

ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO DA BARREIRA HOLOCÊNICA DO RIO GRANDE DO SUL NO TRECHO TRAMANDAÍ-CIDREIRA

STRATIGRAPHY AND EVOLUTION OF THE HOLOCENE BARRIER OF RIO GRANDE DO SUL BETWEEN TRAMANDAÍ AND CIDREIRA

Felipe de Almeida Travessas¹
Sérgio Rebello Dillenburg²
Luiz Carlos Pinheiro Clerot¹

RESUMO

A barreira costeira de idade holocênica (sistema barreira-laguna IV), no Rio Grande do Sul, não evoluiu de um modo uniforme nos últimos 6 – 5 ka, ao longo dos seus 620km de extensão. O segmento da barreira investigado neste trabalho situa-se entre dois outros segmentos, um ao norte e outro ao sul, onde a barreira holocênica apresenta um caráter regressivo e transgressivo, respectivamente. Com base em dados morfológicos, litológicos de sub-superfície, datações por ¹⁴C e simulações de evolução costeira, foi definida uma natureza transgressiva para este segmento da barreira, porém não uniforme ao longo de seus 30 km de extensão, e estabelecida a sua cronologia evolutiva. Em Tramandaí, a barreira permaneceu relativamente estável nos últimos 6 – 5ka, enquanto que em Jardim do Éden e Cidreira a barreira apresentou um comportamento predominantemente transgressivo. Estas diferenças evolutivas são atribuídas a fatores locais que influenciaram no balanço de sedimentos. Como principal fator local é destacada a declividade diferenciada dos substratos da barreira em Tramandaí (0,062°), Jardim do Éden (0,067°) e Cidreira (0,069°), a qual, por sua vez, influenciou nas taxas de translação da barreira durante a elevação do nível do mar, e na energia das ondas incidentes no sistema praial.

Palavras-chave: estratigrafia costeira; barreiras costeiras; *Shoreface Translation-Barrier Model*.

1 Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências – UFRGS - felipetravessas@via-rs.net
lclerot@zipmail.com.br

2 Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica. Instituto de Geociências – UFRGS - sergio.dillenburg@ufrgs.br

EXTENDED ABSTRACT

The Holocene coastal barrier (barrier-lagoon system IV) in Rio Grande do Sul evolved differently in the last 6 – 5ka. For instance, to the north (between Tramandaí and Torres, figure 1) the barrier prograded, while to the south (between Mostardas and Estreito) it receded. The studied segment (Tramandaí – Cidreira) is located immediately to the south of Tramandaí. In 2000 and 2001 a drilling campaign was carried out in this segment aiming to figure out its geological nature and evolution. The drill holes were performed along three cross-shore profiles (Tramandaí, Jardim do Éden and Cidreira, figure 2). Based on morphological, lithological, ¹⁴C dating, and computer modeling of coastal evolution it was possible to define a non-uniform transgressive nature for this barrier segment (30km long), as well as the barrier evolutionary chronology.

In Tramandaí the barrier shows, on its western part, stratigraphic records of a transgressive phase that represents the maximum landward position of the barrier during the final stages of the Postglacial Marine Transgression (Fig. 4). On its eastern part the barrier shows a very discrete regressive stratigraphy, but in general the barrier stayed relatively stabilized during the last 6 – 5ka. Also in Tramandaí the oldest sedimentary record of the Holocene lagoonal system occurs. It corresponds to lagoonal floor mud deposits dated on 11280 – 10510 cal years BP.

At the maximum sea-level height of the Postglacial Marine Transgression a barrier was positioned seaward of the present shoreline on both Jardim do Éden and Cidreira.

In Jardim do Éden barrier, stratigraphy is essentially transgressive as a consequence of barrier landward translation during the last 6 – 5ka (Figure 5). Lagoonal muds presently cropping out at the foreshore zone indicate that this translation was controlled mainly by a negative balance on sediment budget (figure 6).

In Cidreira the barrier has a transgressive nature also as a consequence of barrier translation during the last 6 – 5ka, but showing a very small and relatively recent phase of progradation (figure 7).

During barrier translation at Jardim do Éden and Cidreira, a huge amount of sand was transported both landwards as transgressive dunefields and along the littoral drift system to the north of Tramandaí.

These differences on coastal evolution in a relatively small stretch of coast is being accounted to slight differences on the substrate slope, which is presently represented by slopes of the inner continental shelf surface (Tramandaí: 0,062°, Jardim do Éden: 0,067° and Cidreira: 0,069°). These differences on substrate slope have determined the existence of different wave energies along the coast, with the lower energy related to more gentle slopes and defining a stable barrier as in the case of Tramandaí, and an increasing wave energy to the south related to more steeper slopes, defining transgressive barriers at Jardim do Éden and Cidreira.

Key-words: coastal stratigraphy; coastal barriers; Shoreface Translation-Barrier Model.

INTRODUÇÃO

A província costeira do Rio Grande do Sul (RS) se expressa superficialmente por uma extensa planície costeira, principalmente formada pela justaposição lateral de depósitos sedimentares de sistemas deposicionais do tipo barreira-laguna, no contexto de uma costa dominada por ondas (figura 1). Os depósitos sedimentares dos sistemas barreira-laguna I, II e III são de idades Pleistocênicas, enquanto que os depósitos do sistema IV formaram-se no Holoceno. Esses sistemas foram estudados por vários autores nos últimos 20 anos (Cf. Villwock *et al.* 1986, Tomazelli 1990, Villwock & Tomazelli 1995, Tomazelli *et al.* 2000, Dillenburg *et al.* 2000a, Dillenburg *et al.* 2004, Clerot 2004).

A barreira costeira de idade holocênica (sistema barreira-laguna IV) ocorre na forma de quatro subtipos morfoestratigráficos: barreiras regressivas, estacionárias, transgressivas e acopladas à terra principal (*mainland beach barrier*) (Dillenburg *et al.* 2000a). As

barreiras estacionárias são consideradas neste trabalho como equivalentes às *stationary barriers* de Roy *et al.* (1994).

No Litoral Norte do Rio Grande do Sul, entre Tramandaí e Torres, a barreira holocênica é do tipo regressiva. No Litoral Médio, entre Mostardas e Estreito, a barreira é do tipo transgressiva e apresenta-se localmente acoplada à terra principal em uma estreita faixa costeira situada ao sul de Bujuru. O segmento intermediário compreendido entre Tramandaí e Mostardas não foi ainda adequadamente estudado quanto às suas características morfológicas e estratigráficas.

Recentemente foram executados furos de sondagem ao longo de perfis transversais sobre esta barreira, no trecho Tramandaí-Cidreira (30km de extensão), o qual corresponde à porção norte do segmento intermediário (Tramandaí – Mostardas) (Figs. 1 e 2). Assim sendo, o objetivo principal deste trabalho é o de apresentar resultados de um estudo da

estratigrafia e evolução, no Holoceno, deste trecho da barreira holocênica, com base na análise de litofácies e em datações por ^{14}C .

ASPECTOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está inserida na região norte da planície costeira do estado do Rio Grande do Sul. Esta

planície costeira corresponde à expressão geomorfológica da porção superficial emersa da Bacia de Pelotas, estando delimitada pelas escarpas da Serra Geral (Planalto), a oeste, e pelo Oceano Atlântico, a leste (figura 1). A plataforma continental adjacente, porção superficial atualmente imersa da bacia, apresenta-se com uma largura e declividade médias de 160Km e 0,066°, respectivamente. A Bacia de Pelotas pode ser definida

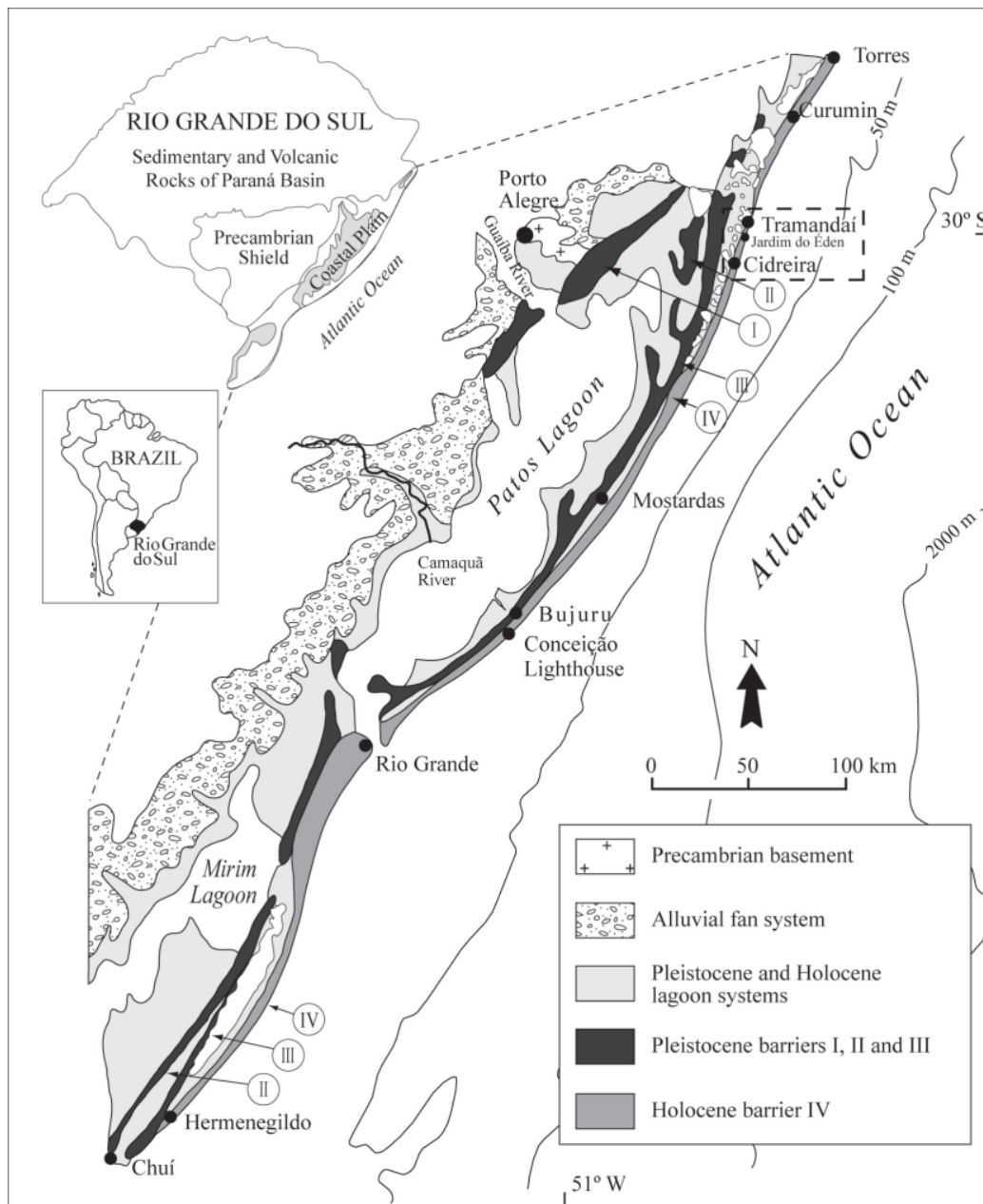


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo (retângulo tracejado), com base no mapa da Província Costeira do Rio Grande do Sul. Modificado de Tomazelli et al. (2000). Location map of the study area (dashed box), based on the geological map of the coastal province of Rio Grande do Sul. Modified from Tomazelli et al. (2000).

como uma bacia sedimentar do tipo marginal aberta, desenvolvida sobre uma margem continental do tipo Atlântico. A estruturação da bacia foi condicionada por eventos tectônicos gerados durante a formação do oceano Atlântico (Gonçalves *et al.* 1979).

O clima do Litoral Norte do Rio Grande do Sul caracteriza-se, segundo Hasenack & Ferraro (1989), por: uma temperatura média anual de 20°C, uma taxa de precipitação anual de 1322,9mm, uma taxa de evaporação anual de 1134,5mm e uma umidade média de 83%. Os ventos de direção predominantes e mais intensos são aqueles provenientes de NE, com velocidade média anual de 6,0m/s.

Esta região costeira é submetida a um regime de micromarés, de acordo com a classificação de Davies (1964). Segundo Motta (1969), a amplitude da maré astronômica oscila em torno de 30cm. As correntes costeiras responsáveis pela deriva litorânea são geradas principalmente pela ação da ondulação proveniente do quadrante SE, o que confere à região a predominância da deriva litorânea no sentido do quadrante NE (Villwock & Tomazelli 1995). A altura significativa das ondas provenientes de SE é de 1,5m, medida a uma profundidade de 15-20m, com período significativo de 9 segundos (Motta 1969).

A barreira costeira holocênica estende-se ao longo dos 620km da costa do Rio Grande do Sul, apresentando apenas duas discontinuidades permanentes que correspondem aos canais de conexão entre as lagoas dos Patos e Tramandaí com o Oceano Atlântico. A largura de sua porção emersa varia de 2 a 15km. O seu substrato corresponde aos depósitos marinhos e eólicos da barreira pleistocênica, formada na região há cerca de 120ka (Villwock & Tomazelli 1995).

MÉTODOS

Foram executados seis furos de sondagem pelo método à percussão SPT (*Standard Penetration Test*), dispostos ao longo de três perfis orientados transversalmente à barreira, localizados nos balneários de Tramandaí, Jardim do Éden e Cidreira (figure 2). Esses furos, somados a dados pré-existentes de furos de sondagem (FS-02, Tramandaí, e FS-01 e F-2, Cidreira) e de testemunhos de sondagem (T-13 e T-20, Tramandaí) analisados por Dillenburg (1994), foram utilizados para a construção de três seções geológicas perpendiculares à linha de costa. Os furos de sondagem, realizados no decorrer dos anos 2000 e 2001, foram executados com avanço da perfuração por circulação de água e simples lavagem, com coleta de amostras a cada 1m de avanço. A sondagem à percussão fornece

o índice de resistência à penetração do solo para a cravação de 45 cm do amostrador. Este valor é obtido através do número de golpes de um peso batente de 65kg que cai de uma altura de 75cm, em queda livre, sobre a cabeça das hastes de penetração. Desta forma, obtém-se o grau de compactação dos solos arenosos ou a consistência dos solos siltsos e argilosos. No presente trabalho, estes dados foram empregados para a distinção de depósitos de origem eólica e praias da barreira, conforme metodologia proposta por Clerot *et al.* (2001). A realização dos furos de sondagem possibilitou, além da identificação das litologias de sub-superfície, a coleta de material para análises paleontológicas, palinológicas e geocronológicas (C¹⁴).

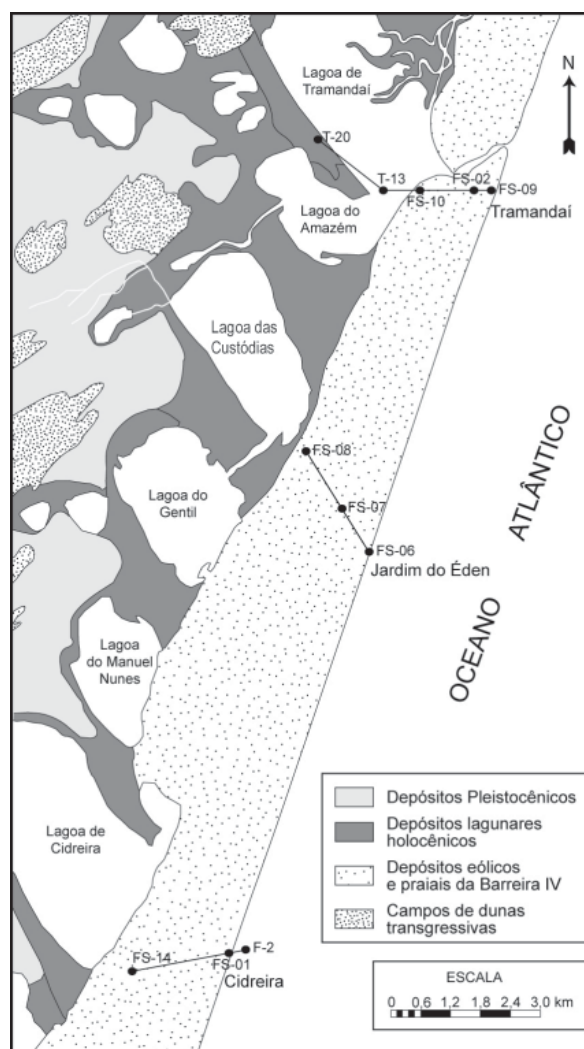


Figura 2 - Mapa Geológico da área de estudo, com a localização dos perfis de sondagem. Modificado de Villwock *et al.* (1984). Geological map of the study area showing location of drilling profiles. Modified from Villwock *et al.* (1984).

Foi realizado o nivelamento altimétrico dos perfis de sondagem, utilizando-se a Estação Total (modelo ELTA 50) e DGPS. O uso integrado dos dois equipamentos serviu para a aferição da precisão do DGPS na obtenção do dado altimétrico. No nivelamento do perfil de Jardim do Éden, foram simultaneamente executadas as medidas através dos dois equipamentos. Constatada a precisão submétrica do DGPS, os perfis de Cidreira e Tramandaí foram nivelados através de seu uso somente.

Os sedimentos amostrados foram analisados granulometricamente em laboratório (73 amostras), pelo método do peneiramento e pipetagem. Os resultados foram processados no Programa de Análise Completa V.91 (Toldo Jr. & Medeiros 1986). Não foi operada a digestão ácida de componentes carbonáticos das amostras.

As análises geocronológicas, através do método do C^{14} , foram efetuadas no laboratório de radiocarbono da BETA ANALYTIC INC., com sede em Miami, Florida, USA.

Além dos métodos acima descritos, empregou-se ainda a simulação por computador com o objetivo de avaliar o papel dos fatores que atuam na formação e evolução de barreiras costeiras, tais como a declividade do substrato, balanço de sedimentos e taxa de sedimentação lagunar. Para tal, foi utilizado o programa aplicativo STM – *Shoreface Translation-Barrier Model* (Cowell *et al.* 1992). O programa simula a translação

horizontal e vertical de barreiras costeiras, sobre um substrato pré-existente, durante uma progressiva elevação do nível do mar; ou mesmo situações de nível de mar estável e em rebaixamento. Os parâmetros mais sensíveis utilizados pelo STM são: o comportamento do nível do mar, a declividade do substrato, a taxa de sedimentação de lama no sistema lagunar e o suprimento de sedimentos no sistema praiial. O STM permite a quantificação das taxas de deslocamento da linha de costa da barreira, para situações nas quais se integram estes quatro parâmetros. Por exemplo: a integração de uma taxa pequena de elevação do nível do mar com uma alta taxa de aporte de areia no sistema praiial pode resultar em uma progradação da linha de costa; uma taxa qualquer de elevação do nível do mar, integrada a uma alta taxa de sedimentação lagunar pode resultar em uma reduzida taxa de translação da barreira costeira; e uma alta declividade do substrato determina uma menor translação da barreira ante uma determinada taxa de elevação do nível do mar, mas em contrapartida determina uma maior energia de onda no sistema praiial, que, por sua vez, pode gerar um balanço negativo de sedimentos, e assim influenciando nas taxas de translação da barreira. Nas simulações realizadas, foi adotada a profundidade limite da face litorânea (*shoreface*) (parâmetro Y) de 15 metros, e a distância em relação à linha de costa da profundidade limite da face litorânea (parâmetro X) de 3.500m, segundo Gruber (2002). As taxas de sedimentação de lama lagunar foram

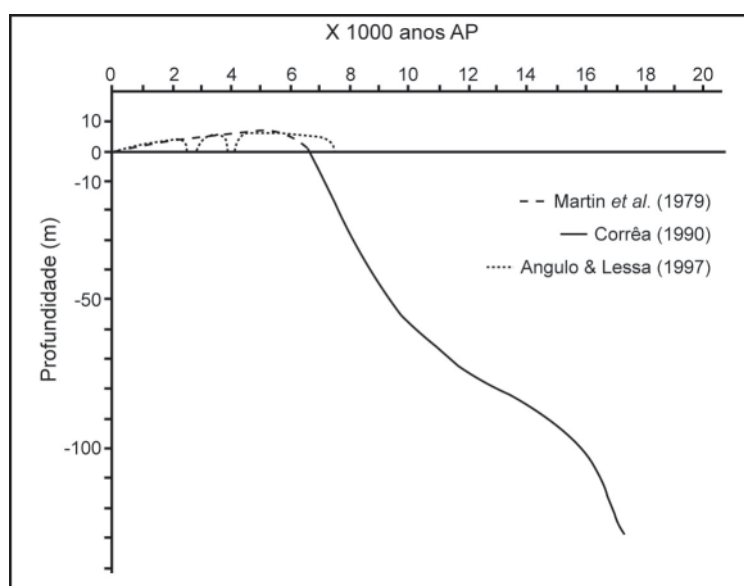


Figura 3 - Curvas de variação do nível do mar no Holoceno para a costa leste brasileira. Modificada de Dillenburg *et al.* (2000). Idades de ^{14}C não calibradas. *Holocene sea-level curves for the east coast of Brazil. Modified from Dillenburg et al. (2000). Non calibrated ^{14}C datings.*

calculadas através das datações de radiocarbono de depósitos lagunares. Para o cálculo da declividade do substrato, assumiu-se que a atual superfície da plataforma continental interna é uma herança geológica da topografia antecedente (topografia costeira anterior à Transgressão Marinha Pós-glacial) (Dillenburg *et al.* 2000a). Esta correspondência, de caráter geral, entre o substrato da barreira costeira e a plataforma continental somente é possível em regiões de plataformas continentais autóctones como a do Rio Grande do Sul, definidas por Swift (1976) como aquelas onde não aportam sedimentos modernos. Desta forma, a configuração do substrato foi obtida de perfis batimétricos da plataforma continental elaborados por Gruber (2002). O comportamento do nível do mar, durante o Holoceno, teve como base o comportamento geral apresentado pela composição das curvas de variação do nível do mar apresentadas por Corrêa (1990), Martin *et al.* (1979) e Angulo & Lessa (1997). A composição destas curvas foi apresentada por Dillenburg *et al.* (2000a) (figure 03). Como nível do mar máximo atingido no clímax da Última Grande Transgressão, foi adotado o valor de 2,10m, estimado por Angulo *et al.* (1999), para a região de Imbituba-Laguna, situada cerca de 200km ao norte da área de estudo. Considerou-se uma situação de equilíbrio no balanço sedimentar de areia no sistema praias. A simulação foi iniciada com o nível do mar posicionado na atual isóbata de 40 m (8,5ka) e encerrada no clímax do nível do mar ocorrido há 5,1ka (5660 cal anos AP, segundo Martin *et al.* 2003).

RESULTADOS

São aqui descritas as principais unidades litológicas (litofácies) identificadas em subsuperfície, no trecho da barreira costeira holocênica compreendido entre Tramandaí e Cidreira, incluindo o seu substrato pleistocênico. A amostragem descontínua em subsuperfície e a não preservação das estruturas sedimentares (decorrentes do método de sondagem utilizado), restringiram a descrição e individualização das litofácies à consideração das propriedades de cor, textura, mineralogia, conteúdo fóssilífero e grau de compactação.

O grau de compactação obtido dos laudos de sondagem foi utilizado como um indicador acessório na definição do limite entre as unidades litológicas. Por exemplo: os dados de compactação dos furos FS-07 (Jardim do Éden) e FS-02 (Tramandaí) evidenciaram, respectivamente, uma distinção entre os depósitos eólicos (pouco a moderadamente compactados) e os de margem lagunar (moderadamente a muito compactados) e entre os depósitos eólicos e praias (no geral muito compactados).

As idades de radiocarbono (^{14}C) são apresentadas na Tabela 1.

Tramandaí

As unidades descritas a seguir correspondem à seção estratigráfica da figura 4, elaborada com base na

Tabela 1 - Idades de ^{14}C

Número de Laboratório	Material datado	Razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	Idade Convencional (^{14}C anos AP)	Idade Calibrada (cal anos AP)
Beta - 149126	Lama orgânica	-25,0 o/oo	6440 ± 70	7460 - 7250
Beta - 149127	Lama orgânica	-25,0 o/oo	6950 ± 120	7980 - 7580
Beta - 149128	Lama orgânica	-25,0 o/oo	4650 ± 70	5580 - 5280
Beta - 149129	Lama orgânica	-25,0 o/oo	9620 ± 160	11280 - 10510
Beta - 159109	Lama orgânica	-18,8 o/oo	8940 ± 70	10220 - 9880
Beta - 56516	Lama orgânica	-25,0 o/oo	5760 ± 120	6799 - 6303
Beta - 146846	Lama orgânica	-25,0 o/oo	6010 ± 60	7000 - 6690
Beta - 96226	Lama orgânica	-25,0 o/oo	6410 ± 80	7443 - 7170
Beta - 159107	Lama orgânica	-25,0 o/oo	6400 ± 170	7590 - 6900

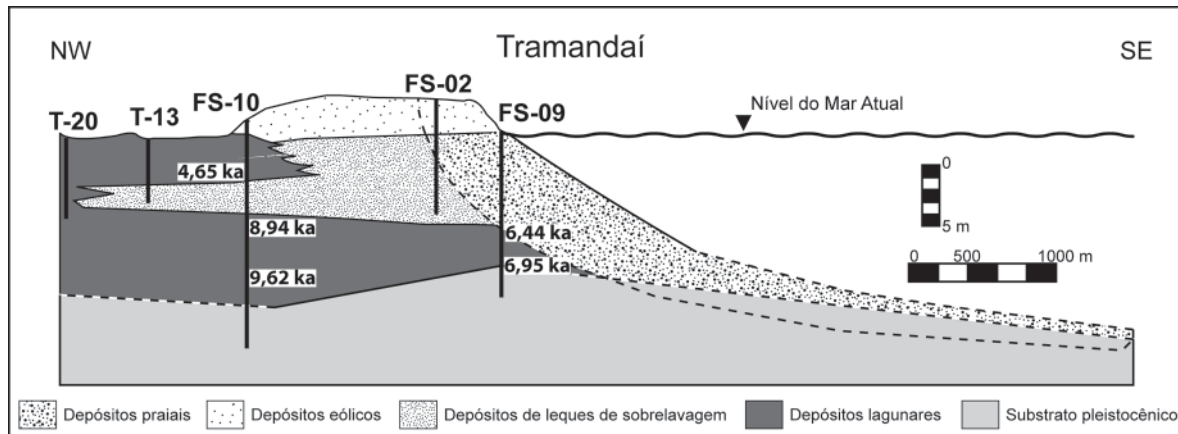


Figura 4 - Seção estratigráfica da barreira holocênica em Tramandaí (ver localização do perfil de sondagens na figura 2). *Stratigraphic cross section of the Holocene barrier at Tramandaí (see drilling profile location on figure 2).*

interpretação dos furos de sondagem FS-09, FS-02 e FS-10 e nos testemunhos de sondagem T-13 e T-20.

A seção estratigráfica de Tramandaí mostra registros de uma fase transgressiva da barreira em sua porção oeste, na forma de depósitos arenosos de leques de sobrelavagem e/ou de deltas de maré enchente, que marcam o máximo avanço da barreira no sentido do continente. As idades de radiocarbono, dos depósitos de lama lagunar situados imediatamente abaixo e acima dos depósitos de sobrelavagem e/ou de deltas de maré enchente, indicam que o máximo avanço da barreira foi alcançado entre 6,44ka (7460 – 7250 cal anos AP) e 4,65ka (5580 – 5280 cal anos AP). Este intervalo de idades é razoavelmente coerente com a idade de 5,1ka (5660 cal anos AP), reconhecida como a idade do nível de mar mais alto alcançado no clímax da Última Grande Transgressão, e ao qual deve corresponder, aproximadamente, o limite de translação da barreira transgressiva no sentido do continente.

Em sua porção leste, a barreira apresenta uma estratigrafia regressiva (progradante), na forma de depósitos eólicos sobrepostos a depósitos praias. Esta progradação ocorreu após a fixação da barreira transgressiva e foi controlada por um balanço positivo de sedimentos ao longo do suave embaixamento entre Tramandaí e Torres, e pelo rebaixamento de aproximadamente 2m do nível do mar ocorrido após 5,1ka (Dillenburg *et al.* 2000a).

Unidade 1 – Substrato Pleistocênico

Esta unidade representa o substrato pleistocênico dos depósitos do sistema barreira-laguna IV, sendo basicamente composta por areias quartzosas finas, de coloração verde claro, com teores entre 3-5% de

glauconita, além de fragmentos biodetríticos (Dillenburg *et al.* 2000b). Essas areias se caracterizam por uma seleção e compactação moderadas, e são descritas como pertencentes a depósitos arenosos (com lama subordinada) de face litorânea (*shoreface*), sendo correlatas aos depósitos marinhos da barreira III, formada na Época Pleistocênica, há cerca de 120ka.

O limite superior desta unidade (limite Holoceno/Pleistoceno) foi identificado a 12m de profundidade, no furo FS-09, e a cerca de 16m, no furo FS-10 em relação ao nível do mar atual (figura 4).

Unidade 2 – Depósitos Lagunares

Esta unidade é composta por depósitos de margem e fundo lagunar. Os depósitos de margem lagunar são constituídos por areias quartzosas finas, moderadamente selecionadas, de coloração cinza e medianamente compactadas; enquanto que os depósitos de fundo lagunar são basicamente compostos por lamas ricas em matéria orgânica, com cor variando de cinza a preta, com biodetritos de *Erodona mactroides*, *Nucula semiornata*, *Tagelus plebeios* e *Tellina sp.*, distribuídos ao longo de toda a unidade. Nestas lamas de fundo lagunar ocorrem esparsas intercalações de finos (centimétricos) intervalos arenosos.

A base desta unidade, datada em 9,62ka (11280 – 10510 cal anos AP), no furo de sondagem FS-10, representa o estágio inicial de formação do sistema lagunar holocênico na região de Tramandaí. Essa idade corroborou a interpretação de uma idade pleistocênica para o substrato lagunar (Unidade 1). Dados palinológicos dessa amostra indicaram uma grande influência marinha neste estágio lagunar (Medeanic & Dillenburg 2001). Uma importante implicação,

relacionada à natureza lagunar, à idade e à profundidade em relação ao nível do mar atual desta amostra será discutida mais adiante.

Unidade 3 – Leques de Sobrelavagem

Esta unidade corresponde a depósitos de leques de sobrelavagem e/ou deltas de maré enchente, constituídos por areias quartzosas finas, de cor bege acinzentado a esverdeado, moderadamente selecionadas, com compactação de moderada a alta e apresentando finas lâminas ricas em minerais pesados em direção a sua base.

As idades de radiocarbono, obtidas para os furos de sondagem FS-09 e FS-10, indicam que os processos de formação dos depósitos de leques de sobrelavagem e/ou deltas de maré enchente, indiferenciados, com espessura média de 4 metros, foram ativos entre 6,44ka (7460 – 7250 cal anos AP) e 4,65ka (5580 – 5280 cal anos AP). Nesse intervalo de tempo, com o nível de mar em elevação, a barreira transgressiva, ainda em processo de translação, era relativamente estreita e coberta apenas por dunas baixas, de forma a permitir a sua sobrelavagem e a abertura de *inlets* durante eventos de tempestade (Medeanic & Dillenburg 2001).

Unidade 4 – Depósitos Praiais

Esta unidade é formada por areias quartzosas finas, de cor bege esverdeado, moderadamente selecionadas, com compactação de moderada a alta e com teores de minerais pesados aumentando em direção a sua base. Corresponde aos depósitos praias

(estirâncio e face litorânea) formados na fase regressiva da barreira holocênica em Tramandaí.

Unidade 5 – Depósitos Eólicos

Esta unidade é formada por depósitos eólicos de dunas frontais e campos de dunas parabólicas e barcanóides modernos da barreira, sendo constituída por areias quartzosas finas, de cor bege a amarela, com boa seleção de grãos e baixo grau de compactação.

Jardim do Éden

A estratigrafia da barreira em Jardim do Éden tem características essencialmente transgressivas e foi interpretada com base nos furos de sondagem FS-06, FS-07 e FS-08 (figura 5).

O registro lagunar, da mesma forma que em Tramandaí, encontra-se intercalado por depósitos de leques de sobrelavagem e/ou deltas de maré enchente, depositados durante a fase final de translação da barreira, há cerca de 6 – 5 ka. A idade obtida por Dillenburg (1994) para a base do registro lagunar aflorante na zona de estirâncio 5,76ka (6799 – 6303 cal anos AP), indica que, a esta época, a barreira estava posicionada mar adentro.

Em Jardim do Éden foram identificadas cinco unidades.

Unidade 1 – Substrato Pleistocênico

Esta unidade é composta por areias quartzosas finas a muito finas, com moderada seleção de grãos e

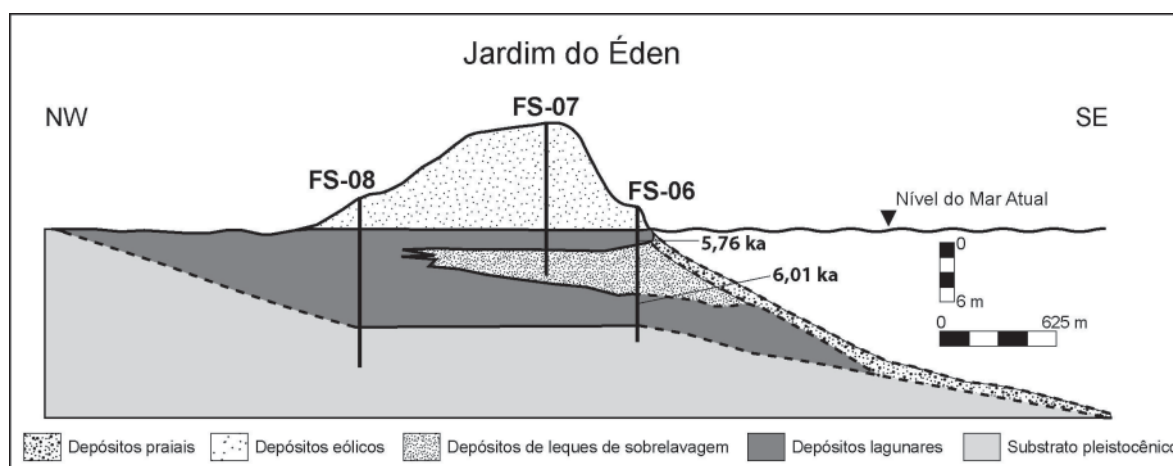


Figura 5 - Seção estratigráfica da barreira holocênica em Jardim do Éden (ver localização do perfil de sondagens na figura 2). *Stratigraphic cross section of the Holocene barrier at Jardim do Éden (see drilling profile location on figure 2).*

compactação de moderada a alta. Sua coloração verde, no furo FS-06, deve-se à presença de minerais glauconíticos. No furo FS-08, estas areias verdes estão intercaladas com areias quartzosas amarelas.

Estas características gerais sugerem sua correlação com o substrato pleistocênico da barreira na região de Tramandaí.

Seu contato com os depósitos holocênicos, em relação ao nível do mar atual, ocorre a cerca de 10,55 metros no furo FS-06, e a cerca de 10,70 metros no furo FS-08 (figura 5).

Unidade 2 – Depósitos Lagunares

A unidade 2 é formada por depósitos de areias quartzosas finas, de cor cinza a levemente esverdeada, moderadamente selecionadas e de moderadamente a pouco compactadas, intercaladas com lamias orgânicas de cor cinza escuro, ricas em biodetritos. Esta unidade é interpretada como depósitos de margem e fundo lagunar, onde o primeiro é essencialmente arenoso e o segundo lamoso. O conteúdo orgânico presente no depósito de lama lagunar inferior foi datado em 6,01ka (7000 – 6690 cal anos AP) (furo de sondagem FS-06, figura 5). O depósito de lama lagunar superior (situado

acima da unidade 3, ver figura 5) apresenta uma espessura de 1 m, e aflora na atual zona de estrâncio de Jardim do Éden (figura 6). A idade de sua base, determinada por Dillenburg (1994), indica que, há 5,76ka (6799 – 6303 cal anos AP), a barreira estava posicionada a leste da atual linha de costa (mar adentro).

Unidade 3 – Leques de Sobrelavagem

Esta unidade é constituída por areias finas quartzosas, moderadamente selecionadas, com coloração variável entre bege, verde claro e cinza, e apresentando uma compactação moderada a alta. Estas características e a sua posição estratigráfica (sotoposta e sobreposta por lamias lagunares) indicam a sua deposição por processos de transposição da barreira durante eventos de tempestade, gerando leques de sobrelavagem, e/ou por processos de formação de deltas de maré enchente.

As idades de radiocarbono das lamias lagunares indicam que os 4m de espessura da unidade foram formados em um intervalo de aproximadamente 250 - 300 anos, entre 6,01ka (7000 – 6690 cal anos AP) e 5,76 ka (6799 – 6303 cal anos AP).

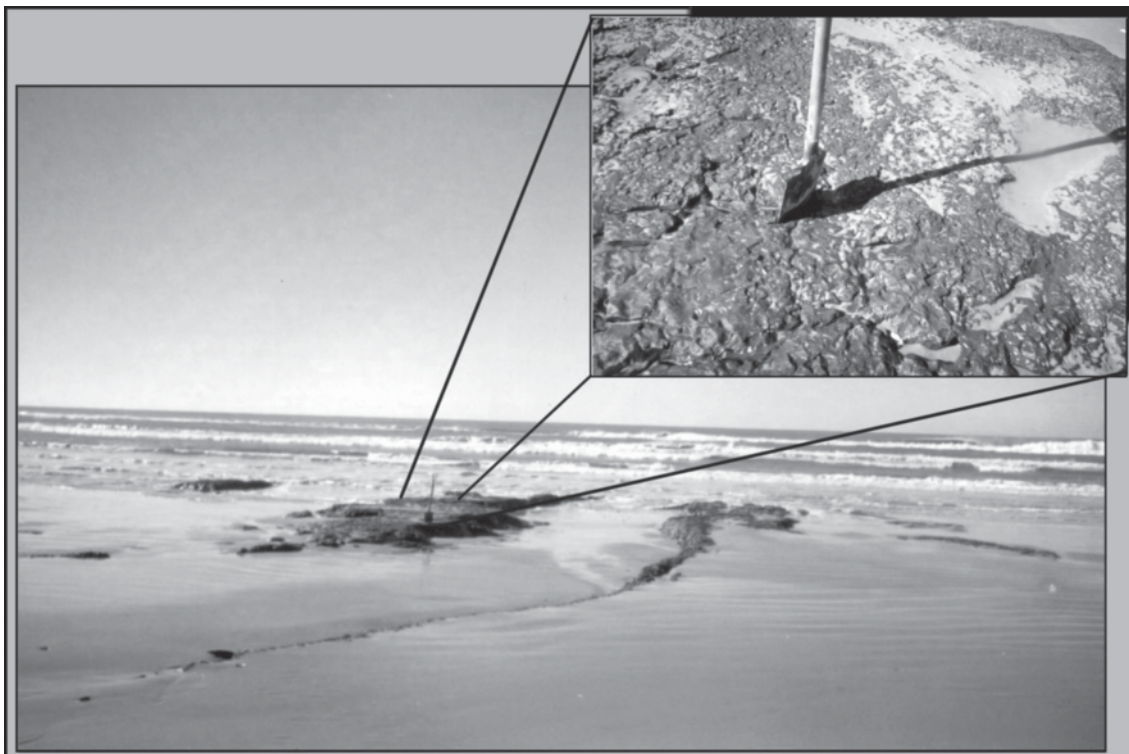


Figura 6 - Afloramento de lama lagunar na zona de estrâncio na praia de Jardim do Éden. *Outcrop of lagoonal mud at the foreshore zone of Jardim do Éden beach.*

Unidade 4 – Depósitos Praiais

Esta unidade é constituída por areias finas quartzosas, moderadamente selecionadas, com coloração variável entre bege e cinza, e apresentando uma compactação moderada a alta.

Representada por uma pouco espessa camada de areia encontrada somente próximo à linha de praia, esta unidade é interpretada como formada por depósitos praiiais, de estirâncio e face litorânea, relacionados à dinâmica costeira moderna. Durante o período de maior incidência de tempestades (perfil de inverno), a espessura do depósito se adelgaça, permitindo o afloramento das lamas lagunares da unidade 2 ao longo da zona de estirâncio (figura 6).

Unidade 5 – Depósitos Eólicos

Esta unidade é formada por depósitos eólicos de dunas frontais e campos de dunas parabólicas e barcanóides modernos da barreira, sendo composta por areias finas quartzosas, bem selecionadas, pouco compactadas, com cores variando entre o amarelo claro a bege, e cores mais escuras (marrom) próximas ao contato com depósitos lagunares.

A espessura de 11 metros, registrada no furo de sondagem FS-07, evidencia um papel importante dos processos eólicos na morfologia e evolução do sistema barreira-laguna IV em Jardim do Éden (figura 5).

Cidreira

A estratigrafia da barreira em Cidreira se revelou a mais simples de todo o trecho estudado, sobretudo pela ausência dos registros dos depósitos de leques de

sobrelevagem e/ou deltas de maré enchente (figura 7). Sua interpretação está baseada nos furos de sondagem FS-01, FS-2 e FS-14. A barreira de Cidreira é de caráter transgressivo, porém, da mesma forma que em Jardim do Éden, a transgressão parece ter ocorrido controlada principalmente por um balanço negativo de sedimentos no sistema praial, acompanhado de uma expressiva transferência de areia, no sentido da depressão lagunar holocênica, na forma de dunas transgressivas.

A sucessão de fácies do furo de sondagem FS-01 (figura 7) caracterizada, da base para o topo, por depósitos lagunares, praiiais e eólicos, apresenta o registro de uma fase de progradação da barreira.

Unidade 1 – Substrato Pleistocênico

A unidade 1 corresponde ao substrato pleistocênico, composto por areias quartzosas finas a muito finas, com teores de argila e silte (cerca de 15%). Sua coloração é amarelo alaranjado, com pobre seleção de grãos e alto grau de compactação. Seu contato com os depósitos holocênicos do sistema barreira-laguna IV, em relação ao nível do mar atual, ocorre a 10,55 metros de profundidade no furo FS-14, e a cerca de 14 metros de profundidade no furo F-2.

Unidade 2 – Depósitos Lagunares

Esta unidade é predominantemente composta por areias quartzosas finas com teores de argila, de coloração verde claro, pobremente selecionadas, e com compactação moderada a alta. Lamas orgânicas cinza escuro e areias argilosas pouco compactadas, de cor bege a verde, com minerais pesados (cerca de 1%), ocorrem intercaladas. Nos furos de sondagem FS-01 e

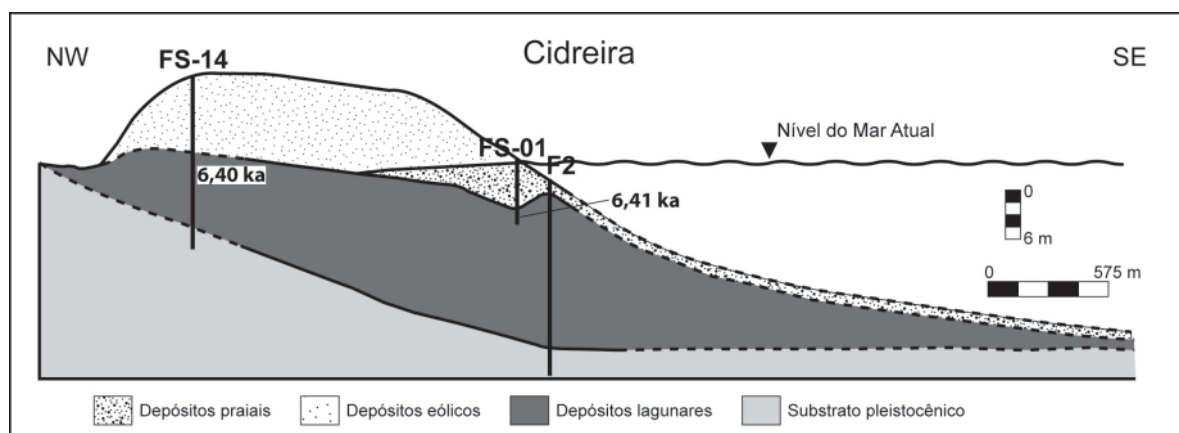


Figura 7 - Seção estratigráfica da barreira holocênica em Cidreira (ver localização do perfil de sondagens na figura 2). *Stratigraphic cross section of the Holocene barrier at Cidreira (see drilling profile location on figure 2).*

FS-14, a datação por radiocarbono, da lama orgânica amostrada a cerca de 6,0 e 3,7 metros de profundidade, respectivamente, em relação ao nível do mar atual, resultou em idades praticamente iguais, equivalentes respectivamente a 6,41ka (7443 – 7170 cal anos AP) e 6,40ka (7590 – 6900 cal anos AP). A unidade foi interpretada como correspondente a depósitos de margem e fundo lagunar.

Unidade 3 – Depósitos Praiais

É composta por areias finas a muito finas, de cor cinza, com compactação alta a muito alta e seleção de grãos moderada. Corresponde aos sedimentos praias modernos, com espessura de 6m, depositados discordantemente sobre lamas orgânicas lagunares (unidade 2), identificados no registro do furo de sondagem FS-01.

Unidade 4 – Depósitos Eólicos

É composta por areias quartzosas finas, com boa a muito boa seleção de grãos e compactação moderada a baixa. Tem como característica uma coloração bege amarelada, com níveis milimétricos esparsos de cor

cinza, produzidos por uma maior concentração de minerais pesados.

A unidade 4 representa a cobertura eólica da barreira, com espessura de até 8 metros (furo de sondagem FS-14), atingindo 20 metros em locais onde ocorrem cadeias de dunas barcanóides (figura 8). Também em Cidreira fica evidenciado o importante papel dos processos eólicos na morfologia e evolução do sistema barreira-laguna IV.

Simulações STM

A partir das idades não calibradas de radiocarbono (Tabela 1) de lamas lagunares amostradas nos furos de sondagem FS-10 e FS-09 foram calculadas as taxas de sedimentação de 2,5mm/ano e 3mm/ano, operantes no sistema lagunar de Tramandaí entre 9,62 e 8,94 ka e entre 6,95 e 6,44 ka, respectivamente. Os dados obtidos indicam que houve um incremento na taxa de sedimentação lagunar, próximo ao clímax da Última Grande Transgressão, na região de Tramandaí. Nas simulações de translação da barreira, para o período entre 8,5 e 5,1ka, em Tramandaí, Jardim do Éden e Cidreira foi usada a taxa de sedimentação de 3,9mm/ano, considerada a mais representativa do período de



Figura 8 - Campo de dunas transgressivas da barreira holocênica em Cidreira. *Transgressive dunefield of the Holocene barrier at Cidreira*

tempo simulado. Dada a ausência de dados específicos para as localidades de Jardim do Éden e Cidreira, assumiu-se uma uniformidade nas taxas de sedimentação para as três regiões.

As simulações em computador permitiram que se concluísse que a declividade do substrato é o parâmetro de maior influência na translação de barreiras arenosas, nas situações de rápida elevação do nível do mar. Em condições de estabilidade do nível do mar, ou de elevação muito lenta, o balanço de sedimentos destaca-se como o parâmetro de maior influência. A área em estudo, durante o período simulado, foi submetida a uma rápida elevação do nível do mar (em média 1,2cm/ano) entre 8,5 e 5,1ka (Corrêa 1990).

Tendo em vista que a declividade do substrato foi definida através de perfis batimétricos recentes e de boa precisão, foram feitas simulações onde foram variáveis apenas os substratos das três regiões estudadas (Tramandaí, Jardim do Éden e Cidreira). Como resultado das simulações, a posição relativa da linha de costa ficou orientada aproximadamente na direção N-S, no máximo transgressivo holocênico, há cerca de 5,1ka, quando o nível do mar alcançou cerca de 2 metros acima do atual (figura 9).

Partindo da linha batimétrica de 40 metros e simulando uma elevação do nível do mar até +2 metros, em relação ao nível atual, obteve-se uma translação de 42.378m em Tramandaí, 36.219m em Jardim do Éden e 31.577m em Cidreira, refletindo as diferenças nas declividades dos substratos, calculadas em 0,062°, 0,067° e 0,069°, respectivamente. Todavia, ressalta-se que os valores absolutos de retração da face litorânea obtidos para os três substratos devem ser vistos com reservas, em decorrência da impossibilidade de um controle absoluto de todas as variáveis envolvidas. Credita-se sim um valor maior às diferenças relativas de retração da face litorânea obtidas para os três substratos durante a elevação do nível do mar.

As simulações mostraram que a linha de costa resultante desta translação, referente ao máximo transgressivo, ficou posicionada 310m a oeste da atual linha de costa em Tramandaí, ao passo que em Jardim do Éden e Cidreira, ficou a 350m e 850m a leste da linha de costa atual, respectivamente. Tal resultado se deve à diferença na declividade do substrato, maior em Cidreira (0,069°) e menor em Tramandaí (0,062°), corroborando com a proposição de Roy *et al.* (1994) que afirma que pequenas variações na declividade do substrato são capazes de gerar significativas diferenças na translação horizontal da barreira, quando submetida a uma elevação do nível do mar. Esta sensibilidade do comportamento da barreira a pequenas variações de

declividade do substrato também foi observada por Morton & Donaldson (1973) e Schwab *et al.* (2000) para a costa NE norte-americana.

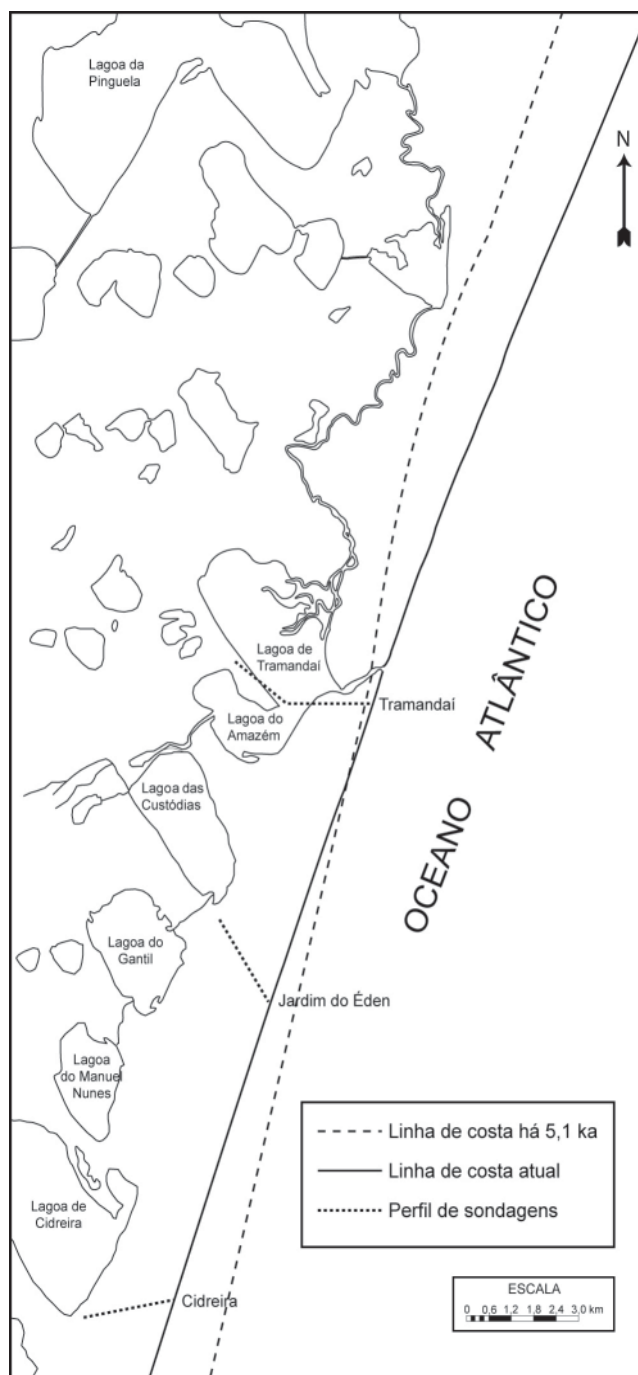


Figura 9 - Posições comparativas entre as linhas de costa atual e a de 5,1ka obtida por simulação com o STM. Comparative positions between present coastline and the coastline of 5.1ka obtained by simulation with the STM.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Tramandaí

A seção estratigráfica interpretada para Tramandaí (figura 4) revela a origem da barreira holocênica a partir da migração de uma barreira costeira, pré-existente há pelo menos 9,62ka (11280 – 10510 cal anos AP) (idade aproximada de início da sedimentação lagunar de Tramandaí). As idades das lamias lagunares (unidade 1), imediatamente sotopostas e sobrepostas aos depósitos arenosos de leques de sobrelavagem e/ou deltas de maré enchente (unidade 3), indicam que a implantação da atual barreira holocênica de Tramandaí deu-se entre 6,44ka (7460 – 7250 cal anos AP) e 4,65ka (5580 – 5280 cal anos AP). Este intervalo de idade é coerente com a idade de 5,1ka (5660 cal anos AP), considerada a idade do clímax da Última Grande Transgressão ao longo da costa brasileira.

A seção estratigráfica da barreira em Tramandaí mostra o posicionamento dos depósitos da fase transgressiva da barreira (unidade 3) a oeste da atual linha de costa. O resultado da simulação de evolução da barreira mostrou a linha de costa de 5,1ka posicionada cerca de 310m a oeste da atual. As relações entre as unidades 4 (depósitos praias), e 5 (dunas) indicam uma progradação da barreira equivalente a estes 310m após 5,1ka.

A idade de 9,62ka (11280 – 10510 cal anos AP), obtida para a base da lama de fundo lagunar (unidade 2), correspondente a uma amostra coletada a 12m abaixo do nível do mar atual, indica um nível relativo do mar posicionado, aproximadamente, na atual isóbata de 12m (ou mesmo próximo da isóbata de 10 m), há cerca de 9,62ka. Esta posição altimétrica do nível relativo do mar, nesta idade, é tremendamente contraditória com a curva apresentada por Corrêa (1995), a qual indica, para esta idade, um nível do mar situado na atual isóbata de 50m. Sendo esta uma primeira e até o momento única idade em contradição com a curva, e considerando-se que a curva foi construída com poucos e pouco precisos dados pretéritos de paleoníveis marinhos, salienta-se aqui a necessidade de uma reavaliação do comportamento do nível relativo do mar, durante os últimos 18ka, ao longo da costa do Rio Grande do Sul.

Jardim do Éden

Depósitos de dunas transgressivas constituem o maior volume de areia da barreira holocênica em Jardim do Éden. Essas dunas atualmente recobrem depósitos

lagunares desde a atual linha de costa até a margem leste das lagoas do Gentil e das Custódias (figura 5). Depósitos da fase de implantação da barreira transgressiva em Jardim do Éden (depósitos arenosos de leques de sobrelavagem e/ou deltas de maré enchente), em um tempo próximo ao máximo transgressivo de 5,1ka, encontram-se sotopostos e sobrepostos por depósitos lagunares. O furo FS-06, executado 50m a oeste da linha de costa, mostra esta estratigrafia, e as idades dos depósitos lagunares indicam que a implantação da barreira deu-se aproximadamente entre 6,01ka (7000 – 6690 cal anos AP) e 5,76ka (6799 – 6303 cal anos AP). O depósito lagunar superior aflora na atual zona de estirâncio, em situações de perfil praias erosivo (inverno), indicando que, há 5,76ka, a barreira encontrava-se deslocada mar adentro. O registro estratigráfico deste furo é semelhante ao do furo FS-10 em Tramandaí. Todavia, este último está situado cerca de 2km a oeste da linha de costa. O posicionamento em subsuperfície dos depósitos de leques de sobrelavagem próximos à atual linha de costa em Jardim do Éden reforça a interpretação de uma natureza retrogradante da barreira neste local, durante o Holoceno Superior. O afloramento do depósito de lama lagunar superior, ao nível do mar, indica uma retrogradação controlada principalmente por um balanço negativo de sedimentos, pois uma retrogradação controlada por uma elevação do nível do mar resultaria no afloramento da lama em condições submersas no sistema praias oceânico.

Na época do máximo transgressivo, a estratigrafia da barreira holocênica em Jardim do Éden, com a barreira então posicionada mar adentro era, provavelmente, semelhante a da atual barreira de Tramandaí (figura 10). A evolução de um estágio para outro teria se dado pela erosão, controlada por um balanço negativo de sedimentos em Jardim do Éden, em um tempo entre 5,1ka (5660 cal anos AP) e o presente; enquanto que, em Tramandaí, a barreira permanecia relativamente estável (desconsiderando-se sua pequena progradação de poucas centenas de metros).

Cidreira

Da mesma forma que em Jardim do Éden, a barreira costeira em Cidreira é dominada por depósitos arenosos de dunas transgressivas, que recobrem depósitos praias e lagunares. A ausência do registro de depósitos de leques de sobrelavagem, em sub-superfície, indica que estes depósitos não se formaram neste segmento da barreira holocênica, na época do

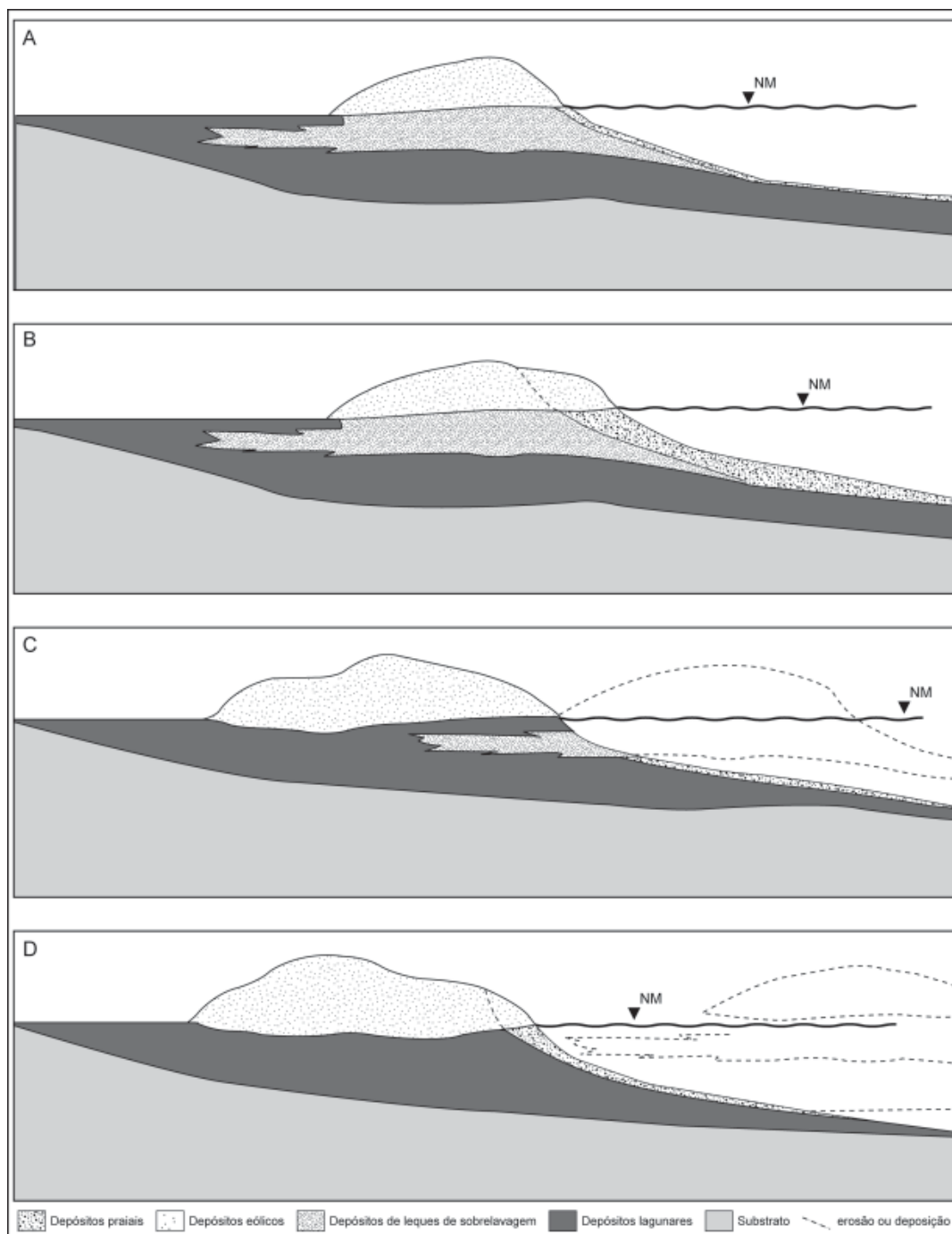


Figura 10 - Estágios que caracterizam o modelo evolutivo da barreira holocênica do Rio Grande do Sul no trecho Tramandaí – Cidreira (esquemático – sem escala): (A) barreira em Tramandaí no final da Transgressão Marinha Pós-glacial (5,1ka); (B) barreira em Tramandaí mostrando uma pequena progradação ocorrida entre 5,1ka e o presente; (C) o desenho tracejado representa a posição relativa da barreira em Jardim do Éden em 5,1ka, mostrando uma estratigrafia similar a da barreira em Tramandaí. Entre 5,1ka e o presente, a barreira foi quase completamente reciclada (erodida); (D) o desenho tracejado representa a barreira em Cidreira em 5,1ka, também similar à barreira em Tramandaí. Entre 5,1ka e o presente, a barreira foi completamente reciclada (erodida), mas mostra uma muito pequena e recente progradação. *Stages characterizing the evolutionary model of the Holocene barrier of Rio Grande do Sul between Tramandaí and Cidreira (schematic – not to scale): (A) barrier at Tramandaí at the end of the Postglacial Marine Transgression (5.1ka); (B) barrier at Tramandaí showing a little progradation occurred from 5.1ka to present; (C) dashed draw represents Jardim do Éden barrier relative position at 5.1ka, showing a similar stratigraphy of the barrier at Tramandaí. From 5.1ka to present, barrier was almost completely recycled (eroded); (D) dashed draw represents Cidreira barrier at 5.1ka, also similar to Tramandaí barrier. From 5.1ka to present, barrier was completely recycled (eroded), but shows a very little recent progradation.*

máximo transgressivo, ou que foram erodidos em decorrência de uma retrogradação da barreira após o máximo transgressivo. Esta última hipótese é coerente com os resultados de simulação da evolução da barreira em Cidreira, que indicam o seu posicionamento cerca de 800m mar adentro na época do máximo transgressivo. Desta forma, a retrogradação da barreira, controlada por um balanço negativo de sedimentos, teria produzido uma retração de aproximadamente 800m da barreira, retrabalhando por completo os depósitos de leques de sobrelavagem e/ou deltas de maré enchente (figura 10). O recobrimento eólico de depósitos praias evidencia um comportamento progradante recente, de idade indeterminada da barreira em Cidreira.

O comportamento heterogêneo, na evolução da barreira holocênica, verificado ao longo do setor estudado, pode ser explicado pelas diferenças na declividade do substrato da barreira (atual plataforma continental interna) de cada local do setor: 0,062° em Tramandaí, 0,067° em Jardim do Éden, e 0,069° em Cidreira. Tais diferenças resultam em distintos graus de dissipação de energia de onda por atrito com o fundo, definindo, portanto, a existência de gradientes de energia de ondas ao longo da costa. A maior energia de ondas e a possibilidade de um balanço negativo de sedimentos no sistema praias existe onde a declividade do substrato/plataforma continental é maior. Estas diferenças de declividade e de energia de ondas produzem diferentes taxas de translação da barreira em situações de subida do nível do mar (Roy *et al.* 1994), além de controlar o espaço de acomodação de sedimentos e, por consequência, o caráter positivo ou negativo do balanço sedimentar. Assim sendo, sugere-se nesse trabalho que as diferenças nas resultantes de translação da barreira entre Tramandaí, Jardim do Éden e Cidreira, ocorridas entre 8,5 e 5,1ka, foram determinadas pelas diferenças de declividade do substrato da barreira nesses locais. Os resultados da simulação em computador demonstraram que ínfimas diferenças na declividade do substrato, da ordem de frações de minutos, geram importantes alterações na translação de uma barreira costeira induzida por uma elevação do nível do mar.

No Holoceno Superior (5,1ka até o presente), a menor energia de onda em Tramandaí contribuiu para uma situação de balanço de sedimentos no sistema praias e uma consequente estabilidade relativa da barreira durante este intervalo de tempo. Em Jardim do Éden e Cidreira, uma maior energia de onda determinou um balanço negativo de sedimentos, responsável pela retrogradação da barreira nos dois locais. A maior retrogradação em Cidreira, em comparação com Jardim do Éden, deveu-se à maior energia de onda e ao

conseqüente maior balanço negativo de sedimentos em Cidreira.

A retrogradação da barreira entre Tramandaí e Cidreira, após o clímax da Última Grande Transgressão, representou uma significativa remobilização de areias, cujo destino aparente foi, em parte, a sua transferência para o sistema de dunas transgressivas, cujos depósitos constituem o maior volume de areia da barreira em Jardim do Éden e Cidreira. Segundo Psuty (1980) e Orme (1988) o balanço positivo de sedimentos necessário para a geração de dunas transgressivas pode ser decorrente de um balanço negativo no sistema praias.

Uma outra parte das areias remobilizadas durante a retrogradação foi transportada longitudinalmente à costa, no sentido norte, pelo sistema de correntes litorâneas, e, provavelmente, contribuiu para a progradação da costa entre Tramandaí e Torres. Trata-se de um exemplo de fonte de sedimentos relacionada à erosão costeira, conforme descrito por Demarest (1981) e Demarest & Leatherman (1985). Este transporte, de sul para norte, com deposição ao norte de Tramandaí foi recentemente apontado por Lima *et al.* (2001) como um processo ainda ativo ao longo da costa do Rio Grande do Sul.

Simulações em computador, por meio do programa STM, indicam que, no máximo transgressivo holocênico, quando o nível do mar chegou a cerca de 2 metros acima do atual, a linha de costa no trecho estudado apresentava uma configuração diferente da atual (NE-SW), ficando aproximadamente orientada na direção N-S (figura 09). Tal afirmação implica na existência, no máximo transgressivo holocênico, de um sistema lagunar ativo, na posição atualmente ocupada pela linha de costa em Jardim do Éden e Cidreira. A existência deste sistema é confirmada pela presença de depósitos lagunares (lama orgânica de fundo lagunar) atualmente aflorantes na zona de estirâncio em Jardim do Éden, e a uma profundidade de 6m, sob depósitos praias, em Cidreira.

CONCLUSÕES

A barreira holocênica em Tramandaí mostra registros de uma fase transgressiva, em sua porção oeste, que marcam o máximo avanço da barreira, no sentido do continente, nos estágios finais da Última Grande Transgressão. Em sua porção leste, a barreira apresenta uma estratigrafia regressiva (progradante). Também em Tramandaí ocorrem os registros mais antigos do sistema lagunar holocênico, correspondentes à fase inicial de implantação do sistema lagunar em Tramandaí, ocorrida em 9,62 ka (11280 – 10510 cal anos AP).

A barreira em Jardim do Éden tem características essencialmente transgressivas. O afloramento de lamelas lagunares, na zona de estirâncio, indica uma transgressão marinha controlada por um balanço negativo de sedimentos e não por uma elevação do nível do mar.

Em Cidreira, a barreira é predominantemente transgressiva, resultado de um balanço negativo de sedimentos, porém, apresentando um registro de uma pequena e recente fase de progradação.

No clímax da Última Grande Transgressão, a barreira holocênica estava posicionada próxima à atual posição da barreira em Tramandaí. Em Jardim do Éden e Cidreira, a barreira estava posicionada mar adentro.

A retrogradação da barreira, em Jardim do Éden e Cidreira, reciclou um extraordinário estoque de areia, que foi, em parte, transferido para o continente na forma

de dunas transgressivas e, em parte, transportado para o norte através do sistema de correntes litorâneas.

A evolução diferenciada da barreira, no Holoceno Superior (últimos 5,1ka), ao longo do setor estudado, resulta de variações no balanço de sedimentos ao longo deste setor, determinadas por diferenças na declividade do seu substrato (atual plataforma continental interna). Estas diferenças determinaram a existência de gradientes de energia de onda ao longo da costa. A menor energia de onda em Tramandaí determinou uma relativa estabilidade da barreira durante o Holoceno Superior (situação de balanço de sedimentos), enquanto que, em Cidreira, uma maior energia de onda em relação a Jardim do Éden determinou uma maior taxa de retrogradação da barreira (balanço negativo de sedimentos).

REFERÊNCIAS

- ANGULO R.J. & LESSA G.C. 1997. The Brazilian Sea Level Curves: A Critical Review With Emphasis on the Curves from Paranaguá and Cananéia Regions. *Marine Geology*, Amsterdam, **140**:141-166.
- ANGULO R.J., GIANNINI P.C.F., SUGUIO K., PESSEDA L.C.R. 1999. Relative Sea-Level Changes in the Last 5500 years in Southern Brazil (Laguna-Imbituba Region, Santa Catarina State) Based on Vermitid ¹⁴C Ages. *Marine Geology*, Amsterdam, **159**: 323-339.
- CLEROT L.C.P., TORRES G.S., TRAVESSAS F.A., DILLENBURG S.R. 2001. Distinção entre depósitos eólicos e praias a partir de dados de sondagem a percussão (SP). In: Congresso da Abequa, 8. *Boletim de Resumos...* 184.
- CLEROT L.C.P. 2004. *Estudo da Barreira IV na Região do Cassino, Rio Grande, RS: evolução e caracterização como reservatório*. Instituto de Geociências, UFRGS, Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia, 83p.
- CORRÊA I.C.S. 1990. *Analyse Mophostructurale et Evolution Paleogeographique de La Plata-Forme Continentale Atlantique Sud-Bresilienne (Rio Grande do Sul - Bresile)*. Universite de Bordeaux I, Dissertation (docteur), 314p.
- CORRÊA I.C.S. 1995. Les Variations du Niveau de la Mer Durant les Derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la Plata-forme Continentale du Rio Grande do Sul -Brésil. *Marine Geology*, Amsterdam, **130**:163-178.
- COWELL P.J., ROY P.S., JONES R.A. 1992. Shoreface Translation Model: Computer Simulation of Coastal-Sand Body Response to Sea Level Rise. *Math. Comput. Simulation*, **33**:603-608.
- DAVIES J.L. 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Z. Geomorphol.*, **8**:27-42.
- DEMAREST J.M. 1981. *Genesis and preservation of Quaternary paralic deposits on Demarva Peninsula*. Ph.D. Diss., Department of Geology, University of Delmarva, Newark, Del., 240p.
- DEMAREST J.M. & LEATHERMAN S.P. 1985. Mainland influence on coastal transgression: Delmarva Peninsula. In: G.F. Oerthel & S.P. Leatherman (eds.). *Barrier Islands*. *Marine Geology*, Amsterdam, **63**:19-33.
- DILLENBURG S.R. 1994. *Laguna de Tramandaí: evolução geológica e aplicação da técnica de datação por termoluminescência na datação dos sedimentos lagunares*. Instituto de Geociências, UFRGS, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 143p.
- DILLENBURG S.R., ROY P.S., COWELL P.J., TOMAZELLI L.J. 2000a. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM). *Journal of Coastal Research*, **16**:71-81.
- DILLENBURG S.R., LAYBAUER L., MEXIAS A.S., DANI N., BARBOZA E.G., LUMMERTZ C.N. 2000b. Significado estratigráfico de minerais glauconíticos da planície costeira do Rio Grande do Sul, região da laguna de Tramandaí. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **30**(4):649-654.
- DILLENBURG S.R., TOMAZELLI L.J., BARBOZA E.G. 2004. Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. *Marine Geology*, Amsterdam, **203**:43-56.
- GONÇALVES A., OLIVEIRA M.A.M., MOTTA S.O. 1979. Geologia da Bacia de Pelotas e da Plataforma de Florianópolis. *Boletim Técnico da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **22**(3):157-174.
- GRUBER N.L.S. 2002. *A antepraia na região de Tramandaí – RS*. Instituto de Geociências, UFRGS, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 221p.

- HASENACK H. & FERRARO L.W. 1989. Considerações sobre o clima de Tramandaí. *Pesquisas*, Porto Alegre, **22**:53-70.
- HESP P.A. & SHORT A.D. 1999. Barrier Morphodynamics. In: A.D. Short (ed.). *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. Chichester Wiley, 307-333.
- LIMA S.F., ALMEIDA L.E.S.B., TOLDO Jr. E.E. 2001. Estimativa da capacidade do transporte longitudinal de sedimentos a partir de dados de ondas para a costa do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, **28**(2):99-107.
- MARTIN L., SUGUIO K., FLEXOR J.M. 1979. Le quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra do Guaratiba (RJ). In: International Symposium on Coastal Evolution in The Quaternary, São Paulo, Brasil, *Proceedings...* 296-331.
- MARTIN L., DOMINGUEZ J.M.L., BITTENCOURT A.C.S.P. 2003. Fluctuating Holocene sea-levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, **19**(1):101-124.
- MEDEANIC S. & DILLENBURG S.R. 2001. The early Holocene palaeoenvironment history of the Tramandaí Lagoon (RS-Brazil). In: V REQUII/ CQPLI – Lisboa, Portugal. *Actas...* 402-405.
- MORTON R.A. & DONALDSON A.C. 1973. Sediment distribution and evolution of tidal deltas along a tide-dominant shoreline, Wachpreague, Virginia. *Sedimentary Geology*, **10**:285-299.
- MOTTA V.F. 1969. *Relatório diagnóstico sobre a melhoria e o aprofundamento do acesso pela Barra do Rio Grande*. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS. 144p.
- ORME A.R. 1988. Coastal dunes, changing sea level, and sediment budgets. In: N.P. Psuty (ed.). Dune/beach interaction. *Journal of Coastal Research*, Special Issue **3**:127-129.
- PSUTY N.P. 1988. Sediment budget and dune/beach interaction. In: N.P. Psuty (ed.). Dune/beach interaction. *Journal of Coastal Research*, Special Issue **3**:1-4.
- ROY P.S., COWELL P.J., FERLAND M.A., THOM B.G. 1994. Wave Dominated Coasts. In: R.W.G Carter. & C.D. Woodroffe (eds.). *Coastal Evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge, Cambridge University Press, 121-186.
- SCHWAB W.C., THIELER E.R., ALLEN J.R., FOSTER D.S., SWIFT B.A., DENNY J.F. 2000. Influence of inner-continental shelf geologic framework on the evolution and behavior of the barrier island system between Fire Island Inlet and Shinnecock Inlet, Long Island, New York. *Journal of Coastal Research*, **16**(2):408-422.
- SWIFT D.J.P. 1976. Coastal Sedimentation. In: D.J. Stanley & D.J.P. Swift (eds.). *Marine sediment transport and environmental management*. New York, Wiley, 255-310.
- TOLDO JR. E.E. & MEDEIROS R.K. 1986. Programa Interpola em Linguagem Basic para Análise Estatística e Propriedades Texturais de Amostras Sedimentares em Computador. *Pesquisas*, Porto Alegre, **18**:91-100.
- TOMAZELLI L.J. 1990. *Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul - com ênfase no sistema eólico*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 270p.
- TOMAZELLI L.J., DILLENBURG S.R., VILLWOCK J.A. 2000. Late Quaternary Geological History of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, Porto Alegre, **30**(3):470-472.
- VILLWOCK J.A., DEHNHARDT E.A., LOSS E.L., TOMAZELLI L.J., KOPPE J.C. 1984. *Mapa Geológico, folhas Rancho Velho e Cidreira*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, CECO. 1:100.000.
- VILLWOCK J.A., TOMAZELLI L.J., LOSS E.L., DEHNHARDT E.A., HORN FILHO N.O., BACHI F.A., DEHNHARDT B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. In: J. Rabassa (ed.). *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Rotterdam, **4**:79-97.
- VILLWOCK J.A. & TOMAZELLI L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, Porto Alegre, **8**:1-45.