tubos de *Callichirus*; (9) direção de paleofluxo; (A) argila; (S) silte; (MF) areia muito fina; (F) areia fina; (M) areia média; (G) areia grossa; (MG) areia muito grossa. *Holocene coastal terrace profiles, on Sai-Mirim river side. (1) pedologic structures; (2) low angle cross stratification with planar lamination; (3) tangential cross stratification; (4) sigmoidal cross stratification; (5) hummocky cross bedding; (6) planar lamination; (7) planar lamination with deformation; (8) Callichirus tubes; (9) paleoflow direction; (A) clay; (S) silt; (MF) very fine sand; (F) fine sand; (M) medium sand; (G) coarse sand; (MG) very coarse sand.*

estratificação cruzada de baixo ângulo com laminação plano-paralela interpretada como formada em ambiente de face praial (*beach face*) por processo de espraiamento das ondas (*swash* e *backwash*). Essa sequência define o caráter regressivo dos terraços.

Idade e correlação dos terraços costeiros

Segundo Angulo (1992), a cronologia dos terraços costeiros é particular, pois se baseia em critérios que raramente são utilizados para definir outras unidades estratigráficas, tais como altitude em relação ao nível do mar, morfologia, diagênese e estruturas sedimentares. Num estudo sobre a planície costeira do Estado do Paraná, Bigarella & Becker (1975) separam os terraços costeiros em pleistocênicos e holocênicos. Suguio et al. (1986), baseados nos resultados de fotointerpretação e datação ^{14}C , distinguiram duas gerações de terraços arenosos na planície costeira dos Estados do Paraná e de Santa Catarina, associadas a fases transgressivas do Pleistoceno (120.000 anos A.P.) e Holoceno (5.100 anos A.P.). Em trabalhos posteriores (e.g. Martin et al. 1988, Angulo 1992), os terraços costeiros foram divididos em duas unidades: uma do Pleistoceno Superior, correspondente ao último interglacial; e outra do Holoceno, formada durante a fase regressiva, após o máximo ocorrido há aproximadamente 5.100 anos. Essa divisão não se baseia somente nas informações obtidas no litoral paranaense e catarinense, mas faz parte de um modelo de evolução geológica da costa brasileira durante o Quaternário Superior (uma síntese desse modelo é apresentada por Suguio et al. 1985).

Assim, com base na posição geográfica, altitudes, relação de contato com as outras unidades e modelos propostos para outros setores da costa brasileira (Suguio et al. 1985, Martin et al. 1988, Angulo 1992, Lessa et al. 2000), os terraços costeiros da área de es-

tudo foram separados em duas unidades: terraços pleistocênicos e holocênicos.

Os terraços pleistocênicos são em geral mais altos, mais interiorizados e recortados por um sistema fluvial com nível de base inferior ao atual, que foi posteriormente afogado por sedimentos paleolagunares durante a última transgressão pós-glacial. Os holocênicos são mais baixos, mais contínuos e apresentam freqüentes alinhamentos correspondentes a antigos cordões litorâneos.

No setor norte da planície costeira, o terraço holocênico está erodido na sua parte interna e não ocorre em alguns trechos entre as desembocaduras dos rios Saí-Mirim e Saí-Guaçu.

A morfologia de cordões recurvados e a altura dos terraços decrescente em direção norte a partir de paleopontais rochosos, localizados na parte central da costa, indicam que alguns setores da planície costeira holocênica evoluíram como esporões paralelos à costa que migravam de sul para norte.

Planícies paleoestuarinas

As planícies paleoestuarinas recobrem uma extensa área, desde o sul até o norte da região de estudo. São superfícies planas com altitudes entre 0,5 e 5 m, decrescendo em direção ao mar. Próximo ao contato dessas planícies com os depósitos continentais e as rochas do embasamento, observa-se freqüentemente a ocorrência de blocos e matacões dispersos sobre a planície.

Os depósitos paleoestuarinos também foram identificados em subsuperfície sob as areias dos terraços costeiros. As sondagens de Pontal da Figueira atravessaram pacotes de 11 a 18 m de sedimentos argilo-arenosos atribuídos a esta unidade.

Os resultados das análises granulométricas evidenciaram composição arenosa, com predomínio de

Tabela 2: Resultados das análises granulométricas das amostras de sedimentos paleoestuarinos. *Results of granulometric analysis of paleoestuarine samples.*

CÓDIGO DA AMOSTRA	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS				FAIXA GRANULOMÉTRICA (%)							
	DIÂMETRO MÉDIO	DESVIO-PADRÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	AREIA						FINOS	
					MUITO GROSSA	GROSSA	MÉDIA	FINA	MUITO FINA	TOTAL	ARGILA	TOTAL
1	2,68	1,54	1,94	9,24	0,05	9,07	25,97	18,20	40,91	94,20	2,83	5,80
2	6,15	2,72	-0,19	1,50	0,18	1,08	3,15	11,30	13,80	29,52	42,46	70,48
3	3,02	0,36	0,58	6,17	0,00	0,04	0,35	51,58	47,07	99,03	0,00	0,97
4	3,93	1,53	2,16	7,31	0,05	0,10	0,25	16,99	56,59	73,97	5,30	26,03
5	3,29	0,95	3,89	22,08	0,00	0,04	0,63	38,78	53,12	92,56	1,41	7,44
6	3,74	1,33	2,83	11,04	0,03	0,09	0,20	12,15	72,51	84,97	3,95	15,03
7	2,74	0,51	-0,93	5,65	0,00	0,40	9,33	64,96	24,74	99,43	0,00	0,57
Média	3,65	1,28	1,47	9,00	0,04	1,55	5,7	30,56	44,11	81,95	7,99	18,05

areia muito fina (média do diâmetro médio 3,65 f) sendo que os teores médios foram de 44,11% de areia muito fina, 30,56% de areia fina, 5,70% de areia média, 1,55 % de areia grossa e 18,05% de silte e argila. São sedimentos mal selecionados (desvio-padrão médio 1,28) assimetria muito positiva (assimetria média 1,47) (tabela 2). Os sedimentos têm cores cinza e castanho.

Nos sedimentos paleoestuarinos, foi encontrado um banco de molusco com diversas espécies de bivalves e gastrópodes, e predominância de *Anomalocardia brasiliiana*. As conchas, no geral, apresentavam-se inteiras e com as duas valvas, não evidenciando sinais

de transporte. A datação das conchas de *Anomalocardia brasiliiana* forneceu idade de 5.510 ± 70 anos antes do presente (CENA-276).

As estruturas sedimentares encontradas nos sedimentos paleoestuarinos foram as estratificações ondulada (*wavy*) e lenticular (*linsen*). Também foram observados sedimentos com detritos vegetais e bioturbações (figura 7). Em um afloramento, na margem esquerda do Rio Saí-Mirim, foi observado um estrato arenoso de aproximadamente 0,5 m de espessura, com estratificação cruzada tabular de grande porte, com mergulho para leste, interpretado como barra de maré em ambiente de desembocadura (figura 8).

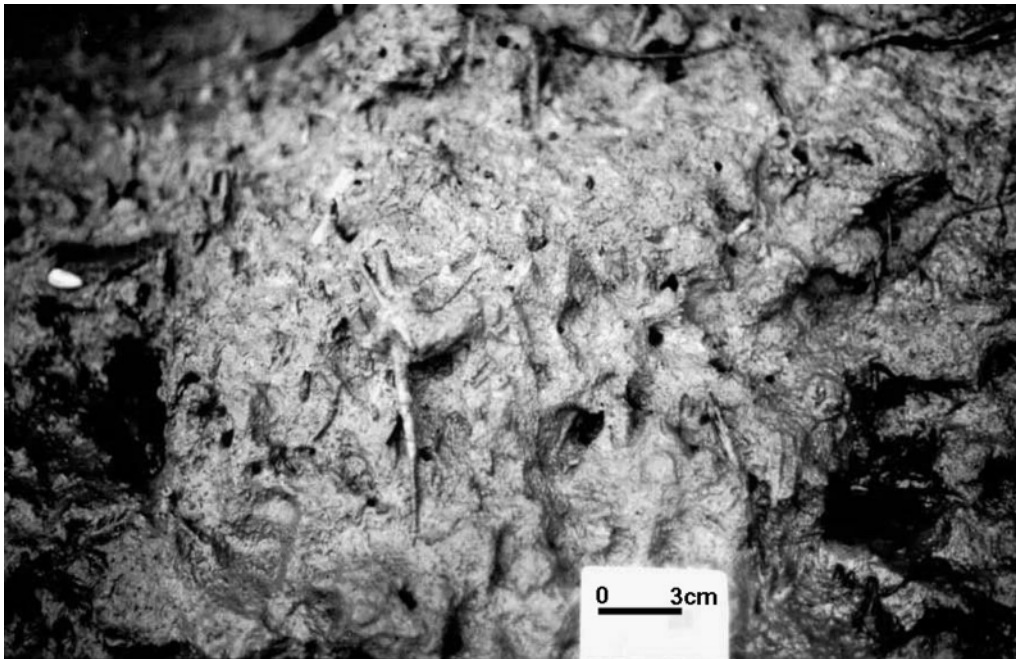


Figura 7: Sedimentos paleoestuarinos com detritos vegetais e bioturbações na margem do Rio Saí-Mirim. *Paleoestuarine sediments with vegetal debris and bioturbations, on the Saí-Mirim river side.*

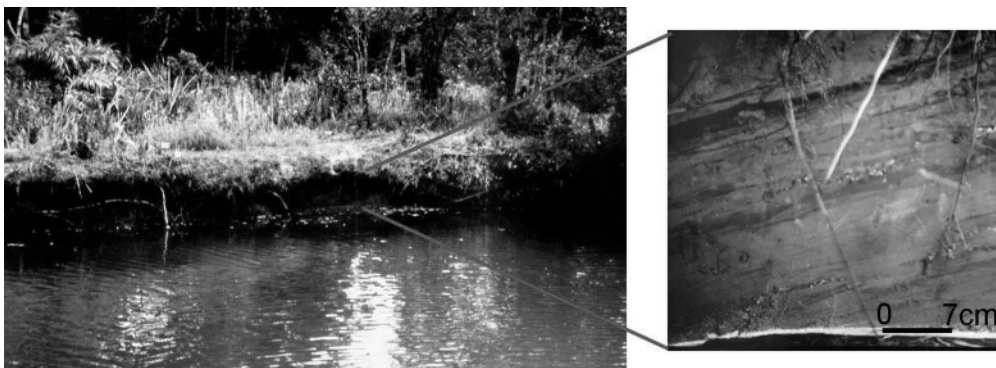


Figura 8: Vista geral do pacote arenoso com estratificação cruzada tabular de grande porte, na margem esquerda do Rio Saí-Mirim. A direita detalhe da estrutura. *Overview of the sand bed with large tabular cross stratification, on the Saí-Mirim River left side. To the right structure in detail.*

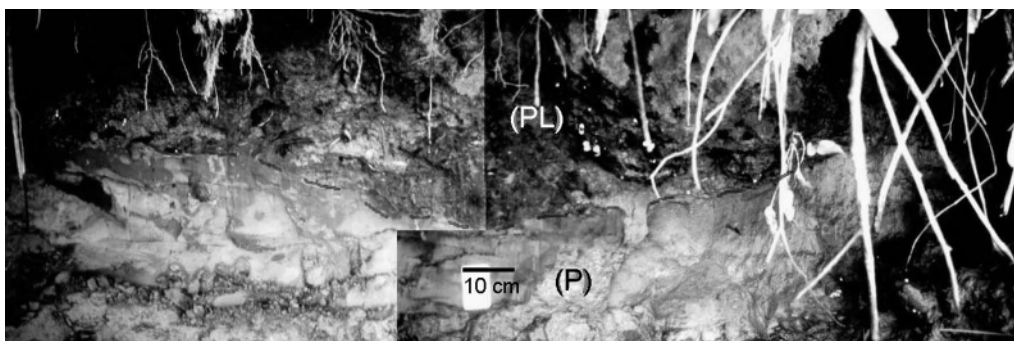


Figura 9: Sedimentos paleoestuarinos (PL) sobrepostos a sedimentos do terraço costeiro (P). A datação de fragmento de madeira associado aos sedimentos paleoestuarinos forneceu idade de 6480 ± 90 anos A.P. (CENA-275). *Paleoestuarine sediments (PL) overlaying terrace coastal sediments (P). Dating of a wood fragment sample associated to paleoestuarine sediments give an age of 6480 ± 90 years B.P. (CENA-275).*



Figura 10: Cordões de dunas frontais entre as desembocaduras dos rios Sai-Mirim e Sai-Guaçu. Cordão externo (A), cordão interno (B). *Foredune ridges between Sai-Mirim and Sai-Guaçu river mouth. External ridge (A), internal ridge (B).*

Na parte mais interna do Rio Sai-Mirim, os sedimentos paleoestuarinos ocorrem sobrepostos a sedimentos dos terraços costeiros internos (Figura 9). A datação de fragmento de madeira proveniente dos sedimentos paleoestuarinos forneceu idade de 6.480 ± 90 anos antes do presente (CENA-275).

Dunas

Os depósitos eólicos apresentam pouca expressão na área de estudo, estando restritos a cordões de dunas frontais e campos de *nebkhas*.

Os cordões de dunas frontais têm alturas entre 0,5 e 2,0 m e estão vegetados principalmente por *Sporobolus* e *Ipomea*. Em alguns trechos da costa, pode-se observar a existência de dois cordões, sendo que os cordões mais internos alcançam 2,0 m de altura e apresentam vegetação do tipo arbustiva (figura 10). Frequentemente os cordões de dunas frontais estão erodidos por ondas associadas a tempestades ou marés de sizígia (figura 11).

A análise de amostras coletadas na base das dunas frontais, ao longo da costa, evidenciou o predomínio de sedimentos arenosos fino (81 %), média



Figura 11: Cordão de dunas frontais parcialmente erodido por ondas de tempestade no Balneário Barra do Saí. *Foredune ridge partially eroded by storm waves at Balneário Barra do Saí.*

do diâmetro médio das amostras 2,59 f, bem selecionados, desvio-padrão médio 0,41, assimetria negativa, média da assimetria - 0,26 (Souza 1999). Pequenos teores de areia grossa (0,19%) e muito grossa (0,03%) correspondem a fragmentos biodetríticos (Souza 1999).

As *nebkhas* têm altura inferior a um metro, sendo parcialmente vegetadas por *Ipomea*, *Sporobolus* e *Gnaphalium* e arbustos, tais como *Verbena*, *Dodonaea* e *Psidium*. Os principais campos de *nebkhas* ocorrem associados à desembocadura do Rio Saí-Mirim (figura 12). Durante marés de sizígia ou tempestades, os campos de dunas são parcialmente afogados (figura 13).

PRAIAS

As praias da área de estudo estendem-se por cerca de 32 km, desde a desembocadura do Rio Saí-Guaçu até a Baía de São Francisco. Desde a Barra do Saí-Guaçu até Figueira do Pontal, a costa apresenta uma forma retilínea com orientação N-S. Para o sul, muda para a direção NE-SW. A continuidade das praias é interrompida pela desembocadura do Rio Saí-Mirim e por três pontais rochosos, no trecho conhecido como Itapema do Norte. Entre esses pontais, formam-se duas pequenas praias em forma de arco, com cerca de 200 m de extensão cada uma.

As praias são constituídas por areia fina, média do diâmetro médio 2,43 f, bem selecionadas, desvio-padrão médio 0,46 e com assimetria muito negativa, média da assimetria - 0,42 (Souza 1999). As praias apresentam declive entre 2° e 3°, sendo que dentro da Baía de São Francisco e próximo a sua desembocadura podem alcançar 6,5°.

As praias do município de Itapoá apresentam-se predominantemente nos estágios morfodinâmicos de banco e cava longitudinais - BCL e banco e praia rítmicos - BPR, do modelo de Wright & Short (1984). Já próximo da desembocadura da Baía de São Francisco do Sul, as praias apresentam características refletivas.

MANGUEZAIS

Os manguezais ocorrem associados às desembocaduras dos rios Saí-Guaçu e Saí-Mirim e aos pequenos córregos que drenam para a Baía de São Francisco. Os manguezais apresentam depósitos compostos por sedimentos argilo-arenosos, ricos em matéria orgânica e detritos vegetais.

DISCUSSÃO

Comparando-se os mapas de Martin et al. (1988) e Horn Filho (1997) com o apresentado neste trabalho, observam-se diferenças significativas.

(i) Nos mapas anteriores não aparece a identificação dos depósitos da Formação Mina Velha.

(ii) Os limites das unidades de terraços costeiros e planícies paleoestuarinas são bastante diferentes nos três mapas. As diferenças na forma do contorno das unidades, em relação ao mapa de Martin et al. (1988), parecem estar relacionadas às diferenças de escala dos mapas (1:200.000 e 1:50.000). Em relação ao mapa de Horn Filho (1997), nota-se que, apesar de a escala ser a mesma (1:50.000), os limites em geral não coincidem. Ademais, diversas unidades estão definidas de forma diferente.

As diferenças nos limites entre os terraços costeiros do Pleistoceno e Holoceno existentes nos três



Figura 12: *Nebkhas*, com alturas entre 0,8 e 1,0 m, parcialmente vegetadas por *Ipomea*, *Sporobolus* e *Gnaphalium*, associadas à desembocadura do Rio Sai-Mirim. *Nebkhas*, 0.8 to 1.0 m height, partially vegetated by *Ipomea*, *Sporobolus* and *Gnaphalium* associated to the Sai-Mirim River mouth.

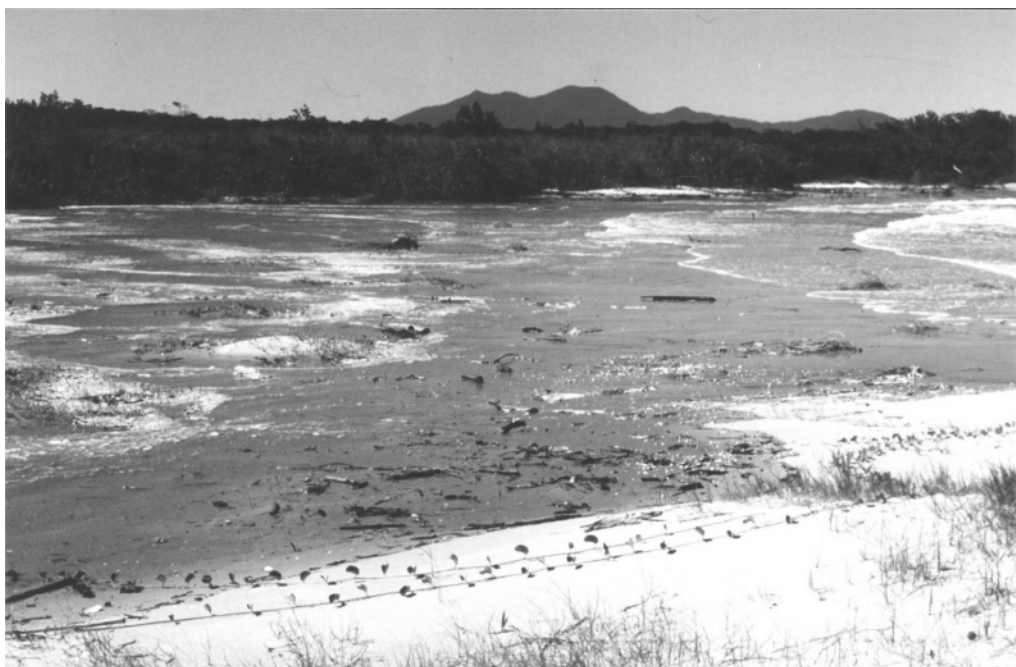


Figura 13: Campo de *nebkhas* parcialmente coberto por maré de sizígia, próximo à desembocadura do Rio Sai-Mirim. *Nebkhas* field partially drowned by spring tides near the Sai-Mirim River mouth.

mapas parecem estar relacionadas aos critérios de mapeamento utilizados. Os terraços do Pleistoceno apresentam extensão muito maior nos mapas anteriores. Pelas descrições apresentadas por Martin et al. (1988) e Horn Filho (1997), percebe-se que esses autores consideram do Pleistoceno aqueles terraços que apresentaram enriquecimento epigenético de matéria orgânica. Contudo, esse não é um critério válido, pois também existem terraços holocênicos com essas características (Angulo 1992, Angulo & Suguio 1995, Angulo & Pessenda 1997, Angulo et al. 1999, 2002).

CONCLUSÕES

O mapeamento da planície costeira do litoral norte de Santa Catarina, entre o Rio Saí-Guaçu e a Baía de São Francisco, evidencia a existência das seguintes unidades da cobertura sedimentar cenozóica: Fm. Mina Velha, provavelmente do Mioceno Inferior; colúvios e leques aluviais do Quaternário indiferenciado; depósitos fluviais do Quaternário indiferenciado; terraços costeiros do Pleistoceno superior (120.000 anos A.P.); terraços costeiros do Holoceno (< 7.000 anos A.P.); planícies paleoestuarinas do Holoceno; dunas; praias e manguezais.

A distribuição em superfície e subsuperfície e o empilhamento das fácies dos depósitos costeiros permitem compreender alguns aspectos da evolução geo-

lógica e paleogeográfica da área durante o Quaternário. Segundo Souza et al. (2001), a ocorrência de extensos terraços do Pleistoceno e Holoceno, a presença de paleolagunas na retaguarda dos terraços e a ocorrência de sedimentos argilosos lagunares sob os terraços permitem inferir que durante os ciclos transgressivos regressivos do Pleistoceno superior e Holoceno existiram na região barreiras transgressivas e regressivas semelhantes às descritas por Lessa et al. (2000) no Estado do Paraná. A extensão das planícies paleoestuarinas indica que durante o máximo transgressivo do Holoceno existiam grandes estuários e lagunas. A morfologia dos cordões litorâneos evidencia que no Holoceno houve a formação de esporões paralelos à costa, que teriam crescido para o norte sob o efeito da deriva litorânea predominante. O crescimento desses esporões teria desviado a desembocadura do Rio Saí-Mirim para o norte mais de 6 km nos últimos 5.000 anos. Durante essa migração, o rio erodiu a parte interna desses esporões e provavelmente as barreiras transgressivas do Holoceno.

AGRADECIMENTOS

À Capes, pela bolsa de mestrado; ao CNPq, pelo apoio financeiro por meio do projeto número 522079/95-4(NV). A Frederico Iñaki Isla e Sérgio Rebello Dillenburg, pelas correções e sugestões.

REFERÊNCIAS

- ANGULO R.J. 1992. *Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 334 p.
- 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. Ciências*, Rio de Janeiro, 67(4):443-463.
- ANGULO R.J. & PESSENDA L.C.R. 1997. Avaliação de datações ^{14}C de amostras de madeiras impregnadas com ácidos húmicos provenientes da planície costeira do Estado do Paraná. In: ABEQUA, Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 6, Curitiba, *Resumos Expandidos...* Curitiba, 1:31-33.
- ANGULO R.J.; PESSENDA L.C.R.; SOUZA M.C. de. 2002. O significado das datações ^{14}C do litoral paranaense na reconstrução de paleoníveis costeiros e na evolução das barreiras do Pleistoceno Superior e Holoceno. *Rev. Bras. Geociências*, 32(1):95-106.
- ANGULO R.J.; SOUZAM.C. de; ARAÚJO A.D. de; PESSENDA L.C.R.; ODRESKI L.L.R.; LAMOUR M.R.; CARRILHO J.C.; NADAL C.A. 1999. Fácies sedimentares de uma barreira regressiva holocênica na planície costeira de Praia de Leste, Estado do Paraná. In: ABEQUA, Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 7, Porto Seguro, *Resumos Expandidos...* CD-ROM.
- ANGULO R.J. & SUGUIO K. 1995. Re-evaluation of the maxima of the Holocene sea-level curve for the State of Paraná, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 112:385-393.
- BASEI M.S.A.; SIGA JR. O.; MACHIAVELLI A.; MANCINI F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Rev. Bras. Geociências*, 22(2):216-221.
- BESSA JR. O. 1996. *Estratigrafia e sedimentação dos depósitos continentais cenozóicos da planície costeira do Estado do Paraná*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 143 p.
- BIGARELLA J.J. 1965. Nota explicativa acompanhando a folha geológica de Paranaguá. *Bol. Univ. Par. Geol.*, Curitiba, (13):15 p.

- BIGARELLA J.J. & BECKER R.D. (eds.) 1975. International symposium on the Quaternary. Topics for discussion. *Bol. Par. Geociências*, Curitiba, 33:169-276.
- BIGARELLA J.J.; MARQUES F.ºP.L.; AB'SABER A.N. 1961. Ocorrência de pedimentos nas fraldas da Serra do Iquerim (Garuva, SC). *Bol. Par. Geografia*, Curitiba, 4 e 5:82-93.
- FOLK R.L. & WARD W.C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sed. Petrology*, Tulsa, 27:3-26.
- FUCK R.A.; TREIN E.; MURATORI A.; RIVEREAU J. 1969. Mapa geológico preliminar do litoral, da serra do mar e parte do primeiro planalto no Estado do Paraná. *Bol. Par. Geociências*, 27:123-152.
- GIANNINI P.C.F. 1987. *Sedimentação quaternária na planície costeira de Peruipe-Itanhaém (SP)*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 2 v., 234 p., 3 mapas.
- HORN FILHO N.O. 1997. *O Quaternário costeiro da Ilha de São Francisco do Sul e arredores, Nordeste do Estado de Santa Catarina – aspectos geológicos, evolutivos e ambientais*. Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 312 p.
- IBGE – Secretaria de Planejamento da Presidência da República. 1981a. *Município de São Francisco do Sul*. SG.22-Z-B-II-2/III-1 MI-2870-2 - 2871-1, Folha Topográfica, escala 1:50.000.
- IBGE – Secretaria de Planejamento da Presidência da República. 1981b. *Município de Garuva*. SG.22-Z-B-II-1 MI-2870-1. Folha Topográfica, escala 1:50.000.
- IBGE – Secretaria de Planejamento da Presidência da República. 1981c. *Município de Guaratuba*. SG.22-X-D-V-4 MI-2858/4. Folha Topográfica, escala 1:50.000.
- LESSA G.C.; ANGULO R.J.; GIANNINI P. C.F.; ARAÚJO A.D. de 2000. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Marine Geology*. Amsterdam, 165(1-4):87-108.
- LIMAM.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. Ciências*, Rio de Janeiro, 62(4):357-371.
- LOPES O.F. 1987. Zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras do pré-Cambriano do Estado do Paraná. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia 3, Curitiba, Atas, 1:303-312.
- LOPES O.F. & LIMA R.E. 1985. Nota preliminar sobre a geologia da Serra da Prata, PR. *Bol. Par. Geociências*, 36:65-68.
- MARTIN L.; SUGUIO K.; FLEXOR J.M.; AZEVEDO A.E.G. 1988. *Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina*. Brasília, DNPM, n. 28. 40 p. 2 mapas (Série Geológica).
- SIGA JR. O.; BASEI M.A.S.; MACHIAVELLI A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Rev. Bras. Geociências*. 23(3):215-223.
- SOUZA M.C. de 1999. *Mapeamento da planície costeira e morfologia e dinâmica das praias do Município de Itapoá, Estado de Santa Catarina: subsídios à ocupação*. Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Dissertação de Mestrado, 196 p.
- SOUZA, M.C. de; ANGULO, R.J.; PESSENDA, L.C.R. 2001. Evolução paleogeográfica da planície costeira de Itapoá, litoral norte de Santa Catarina. *Rev. Bras. Geociências*, 31(2):223-230.
- SUGUIO K. 1973. *Introdução à sedimentologia*. São Paulo. E. Blücher Ed. 317 p.
- SUGUIO K. & MARTIN L. 1976. Presença de tubos fósseis de "Callianassa" nas formações quaternárias do litoral paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental. *Bol. Inst. Geociências da USP*, São Paulo, 7:17-26.
- SUGUIO K.; MARTIN L.; BITTENCOURT A.C.S.P.; DOMINGUEZ J.M.L.; FLEXOR J.M.; AZEVEDO A.E.G. de. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, 5(4):273-286.
- SUGUIO K.; MARTIN L.; FLEXOR J.M.; AZEVEDO A.E.G. de 1986. The Quaternary sedimentary deposits in the States of Paraná and Santa Catarina coastal plains. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Balkema, 2:3-25.
- WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D. 1984. Morphodynamics variability of surf zone and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56(S1):93-118.

Recebido em 22 jul. 2003

Aceito em 24 out. 2003