

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MORFODINÂMICA DA EMBOCADURA DA LAGOA DO
PEIXE E DA LINHA DE PRAIA ADJACENTE.**

VENISSE SCHOSSLER

ORIENTADOR - Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Jr.

CO-ORIENTADOR - Prof. Dr. Norberto Dani

Porto Alegre - 2011

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MORFODINÂMICA DA EMBOCADURA DA LAGOA DO
PEIXE E DA LINHA DE PRAIA ADJACENTE**

VENISSE SCHOSSLER

ORIENTADOR - Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Jr.

CO-ORIENTADOR - Prof. Dr. Norberto Dani

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Carlos Roney Armani Tagliani - Instituto Oceanográfico, Fundação
Universidade Federal do Rio Grande

Prof. Dr. João Luiz Nicolodi – Instituto Oceanográfico, Fundação Universidade
Federal do Rio Grande

Prof. Dr. Jorge Luiz Barboza – Instituto de Geociências, Universidade Federal
do Rio Grande do Sul

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para a obtenção de
Título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre - 2011

***“Leave it to me as I find a way to be
Consider me a satellite, forever orbiting
I knew all the rules, but the rules did not know me
Guaranteed.”***

(Eddie Vedder)

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho só foi possível com a colaboração de um grupo de pessoas altamente qualificadas, dedicadas e apaixonadas pela ciência. Primeiramente agradecer a toda equipe do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como também aos órgãos financiadores das bolsas que recebi: CAPES e CNPq.

A todos os professores e técnicos do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica. Com carinho especial ao professor Sérgio Rebello Dillenburg, por ter me aberto às portas a curiosidade pela geologia costeira e marinha. Ao técnico Gilberto Santos, por tanto me ensinar, desde minha graduação e, principalmente, por sempre ter palavras de tanta sabedoria e fraternidade. Ao professor Nelson Gruber, pela amizade e apoio. Ao técnico José Nunes, por ser prestativo e solidário, tantas vezes me ajudando a solucionar problemas. Foram muitas vezes...muito obrigado!

Ao professor Norberto Dani, que além de meu co-orientador, amparou-me com todo suporte técnico que precisei. Por ceder espaço. Ele, sempre muito discretamente, me ensinou tantas coisas, permitindo entrar naquele mundo que cabe dentro de uma sala, e contemplar a paz do trabalho em silêncio, junto ao professor Lisboa. Um grande ensinamento e privilégio. Professor Carlos Sommer, meu primeiro orientador, meu primeiro mestre, me levando a viajar pelo mundo da geodésia.

Ao grupo do Centro Polar e Climático/UFRGS. Aos colegas Rafael Ribeiro, Luiz Felipe Velho e Cláudio Wilson pelos conselhos e soluções de problemas. As companheiras de tantas discussões e idéias Kátia Kellem da Rosa e Patrícia Scalco, por suas amizades. E, principalmente, aos amigos Ricardo Braga, que tanto me incentivou e há tanto tempo me acompanha em todos meus momentos, bons e ruins. Ildo Parnow, que de seu “jeito”, sempre dá um “jeito” de ajudar, a qualquer hora. Professor Ulisses Bremer, pela caneta de quatro cores e por me fazer rir em tantos momentos com seu silêncio, que só é rompido para dizer coisas que valem a pena. Dentro deste grupo existe uma pessoa que é meu exemplo de profissional, o melhor professor que já conheci, sempre serei agradecida: Francisco Aquino. Eu diria que ele ensinou a mim e a todos que

tiveram o privilégio de serem seus alunos, todos os conhecimentos de geografia física possíveis de aprender em tão curto espaço de tempo. Por ter paciência, dedicação e vontade de auxiliar em vários procedimentos necessários para elucidar meus questionamentos e dúvidas. E claro, por poder ser sua amiga e contar com sua leal amizade a mais de uma década!

Sou grata pelos únicos amores verdadeiros e altruístas: minha mãe e meu filho. Minha mãe sempre será meu maior alicerce. Sempre me apoiando e dando exemplos de como ser uma mulher digna sem perder a doçura. Meu filho, tão pequeno, já dando conselhos quando me faltavam forças: “Mãe, a gente sempre tem que estar preparado”. Minha irmã e cunhado, inspirando a desafiar a grandiosidade do mundo. Pai! Quis o destino que você partisse no meio desse desafio. Queria que tivesse mais tempo aqui para estar ao meu lado e celebrar mais essa etapa concluída de minha vida. Eu era mais forte com você por perto, mas você não pôde esperar (*in memoriam*).

E finalmente, agradeço a pessoa mais importante nesse processo, desde o início: meu orientador Elírio Toldo Jr. “Caro Orientador”, sendo você a guiar o caminho ao conhecimento é impossível não crescer e evoluir. Sua educação, dedicação, generosidade, atenção, energia positiva, sinceridade, honestidade, enfim, suas qualidades, quantidade de saber e experiência são um presente para qualquer pessoa que deseje fazer um trabalho. Você não desistiu de mim, com tantos “sedimentos” no caminho. Esse trabalho só foi possível com você, é uma honra e motivo de orgulho ser sua orientanda. Você é uma estrela que sempre vai brilhar na minha constelação!

RESUMO

A investigação dos movimentos morfológicos da embocadura de canais e de linhas de praia pode ser instrumental para a descrição da influência de processos costeiros de curto prazo. A Lagoa do Peixe (LP) encontra-se dentro do Parque Nacional da Lagoa do Peixe (PNLP), 344 km², litoral médio da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. O objetivo desse trabalho foi descrever o comportamento morfodinâmico da embocadura do canal, sua instabilidade, geometria, caracterização geomorfológica e a análise da variabilidade da posição da linha de praia adjacente, entre 1987 e 2009. A partir do conjunto de imagens LANDSAT (1973 a 2009) e de técnicas de geoprocessamento, foram analisadas as características morfológicas e a dinâmica do canal. O movimento de curto prazo na linha de praia foi avaliado a partir de imagens LANDSAT TM vetorizadas (1987 e 2009) pelo método dos pontos extremos. Os resultados foram comparados a modelos numéricos, possibilitando a descrição de um canal de maré com um mecanismo de assoreamento morfodinâmico. A região do PNLP sofre a influência da variabilidade do seu regime de precipitação sazonal, onde o maior volume de chuvas ocorre no inverno. Esse regime pluviométrico é associado às correntes litorâneas de SW, que tem de maior capacidade de deriva que as correntes de NE, mais frequentes no verão. A abertura natural do canal ocorreu no biênio: 1997-1998, onde os totais de precipitação anual foram de 400 mm acima da média para a região do PNLP (1265 mm). O assoreamento do canal da LP está relacionado à diminuição do volume de chuvas. Com a aproximação do verão, o transporte de sedimentos, promovido pelos ventos e correntes de NE, é menos competente, porém de maior frequência, contribuindo para a formação de pontais que se desenvolvem no sentido das correntes. A análise da variabilidade da posição da linha de praia adjacente ao PNLP acusou um processo progradante ao norte do canal (até 40 m) e retrogradante ao sul (máximo 80 m). Esses resultados são compatíveis com outros resultados oferecidos pela literatura respectiva.

Palavras-chave: *geoprocessamento, morfodinâmica, canal lagunar, linha de praia, Lagoa do Peixe.*

ABSTRACT

The investigation of morphological change in lagoonal inlets and shorelines can be instrumental to describe the influence of short term coastal processes. The Lagoa do Peixe (LP) is set within the Parque Nacional da Lagoa do Peixe (PNLP), 344 km², located on the mid-section of the Rio Grande do Sul coastal plain. The objective of this work was to describe the morphodynamic behavior of inlet, its instability, geometry and geomorphologic characteristics, as well as an analysis of the variability of the adjacent shoreline position, between 1987 e 2009. A set of LANDSAT images (from 1973 to 2009) and geoprocessing techniques were employed to analyze the morphologic characteristics and dynamics of the LP channel. Short term movements of the shoreline were evaluated from the vectorized LANDSAT TM imagery (1987 and 2009), using the extreme points method. The results were compared to numerical models, which made it possible to describe a tidal inlet with a morphodynamic sedimentation mechanism. The PNL region is influenced by the variability of its precipitation regime, in which larger precipitation volumes occur in winter. This pluviometric regime is associated to the longshore SW currents which have a greater drifting capacity than the NW currents, more frequent in summer. The natural opening of the channel occurred in the two-year periods of 1997-1998, where total annual precipitation was 400 mm above the average for the PNL region (1265 mm). LP channel sedimentation is related to the lowering of rain volumes. With the progression of summer, sediment transport promoted by wind and NE currents, is less competent, although more frequent, contributing to the formation of spits that develop siding the currents. Analyses of the variability of PNL adjacent coastline position indicated a progradation process to the north of the channel (up to 40 m) and a retrogradation process to the south (maximum of 80 m). These results are compatible with other assessments offered by the respective literature.

Keywords: *geoprocessing, morphodynamic, lagoonal inlet, shoreline, Lagoa do Peixe*

SUMÁRIO

Sobre a estrutura desta dissertação	4
1. INTRODUÇÃO	5
1.1. Estado da Arte	6
1.1.1. A Província Costeira do Rio Grande do Sul	7
1.1.2. Canais Costeiros	14
1.1.3. Linha de Praia	21
1.1.4. Sensoriamento Remoto e Geomorfologia Costeira	25
1.2. Área de Estudo	27
1.3. Materiais e Métodos	34
1.4. Considerações Finais	36
1.5. Referências Bibliográficas	39
2. CORPO PRINCIPAL – ARTIGO SUBMETIDO	49
3. ANEXO	91

Sobre a estrutura desta dissertação

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de artigo submetido a periódico. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução sobre o tema, abordando motivações e proposta da dissertação, estado da arte sobre os principais objetos da pesquisa, breve descrição da área de estudo, matérias e métodos seguidos por uma conclusão que concatene os resultados aos objetivos propostos.
- b) Artigo desenvolvido pelo autor, submetido à Revista Brasileira de Geofísica – RBGf.
- c) Anexo a carta de recebimento do corpo editorial da RBGf, ao qual o artigo do corpo principal da presente dissertação foi submetido.

1. INTRODUÇÃO

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) é uma das quatro províncias geomorfológicas do estado (CARRARO *et al.*, 1974). Possui características que a condicionam a processos dinâmicos costeiros (ventos, ondas, correntes e marés) e globais (tectonismo e eustasia) ao longo de toda sua extensão. Sua forma retilínea e orientação propiciam aos agentes de transporte sedimentar trabalharem simultaneamente em toda zona costeira e plataforma continental.

Sua origem e morfologia estão relacionadas às variações glácio-eustáticas ao longo dos últimos 400 mil anos, formando a Barreira Múltipla Complexa (Villwock & Tomazelli, 1992). No último máximo transgressivo, 5 ka, foi construída a barreira IV, que funciona como proteção as lagoas e lagunas, que podem ser encontradas de sul ao norte de toda PCRS.

Dentre tantos corpos lagunares, encontramos a Lagoa do Peixe - LP, localizada no litoral médio, posicionada paralelamente a linha de costa, possuindo um canal que intermitentemente a comunica ao Oceano Atlântico. Este canal proporciona a laguna à entrada de água salobra, que juntamente transportam nutrientes e microorganismos marinhos que servem de alimentos a aves migratórias, peixes e crustáceos. Por estas características, a área da LP foi transformada em Parque Nacional – PARNA, em 1986.

O Parque Nacional da Lagoa do Peixe – PNLN enfrenta sérios problemas ambientais relacionados à atividade antrópica: comunidade de pescadores, pecuaristas e produtores de eucaliptos e arroz. Para todos eles é de suma importância a abertura do canal, que nem sempre ocorre naturalmente. Logo, todo ano em que não rompe os depósitos arenosos que assoreiam sua embocadura, a comunidade solicita sua desobstrução mecânica ao órgão gestor do parque, o Instituto Brasileiro do Meio Ambiente – IBAMA.

Pela grande problemática sócio-ambiental que envolve o canal, surgiu a motivação para a realização deste estudo. O conhecimento dos mecanismos naturais de desobstrução e assoreamento do canal, bem como da mobilidade da linha de praia adjacente, aplicando técnicas de geoprocessamento em imagens de satélite, ampliam a interação de novas tecnologias ao gerenciamento costeiro, fornecendo justificativas

para propostas e medidas que auxiliem a administração do IBAMA na mediação dos conflitos com a população local.

1.1.Estado da Arte

Na busca pela compreensão necessária para elaborar a presente dissertação foi fundamental pesquisar trabalhos relacionados à evolução da PCRS, para melhor compreensão da gênese da Lagoa do Peixe.

Ainda que esse conhecimento tenha embasado a pesquisa, seu foco era a morfodinâmica de canais e movimentos de linha de praia, tendo como destaque a metodologia para a análise morfodinâmica na área de estudo. Portanto, foi inerente a busca por trabalhos anteriores que justificassem a metodologia, e que apresentassem resultados quantitativos similares, tendo em vista a utilização de um método qualitativo, através de técnicas de sensoriamento remoto aplicado à interpretação geomorfológica em imagens de satélite de ambientes dinâmicos.

1.1.1. A Província Costeira do Rio Grande do Sul

De acordo com a divisão geomorfológica de Carraro *et al.* (1974), o Rio Grande do Sul é dividido em quatro províncias: o Planalto, a Depressão Periférica, o Escudo Sul-Riograndense e a Planície Costeira. A PCRS possui 33000 km² de área, e 615 km de extensão (Fig. 1).

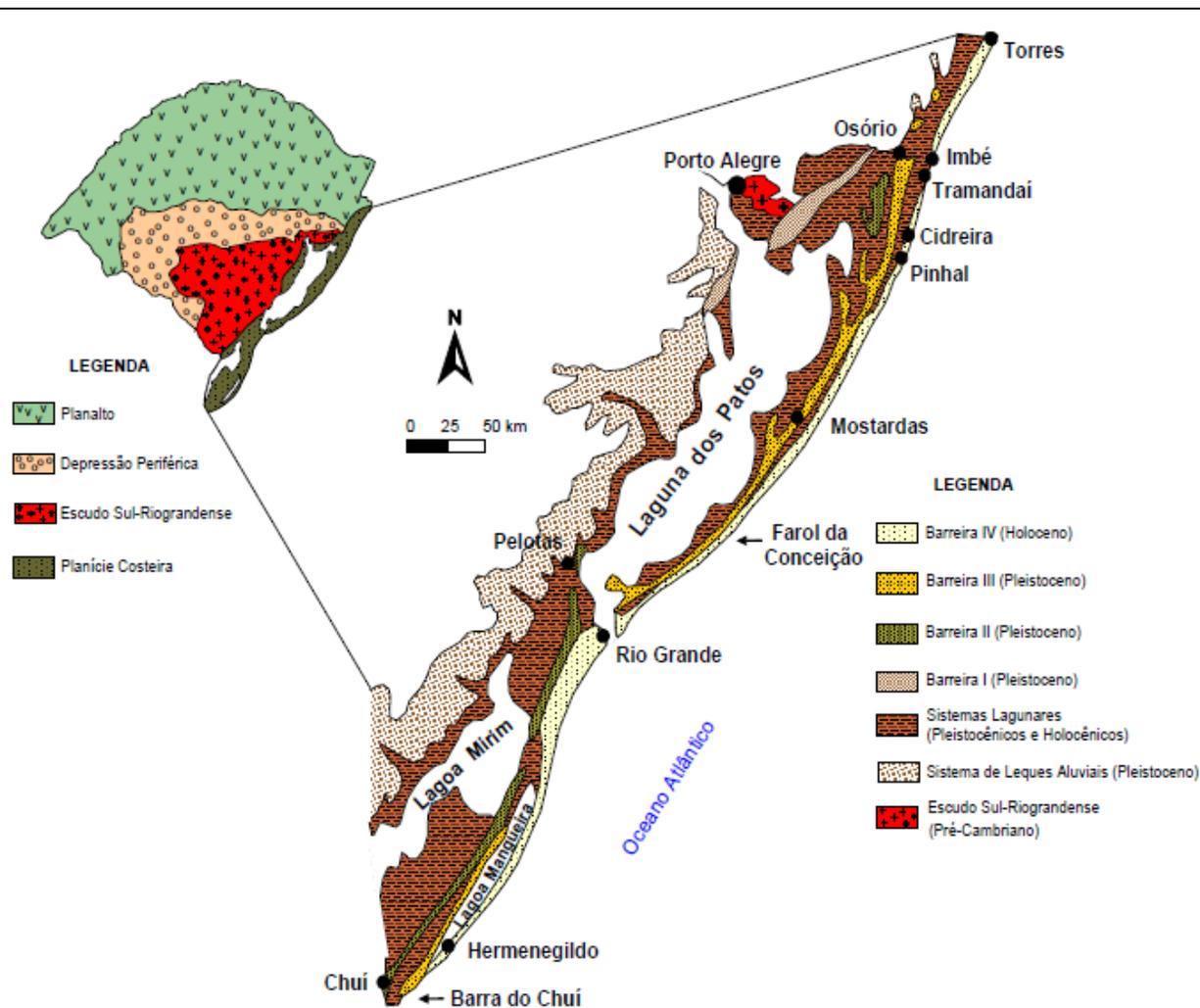


Figura 1. Classificação geomorfológica do Rio Grande do Sul (CARRARO *et al.*, 1974). Em destaque configuração geológica da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (TOMAZELLI e VILLWOCK, 2000). (Fonte: AREJANO, 2006)

Esta província esta dividida entre Terras Baixas (emersas e submersas da Bacia de Pelotas) e Terras Altas (aflorantes a oeste na PCRS), constituídas por rochas pertencentes ao Escudo Sul-Riograndense e Bacia do Paraná (Fig. 2).

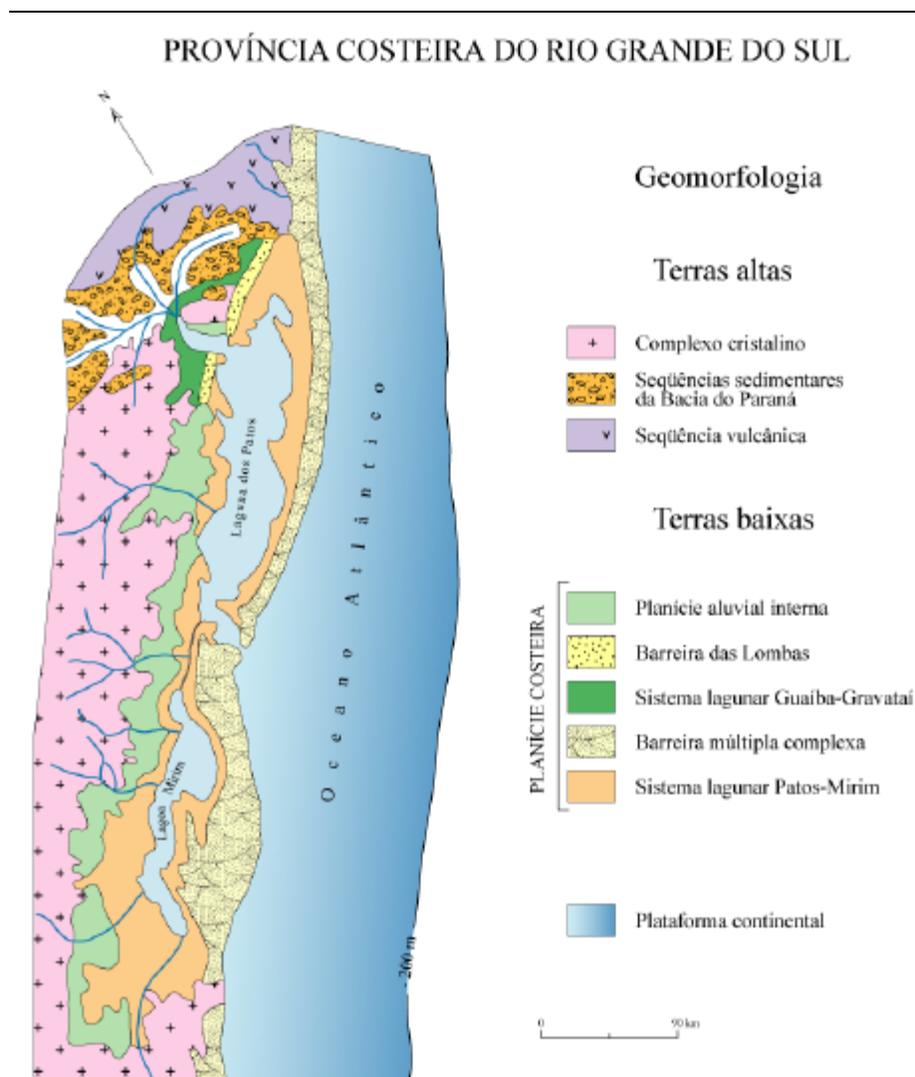


Figura 2. Divisão da Província Costeira do Rio Grande do Sul, de acordo com Villwock (1984). (Fonte: ROSA, 2009)

As Terras Baixas são abastecidas de sedimentos clásticos terrígenos oriundos dos processos de erosão e transporte que ocorrem nas Terras Altas. Quando ali se depositam, ficam expostos aos processos costeiros como ventos, ondas, correntes e variações do nível do mar, se organizando em diferentes sistemas deposicionais, transicionais e marinhos (Fig. 2). O resultado destes processos

compartimentou a PCRS em cinco áreas geomorfológicamente distintas: Planície Aluvial Interna, Barreira das Lombas, Sistema Lagunar Guaíba-Gravataí, Barreira Múltipla Complexa e Sistema Lagunar Patos-Mirim, sendo as duas últimas as mais importantes para o presente trabalho. Assim, as três primeiras serão descritas brevemente (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995).

A Planície Aluvial Interna esta situada entre o Escudo Sul-Riograndense e o Sistema Lagunar Patos-Mirim. É caracterizada por um terreno suavemente inclinado para leste, onde ocorre a transição de coxilhas que margeiam o escudo para terraços dissecados pela drenagem atual. Os depósitos em leques aluviais que se iniciaram durante o terciário, foram retrabalhados nas suas porções distais em ambiente marinho e lagunar durante o quaternário. A extensa e alongada Barreira das Lombas (250 km de comprimento), cobre uma área que vai de Osório a Tapes, com orientação NE-SW. Representam um antigo sistema de ilhas-barreira, configuradas atualmente por coxilhas arredondadas, constituídas por depósitos praias e eólicos que isolaram o Sistema Guaíba-Gravataí, que se apresentam como terras baixas, resultado da evolução de uma laguna para pântanos, hoje retrabalhados pela drenagem local.

O Sistema Lagunar Patos-Mirim se formou através das oscilações do nível do mar, que resultaram na abertura e fechamento dos canais de comunicação com o Oceano Atlântico. Estas variações construíram terraços, cristas de praia, pântanos, além da erosão e deposição de suas margens, responsáveis pela construção de falésias e pontais arenosos encontrados nas presentes e antigas linhas de costa. O isolamento desse sistema ocorreu através de uma faixa de terras correspondente a Barreira Múltipla-Complexa que se estende ao norte, entre o Planalto e o Oceano Atlântico, e ao sul isolando o Sistema Lagunar Patos-Mirim.

A Barreira Múltipla-Complexa caracteriza-se pela presença de terraços aplainados, intercalados por depressões alongadas em diferentes estágios evolutivos (lagos, lagunas e pântanos). Também é presente um conjunto de sistemas laguna-barreira, ali sucessivamente construídos através das três últimas grandes variações glácio-eustáticas. Uma complexidade de diversos tipos de depósitos se intercala nesse compartimento da PCRS: praias, eólicos, lacustres, lagunares, paludiais, fluviais e deltaicos.

No que se refere aos tipos de sistemas deposicionais, são encontrados na PCRS: leques aluviais (tendo como área fonte o Escudo Pré-Cambriano e o Planalto) e laguna-barreira. Estando a LP situada sobre o segundo, importante é uma maior escala de detalhes sobre este tipo de sistema deposicional.

A partir dos leques aluviais encontrados a oeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul, ocorre a evolução longitudinal, em sentido leste, de quatro sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira, que iniciaram seu desenvolvimento há 400 mil anos. Do mais antigo, Sistema Laguna-Barreira I ao mais recente, Sistema Laguna-Barreira IV, fica clara a influência dos eventos de regressão e transgressão do nível do mar (Fig. 3), originados pela intercalação de períodos glaciais e interglaciais, descritos pelos Ciclos de Milankovitch. As barreiras são correlacionadas aos picos nas curvas do isótopo de oxigênio descritos por Imbrie *et al.*, 1984 (TOMAZELLI e VILLWOCK, 2000 *apud* ROSA, 2009).

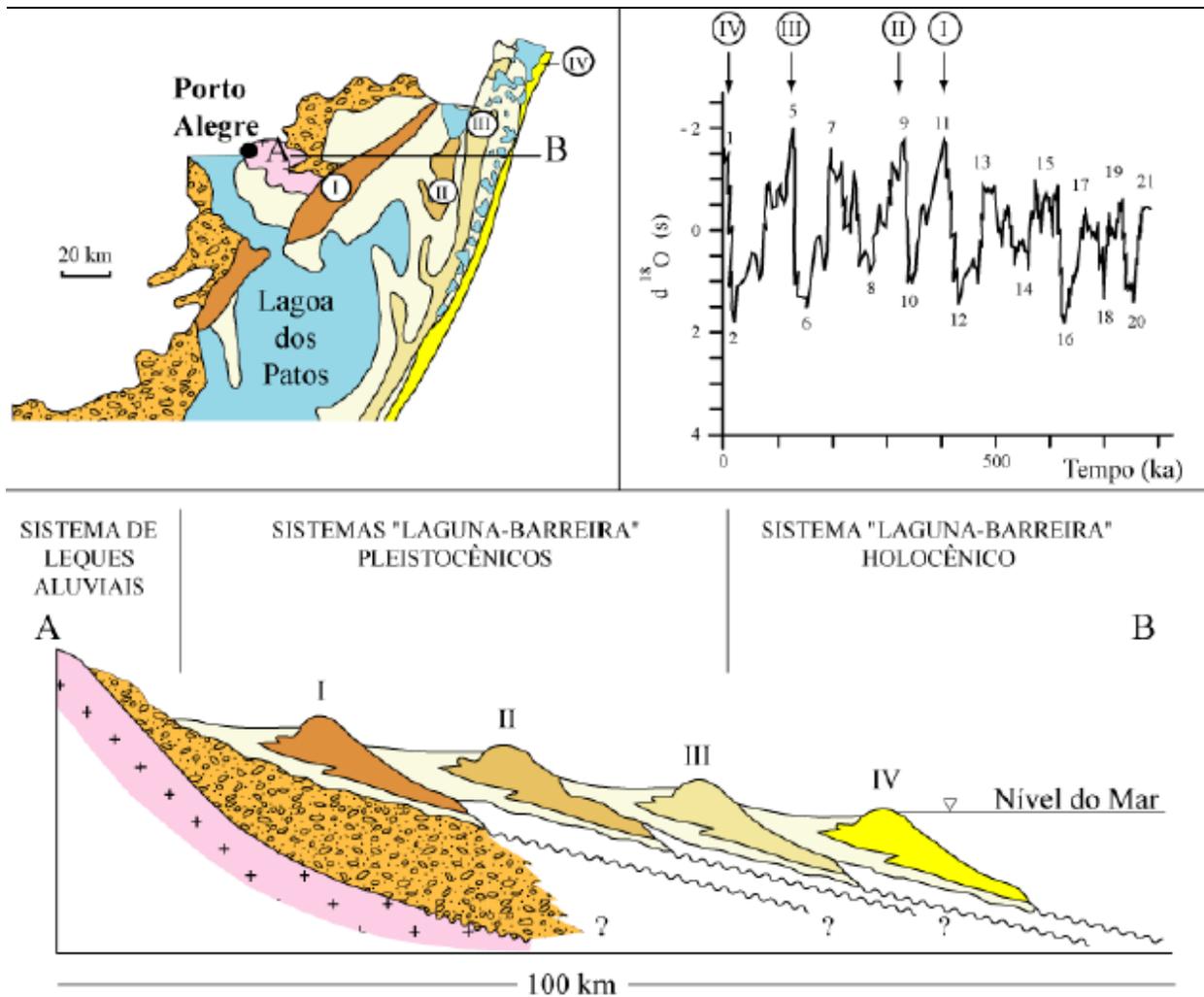


Figura 3. Perfil dos sistemas deposicionais da Barreira Múltipla-Complexa, apresentando seus quatro diferentes estágios e sua cronologia, relacionadas às curvas dos picos de oxigênio de Imbrie *et al.*, (1984), números pares representam períodos glaciais, os ímpares períodos interglaciais (TOMAZELLI e VILLWOCK, 2000). (Fonte: ROSA, 2009).

O sistema laguna-barreira compreende três subsistemas deposicionais, interligados: subsistema lagunar (desenvolvem-se no espaço de retrobarreiras, que corresponde a mais baixa topografia, entre a barreira e os terrenos mais antigos. Ex: lagunas, lagos, pântanos, etc), subsistema barreira (praias arenosas e campos de dunas eólicas adjacentes) e o subsistema de canal de ligação (*inlet*, unidade morfológica que viabiliza o contato entre o subsistema lagunar e o mar aberto). Em nosso litoral existem poucos canais, que, devido à influência da deriva litorânea, tendem a migrar em direção ao sentido dominante das correntes, NE/SW.

Os Sistemas Laguna-Barreira I e II, mais antigos, encontram-se distantes da área de influência da LP. Já os dois mais jovens, Sistemas Laguna-Barreira III e IV, intrinsecamente ligados à área da laguna, serão enfatizados (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995).

Cada um desses sistemas do tipo laguna barreira se depositaram em eventos regressivos-transgressivos. O Sistema Depositional Laguna-Barreira III está relacionado a um terceiro evento pleistocênico, responsável pela implantação do Sistema Lagunar Patos-Mirim. Seus depósitos são encontrados atualmente bem preservados de Torres ao Chuí. Ao norte da região de Osório encontram-se apoiados na base da escarpa da Serra Geral. Isto quer dizer que no pico transgressivo durante o período de formação da barreira III, a linha de costa encontrava a escarpa da serra. No litoral médio, esse evento construiu uma verdadeira barreira, isolando a retrobarreira, atualmente ocupada, em grande parte, pela Lagoa dos Patos. O Sistema Depositional Laguna Barreira III apresenta dois subsistemas: barreira III e sistema lagunar III.

Quanto à estratigrafia da barreira III, estudos de Tomazelli *et al.* (1982) e Tomazelli (1985) apresentam-na constituída por fácies arenosas, de origem praias e marinho rasa recobertas por depósitos eólicos, dispostas em uma sucessão vertical de fácies progradantes (regressivos). Os depósitos praias são compostos por sedimentos quartzosos, de granulação fina e bem selecionados, com estratificação plano-paralelas, com truncamentos de baixo ângulo, cruzadas planar/acanalada e *hummocky*. São presentes e importantes indicadores dos eventos transgressivos-regressivos os tubos de *Callichirus sp.* Já os eólicos, apresentam grãos com coloração avermelhada e um aspecto maciço, algumas vezes bioturbados. A retirada da cobertura vegetal possibilitou a reativação de processos eólicos sobre esses depósitos, fazendo com que os ventos predominantes de NE, os façam migrar em sentido SW, formando dunas parabólicas.

O sistema lagunar III é composto por ambientes deposicionais localizados sobre a retrobarreira (*backbarrier*), constituídos principalmente por areias finas, siltico-argilosas, pobremente selecionadas, de coloração creme, com laminação plano-paralela e, frequentemente, incluindo concreções carbonáticas ferruginosas. Grande parte desse sistema foi ocupado por imensos corpos lagunares no passado, precursores do atual Sistema Patos-Mirim.

A LP encontra-se posicionada exatamente sobre o truncamento existente entre as barreiras III e IV, mas pode-se considerar que praticamente toda sua totalidade esta situada sobre o Sistema Depositional Laguna Barreira IV, desenvolvido no holoceno, como conseqüência da última grande transgressão pós-glacial (estágio isotópico do oxigênio 1/ Fig. 3).

O subsistema barreira IV foi formado com nível do mar 5 m acima do atual, essencialmente composto por areias praias e eólicas, tendo como origem a grande abundância de sedimentos arenosos existentes na plataforma continental interna, que progradaram durante a regressão que se sucedeu através da formação de cordões litorâneos regressivos (*beach ridges*). Em relação à composição sedimentar, as areias praias possuem mineralogia quartzosa, de fina a muito fina, que em alguns locais podem apresentar forte concentração de minerais pesados. Areias e cascalhos bioclásticos são bastante representativos na porção sul da PCRS (CALLIARI e KLEIN, 1993). Parte da linha de costa é coberta por extensos campos de dunas, com larguras entre 2 e 8 km. Estes campos de dunas livres são predominantemente do tipo barcanóides, migrando em resposta aos fortes ventos de NE para SW, avançando sobre terrenos mais antigos e corpos lagunares (TOMAZELLI, 1993).

O subsistema lagunar IV é o terreno de retrobarreira situado entre as barreiras III e IV. Durante o pico transgressivo holocênico este espaço foi ocupado por uma diversidade de corpos lagunares que evoluíram através da posterior progradação da barreira. Um dos exemplos é a LP. A coexistência lateral de diferentes subambientes deposicionais demonstra a gradual evolução em uma ordem: "laguna-lago-pântano costeiro". Esse processo evolutivo é controlado por quatro mecanismos: variações do nível de base regional, incluindo o lençol freático que acompanha as flutuações do nível relativo do mar; avanço da vegetação marginal sobre os corpos d'água; aporte sedimentar clástico terrígeno e; migração e avanço dos campos de dunas transgressivas (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995).

1.1.2. Canais Costeiros

Canais costeiros (*costal inlets*) são definidos com aberturas em barreiras costeiras através dos quais água, sedimentos, nutrientes, organismos planctônicos e poluentes são constantemente trocados entre o mar, embaiamentos e foz de rios protegidos por barreiras costeiras.

Eles podem medir poucos metros ou muitos quilômetros de largura. Em muitos locais sua manutenção é de extrema importância comercial, uma vez que servem como via de acesso ao continente, facilitando a navegação comercial. Para melhor prever o comportamento de um canal é preciso compreendê-lo, devido à natureza complexa de migração e assoreamento aos quais estão submetidos pelos processos costeiros, que oferecem a estes ambientes morfodinâmica complexa e constante. Uma melhor compreensão dos padrões de sedimentação e sua relação com marés e outros processos podem contribuir para otimizar sua manutenção. O canal da LP, tema da presente dissertação é livre, sem nenhuma intervenção de obras de engenharia costeira, logo, esta revisão não enfocará embocaduras retificadas ou fixadas por molhes, barras, etc.

Canais de maré são análogos à embocadura de rios (*fluvial inlets*), principalmente nos padrões de transporte e deposição sedimentar. Nos dois casos, refletem a interação do fluxo de saída associado à turbulência causada pela fricção de fundo e forma ascensional causada pela estratificação densa, e a energia do corpo d'água receptor (WRIGHT e SONU, 1975). Todavia, existem dois fatores principais que diferem canais lagunares e embocaduras de rios costeiros (OERTEL, 1982):

- a) Canais de maré lagunares sofrem inversão dos fluxos diurno e semi-diurno.
- b) Canais lagunares possuem duas embocaduras com frentes opostas, uma voltada para o mar e outra para a laguna. As estruturas sedimentares que formam as duas aberturas diferem em energia, densidade da água e fatores geométricos.

O termo laguna se refere a um embaiamento que é conectado ao oceano por um canal de maré. A embocadura do canal é a zona de menor seção transversal,

onde ocorrem as maiores velocidades no fluxo de sedimentos e água. O canal principal é a parte mais profunda, e pode estender a embocadura tanto em direção ao oceano como ao continente (OERTEL, 1988). Bancos e deltas representam corpos de areia formados pela maré vazante, localizados na embocadura do canal, em direção ao mar.

Na revisão técnica encontrada no Manual da CERC (2002), são relacionados os principais trabalhos feitos no passado sobre canais. Muitos autores colaboraram no conhecimento sobre esta feição. Trabalhos pioneiros sobre estabilidade de canais foram realizados por Francis Escoffier (1940; 1977). O'Brien (1931; 1976) descreveu empiricamente a relação entre as dimensões de canais de maré e o prisma de maré. Keulegan (1967) desenvolveu algoritmos que relacionavam a seção transversal de canais ao prisma de maré. Brunn (1966) estudou canais e a deriva litorânea e Brunn e Gerritsen (1959, 1961) a estabilidade de canais e o deslocamento de sedimentos (*bypassing*). Hubbard, Oertel, e Nummedal (1979) relataram a influência das ondas e correntes de maré sobre canais de maré nos estados da Carolina do Norte e Sul e Geórgia, EUA. Há uma infinidade de trabalhos referenciados no USACE *General Investigation of Tidal Inlets* (GITI), entre eles: Barwis (1976), em um volume especial chamado *Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets*; livros sobre ambientes costeiros (CARTER, 1988; CRONIN, 1975; KOMAR, 1988), e em artigos de revisão (BOOTHROYD, 1985; FITZGERALD, 1988), entre muitos outros.

Quanto à classificação de canais, eles podem ser encontrados em todo planeta em uma grande variedade. Utilizando o critério da fonte de energia predominante atuante na linha de costa, de acordo com a variação na energia das ondas e mares do ambiente (Fig. 4).

A geologia local pode ser um fator restritivo a formação de barreiras em torno de canais. A maior parte dos canais se forma em margens passivas com costas planas em plataformas continentais rasas. Nas margens ativas, as linhas de costas possuem pouco aporte sedimentar para acumulá-los e formar barreiras, nesses casos os canais que se encontram estão relacionados à embocadura de rios. A geologia subjacente também pode ser um fator controlador de sua estabilidade. Em certas áreas, os canais migram lateralmente, em uma faixa limitada da praia, indo e voltando. A posição desses canais é permanente devido ao controle tectônico, mas a abertura é

mantida hidraulicamente por marés harmônicas. Se não ocorrerem tempestades na região onde está localizado o canal, usualmente sua tendência é fechar rapidamente. Alguns canais, com fundos formados por rochas mais resistentes simplesmente não se movem.

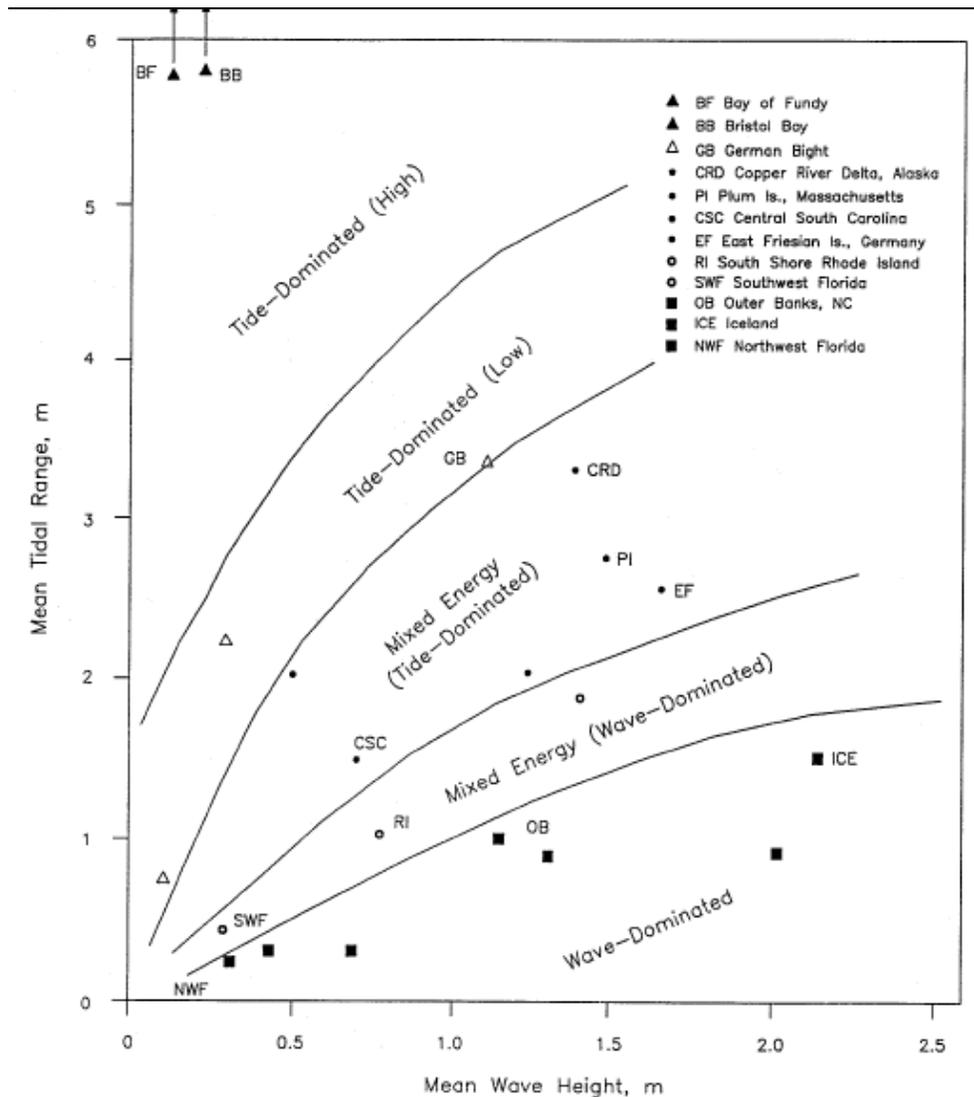


Figura 4. Classificação das linhas de costa baseada no tipo de energia dominante.
(Fonte: HAYES, 1979)

Canais de maré são caracterizados por largos corpos de areia que se depositam, formados pelas correntes de maré e ondas. O delta de maré vazante é descrito como corpos de areia acumulados na embocadura do canal em direção ao mar. São formados pelas correntes de vazante e modificados pela ação das ondas. Os

deltas de maré enchente é o acúmulo de areia no lado continental do canal que são formados pelas correntes de enchente. Dependendo do tamanho ou profundidade da baía, o delta de enchente pode se estender por grande parte do corpo d'água ou pode se fundir em um complexo de tributários meandранtes, pontais e estuários laminíticos (Fig. 5).

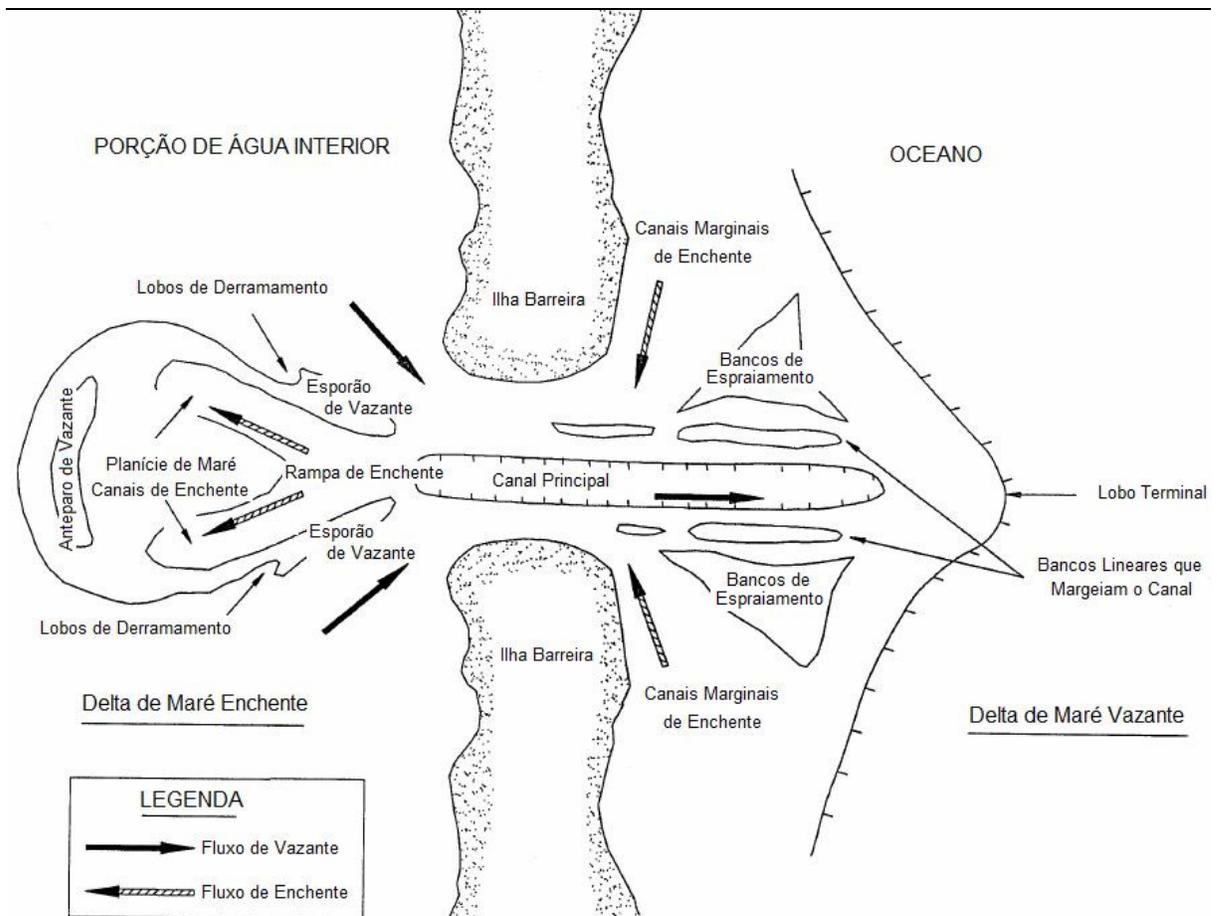


Figura 5. Vista em planta de um canal de maré, demonstrando deltas de maré enchente e vazante desenvolvidos e suas feições principais (modificado de FITZGERALD, 1988). (Fonte: SILVA, 2009)

Os deltas de enchente possuem feições típicas, de acordo com FitzGerald (1988; 2000) e CERC (2002), abaixo relacionadas:

Rampa de enchente (flood ramp): é a diminuição da profundidade do canal em direção à terra se estendendo até a porção intermareal do delta.

Canais de enchente (flood channels): a rampa de enchente pode se dividir em dois rasos canais de enchentes.

Anteparo de vazante (ebb shield): é a porção mais alta e mais próxima da terra, podendo ser parcialmente coberta por vegetação. O anteparo de vazante protege o delta dos efeitos das correntes de vazante.

Esporão de vazante (ebb spits): estende-se a partir do anteparo de vazante em direção ao canal. São formados a partir da areia erodida do anteparo de vazante e transportada novamente para o canal pelas correntes de maré vazante.

Lobos de derramamento (spillover lobes): são lobos de areia na porção interior do delta, decorrente da quebra dos esporões ou do anteparo de vazante.

Os deltas de maré vazante, também possuem feições características passíveis de serem identificadas:

Canal principal de vazante (main ebb channel): é a diminuição da profundidade em direção à terra que ocorre nos deltas de maré vazante. São dominadas por correntes de maré vazante.

Lobo terminal (terminal lobe): acúmulo de sedimento transportado em direção ao mar pelas correntes de vazante no canal principal. Na porção em direção ao mar, o depósito apresenta declividade relativamente alta, sendo a porção mais externa definida pelo local de quebra de ondas em períodos de tempestades com ondas grandes e maré baixa.

Plataforma de espraiamento (swash platform): é uma plataforma arenosa rasa localizada em ambos os lados do canal principal, definindo a extensão geral do delta de vazante.

Bancos lineares que margeiam o canal (channel margin linear bars): são bancos que margeiam o canal de vazante, situados sobre a plataforma de espalhamento, esses bancos migram em direção à costa.

Bancos de espraiamento (swash bars): ondas quebrando sobre o lobo terminal e a plataforma de espraiamento formam esse tipo de banco que migra em direção à costa.

Canais marginais de enchente (marginal-flood channels): são canais rasos localizados entre a extremidade dos bancos lineares que margeiam o canal e as praias. Esses canais são dominados por correntes de maré enchente.

De acordo com o tipo predominante de correntes presentes no local onde se forma o delta de vazante, ele apresentará diferentes formas (Fig. 6).

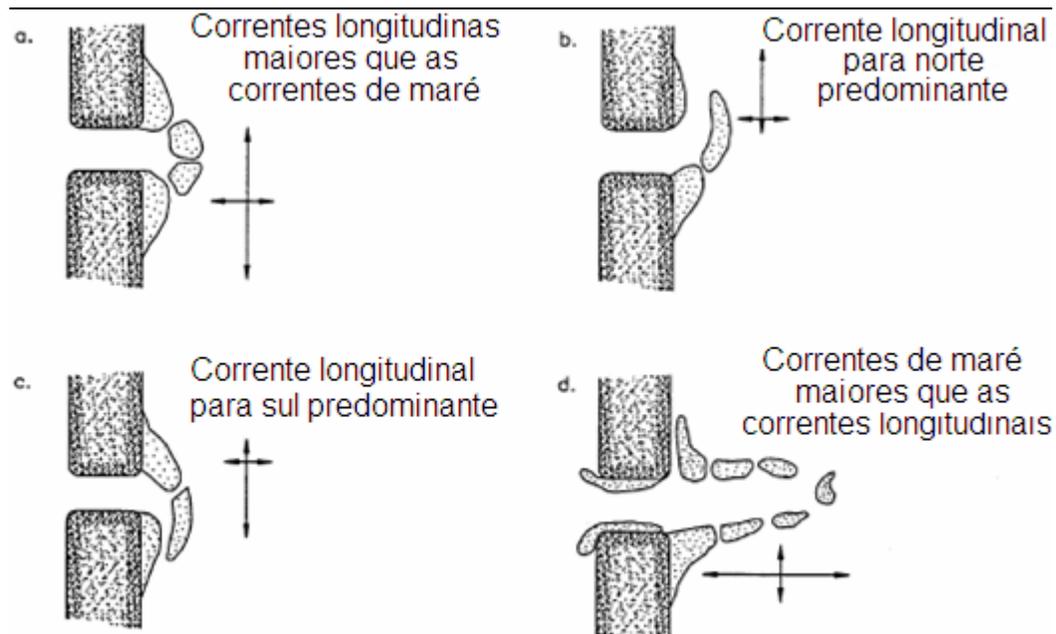


Figura 6. Quatro formas diferentes de deltas de vazante, variando a forma de acordo com o efeito e direção das correntes longitudinais e correntes de maré (OERTEL, 1988). (Fonte: SILVA, 2009)

Nummedal e Fisher (1978), concluíram que três fatores são determinantes na geometria e assoreamento da embocadura de canais: amplitude de marés, energia das ondas incidentes e batimetria da baía. Walton e Adams (1976) mostraram que existe uma correspondência direta entre o prisma de maré e o tamanho do delta de maré enchente, com alguma variabilidade causada pelas mudanças nos padrões de energia de ondas. São exemplos dessa relação o aumento do delta de

enchente em Ocean City e diminuição em Assateague Island, ambos nos Estados Unidos (FITZGERALD, 1988).

Canais possuem um comportamento migratório ao longo da costa, devido à complexa interação entre prisma de maré, energia de ondas e aporte sedimentar. Alguns pesquisadores atribuem a deriva litorânea o mais importante papel no que tange a instabilidade de canais (OERTEL, 1988). Sedimentos não são somente transportados pelas correntes litorâneas até a embocadura, existem muitos outros mecanismos de transporte que podem ser responsáveis pelo transporte de sedimentos de um lado ao outro na linha de costa. Conhecido como *bypassing*, FitzGerald (1988) o define como: o transporte de areia da área de um lado do canal de maré para oposto, na linha de costa.

Bruun e Gerristen (1959) enumeraram três mecanismos pelos quais a areia se move através dos canais de maré: transporte induzido pelas ondas da borda do lobo terminal do delta de vazante, o transporte de areia nos canais através das correntes de maré e a migração de canais e barras de areia. Em muitos casos a combinação desses fatores é que gera a migração. Em alguns canais, a posição é estável, mas a maioria dos canais de vazante migram através do delta de vazante. Este padrão é, muitas vezes, em canais ancorados naturalmente por rochas ou estabilizados por molhes. O suprimento sedimentar através da deriva litorânea se acumula na parte superior do delta de vazante, com resultado de uma deflexão causada pelo canal de vazante principal. O canal de vazante continua a defletir, em alguns casos até se tornar paralelo as correntes longitudinais a praia, gerando grande erosão da praia adjacente.

Carter (1988) descreve como principais características morfológicas para a identificação de um canal de maré: delta de vazante com bancos lineares e não visíveis; canal usualmente é profundo e estável, com pequenas larguras e profundidade; na área da laguna encontram-se pântanos ou marismas meandrados por canais e; barras dos canais marginais alongadas.

Pope (2000) estudou os mecanismos de assoreamento em canais, em suas diversas partes e porque sua embocadura é obstruída. Classificou-os então geomorfologicamente baseando-se nessas características. FitzGerald *et al.* (2000) descreveu modelos de como funciona o *bypassing* dos sedimentos em áreas de canais de maré, principalmente em praias arenosas. Ambos trabalhos realizados junto ao US

Army Corps of Engineers. Kraus (2000), inspirado em vários trabalhos de Bruun, principalmente Bruun e Gerritsen (1959) gerou modelos matemáticos que calculam o volume e taxas de transporte de sedimentos em deltas de maré vazante.

1.1.3. Linha de Praia

É a linha de contato físico entre a terra e o corpo d'água (DOLAN *et al.*, 1980). Ela é representada aproximadamente pela linha média entre a maré alta e baixa (SHALLOWITZ, 1964). Na realidade, a posição da linha de praia não é estática, ela muda continuamente através do tempo, devido ao movimento de sedimentos *crosshore* e a *alongshore* na zona litorânea, e especialmente devido à natureza dinâmica do nível do mar nas margens litorâneas (*e.g.*, ondas, marés, tempestades, marés de tempestade, *setup*, *runup*, etc.). A linha de praia deve ser considerada em uma escala de tempo adequada ao objetivo da investigação realizada. Por exemplo, um estudo na zona de espraiamento pode requerer amostragem da posição da linha de praia 10 vezes por segundo, enquanto que para efeitos de investigação de mudanças de curto termo, a amostragem sempre mais adequada é em uma escala de tempo de 10 – 20 anos (BOAK E TURNER, 2005)

Como foi salientado por vários autores (LIST e FARRIS, 1999; MORTON, 1991; SMITH e ZARILLO, 1990), a suposição mais incorreta em muitos estudos feitos sobre linhas de praia é que a linha de praia instantânea representa a condição média. Para estudos de longo termo (100 anos ou mais) a posição da linha de praia pode variar centenas ou milhares de metros (KOMAR, 1998).

A definição da posição da linha de praia mais utilizada é a variação ao longo da costa. A maior parte dos estudos realizados sobre variações na posição da linha de costa considera trechos ou pontos e o monitoramento de como se comportam ao longo do tempo.

Em Boak e Turner (2005) é apresentada extensa revisão de trabalhos sobre linhas de praia. Essa feição é utilizada, por exemplo, em projetos de proteção costeira (*e.g.*, CERC, 2002), para calibrar e verificar modelos numéricos (*e.g.*, HANSON, GRAVEN e KRAUS, 1988), para avaliar o aumento do nível do mar (*e.g.*, LEATHERMAN, 2001), para detectar zonas de risco (*e.g.*, BELOMO, PAJAK e

SPARKS, 1999; DOUGLAS, CROWELL e LEATHERMAN, 1998), para criar políticas que regulem o desenvolvimento em regiões litorâneas (e.g., NATIONAL RESEARCH COUNCIL, 1990) e auxiliar na definição legal de fronteiras (e.g., MORTON e SPEED, 1998), e nas pesquisas e monitoramento costeiros (e.g., SMITH e JACKSON, 1992). A localização da linha de praia pode fornecer informações no que diz respeito à reorientação da de estruturas adjacentes a ela (e.g., KOMAR, 1998) e o volume e largura da praia (e.g., SMITH e JACKSON, 1992).

Devido à natureza dinâmica do limite da linha de praia, na prática, pesquisadores utilizam os indicadores de linha de praia. Um indicador de linha de praia é a feição que é utilizada como representante da verdadeira posição da linha de praia. A Figura 7 ilustra a relação espacial entre as feições mais utilizadas para esse fim.

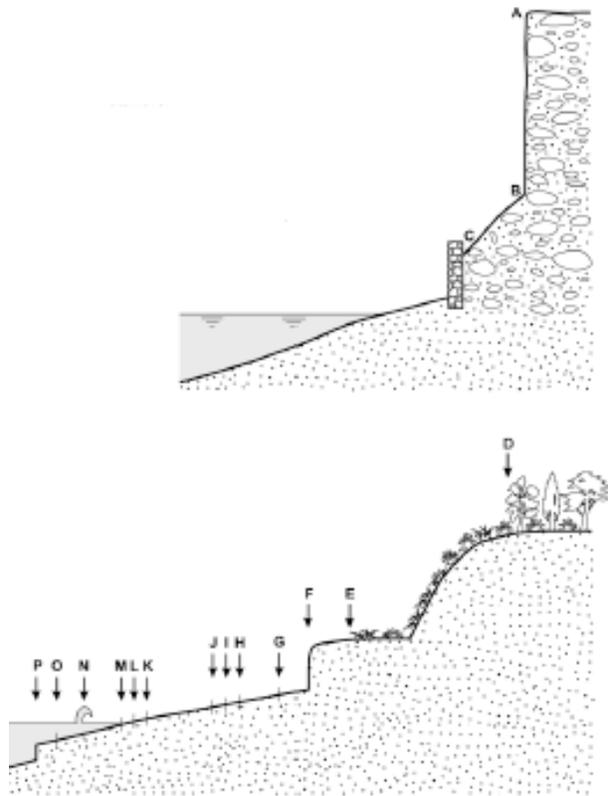


Figura 7. Esquema da relação espacial entre os indicadores de linha de praia mais comumente utilizados: (A) falésia; (B) base da falésia; (C) estrutura de proteção da praia; (D) linha de vegetação das dunas estáveis; (E) linha de vegetação das dunas; (F) escarpa erosiva; (G) linha de detritos/tempestades; (H) antiga linha da maré alta; (I) atual linha de maré alta; (J) maré alta média; (K) máximo *runup*/marca d'água (*High Water Shoreline*); (L) afloramento das águas subterrâneas; (M) linha d'água imediata; (N) linha de arrebatção; (O) linha d'água média; (P) crista. (Fonte: BOAK e TURNER, 2005).

Devido à grande difusão, a definição e a identificação da marca d'água (*High Water Line* – *HWL*), tem recebido atenção especial a literatura. Um grande número de pesquisadores (e.g., ANDERS e BYRNES, 1991; MOORE, 2000; PAJAK e LEATHERMAN, 2002; STOKDON *et al.*, 2002) tem mostrado que a interpretação da *HWL* em fotografias aéreas é um recurso que apresenta um erro significativo no mapeamento. Por exemplo, a *HWL* pode não ser distinguível em alguns trechos e em outros, sim. Alguns estudos (e.g., CROWELL, LEATHERMAN e BUCKLEY, 1991;

LEATHERMAN, 1983; STAFFORD e LANGFELDER, 1971) também utilizam o termo areia húmida/seca para descrever essa feição. O ideal na seleção da feição que será utilizada para determinar a posição mais aproximada à verdadeira linha de praia tem de ser escolhida adequando-se ao contexto específico da pesquisa realizada.

Os estudos mais recentes na linha de costa do Rio Grande do Sul foram realizados por Toldo, *et al.* (1999), Esteves, *et al.* (2002); Toldo e Almeida (2003). Para realizar o levantamento foi necessário medir a posição do perfil longitudinal da linha d'água. Em Toldo e Almeida (2003) esse levantamento de campo foi realizado ao longo de 615 km de costa entre as praias de Torres, ao norte, e Chuí, ao sul, uma vez por ano, sendo necessários 03 dias consecutivos de trabalho no campo. As medidas consistem na aquisição de dados utilizando um Receptor Pathfinder Pro-XS GPS – Sistema Global de Posicionamento, marca Trimble, com precisão submétrica entre 10 e 30 cm no modo de navegação, tanto para o datum vertical, quanto para o horizontal. No campo a antena receptora do GPS é instalada em um veículo Toyota que se desloca sobre a linha d'água a uma velocidade média de 50 km/h. O primeiro mapeamento da linha de praia (1997), o trabalho de campo foi similar ao supracitado, porém com um par GPS modelo GARMIN 100 Personal Surveyors, com precisão de 10 e 3 m para os equipamentos que operavam no modo de navegação e no modo estático, respectivamente.

As fontes dados utilizadas são as mais variadas. Geralmente o resultado obtido será diretamente dependente dos recursos disponíveis na área de estudo. Muitas vezes, diferentes recursos são utilizados em uma mesma avaliação, buscando maior precisão nos resultados, devido ao período em que se encontra disponível cada um deles. A temporalidade dos dados e recursos também são importantes, em toda interpretação geomorfológica. Exemplos desses recursos são: fotos históricas, gráficos e mapas costeiros, fotografias aéreas, inspeções de praia, linhas de praia feitas com GPS e DGPS, sensoriamento remoto, imagens multi e hiperespectrais, sensores de micro-ondas e imageamento.

1.1.4. Sensoriamento Remoto e Geomorfologia Costeira

O estudo e análise das feições geomorfológicas tem encontrado na tecnologia uma forte aliada. Com o passar do tempo, as ferramentas de interpretação do relevo tem oferecido maior precisão, facilitado o diagnóstico de cientistas em sua busca pela melhor compreensão das mudanças que ocorrem de curto a longo prazo. Entre estas podemos citar a aerofotogrametria, Sistemas de Informação Geográfica (SIG), levantamentos topográficos e GPS/DGPS. Mas nenhuma delas é tão difundida e de tão fácil acesso quanto o sensoriamento remoto através de imagens de satélite.

No Brasil, o Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), fornece gratuitamente um rico acervo de imagens do programa LANDSAT e CBERS. Imagens de diferentes sensores, que com o passar dos anos, tem evoluído significativamente na resolução espacial e espectral.

Além desses exemplos, existem também programas espaciais de vários países, que oferecem imagens com diferentes resoluções espaciais e espectrais, que cobrem toda superfície do planeta através de seus satélites (e.g., ASTER, *Quickbird*, SPOT, ICONOS).

Como salienta Florenzano (2009, p.32):

Em qualquer ciência, o surgimento de novas técnicas não é importante em si mesmo, mas porque estimula o progresso científico, como salienta Baker (1986). Pelo fato de o relevo ser geralmente bem destacado em fotografias aéreas e imagens de satélite, bem como pela disponibilidade de dados multitemporais que possibilitam o estudo de processos morfodinâmicos, a ciência geomorfológica, é uma das mais beneficiadas pela tecnologia de sensoriamento remoto, expandindo seus horizontes à medida que essa tecnologia avança.

Exemplos da aplicação de métodos de sensoriamento remoto e geoprocessamento para determinação de feições geomorfológicas costeiras podem ser citados, como em Araújo *et al.* (2008), que georreferenciaram fotos aéreas e imagens *Quickbird* individualmente, entre os anos de 1957 e 2005, construíram mosaicos das séries temporais das fotos, utilizando como indicador da linha de praia o máximo *runup*,

permitindo assim analisar e determinar a variabilidade da linha de costa na enseada do Itapocorói – SC.

Através da análise multitemporal, as imagens podem apresentar diferenças causadas por variações externas ao alvo, como eventos meteorológicos, obras de engenharia e outras atividades antrópicas, diferenças de luminosidade, interferência da nebulosidade, etc. Durante a interpretação deve-se estar atento a elementos fundamentais, tais como: tonalidade, cor e textura, que atribuem a imagem sensação de rugosidade no alvo; formas, dimensões, padrão e sombra, possibilitando a visualização do arranjo espacial dos objetos e; localização e contexto. De modo geral, se o objeto apresentar formas irregulares, é possível afirmar que se trata de um objeto natural, se possuir forma geométrica, podem indicar objetos de origem antrópica, construções (FLORENZANO, 2009).

Para aprimorar a avaliação é utilizada a técnica de realce, que consiste em melhorar a qualidade visual da imagem. A mais utilizada é a ampliação linear do contraste que distribui os dados que estão concentrados em um certo intervalo de níveis de cinza por todo histograma da imagem. É de suma importância escolher a melhor faixa do espectro eletromagnético (bandas), dependendo do objeto de estudo e sensor do satélite. A combinação certa de bandas espectrais também pode ser uma alternativa de aprimoramento, dependendo dos alvos estudados, sempre associando a isso a reflectância de cada um deles nos diferentes comprimentos de onda, e as cores (RGB – Red, Green and Blue) que serão geradas por essa composição colorida.

Técnicas de sensoriamento remoto são particularmente úteis para o estudo de ambientes costeiros devido sua alta dinâmica, relacionadas aos constantes processos aos quais são vulneráveis.

A comparação de imagens coletadas **em séries temporais** possibilita o mapeamento do deslocamento dos vários ambientes inseridos em um sistema deposicional, ou até mesmo, da evolução de um sistema deposicional para outro, permitindo, com isso, o reconhecimento de eventos transgressivos e regressivos de curta duração. Entretanto, observa-se que, muitas vezes, o deslocamento de ambientes costeiros pode ser de conotação local, devido à própria dinâmica de sedimentação, não estando necessariamente, relacionado a eventos transgressivos ou regressivos. (Florenzano, 2009, p. 96).

Em Sistemas Depositionais Costeiros o sensoriamento remoto facilita a identificação e diferenciação de diferentes sistemas físicos, possibilitando suas caracterizações e aspectos geométricos. Além disso, proporciona acompanhamento das evoluções dinâmicas de sistemas deposicionais através de séries temporais de imagens, facilitando a proposta de estratégias para a avaliação *in situ*. Em ambientes lagunares, produtos de sensoriamento remoto, podem revelar feições similares a estuarinas, que auxiliam a decifrar a evolução de sistemas costeiros. De acordo com Florenzano (2009), o litoral cearense apresenta um bom exemplo da análise e aplicação desse método, onde vários sistemas estuarinos com geometria afunilada – possivelmente representando uma antiga costa dominada por marés – foram assoreados por dunas eólicas recentes, principalmente barcanas, que migram para SW. Esse processo levou a restar apenas um único canal de ligação desse sistema com o mar.

Silva (2009) analisou a estabilidade quanto a posição das embocaduras dos rios da Madre e Araranguá e barra do Camacho – SC, utilizando fotografias aéreas dos anos de 1937, 1957 e 1978 e imagens *Quickbird* de 2003, 2005 e 2006, todas digitalizadas e georreferenciadas no *software* ArcGis. Além da evolução dessas embocaduras, foram medidas larguras máximas e mínimas apresentadas nas imagens disponíveis e as áreas de risco para a região de tais canais.

1.2. Área de Estudo

A PCRS é dividida em três porções: norte, médio e sul. A Lagoa do Peixe, alvo de estudo do presente trabalho, localiza-se no litoral médio. Possui 35 km de extensão, 1 km médio de largura, e área de 43,7 km². Encontra-se protegida da ação do Oceano Atlântico pelos depósitos praias da barreira IV. Sua profundidade média mínima é de 30 cm. Porém na área do canal, que a liga ao Oceano Atlântico, pode alcançar 2 m de profundidade. Posiciona-se paralelamente a linha de costa, com orientação SW – NE.

Sua origem é relacionada a variações glácio-eustáticas, que modificaram o panorama morfológico da PCRS, através de processos de transgressão e regressão do nível do mar, ao longo de 400 mil anos, originando vários corpos lacustres em

depressões do terreno. No caso da LP, houve um truncamento na topografia entre as barreiras pleistocênica e holocênica, não existindo dados para determinar quando isso ocorreu. Devido à existência do canal, a laguna possui características distintas quanto a sua salinidade, dependendo do regime de precipitação pluviométrico e da abertura ou não do canal. Sua extensão e morfologia irregular (pontais, bancos arenosos e canais meandrantés no piso lagunar) levaram a comunidade local a compartimentá-la, denominando cada um dos seus setores, como apresentados na Figura 8 (ANTUNES, 2007). Isto demonstra a íntima relação da comunidade que vive nas proximidades da LP com o ambiente, acentuando as questões conflitantes entre a administração do PNLN e as necessidades sócio-econômicas dessa região.

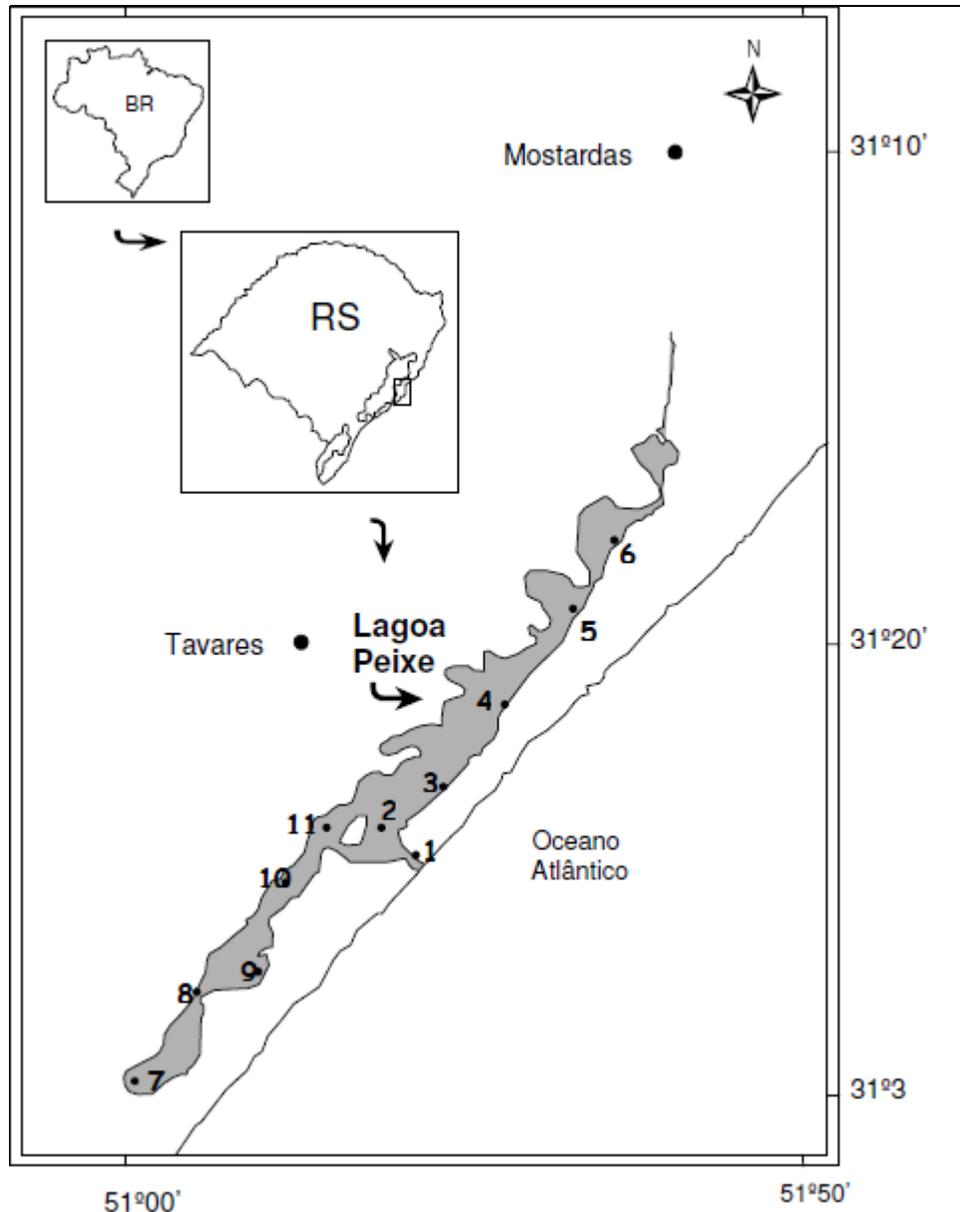


Figura 8. Mapa de localização da Lagoa do Peixe, RS, com a indicação da compartimentalização utilizada pela população local: (1) Barra; (2) Cambota; (3) Paiva (4) Lagamar; (5) Costa; (6) Velha Terra; (7) Chica; (8) Natalício; (9) Capitão Rosa; (10) Formiga; (11) Lagoa do Ferreira. (Fonte: ANTUNES, 2007)

Por isso, desde a década de 80, a laguna está inserida no Parque Nacional da Lagoa do Peixe, que possui uma área de 344 km², tendo sido criado através do Decreto N^o 93.546 de 06/11/1986, em conformidade a Lei N^o 4.771 de 15 de setembro de 1965, que deu origem ao Código Florestal Brasileiro. O objetivo de sua implementação (ainda em andamento) foi à proteção de seu ecossistema,

principalmente as aves migratórias, que habitualmente utilizam a laguna como área de repouso, alimentação e reprodução, sendo assim considerado Unidade de Conservação – UC, de acordo com o Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza (SNUC).

A necessidade da proteção desse ambiente esta relacionada ao seu histórico de ocupação, desenvolvido através do setor primário da economia, sendo vários os tipos de cultivos, entre estes: rizicultura, pecuária, pinus e atividade pesqueira. Todos dependentes das áreas alagadiças e tipo de clima local (VIEIRA E RANGEL, 1988).

De acordo com a classificação de Köppen (1948) a classificação climática no Rio Grande do Sul é descrito como um clima mesotérmico úmido, sem estação seca (Cf). Ele é subdividido em Cfa e Cfb. Na área de estudo é classificado como Cfa, subtropical com temperaturas médias no mês mais quente superior a 22°C e a do mês mais frio entre - 3°C a 18°C, sendo a única diferença com o Cfb a altitude. O regime de precipitação pluviométrico nos litorais sul e médio é diferenciado do norte. O litoral norte apresenta maior volume de chuvas no verão, devido a chuvas orográficas e convectivas, diretamente relacionadas a maior evaporação nesta estação do ano. Já os litorais sul e médio estão condicionados, principalmente, a chuvas frontais, originadas do encontro das massas de ar Tropical marítima (mT) e Polar marítima (mP). A primeira delas se desloca devido à atuação do Anticiclone Santa Helena (ASH), que varia seu comportamento e intensidade sazonalmente, sendo menos atuante no inverno. Já a mP forma-se através do Anticiclone Migratório Polar (AMP) associado ao deslocamento da Frente Polar Antártica (FPA), que, ao contrário do ASH, possui maior capacidade de gerar chuvas e eventos de tempestade na PCRS, durante os meses de inverno. Este mecanismo de encontro de massas de ar de diferentes características, justamente sobre o litoral médio do Rio Grande do Sul, propiciam a essa região maior volume de precipitação pluviométrica no inverno (PLÁ, 2004).

Na área de estudo encontram-se os sistemas deposicionais pleistocênicos e holocênicos, respectivamente, laguna-barreiras III e IV. Na área de estudo, a barreira IV é considerada estreita, com largura máxima de 3 km, aproximadamente, sendo o terreno ocupado pela LP de backbarrier, (DILLENBURG *et al.*, 2000). Esta barreira arenosa no litoral médio foi desenvolvida durante o holoceno,

controlada pela topografia anterior, caracterizada por uma projeção costeira. Este fator morfológico a condicionou a sua delgada largura, com características transgressivas.

Encontram-se também junto à praia oceânica, depósitos de minerais pesados, economicamente importantes, tais como: ilemita, rutilo, zircão e magnetita (VILLWOCK *et al*, 1986; MUNARO, 1994; DILLENBURG *et al.*, 2004). Os depósitos de areias eólicas são representados principalmente ao norte por um campo de dunas que pode atingir de 10 a 15 m de altura e até 2 km de largura. O principal tipo de duna é representado pelas cadeias barcanóides, com orientação de NE, a mesma dos ventos predominantes na região. Outras formas de dunas também são encontradas, como: parabólicas, frontais e lençóis de areia. Da associação destas feições é formado um campo de dunas transgressivas, avançando sobre o sistema lagunar, colmatando os corpos d'água. A migração do campo de dunas tem alcançado inclusive a escarpa da barreira III, causando o assoreamento da LP e das lagoas próximas a ela. O semelhante alinhamento destas lagoas e sua morfologia com a LP indicam a possibilidade de que no passado, todas juntas formassem um único sistema lagunar (AREJANO, 2006).

A granulometria dos sedimentos varia pouco, sendo praticamente compostos por sedimentos arenosos. É encontrado pouco material lamosos nas desembocaduras dos poucos arroios que encontram a LP e nas áreas cobertas por marismas e banhados, segundo testemunhagens realizadas por Arejano (2006) (Figs. 9 e 10).

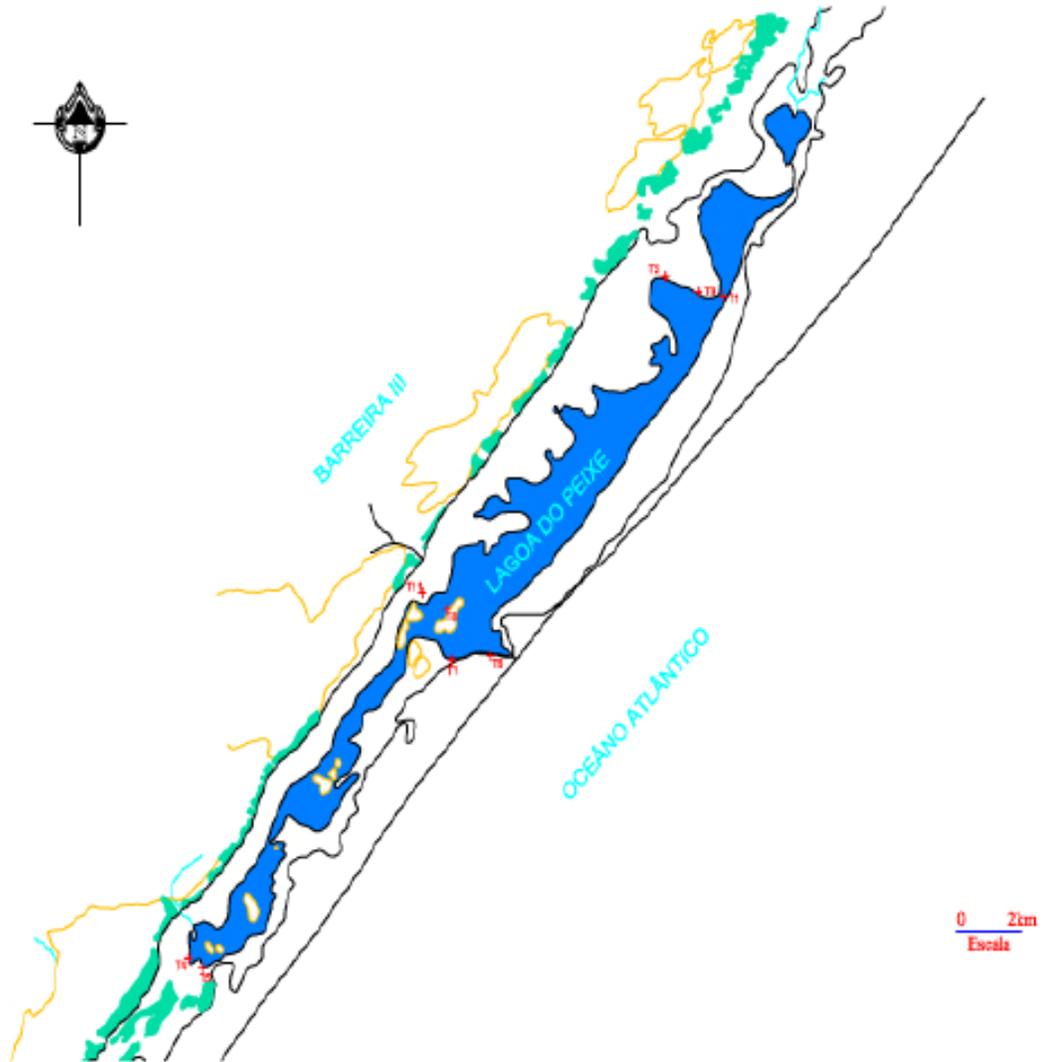


Figura 9. Localização dos testemunhos realizados pelo autor, para obter os resultados da figura 3. (Fonte: Arejano, 2006)

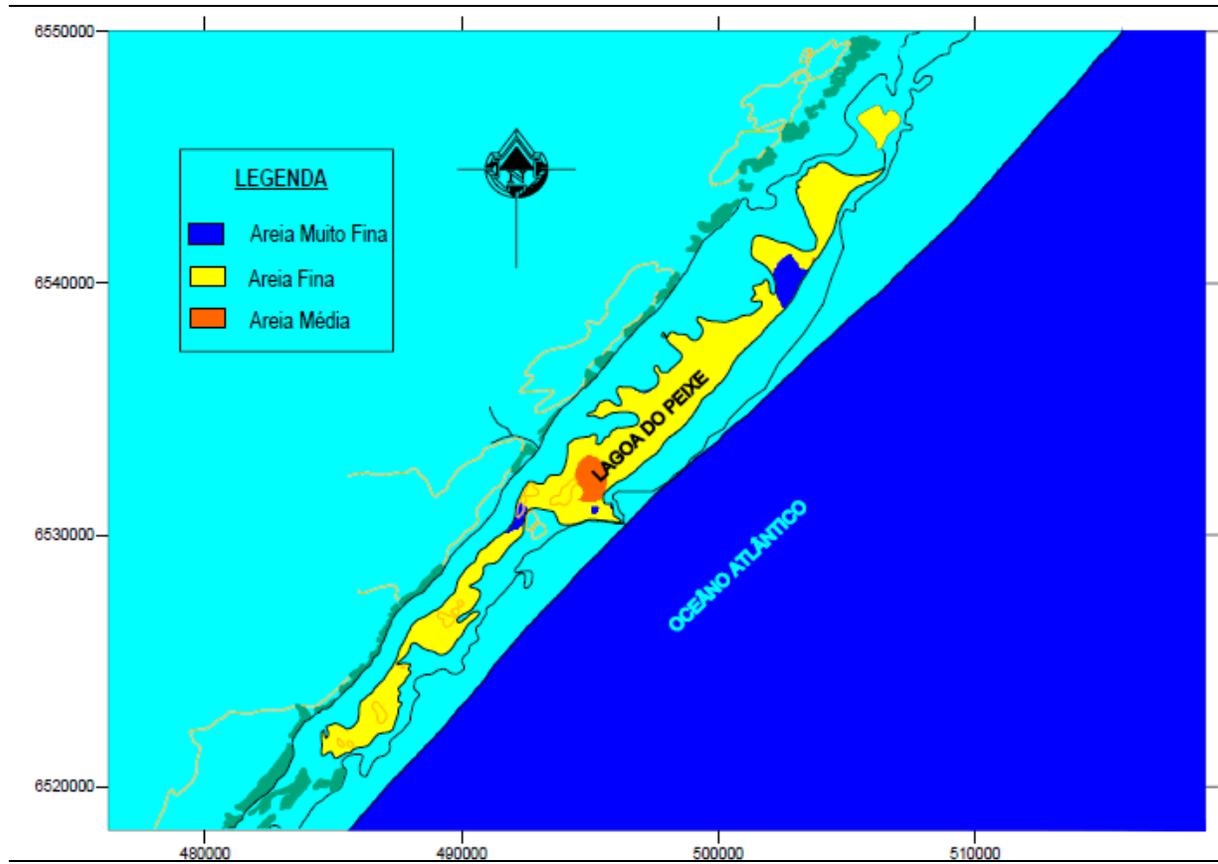


Figura 10. Mapa faciológico dos sedimentos superficiais de fundo da Lagoa do Peixe. (Fonte: AREJANO, 2006)

De acordo com Truccolo (1993), a LP apresenta variação sazonal de salinidade, sendo o setor sul da laguna o que apresenta maior amplitude de variação. Durante o período de 1991 a 1996 as salinidades médias mais elevadas foram detectadas no outono e verão (24,5 e 23,6 ppm, respectivamente) e as de menores médias na primavera e outono (12,5 e 9,6 ppm, respectivamente). A alta salinidade média no verão é explicada pela forte evaporação, que diminui a lamina de água da laguna. No outono, devido à abertura do canal, que geralmente ocorre nos meses de agosto e setembro, a entrada de água marinha, também é fator que incrementa a salinidade, que sempre será maior na área do canal da LP (KNAK, 1998). De acordo com Polette e Tagliani (1990), quando o canal está conectado ao mar sofre influência dos ventos sul e sudeste, proporcionando a entrada de água salobra na laguna. Se a embocadura encontra-se obstruída, e há aumento da precipitação pluviométrica, diminui a salinidade.

1.3. Materiais e Métodos

O método proposto nesse trabalho contempla o potencial da análise espaço-temporal em imagens de satélite, possuindo como finalidade interpretar ambientes costeiros e sua dinâmica. A fim de descrever o comportamento morfodinâmico do canal da LP e da linha de praia adjacente ao PNLP, foram desenvolvidos os seguintes procedimentos:

Aquisição de série temporal de imagens do programa LANDSAT: sensores MSS (Multispectral Scanner Subsystem), TM (Thematic Mapper) e ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus). A série contempla 39 imagens entre 1973 a 2009, dos satélites LANDSAT 1, 2, 3, 5 e 7. Para melhor individualizar os alvos do estudo, corpo d'água e feições geomorfológicas, determinou-se as bandas de cada sensor que seriam utilizadas, de acordo com a faixa do espectro eletromagnético mais adequado ao objetivo. Assim, foram escolhidas as bandas 6 (0,7 – 0,8 μm) para as imagens do sensor MSS; 4 (0,76 – 0,9 μm) do sensor TM e; banda 8, pancromática, do sensor ETM+ (0,52 – 0,90 μm).

Georreferenciamento: foram obtidos pontos de controle (GPS GARMIM PLUS III e Smartphone Nokia 5230 – GPS integrado) distribuídos ao longo de toda imagem, em saída de campo realizada no dia 20/09/2010. Estes pontos foram utilizados para o georreferenciamento das imagens utilizadas na vetorização das linhas de praia e canal, no software ArcGis 9.1., através de transformação de ajuste. As imagens foram recortadas de modo que os pontos de controle fossem melhor distribuídos, porque grande parte das áreas das imagens originais eram ocupadas por água (Oceano Atlântico e Lagoa dos Patos), o que acabaria por distorcer as imagens, observando a pequena parcela delas que apresentavam áreas emersas.

Geoprocessamento das imagens: realizados através dos softwares ArcGis 9.1. e ERDAS 9.2. Foram interpretadas visualmente (método qualitativo). As equalizações dos histogramas foram realizadas de forma linear. Durante o procedimento, foram vetorizadas as feições mais importantes para classificar a estabilidade do canal e sua morfodinâmica. Através dos vetores e polígonos criados foi possível verificar o comportamento do canal ao longo de 36 anos. Foram determinados pontos de referência comuns a todas as imagens, o que possibilitou a criação de uma máscara para recorte, aplicável a toda série, focando a área do canal.

Interpretação e influência de variáveis do ambiente: com a finalidade de compreender a influência de algumas variáveis na área do canal da LP foram analisadas: a relação existente entre o geoprocessamento das imagens e comportamento do canal – aberto ou fechado, e o nível d'água baixo ou cheio. Esta interpretação foi comparada a 50 anos de dados do regime de precipitação pluviométrico na área do PNL. Outros processos e características foram inseridos na interpretação morfodinâmica do canal, como: ventos, deriva litorânea e perfil altimétrico da barreira IV. Este perfil foi elaborado através de uma imagem ASTER DEM (30 x 30) de outubro de 2009, somada a uma imagem LANDSAT 7 ETM+ (2001), utilizando o software Global Mapper 11, que teve seu resultado exportado graficamente para o Excel.

Classificação morfodinâmica e estabilidade do canal da LP: todos os vetores criados correspondentes ao canal quando aberto foram sobrepostos, utilizando o mesmo ponto de referência no início do canal (delta de maré enchente) em uma mesma imagem base (LANDSAT 7, ETM+, banda pancromática (8) - setembro/2002). A classificação morfodinâmica, mecanismos e estabilidade do canal da LP foram determinadas através do resultado obtido no geoprocessamento da série temporal de imagens, relacionado ao modelo conceitual entre a capacidade da deriva litorânea e o prisma de maré sobre a embocadura

(BRUUN *et al.*, 1978, *apud* KRAUS, 2000) e às classificações encontradas nas obras de Davis (1978), Carter (1988), Fitzgerald *et al.* (2000), Pope (2000) e CERC (2002).

Linha de praia: a feição utilizada para vetorização das linhas de praia foi a marca d'água (PAJAK e LEATHERMAN, 2002; TOLDO JR. e ALMEIDA, 2003). Essas representadas por píxels de tons do cinza escuro ao preto (zona de intermaré, entre a maré baixa e maré alta do dia) entre duas linhas de píxels de tons de cinza claro ao branco, que de um lado representam a última rebentação no perfil praiial e do outro areia seca. Foram vetorizadas, píxel a píxel, as linhas de praia dos anos de 1987 e 2009. Apesar de existirem imagens anteriores a 1987, a fim de diminuir o erro entre as duas linhas, foram selecionas imagens do mesmo sensor, Thematic Mapper do satélite LANDSAT 5 e de mesmo mês. Para obter a diferença de posicionamento entre ambas linhas, o conjunto de coordenadas UTM dos vértices de cada imagem, foram exportados para o software Excel, onde foi feita subtração entre os vértices correspondentes de cada linha (2009 - 1987 = valores positivos ou negativos em metros), das coordenadas leste. Valores positivos representam acreção, valores negativos erosão da linha de praia.

1.4.Considerações Finais

Os resultados apresentados nesse trabalho somam conhecimento acerca do comportamento de canais costeiros e processos de variabilidade na posição da linha de praia ao longo da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Demonstram a significativa contribuição de técnicas de geoprocessamento, aplicadas a imagens de satélite como ferramenta a interpretação geomorfológica em ambientes de alta dinâmica, como são os costeiros. A análise multitemporal em imagens LANDSAT, fornecem informações gratuitas do comportamento de feições nos últimos 40 anos, tendo em vista que na página do Instituto de Pesquisas Espaciais – INPE, são oferecidas imagens que datam a partir de 1972.

A comparação da série temporal de imagens, suas vetorizações, técnicas de realce através dos histogramas, unidas ao georreferenciamento e criação de um perfil altimétrico da barreira IV na área do parque, permitiram descrever o comportamento do canal, quanto a sua instabilidade e geometria, relacionando seu comportamento a descrição de vários autores, que utilizaram métodos quantitativos. Assim, ele foi descrito com um canal de maré, intermitente, com mecanismo de assoreamento morfodinâmico. Seu assoreamento está diretamente relacionado a deriva litorânea local, associada aos desenvolvimentos de pontais nas margens sul e norte do canal, que crescem e são erodidos conforme ocorrem mudanças sazonais no sentido das correntes litorâneas e ventos (primavera/verão).

Sua abertura, natural ou mecânica, sempre ocorre nos meses de maiores médias de precipitação (inverno) tanto pelas necessidades da população local, quanto em eventos de anomalia das médias de precipitação. Esses eventos foram detectados através do geoprocessamento das imagens associados a dados de totais mensais e anuais de precipitação. Através destes, do monitoramento de Antunes (2007) e de informação não-oficial, foi possível aferir que no biênio de 1997-1998 o canal abriu naturalmente e permaneceu aberto por dois anos, sendo o volume total de chuvas nesses dois anos 450 mm a 500 mm acima da média Normal de 1265 mm. Em 2001-2002 o canal foi aberto artificialmente, e assim ficou também durante mais de dois anos, apresentando um acréscimo médio de precipitação similar aos anos de 1997-1998. Isso pode levar a deduzir que, se não tivesse sido aberto, a barra arenosa poderia ter rompido devido à pressão exercida pelo aumento do volume de água na laguna e saturação do lençol freático frente à baixa profundidade de barreira IV na posição do canal.

A vetorização georreferenciada das linhas de praia nas imagens de mesmo sensor (LANDSAT TM), 1987 e 2009, quando comparadas, revelaram resultados de processos erosivos (de até 80 m) ao sul do canal e de acreção (até 40 m) ao norte. Valores compatíveis a trabalhos quantitativos e *in situ* na literatura pesquisada.

Portanto é possível concluir que a instabilidade do canal da Lagoa do Peixe é atribuída à dinâmica sedimentar proporcionada pela deriva litorânea, baixa cota

do terreno na embocadura, regime de precipitação pluviométrico e mobilidade da linha de praia. Além disso, a área em estudo, o Parque Nacional da Lagoa do Peixe, possui conflitos sócio-ambientais, relacionadas principalmente a área da embocadura do canal. Esses resultados poderão auxiliar no manejo e gerenciamento do parque pelo IBAMA.

1.5. Revisão Bibliográfica

Almeida, L. E. S. B.; Rosauero, N. M. L.; Toldo Jr., E. E. 1997. Análise Preliminar das Marés na Barra do Rio Tramandaí, RS. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos 12. Vitória, ES. **Anais. ABRH**, v.1, p.560-566.

Almeida, L. E. S. B. Rosauero, N. L.; Toldo Jr., E. E.; Gruber, N. L. S. 1999. Avaliação da Profundidade de Fechamento para o Litoral Norte do Rio Grande do Sul. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos 13. Belo Horizonte, MG. **Anais...** CD-ROM. 8p.

Anders, F. J.; Byrnes, M. R., 1991. Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs. **Shore and Beach**, n.59, v.1,p. 17-26.

Antunes, M. L. F. 2007. **A Pesca do Camarão-Rosa *Farfantepenaeus paulensis* na Lagoa do Peixe (RS): Análise Quantitativa de Recrutamento, Crescimento e Mortalidade com Vistas ao Gerenciamento Pesqueiro – Fase Juvenil**. 2007. 178 f. Tese (Doutorado em Zoologia) - Faculdade de Biociências, Programa de Pós-Graduação em Zoologia ,Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Araujo, R. S.; Klein, A. H. F.; Silva, G. V. ; Freitas, D. 2008 . Georreferenciamento de Fotografias Aéreas e Análise da Variação da Linha de Costa. In: Alcántara-Carrio, J.; Correa, I. D.; Isla, F.; Alvarado, M.; Klein, A. H. F.; Cabrera, J.A.. (Org.). **Metodologías en Teledetección Aplicada a la Prevención de Amenazas Naturales en el Litoral**. Valencia:, 2008, v. 1, p.123-138.

Arejano, T. B. 2006. **Geologia e Evolução Holocênica do Sistema Lagunar “Lagoa do Peixe”, Litoral Médio do RS**. 2006. 97 f. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Asmus, M. L.; Peixoto, A. R. 1998. Modelagem Ecológica Conceitual em Pluri-Escala do Parque Nacional da Lagoa do Peixe, RS. In: XI Semana Nacional de Oceanografia. Rio Grande - RS. **Resumos Expandidos...** p. 87-91.

Barboza, E. G.; Rosa, M. L. C. C.; Dillenburg, S. R., Tomazelli, L. J.; Ayup-Zouain, R. N. 2010. Comportamento Regressivo/Transgressivo da Linha de Costa na Bacia de Pelotas Durante o Holoceno Médio e Tardio. In: López, R. A.e Marcomini, S. C. (ed). **PROBLEMÁTICA DE LOS AMBIENTES COSTEROS – Sur de Brasil, Uruguay y Argentina**. Ed. Croquis. p. 15-30.

Barletta, R. C. 2000. **Efeitos da Interação Oceano-Atmosfera Sobre a Morfodinâmica das Praias do Litoral Central do Rio Grande do Sul, Brasil. Rio Grande**. 2000. 160 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia). Instituto Oceanográfico, Fundação Universidade Federal do Rio Grande. Rio Grande.

Barroso, C. P. 2009. **Dinâmica de Bancos e Pontais Arenosos Associados à Desembocadura do Estuário de Caravelas, BA**. 2009. 117 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia), Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. São Paulo.

Batista Neto, A.; Ponzi, V. R. A.; Sichel, S. E. 2004. **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro. Ed. Interciência. 279p.

Bellomo, D.; Pajak, M. J.; Sparks, M. J., 1999. Coastal flood hazards and the National Flood Insurance Program. **Journal of Coastal Research**, Special Issue n. 28, p. 21–26.

Blaschke, T.; Kux, H. 2005. **Sensoriamento Remoto e SIG Avançados: novos sistemas sensores métodos inovadores**. Oficina de Textos. São Paulo. 286p.

Boak, E. H.; Turner, I. L. 2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. **Journal of Coastal Research**. n.21 ,v.4, p. 688-703.

Bruun, P.; Gerristen, F. 1959. Natural By-passing of Sand at Coastal Inlets. **Journal Of Waterways and Harbors Division**. American Society of Civil Engineers, New York. p. 75-107.

Calliari, L. J.; Klein, A. H. F. 1993. Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. **Pesquisas**, n.20,v.1, p.48-56.

Carraro, C. C. *et al.* 1974. **Mapa Geológico do Rio Grande do Sul**. Instituto de Geociências. UFRGS.

Carter, R. W. G. 1988. **COASTAL ENVIRONMENTS: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines**. ACADEMIC PRESS. University of Ulster Coleraine, Northern Ireland. 617p.

CERC - Coastal Engineering Research Center. 2002. **Coastal Engineering Manual**. Washington. DC.

Crowell, M.; Leatherman, S. P., & Buckley, M. K., 1991. Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. ***Journal of Coastal Research***, n.7, v.3, p. 839-852.

Davis, R. A. 1985. **Coastal Sedimentary Environments**. Springer-Verlag, New York. 716p.

Dillenburg, S. R.; Tabajara, L. L.; Toldo Jr., E. E.; Cunha, L. D. A. 1992. Dinâmica Sedimentar e Evolução Geológica da Laguna Tramandaí, Rio Grande do Sul (resultados parciais). In: XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo. **Boletim de Resumos...** p. 102-103.

Dillenburg, S.R.; Kuchle, J. 1999. A erosão costeira no estado do Rio Grande do Sul: uma nova abordagem. In: VII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Porto Seguro, BA. **Anais...CD ROM**.

Dillenburg, S. R.; Roy, P. S.; Cowell, P. J.; Tomazelli, L. J. 2000. Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM). ***Journal Coastal Research***. n.16; v.1, p. 71-81.

Dillenburg, S. R.; Tomazelli, L. J.; Barboza, E. G. 2004. Barrier evolution and placer formation at Bojuru, southern Brazil. ***Marine Geology***. (203). p.43-56

Dolan, R.; Hayden, B. P.; May, P.; May, S. K., 1980. The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs. ***Shore and Beach***, n.48, v.4, p. 22–29.

Douglas, B. C.; Crowell, M.; Leatherman, S. P., 1998. Considerations for shoreline position prediction. ***Journal of Coastal Research***, n.14, v.3, p.1025-1033.

Esteves, L. S.; Toldo Jr., E. E.; Almeida, L. E. S. B.; Nicolodi, J. L. 2001. Variações da Linha de Costa no Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO DO

QUATERNÁRIO DE PAÍSES DE LÍNGUAS IBÉRICAS. Lisboa, Portugal. **Actas...** p. 194-197.

Esteves, L. S.; Toldo Jr., E. E.; Dillemburg, S. R. 2003. Influência na Mobilidade Praial nas Estimativas das Taxas de Variação da Linha de Costa. In: IX Congresso Brasileiro de Estudos do Quaternário. Recife. **Anais...** 5p.

Fitzgerald, D. M. 1988. Shoreline Erosional-Depositional Processes Associated with Tidal Inlets. **Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies**. Aubrey, D.G. e Weishar, L. (ed), Springer-Verlag (Ed), New York, v.29, p.186-225.

Fitzgerald, D. M.; Kraus, N. C.; Hands, E. B. 2000. **Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets**. ERDC/CHL CHETN-IV-30 Vicksburg: U.S. Army Engineer Research and Development Center.10p.

Fitzgerald, D. M. 2005. Tidal Inlets. IN: Schwartz, M. L. **Encyclopedia of Coastal Science**. Dordrencht, Springer. p.958-965.

Florenzano, T. G. 2009. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. Oficina de Textos. São Paulo. Capítulo 2: p.31-69. Capítulo 9: p.247-283.

Gruber, N. L. S. 2002. **A Antepraia na Região de Tramandaí, RS**. 2002. 221 f. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

Hanson, H.; Gravens, M. B.; Kraus, N. C., 1988. Prototype applications of a generalized shoreline change numerical model. **Proceedings of the 21st International Conference on Coastal Engineering** (Costa del Sol-Malaga, Spain), p.1265-1279.

Hayes, M. O. 1975. Morphology of sand accumulations in estuaries. IN: Cronin, L.E. (ed), Estuarine Research, Vol. 2. **Geology and Engineering**. Academic Press, New York, p. 1-27.

Hayes, M. O. 1979. Barrier Island Morphology as a function of Tidal and Wave Regime. **Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico**. Leatherman, S.P. (ed.) Academic press (Ed), New York. p.1-29.

Hayes, M. O. 1980. General Morphology and Sediment Patterns in Tidal Inlets. **Sedimentary Geology**. n.26, p.139-156.

Imbrie, J.; Hays, J.; Martinson, D.; McIntyre, A.; Mix, A.; Morley, J.; Pissias, N.; Prell, W.; Shackleton, N. J. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine O¹⁸ record. In: Berger, A. et al. (ed). **Milankovitch and Climate. Part 1**. Riedel. p. 269-305.

Jain, M.; Mehta, A. J.; Kreeke, J. Van De; Combrowski, M. R. 2004. Observations on the Stability St. Andrew Bay Inlets in Florida. **Journal of Coastal Research**. n.20. v.3; p. 913-919.

Knak, R. B. 1998. (Org). Relatório Técnico Final. **Projeto: Caracterização Ambiental do Parque Nacional da Lagoa do Peixe**. Rio Grande: FURG, Departamento de Oceanografia, Laboratório de Ecologia de Sistemas. 327p.

Komar, P. D., 1998. **Beach Processes and Sedimentation**. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall Inc., 544p.

Köppen, W. 1948. **Climatologia**. Fundo de Cultura Econômica. México. 478p.

Kraus, N. C. 2000. Reservoir Model of Ebb-Tidal Shoal Evolution and Sand Bypassing. **Journal Of Waterway**. Coastal And Ocean Engineering. Nov/Dez. p.305-313.

Leatherman, S. P. 1983. Historical and projected shoreline mapping. **Proceedings of the Coastal Zone '83** (San Diego, California),p. 2902-2910.

Leatherman, S. P., 2001. Social and economic costs of sea level rise. In: Douglas, B.C.; Kearney, M.S.; Leatherman, S.P. (eds.), **Sea Level Rise History and Consequences**. San Diego, California: Academic Press, p.232.

Lima, S. F.; Toldo Jr., E. E.; Almeida, L. E. S. B. 2001. Estimativa da Capacidade do Transporte Longitudinal de Sedimentos a Partir de Dados de Ondas para a Costa do Rio Grande do Sul. **Pesquisas**.n.28, v.2, p. 99-107.

- List, J. H.; Farris, A. S., 1999. Large-scale shoreline response to storms and fair weather. ***Proceedings of the Coastal Sediments '99*** (Long Island, New York), p.1324-1337.
- Lopes, C. G; Zanatta A.; Toldo Jr., E. E.; Nunes, J.C. 2008. Mobilidade de curto prazo da linha de praia do litoral norte e médio do RS. In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...** 5p.
- Lummertz, C. N.; Dillemburg, S. R.; Tomazelli, L. J. 1998. Caracterização das Barreiras Costeiras Holocênicas entre Mostardas e Bojuru – RS. In: XI Semana Nacional de Oceanografia. Rio Grande - RS. **Resumos...** p. 439-440.
- Manso, V. A. V.; Toldo Jr., E. E.; Medeiros, C.; Almeida, L. E. S. B. 2001. Perfil Praial de Equilíbrio da Praia de Serinhaém, Pernambuco. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. n. 2, v.1, p. 45-49.
- Martins, L. R.; Corrêa, I. C. 1996. Morphology and Sedimentology of Southwest Atlantic Coastal Zone and Continental Shelf from Cabo Frio (Brazil) to Peninsula Valdes (Argentina). Porto Alegre, RS. Brasil. IOC—UNESCO / MCT / CPRM. **Publication 20 maps and glossary**. 74p.
- Moore, L.J., 2000. Shoreline mapping techniques. ***Journal of Coastal Research***, v.16, n.1, p.111-124.
- Morton, R. A. 1991. Accurate shoreline mapping: past, present, and future. ***Proceedings of the Coastal Sediments '91*** (Seattle, Washington), p.997-1010.
- Nicolodi, J. L.; Toldo Jr., E. E.; Gruber, N. L. S. 2001. Frequência e Sazonalidade das Marés Meteorológicas no Litoral Norte do Rio Grande do Sul. In: VIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Imbé, RS. **Anais...** v.1, p.212-214.
- Nicolodi, J. L.; Siegle, E.; Rechden Fo., R. C.; Corrêa, I. C. S. 2002. Análise Sedimentológica do Pós-praia no Rio Grande do Sul. IN: Martins, L.R.; Toldo Jr. E.E.; Dillenburg, S.R. (ed.). **Erosão Costeira: Causas, Análise de Risco e sua Relação com a Gênese de Depósitos Minerais**. Porto Alegre. 3p.
- Nummedal, D.; Fisher, I. A. 1978. Process-Response Models for Depositional Shorelines: The German and the Georgia Bights. **Proceedings os Sixteenth**

Conference on Coastal Engineering. American Society of Civil Engineers. New York. p.1215-1231.

Oertel, G. F. 1982. Inlets, Marine-Lagoonal and Marine Fluvial. **The Encyclopedia of Beachs and Coastal Environments**, Shwartz, M.L. ed. Hutchinson Ross Publishing Company, Straudsborg, EUA. p.489.

Oertel, G. F. 1988. Processes of Sediment Exchange Between Tidal Inlets, Ebb Deltas and Barrier Island. **Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets, Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies**. V.29. Aubrey, D.G.; Weishar, L. (ed.) Springer Verlag, New York. p. 297-318.

Pajak, M. J.; Leatherman, S. 2002. The High Water Line as Shoreline Indicator. **Journal of Coastal Research**, n.18, v.2, p. 329-337.

Plá, R .G .O. 2004. **Regime de Precipitação no Parque Nacional da Lagoa do Peixe, RS**. 2004. 76 f. Trabalho de Graduação. Instituto de Geociências, Curso de Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

Polette, M.; Tagliani, P. R. A. 1990. Organização e utilização atual do espaço na porção da restinga da Lagoa dos Patos – RS. In: II Seminário sobre Ecossistemas da Costa Sul-Sudeste Brasileira. 2.Águas de Lindóia, São Paulo. **Anais...**

Pope, J. 2000. **Where and Why Inlet Channels Shoal: A Conceptual Geomorphic Framework**. ERDC/CHL CHETN – IV – 1 Vicksburg: U.S. Army Engineer Research and Development Center. 10p.

Rosa, M. L. C. C. 2009. **Análise Gravimétrica e Magnetométrica da Região Sul da Província Costeira do Rio Grande do Sul, Setor Sudoeste da Bacia de Pelotas**. 2009. 80 f. Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

Santos, C. R. R. 2005. **A Barra da Lagoa do Peixe- RS: abertura antrópica? Olhares Possíveis Sobre uma Complexa Questão Sócio-Ambiental**. 2005. 116 f. Trabalho de Graduação. Instituto de Geociências, Curso de Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

Shalowitz, A. L. 1964. Shore and Sea Boundaries, with Special Reference to the Interpretation and Use of Coast and Geodetic Survey Data. v.1. Pub 10-1, **U.S.**

Department of Commerce, Coast and Geodetic Survey, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 484p.

Short, A. D. 1999. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics.** John Wiley & Sons, Ltd. Australia. 379p.

Silva, G. V. 2009. **Análise da Estabilidade Quanto a Posição das Desembocaduras do Rio Araranguá, da Barra do Camacho e do Rio da Madre, Litoral Sul e Centro do Estado de Santa Catarina.** 2009. 78 f. Monografia (Graduação em Oceanologia), Departamento de Oceanologia, Universidade do Vale do Itajaí. Itajaí.

Smith, A. W. S.; Jackson, L. A., 1992. The variability in width of the visible beach. ***Shore and Beach***, n.60, v.2 p. 7-14.

Smith, G. L.; Zarillo, G. A., 1990. Calculating long-term shoreline recession rates using aerial photographic and beach profiling techniques. ***Journal of Coastal Research***, n.6, v.1, p.111-120.

Souza, R.B. 2005. **Oceanografia por Satélites.** Oficina de Textos. São Paulo. 336p.

Stafford, D. B.; Langfelder, J. 1971. Air photo survey of coastal erosion. ***Photogrammetric Engineering***, n.37, v.6, p. 565-575.

Stockdon, H. F.; Sallenger, A. H.; List, J. H.; Holman, R. A. 2002. Estimation of shoreline position and change using airborne topographic lidar data. ***Journal of Coastal Research***, n.18, v.3, p. 502-513.

Tagliani, C. R.; Hartmann, C.; Calliari, L. J.; Criep, G. H. 1992. Geologia e Geomorfologia da Porção Sul do Parque Nacional da Lagoa do Peixe, RS, Brasil. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia. v.2. Sessões Temáticas. São Paulo. Sociedade Brasileira de Geologia. **Boletim de Resumos...** p. 292-294.

Toldo Jr., E. E.; Almeida, L. E. S.; Barros, C. E.; Martins, L. R. 1999. Retreat of the Rio Grande do Sul Coastal Zone, Brazil. In: Martins, L.R. and Santana, C.I. (ed.). **Non Living Resources of the Southern Brazilian Coastal Zone and Continental Margin.** Porto Alegre, Brazil: Editora UFRGS: p. 62-68.

Toldo Jr, E.E.; Almeida, L.E.S.B. 2003 A Linha d'água como Indicadora da Posição da Linha de Praia. In: IX Congresso Brasileiro de Estudos do Quaternário. Recife. **Anais...** 3p.

Toldo Jr, E. E.; Almeida, L. E. S. B.; Nicolodi, J. L.; Absalonsen, L.; Gruber, N. L. S. 2006a. Controle da Deriva Litorânea no Desenvolvimento do Campo de Dunas e da Antepraia no Litoral Médio do Rio Grande do Sul. **Pesquisas**; n.33, v.2, p. 35-42.

Toldo Jr., E. E., Nicolodi, J. L., Almeida, L. E. S. B., Corrêa, I. C. S.; Esteves, L. S. 2006b Coastal Dunes and Shoreface Width as a Function of Longshore Transport. **Journal of Coastal Research, Proceedings of the 8th International Coastal Symposium**. SI39. p. 390-394.

Toldo Jr., E. E.; Almeida, L. E. S. B.; Nunes, J. C. R.; Nicolodi, J. L.; Motta, L. M.; Cunha, R. B. 2010. Sistema de Compartilhamento de Sedimentos Arenosos no Litoral Médio do Rio Grande do Sul. . In: López, R. A.; Marcomini, S.C., (ed). **PROBLEMÁTICA DE LOS AMBIENTES COSTEROS – Sur de Brasil, Uruguay y Argentina**. (Ed). Croquis. p. 31-40.

Tomazelli, L. J; Villwock, J. A.; Loss, E. L.; Dehnnhardt, E. A. 1982. Caracterização de um depósito praiial pleistocênico na Província Costeira do Rio Grande do Sul. In: XXXII Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador.v4. **Anais...**p. 1514-1523.

Tomazelli, L. J. 1985. Contribuição ao conhecimento das Fácies de Ambiente Praial a partir de elementos do Pleistoceno Costeiro do Rio Grande do Sul. In: II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. Florianópolis. **Anais...** p. 325-338.

Tomazelli, L. J. 1993. O Regime dos Ventos e a Taxa de Migração das Dunas Eólicas Costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas**, n.20, p.18-26.

Tomazelli, L. J.; Villwock, J. A. 2000. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: geologia da Planície Costeira. In: Holz, M.; De Ros, L. F. (ed). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Edições CIGO/UFRGS. Porto Alegre. p. 375-406.

Trucollo, E. C. 1993. **Caracterização química da Lagoa do Peixe**. 1993. 51 f. Monografia (Graduação em Oceanografia). Instituto Oceanográfico, Fundação Universidade Federal do Rio Grande. Rio Grande.

Vieira, E. F.; Rangel, S. S. 1988. **Planície Costeira do rio Grande do Sul: geografia física, vegetação e dinâmica sócio demográfica**. Porto Alegre. (Ed.) Sagra. 256p.

Villwock, J. A.; Dillenburg, S. R; Gonçalves, R. A.; Souza, I. F. B. 1986. Recursos Minerais da Região Costeira e Aspectos Metodológicos da Prospecção. **Acta Geológica Leopoldensia**, n.22, v.10, p.83-110.

Villwock, J. A.; Tomazelli, L. J. 1992. Evolução Paleogeográfica da Província Costeira do Rio Grande do Sul. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo. **Boletim de Resumos...** p. 95-96.

Villwock, J. A.; Tomazelli, L. J.; Bachi, F. A.; Godolphim, M. F.; Loss, E. L.; Dehnhardt, E. A.; Dehnhardt, B. A. 1992. Mapa geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul, escala 1: 1. 000.000. RS. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo. **Boletim de Resumos...** p. 85-86.

Villwock, J. A.; Tomazelli, L. J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas**. CECO. Instituto de Geociências. UFRGS. Porto Alegre. n.8, 45p.

Vital, H.; Neto, F. S. N.; Placido Jr.; J. S. 2008. Morfodinâmica de um Canal de Maré Tropical: Estudo de Caso na Costa Norte Rio Grandense, Nordeste do Brasil. **Revista de Gestão Costeira Integrada**. Univali, n.8, v.2, p.113-126.

Wainer, I. J. 1963. **Relatório Técnico - Análise e Previsão das Alturas de Onda em Tramandaí**. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, IPH. UFRGS. Porto Alegre. 30p.

Walton, T. L.; Adams, W. D. 1976. Capacity of Inlet Outer Bars to Store Sand. **Proceedings of the Fifteenth Coastal Engineering Conference**, Hawaii. American Society of Civil Engineers, New York. p.1919-1937.

Wright, L. D.; Sonu, C.J. 1975. Processes of Sediment Transport and Tidal Delta Development in a Stratified Tidal Inlet. **Estuarine Research**. Cronin, L.E. (ed.) Academic Press, NY, v.2, p.63-76.

CORPO PRINCIPAL – ARTIGO SUBMETIDO

O artigo apresentado como corpo principal dessa dissertação foi submetido à Revista Brasileira de Geofísica (RBGf). A carta que comprova a submissão se encontra em ANEXO.

MORFODINÂMICA DA EMBOCADURA DA LAGOA DO PEIXE E DA LINHA DE PRAIA ADJACENTE

MORPHODYNAMICS OF THE LAGOA DO PEIXE INLET AND ADJACENT SHORELINE

Venisse Schossler ¹

Elírio Ernestino Toldo Jr. ²

Norberto Dani ³

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências – Instituto de Geociências – UFRGS/Bolsista CNPq

² Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica – CECO – Instituto de Geociências – UFRGS

³ Departamento de Geodésia – Instituto de Geociências – UFRGS

RESUMO

Canais lagunares possuem desenvolvimentos morfológicos distintos, resultante de diferentes ambientes em que se encontram e a influência das variáveis físicas presentes. Se a embocadura está situada em zonas costeiras, a tendência à instabilidade é amplificada pelo próprio meio, em escala de tempo de curto prazo. A linha de praia é um referencial prático utilizado para interpretação espacial dos processos costeiros associados a dinâmica da embocadura. Neste artigo são apresentados os resultados do estudo morfodinâmico do canal de comunicação entre a Lagoa do Peixe e o mar, laguna situada no Parque Nacional da Lagoa do Peixe, litoral médio do Rio Grande do Sul. Esta embocadura possui caráter intermitente, instável quanto ao seu posicionamento e geometria. Após o geoprocessamento de uma série temporal de imagens LANDSAT, associado às características de formas observadas, modelos numéricos e bancos de dados, foi possível descrevê-lo como um canal de maré com mecanismo de assoreamento morfodinâmico, influenciado pelo regime de precipitação pluviométrica, transporte e deposição por deriva litorânea, em uma costa dominada por ondas. A variação na linha de praia foi analisada através da vetorização de imagens dos anos de 1987 e 2009 (método dos pontos extremos) obtendo resultado de processo progradante ao norte do canal e retrogradante ao sul. Os resultados obtidos contribuem para estudos futuros, que visam a elaboração de um gerenciamento planejado, que satisfaça as necessidades da comunidade local sem desconsiderar a preservação deste sensível ecossistema.

Palavras-chave: *geoprocessamento, morfodinâmica, canal lagunar, linha de praia, Lagoa do Peixe.*

ABSTRACT

Lagoonal inlets have distinct morphological developments as a result of their different environments and of the influence of physical variables present. If the mouth is situated in a coastal areas, the tendency to instability is amplified by own means, in time scale short-term. The shoreline is a referencial practice often used for interpretation of spatial coastal process associated with dynamic of the inlet mouth. In this article are presented the results of the study morphodynamics of communication inlet between of the Lagoa do Peixe to the sea, lagoon located in the Parque Nacional da Lagoa do Peixe, medium coast of Rio Grande do Sul. This mouth has intermittent nature, unstable as to positioning and geometry. After geoprocessing a time series of LANDSAT imagery, coupled with observed shapes characteristics, numerical models and databases, we were able to describe it as a tidal inlet with a morphodynamic shoaling mechanism, influenced by the precipitation regime, sediment transport and deposition by longshore, in a wave dominated coast. The variation in the shoreline was analyzed by the vectorization of images from the years 1987 and 2009 (endpoint method), which showed a progradation process in the north of the inlet and a retrogradation in the south. The results contribute to future studies aimed at developing a management plan that meets the needs of the local community without ignoring the preservation of this sensitive ecosystem.

Keywords: *geoprocessing, morphodynamic, lagoonal inlet, shoreline, Lagoa do Peixe.*

1. INTRODUÇÃO

A intervenção humana em regiões costeiras é presente desde o advento das primeiras civilizações. Repletas de recursos naturais tendem a fornecerem maior conforto e sustentabilidade às pessoas, conseqüentemente desenvolvendo as maiores densidades demográficas na atualidade.

Possuindo 615 km de extensão, o litoral do Rio Grande do Sul é dividido em três regiões: norte, médio e sul. Dentre estas, a média é a de menor ocupação urbana. São povoações pequenas, na forma de balneários, sendo os mais procurados para lazer: Mar Grosso, Mostardas e São Simão. No litoral médio está inserido o Parque Nacional da Lagoa do Peixe – PNLP (Fig. 1), com 344 km², ocupando parte das áreas dos municípios de Tavares e Mostardas. A maior parte deste Parque Nacional - PARNA, é ocupada pela Lagoa do Peixe – LP, uma laguna, cujo canal intermitentemente a comunica ao Oceano Atlântico.

A comunicação entre a laguna e o oceano proporciona troca de nutrientes. Quando há grande concentração destes, aumenta a produtividade orgânica local, uma vez que proliferam microrganismos que atraem uma grande quantidade de peixes e crustáceos. Estes provocam a visita de uma diversidade de espécies de aves, algumas migrando milhares de quilômetros para ali se alimentar, reproduzir e descansar. Disto advém à importância ambiental desse local, caracterizado por um ecossistema que, se alterado, pode entrar em desequilíbrio. De sua singularidade foi proposta a criação do PNLP, que existe perante a lei desde 1986.

O Instituto Brasileiro do Meio Ambiente – IBAMA, órgão gestor do PNLP, vem encontrando dificuldades em sua administração e conservação, devido a conflitos de interesses com a comunidade de pescadores, agroindústria (florestamento e

rizicultura) e pecuaristas. A comunidade de pescadores necessita da abertura do canal para aumentar a produtividade pesqueira. Para os produtores de arroz e pecuaristas, a abertura é importante, pois em períodos de cheias as plantações e pastos acabam inundados. Esta situação leva a conflitos com a direção do PNLP, principalmente quando o canal não abre naturalmente. Regularmente o IBAMA permite sua abertura artificialmente com o auxílio de retro-escavadeiras. Segundo a diretora do PNLP, Maria Tereza Queiroz Melo (comunicação pessoal, 2010), esta pressão é exercida pela comunidade dependente economicamente da LP, principalmente entre os meses de junho e setembro, devido à intensificação da precipitação e conseqüente aumento do nível d'água da laguna. A importância de conhecer esse ambiente é ressaltada pelo fator social. Sua vulnerabilidade, principalmente quanto à morfodinâmica do canal, implica diretamente no equilíbrio de seu ecossistema e na estabilidade do sistema deposicional lagunar.

A análise espaço-temporal, conduzidas a partir de uma coleção de imagens LANDSAT, apresentada neste artigo, tem como objetivo compreender a morfodinâmica da embocadura lagunar e sua classificação, bem como descrever a variação na posição da linha de praia adjacente ao PNLP, com o propósito de auxiliar nas decisões técnicas de seu gerenciamento, garantindo a sua conservação, o uso sustentável, além da possibilidade de uma gestão participativa.

O canal lagunar da Lagoa do Peixe quando ativado naturalmente, ou artificialmente, bem como os deltas associados de maré vazante e enchente, tem a sua evolução controlada principalmente pelas forçantes geradas pelo fluxo das marés e das correntes litorâneas, entre as variáveis físicas descritas por Fitzgerad *et al.* (2000). Este canal secciona o sistema laguna-barreira Holocênico, e apresenta-se com elevada

dinâmica e muitas feições morfológicas efêmeras. O transporte de sedimentos nas imediações da embocadura é complexo, tornando-o um sistema costeiro difícil de quantificar. Na embocadura, a areia se move sob a ação combinada de ondas e correntes, sobreposta a batimetria altamente variável com a constante alteração dos níveis de água. Para a descrição dos padrões morfodinâmicos deste canal, e da linha de praia adjacente, foram utilizadas imagens de satélite, com uma ampla escala temporal e espacial, como método para registrar a migração das formas

2. DESCRIÇÃO DA ÁREA

A LP desenvolve-se de forma paralela à linha de costa, com alinhamento geral SW-NE. A laguna é protegida da ação do Oceano Atlântico por um sistema deposicional do tipo laguna-barreira Holocênico IV (Fig. 1), constituídos por depósitos marinhos, praias, eólicos e lagunares, de acordo com classificação proposta por Villwock e Tomazelli (1992). A sua evolução está relacionado aos eventos de regressão e transgressão do nível do mar. A formação da barreira IV, durante o último evento transgressivo a 5 ka, isolou depressões rasas e alongadas no reverso da barreira, ou seja, no contato com a barreira III, onde se instalaram vários corpos lagunares, entre esses a Lagoa do Peixe.

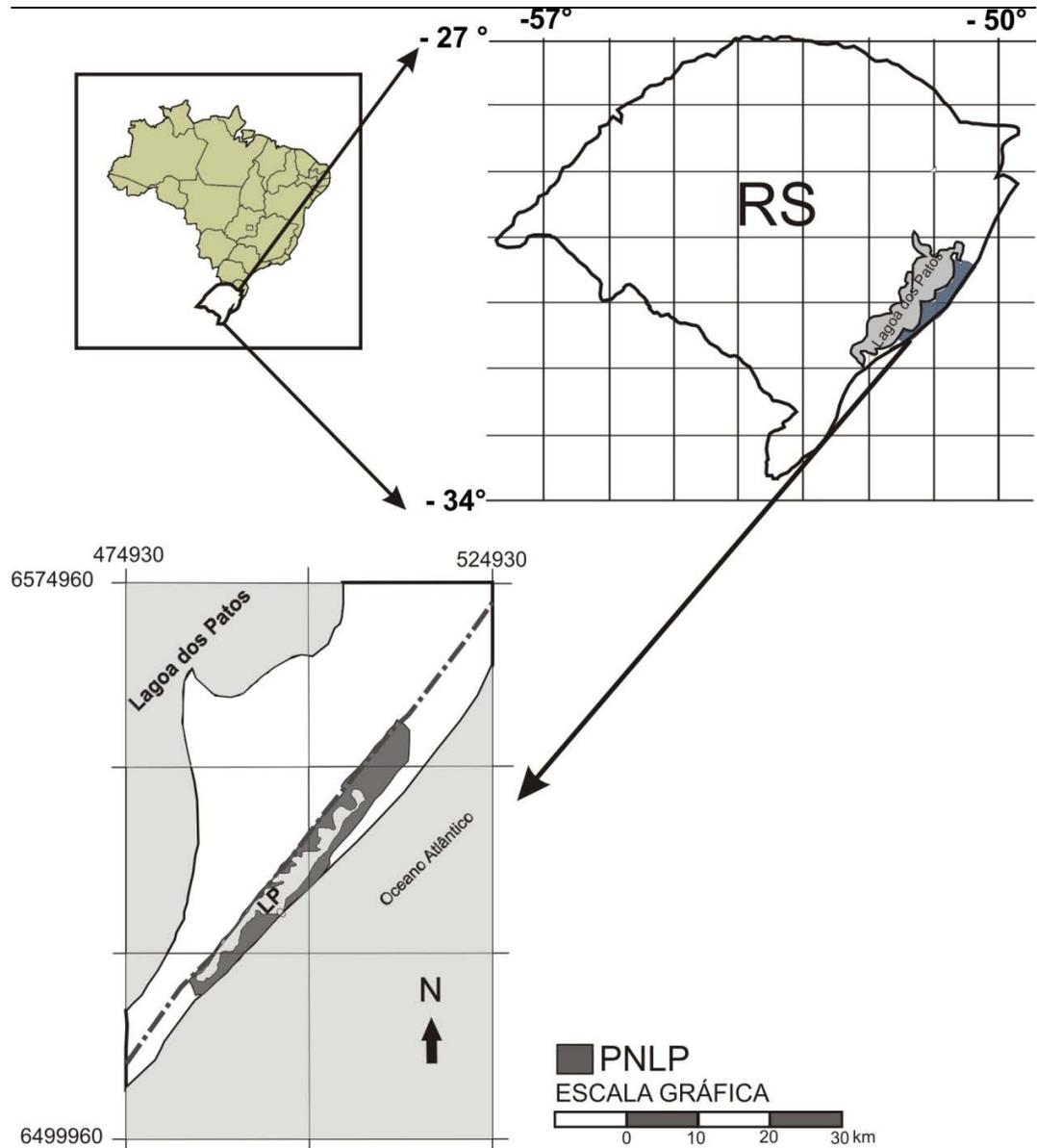


Figura 1. Localização da Lagoa do Peixe – LP, e do Parque Nacional da Lagoa do Peixe - PNLP. O pontilhado-tracejado representa o limite entre o sistema laguna barreira III e IV, a oeste e leste, respectivamente

Entretanto, esse ambiente relativamente protegido, é de fato relacionado ao ambiente marinho, e influenciado pela água oceânica que ingressa em pequenas proporções através do estreito e único canal que comunica intermitentemente a laguna ao oceano.

Geologia: Na área da LP a barreira arenosa é bastante estreita. Essa barreira condiciona fisicamente o corpo lagunar e sua gênese esta associada aos eventos regressivos e transgressivos durante o pleistoceno e holoceno, sendo controlada, principalmente, pela topografia anterior (Dillenburg *et al.*, 2000).

Os depósitos no sistema praiial são arenosos, compostos por sedimentos quartzosos de granulometria fina ($Mz = 0.2 \text{ mm}$) (Nicolodi *et al.*, 2002; Gruber, 2002). As feições eólicas encontradas na área de estudo são representadas principalmente por campos de dunas barcanóides, parabólicas e frontais, os quais são responsáveis pelo significativo volume de sedimentos arenosos transportados pelo vento, desde a praia para o interior da planície costeira.

Hidrologia e Oceanografia: A laguna possui uma lamina d'água delgada, com 35 km de comprimento e largura média de 1 km. Na área de influência do canal pode alcançar 2 m de profundidade. Em períodos de seca ou vazante, é possível observar nas imagens de satélite, a presença de canais meandrantos no piso lagunar, bem como extensos bancos arenosos construindo ilhas e pontais. A Lagoa do Peixe possui volumes de água variável entre $120 \times 10^6 \text{ m}^3$ a $210 \times 10^6 \text{ m}^3$, correspondentes aos períodos de seca e enchente do corpo lagunar. Estas duas condições foram classificadas como laguna vazia e cheia, respectivamente.

Seu fluxo hidrodinâmico é fortemente controlado pelo regime de precipitação, uma vez que a laguna, não esta associada a uma rede de drenagem, e também, não recebe afluência de rios costeiros. De acordo com as variações de salinidade, é dividida em três porções: norte (limnética), porção do canal da barra (euhalina) e porção centro-sul (mixohalina) (Truccolo, 1993).

A Plataforma Continental adjacente tem largura de 150 a 200 km, com profundidades máximas variando entre 100 e 140 m e suave declividade de 0,5 a 1,5m/km (Martins & Corrêa, 1996). A antepraia é arenosa, extensa e rasa com limite externo entre as profundidades de 7,5 e 10 metros. O litoral do Rio Grande do Sul é influenciado por ondas vagas e ondulações, o que caracteriza um espectro direcional bi-modal, interferindo um sobre o outro e com predominância ora das vagas, ora das ondulações (Wainer, 1963). Para a costa sul do Brasil, a chegada de ondulações está associada a um centro de geração de tempestades extratropicais que se localiza em geral no sul da Argentina. Exceto pela passagem das frentes frias de S e SE, a agitação marítima é caracterizada por ondas de média a elevada energia, com altura significativa da ordem de 1,5 m e período entre 7 e 9 s (Almeida *et al.*, 1997, 1999).

A maré astronômica é semi-diurna, com amplitude média de 0,30 m, sendo que a maré meteorológica pode alcançar 1,20 m (Almeida *et al.*, 1997). A profundidade de fechamento é estimada em 7,5 m, calculada com base em dois conjuntos de dados de ondas coletados nos anos de 1963 e 1996 no litoral norte do estado (Almeida *et al.*, 1999). Conseqüentemente, o transporte e a deposição dos sedimentos ao longo da costa são primariamente dominados pela ação das ondas.

A distribuição das direções das correntes litorâneas ao longo de toda a costa é muito regular, tanto para SW, quanto para NE, num padrão claramente bidirecional. Segundo Nicolodi *et al.* (2001), entre 1996 e 1997 ocorreu um predomínio da corrente para SW com valores médios de 62,8 e 54,8 %, respectivamente, enquanto que entre 1998 e 1999 observou-se inversão, com a corrente para NE apresentando valores de 54 e 51,2 %. Também, pode-se afirmar que a bidirecionalidade tem componente sazonal, governada pelos parâmetros climáticos. Nos meses de Outubro à

Março é marcante o predomínio de correntes para SW, e para NE nos meses de Maio a Agosto.

3. METODOLOGIA

O método proposto nesse trabalho contempla o potencial da análise espaço-temporal em imagens de satélite, com a finalidade de interpretar ambientes costeiros e sua dinâmica, através do desenvolvimento das seguintes etapas:

Aquisição de série temporal de imagens LANDSAT: sensores MSS (Multispectral Scanner Subsystem), TM (Thematic Mapper) e ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus). A série contempla 39 imagens entre 1973 a 2009, dos satélites LANDSAT 1, 2, 3, 5 e 7. Para melhor individualizar os alvos do estudo, corpo d'água e feições geomorfológicas, determinou-se as bandas de cada sensor que seriam utilizadas, de acordo com a faixa do espectro eletromagnético mais adequado ao objetivo. Assim, foram escolhidas as bandas 6 (0,7 – 0,8 μm) para as imagens do sensor MSS; 4 (0,76 – 0,9 μm) do sensor TM e; banda 8, pancromática, do sensor ETM+ (0,52 – 0,90 μm).

Georreferenciamento: foram obtidos pontos de controle (GPS GARMIM PLUS III e Smartphone Nokia 5230 – GPS integrado) distribuídos ao longo de toda área no dia 20/09/2010, e utilizados para vetorização das linhas de praia e da embocadura lagunar do canal, no software ArcGis 9.3.1., aplicando transformação de ajuste.

Geoprocessamento: através dos softwares ArcGis 9.3.1. e ERDAS 9.2., com interpretação visual das imagens (Método Qualitativo). As equalizações dos histogramas foram realizadas de forma linear. Através dos vetores e polígonos criados foi possível verificar o comportamento do canal ao longo de 36 anos (e. g. Figs. 2 e 3).

Levantamento de perfil altimétrico: O perfil foi elaborado sobre a barreira IV, entre a laguna e a praia oceânica, através de uma imagem ASTER DEM (30 x 30) de outubro de 2009, somada a uma imagem LANDSAT 7 ETM+ (2001), utilizando o software Global Mapper 11, que teve seu resultado exportado graficamente para o Excel.

Área da Lagoa do Peixe: foram vetorizados polígonos e duas imagens, apresentando volume hídrico distintos: cheia e vazia, e obtidas suas áreas, através do software ArcGis

9. 3. 1. A diferença entre as áreas dos polígonos está representada na Figura 4.

Linha de praia: a feição utilizada para vetorização das linhas de praia foi o limite entre areia seca e úmida (Boak & Turner, 2005), representadas nas imagens de satélite por pixels de tons cinza escuro. Foram vetorizadas pixel a pixel as linhas de praia dos anos de 1987 e 2009, utilizando o método dos pontos extremos de curto termo. A fim de obter a diferença de posicionamento entre as duas linhas, os valores das coordenadas leste (UTM) dos vértices do vetor das duas linhas de praia, foram exportados para o software Excel, onde foi feita subtração entre elas. Valores positivos representam acreção, valores negativos erosão da linha de praia.

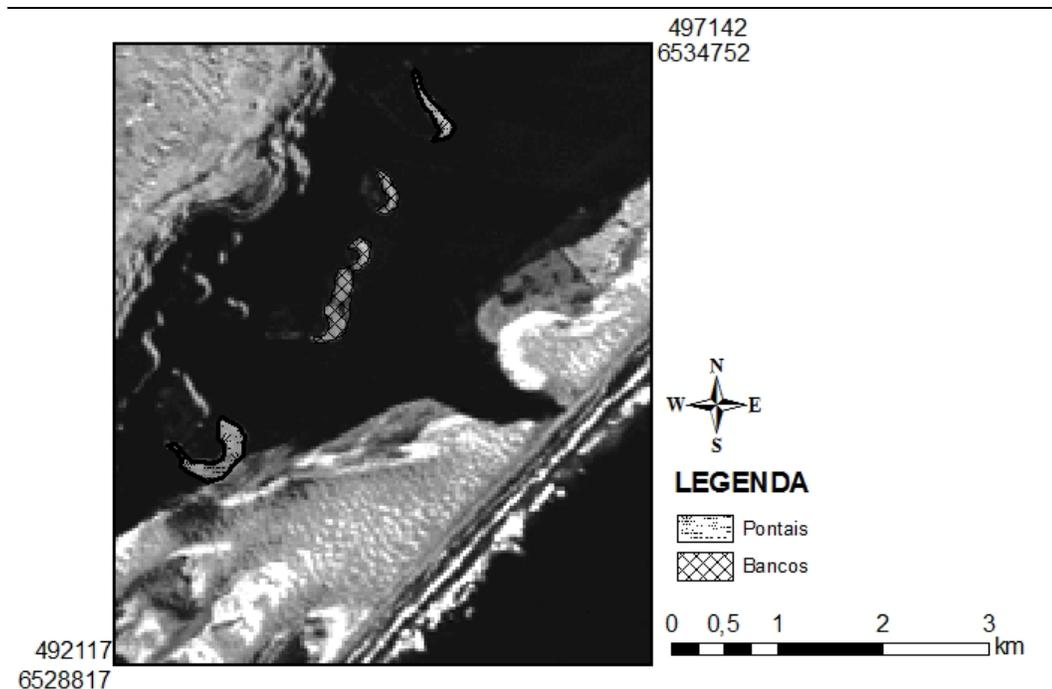


Figura 2. Imagem LANDSAT 5 TM (25/05/2001), para uma condição de embocadura fechada (laguna cheia).

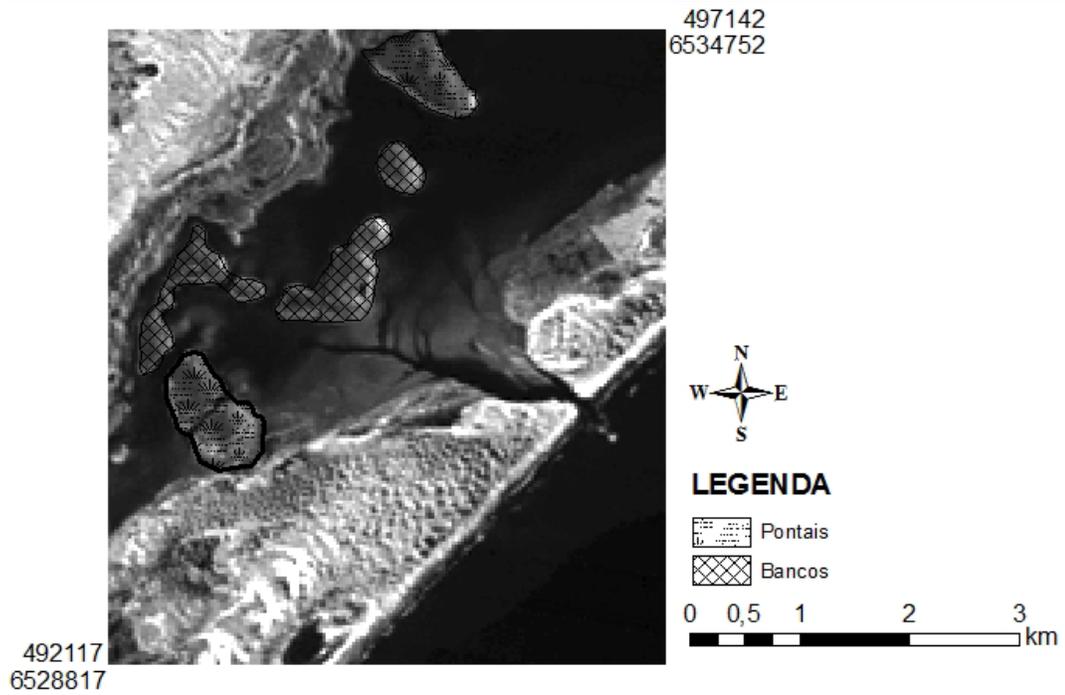


Figura 3. Imagem LANDSAT 5 TM (27/08/1997), para uma condição de embocadura aberta (laguna vazia).



Figura 4. Comparação dos polígonos vetORIZADOS das áreas da LP, cheia (cinza escuro) e vazia (cinza claro), colocados lado a lado, sobre imagem LANDSAT 5 TM.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

O relevo da planície costeira, estabelecido durante a construção dos sistemas deposicionais laguna-barreira, apresenta uma grande uniformidade regional. Todos os desníveis topográficos são de pequena ordem. Por esta razão a presença de descontinuidades nas sequências deposicionais marca facilmente impressões no terreno. Entre estas feições destacam-se de modo geral as suaves depressões entre as barreiras, os canais intralagunares e, na área de estudo, o truncamento da barreira IV entre a Lagoa do Peixe e a praia oceânica adjacente. Os dados estratigráficos, geocronológicos e oceanográficos existentes não permitem determinar a época em que foram iniciados estes processos. Desde então, os depósitos sedimentares da barreira IV não foram reconstruídos totalmente, apenas os depósitos do sistema praiial (Figs. 2 e 3).

O perfil altimétrico longitudinal com extensão de 37 km, sobre a barreira IV (Fig. 5), reproduz as oscilações de pequenas amplitudes do terreno, controladas principalmente pelo campo de dunas costeiras, que se desenvolve entre a laguna e a praia oceânica. Na metade sul do perfil ocorrem as menores cotas topográficas, portanto o local mais favorável ao truncamento da barreira para a instalação do canal lagunar. Segundo FitzGerald (2000) esta configuração no terreno costeiro é indício de instabilidade e de riscos a inundações. Se associados a eventos de tempestades, com marés meteorológicas incomuns, podem produzir depósitos de sobrelavagem (washover) e erosão da praia, com a possibilidade de ruptura e formação do canal de comunicação da laguna com o oceano.

Com a embocadura ativada, através do mecanismo descrito acima, são estabelecidos padrões de circulação estuarina no canal lagunar, com o desenvolvimento de feições morfológicas de fundo controladas pelas seguintes variáveis: amplitudes das marés de enchente e vazante; geometria do canal; energia das ondas e suprimento sedimentar (Fitzgerald, 2000).

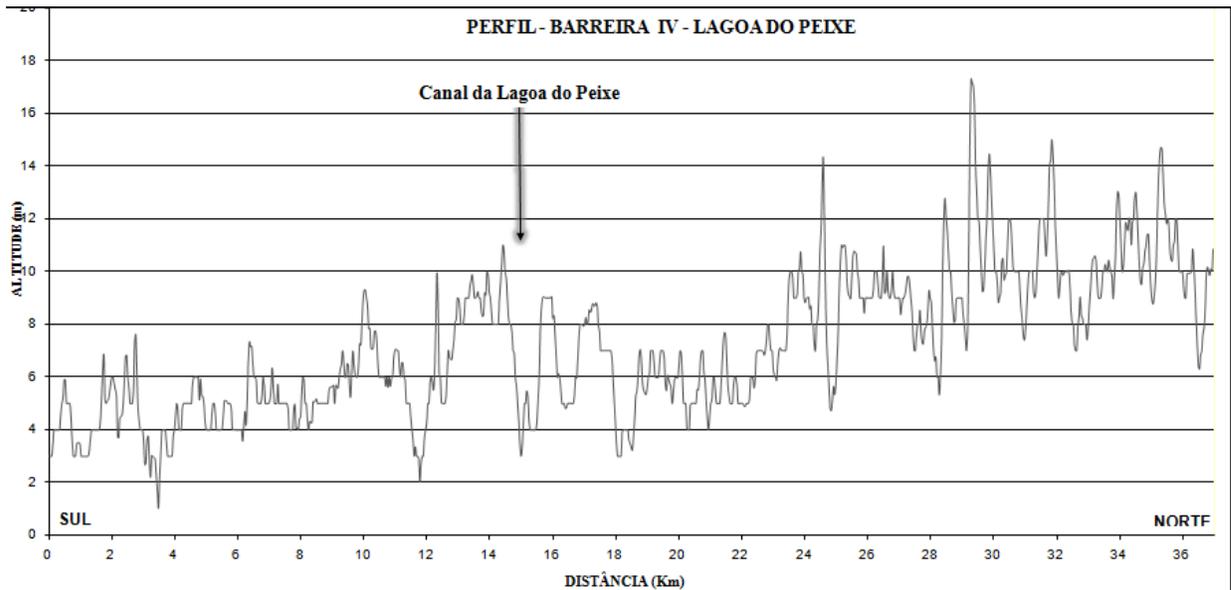


Figura 5. Perfil altimétrico da barreira IV, indicando o local onde se situa a embocadura da Lagoa do Peixe.

4.1. Morfologia do canal

Segundo Bruun (1978 *apud* Silva, 2009), um canal lagunar é dividido em três regiões: delta de maré vazante, embocadura e delta de maré enchente. Sua morfologia será um reflexo à entrada e saída de sedimentos através dele, que envolve, simultaneamente: prisma de maré, geometria do canal, suprimento sedimentar, fluxo de energia das ondas incidentes, estratigrafia, declividade da costa e alterações de engenharia (FitzGerald, 2000).

A amplitude de maré na embocadura do canal pode gerar um gradiente de pressão entre o mar e a laguna, formando correntes de marés, proporcional ao prisma de maré. Se essas correntes são responsáveis pela estabilidade do canal, ele é classificado como canal de maré (Fig. 6).

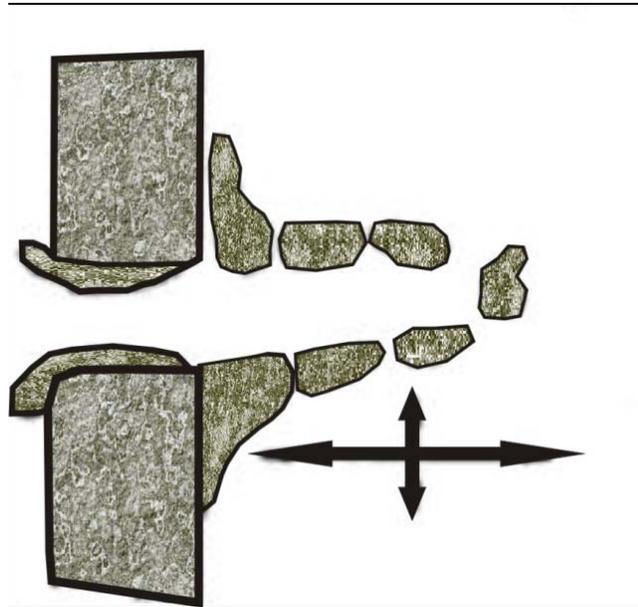


Figura 6. Forma geral do delta de vazante onde as correntes de maré são mais eficazes que as longitudinais. (modificado de CERC, 2002).

Os deltas são corpos arenosos depositados na foz de um corpo d'água. Quando desenvolvidos na zona costeira, podem ser encontrados adjacentes a embocadura de rios e lagunas, e são classificados como deltas de maré vazante ou de enchente. Deltas de vazante bem desenvolvidos são indício de costa dominada por marés. Mas se pequenos, ou submersos, evidenciam uma costa de meso a micromarés (Hayes, 1975), dominadas por ondas.

Como é possível observar nas imagens de satélite (e. g., Fig. 10 a, c, d, e), o delta de maré vazante, submerso, é perceptível através do padrão nas linhas de

arrebetação na zona de surf, apresentando lobo terminal ativo quando a embocadura se apresenta aberta. O delta de enchente da LP, segundo a classificação de Hayes (1980), apresenta algumas das principais feições padrão (Fig.7) .

O delta de vazante é destruído após o fechamento da embocadura, geralmente nos meses subsequentes a estação de maior precipitação na área do PNLP. Com o decréscimo gradual da pluviosidade, o transporte eólico é ativado, e um maior volume de areia é mobilizado na região. Parte desse volume de sedimentos alcança as margens da embocadura. A esse suprimento sedimentar, soma-se a deriva litorânea, o que produz o completo assoreamento do canal.

A formação de pontais na embocadura do canal lagunar evidenciam o sentido da deriva litorânea (Fig. 7), ora com desenvolvimento sobre a margem sul, ora sobre a margem norte do canal. A direção da deriva litorânea oscila sazonalmente, confirmando a influência desta dinâmica sedimentar na estabilidade do canal e da embocadura, como descrito a seguir.

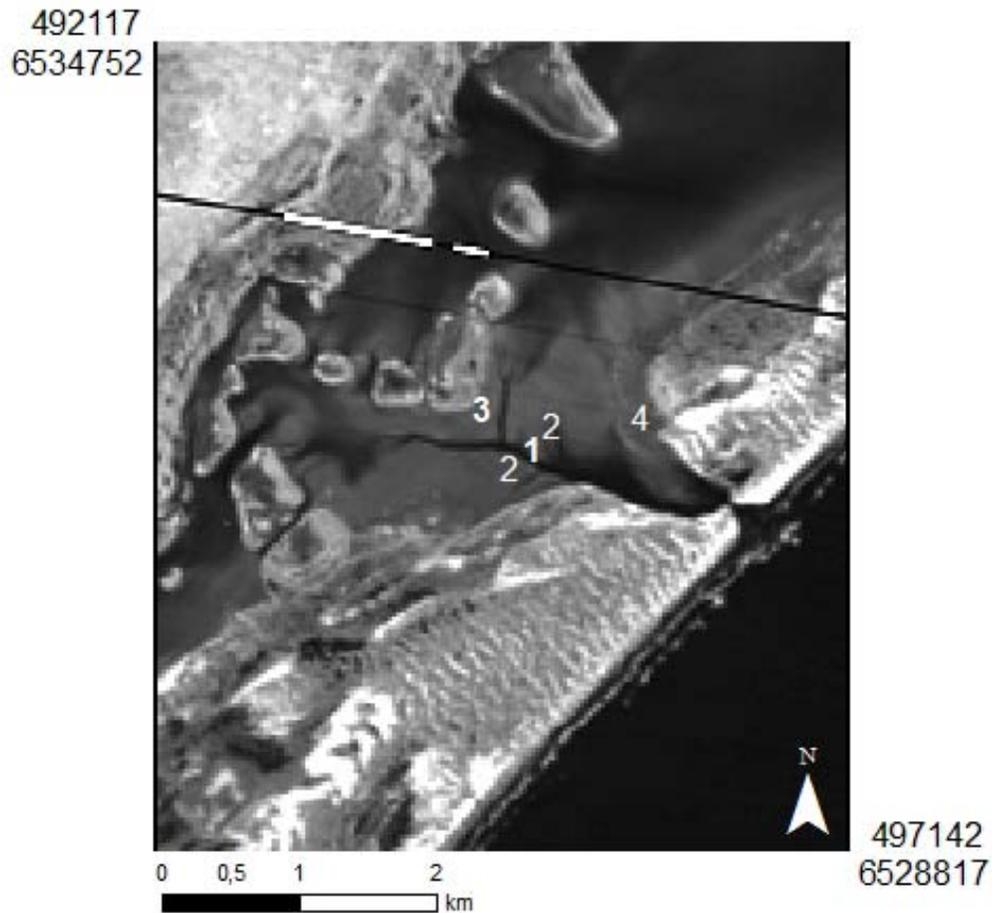


Figura 7. Imagem LANDSAT TM 5 (2009) apresentando os principais componentes do delta de maré enchente na LP (adaptado de Davies, 1978): (1) rampa de enchente (flood ramps); (2) canais de enchente (flood channels) (3) anteparo de vazante (ebb shield) e; (4) esporão de vazante (ebb spits).

4.2. Estabilidade da embocadura

Canais costeiros estáveis geralmente estão associados a margens rochosas e encontram-se praticamente fixos quanto sua posição e geometria. A profundidade do canal também pode auxiliar a defini-lo: se profundo, geralmente esta localizado sobre sedimentos mais resistentes, logo é estável. Já nos instáveis a base do canal é composta por materiais inconsolidados e apresentam menores

profundidades. A estabilidade de canais é também governada pelo grau de equilíbrio entre o fluxo do canal e o fluxo do transporte de sedimentos (Jain *et al.*, 2004).

A descarga de água e sedimentos em canais de lagunas costeiras é bem menor que em rios cuja foz encontra o mar, sendo bastante comum o caráter intermitente dos canais. Os fatores mais comuns para explicar o fechamento do canal são: transporte e deposição sedimentar através de correntes de maré, correntes litorâneas e transporte eólico. A deposição no interior da embocadura e/ou através do crescimento de pontais constitui-se em importantes mecanismos responsáveis pelo assoreamento do canal. Para a desobstrução destes depósitos são necessários eventos de tempestade, principalmente quando associados aos períodos de intensa precipitação e de longa duração, de modo a aumentar o gradiente da pressão horizontal da água armazenada no corpo lagunar sobre o canal principal (Mehta, 1996 *apud* Silva, 2009).

4.2.1. Regime de Precipitação Pluviométrico

Lagunas que não possuem tributários são alimentadas exclusivamente pela precipitação local. Alterações nas médias, mensais ou anuais, podem incrementar significativamente o volume d'água existente no corpo lagunar. O aumento da quantidade de água pode forçar a abertura de barras arenosas em canais intermitentes, e. g. Barra do Camacho/SC, que segundo Silva (2009), em 1978, abriu naturalmente devido há um período de precipitação pluviométrica acima da média local.

A região do PNLP possui menor volume de precipitação pluviométrica que o litoral norte do Rio Grande do Sul (Plá, 2004), como é possível observar na Tabela 1.

Tabela 1. Total anual médio de precipitação em alguns municípios dos diferentes setores do litoral do Rio Grande do Sul.

NORTE (municípios)	Imbé	Osório	Torres	Maquiné
Total Anual (mm)	1322,9	1504,4	1386,9	1654,0
MÉDIO (municípios)	S. J. do Norte	Mostardas	Palmares	Tavares
Total Anual (mm)	1126,0	1203,6	1253,1	1400,3
SUL (municípios)	Rio Grande	Sta. Vitória do P.	—	—
Total Anual (mm)	1253	1190,9	—	—

Modificado de Plá (2004).

— Sem Dados

Como parâmetro de análise climática adotou-se a normal 1961 – 1990, mas a série completa de dados utilizados para a região do PNLP é de 1961 a 2008 (Fig. 8). De acordo com a normal, a média anual é 1265,6 mm, o mês de maior taxa é setembro (128,5 mm) e o de menor é abril (75,3 mm). Sazonalmente, a estação com mais precipitação é o inverno (117,3 mm), seguida pelo verão (107,1 mm), primavera (105 mm) e outono (92,5 mm). Na série 1961 – 2008, cuja média anual é 1358,8 mm, os anos de maior precipitação foram: 2002 (1862,2 mm) e 2001 (1734,6 mm); e os dois anos de menor precipitação foram: 1988 (934,7 mm) e 1989 (956,4 mm).

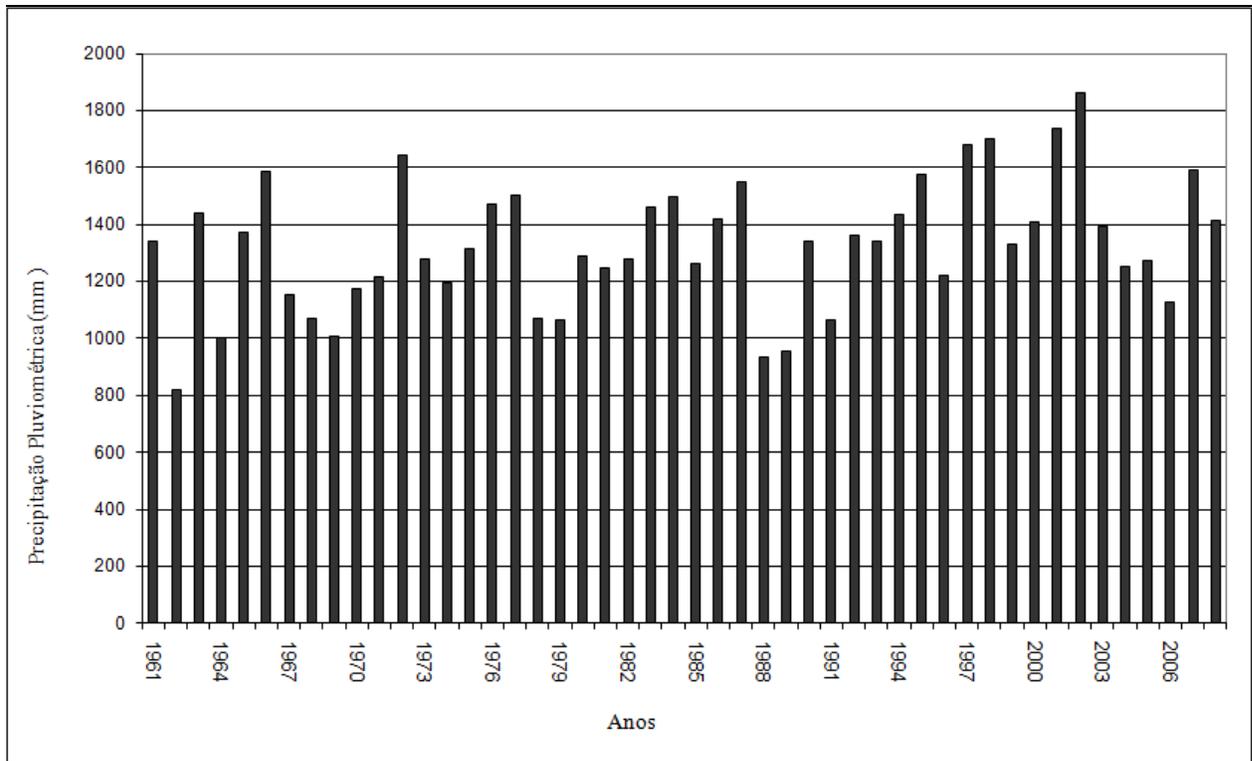


Figura 8. Gráfico apresentando os totais anuais de precipitação pluviométrica no PNLP (1961 – 2008).

Para uma avaliação consistente na relação feita entre a abertura do canal e o regime de precipitação pluviométrica, é necessário associar a análise climatológica da área e considerar as intervenções antrópicas. De acordo com a diretora do PNLP (comunicação pessoal, 2010), o canal é aberto artificialmente desde 1880, aproximadamente, sempre que a laguna enche e não abre naturalmente. Entretanto, uma vez aberto, ele fecha naturalmente nos meses que seguem, a partir de setembro, uma vez que a primavera é a segunda estação mais seca do ano na região do PNLP.

No geoprocessamento da série temporal de imagens, foram utilizados comprimentos de onda localizados no infravermelho próximo, que absorve por completo a radiação de corpos d'água. Assim, quando o corpo d'água se apresenta negro, com pixels de valor próximo ao zero e os bancos e pontais parcialmente e/ou totalmente submersos, a interpretação foi de que a laguna se encontrava cheia (Figs. 2 e 4), com área aproximada de

700 km². Quando qualificada como vazia, a lamina d'água é rasa e as imagens do corpo d'água apresentam tons de pixels mais próximos aos valores representados pelo cinza claro (Fig. 3 e 4), com área na ordem de 400 km². Isso se deve à maior reflectância dos sedimentos de fundo da laguna no infravermelho, uma vez que sua lamina d'água possui espessura média de 30 cm. Comparando essa classificação aos totais de precipitação anual com o monitoramento (m) realizado por Antunes (2007) (Tabela 2), que acompanhou abertura e fechamento do canal por oito anos, é possível destacar alguns aspectos.

Tabela 2 - Classificação da laguna e do canal associada à precipitação.

Ano	Fechamento/Abertura*	Data (imagem)	Cheia	Vazia	Canal		T. P. A.***
					Fechado	Aberto	
1997	Não monitorado	27/08/1997					1681
1998	Permaneceu aberto todo ano	1998**					1700
1999	Fechou em março, aberto em 20/07/1999	14/06/1999					1331
2000	Fechou em 20/01/2000, aberto em 04/07/2000	19/08/2000					1411
2001	Fechou em 23/03/2001 e aberto em 30/07/2001	25/05/2001					1734
2002	Permaneceu aberto todo ano	25/09/2002					1862
2003	Fechou em 20/11/2003	18/12/2003					1395
2004	Foi aberto em 04/08/2004 e fechou em 10/12/2004	30/08/2004					1254
2005	Foi aberto em 20/09/2005	20/10/2005					1274

* Modificado de Antunes (2007).

** Sem imagem de satélite

*** Total de Precipitação Anual (mm)

O ano de 1997 não foi monitorado por Antunes (2007), mas de acordo com os registros de precipitação da Figura 8, os valores estão acima da média e na imagem geoprocessada, a LP encontra-se cheia e com canal aberto. Segundo comunicação pessoal com a diretora do PNLP, ela afirma, extra-oficialmente, que neste mesmo ano, o canal abriu naturalmente, no dia 17 de julho, 40 dias antes da data da imagem, permanecendo aberto até março de 1999, pois em 1998, o total de precipitação pluviométrica também ficou acima da média da região do PNLP. Nos

meses de junho, julho e agosto de 1997, os totais mensais, respectivamente são: 178,5, 147,5 e 216,9 mm, todos acima de suas médias.

Observa-se também na série temporal, que existe forte relação entre as imagens que apresentam o canal aberto, com meses antecedentes de médias de maior regime pluviométrico, ou seja, se ela encher a ponto de inundar suas planícies lagunares o canal pode abrir naturalmente. No monitoramento não existe relato de um ano inteiro em que ele tenha permanecido fechado. Nesta análise é possível perceber que em sequências de dois anos, onde o total anual de precipitação pluviométrica foi acima da média, o canal abriu naturalmente – 1997 e antropicamente - 2001, não fechando sob regime de precipitação intenso. Quando os índices de precipitação diminuem, ele se fecha, e assim permanece até novo período de chuvas. Nos biênios de precipitação pluviométrica acima das médias consecutivos, *e.g.* 1997-1998, e também 2001-2002, o canal da LP chegou a passar mais de um ano aberto.

A diferença de volume de água entre as condições de laguna vazia e cheia é da ordem de 90.000.000 m³, e na hipótese da existência de abertura do canal pelo período de três meses, a vazão não deve ultrapassar magnitudes de 10 m³/s, ou seja, o reservatório de água não tem capacidade para produzir vazões significativas. Sem considerar as perdas por evaporação e infiltração, que naturalmente devem ser significativas, em razão da forte exposição da superfície de água a ação do vento, e as facilidades de perda de água no terreno arenoso que condiciona fisicamente a laguna.

4.2.2. Dinâmica Sedimentar

A estabilidade de um canal costeiro sofre grande influência da dinâmica do prisma de maré, energia de ondas incidentes e disponibilidade de sedimentos (CERC, 2002). A deposição sedimentar em canais e embocaduras de lagunas costeiras ocorre principalmente através dos seguintes agentes de transporte: os ventos e as correntes litorâneas associadas à incidência de ondulações.

De acordo com Nicolodi *et al.* (2000), a distribuição das direções das correntes litorâneas ao longo de toda a costa do estado é muito regular, tanto para SW, quanto para NE, num padrão claramente bidirecional. A deriva litorânea por ondas do quadrante S-SW geram correntes com grande capacidade de arraste, sendo responsáveis por 30% do transporte total. As de maior frequência, N-NE, produzem pequena deriva total, 2% (Lima *et al.*, 2001). No inverno, os ventos predominantes são os de SSW, SW e WSW, maiores responsáveis pelas tempestades registradas, sendo este o período de maiores modificações no perfil praiado (Delaney 1965, Calliari 1980, Tomazelli 1993, *apud* Barletta, 2000).

Havendo disponibilidade de sedimentos no sistema praiado e da força necessária para ativar a deriva litorânea, o processo deposicional poderá se desenvolver pelo crescimento de um pontal, na margem em que predominar a direção da corrente litorânea. Este mecanismo reduz a seção transversal mínima (FitzGerald, 1996 *apud* Silva, 2009), e alonga o comprimento do canal, principalmente por causa do meandramento forçado pela migração dos pontais em direções opostas.

A Figura 9 ilustra o mecanismo de obstrução do canal por assoreamento morfodinâmico (Pope, 2000). A migração lateral do canal ocorre naturalmente

associada à deriva litorânea, pelo assoreamento de uma das margens e erosão da outra. Esta mecânica de migração é encontrada em ambientes de alta energia, incluindo feições morfológicas dinâmicas do tipo pontais arenosos, construídas no sentido predominante do transporte de sedimentos.

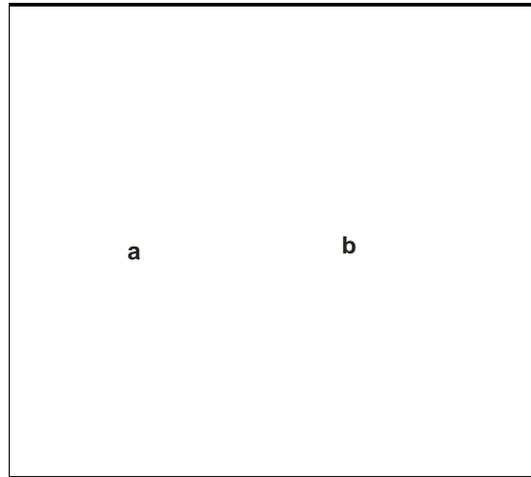


Figura 9. Mecanismo morfodinâmico de assoreamento do canal, por deposição de sedimentos associada a migração de pontais arenosos. Vista em perfil (a) e vista em planta (b) (modificado de Pope, 2000).

Na área de estudo, a deriva líquida tem como resultante a direção SW-NE, principalmente nos meses de inverno (Lima *et al.*, 2001). Na transição para o verão, ocorre inversão do sentido da corrente e do transporte de sedimentos, de NE para SW. É notável o maior crescimento do pontal sul, explicado pela maior capacidade de transporte de sedimentos provenientes dessa direção, principalmente durante o inverno. Esse é o mecanismo que ciclicamente causa o assoreamento e obstrução do canal da LP (Figura 10), favorecido também pelo volume de água do corpo lagunar (Tabela 2).

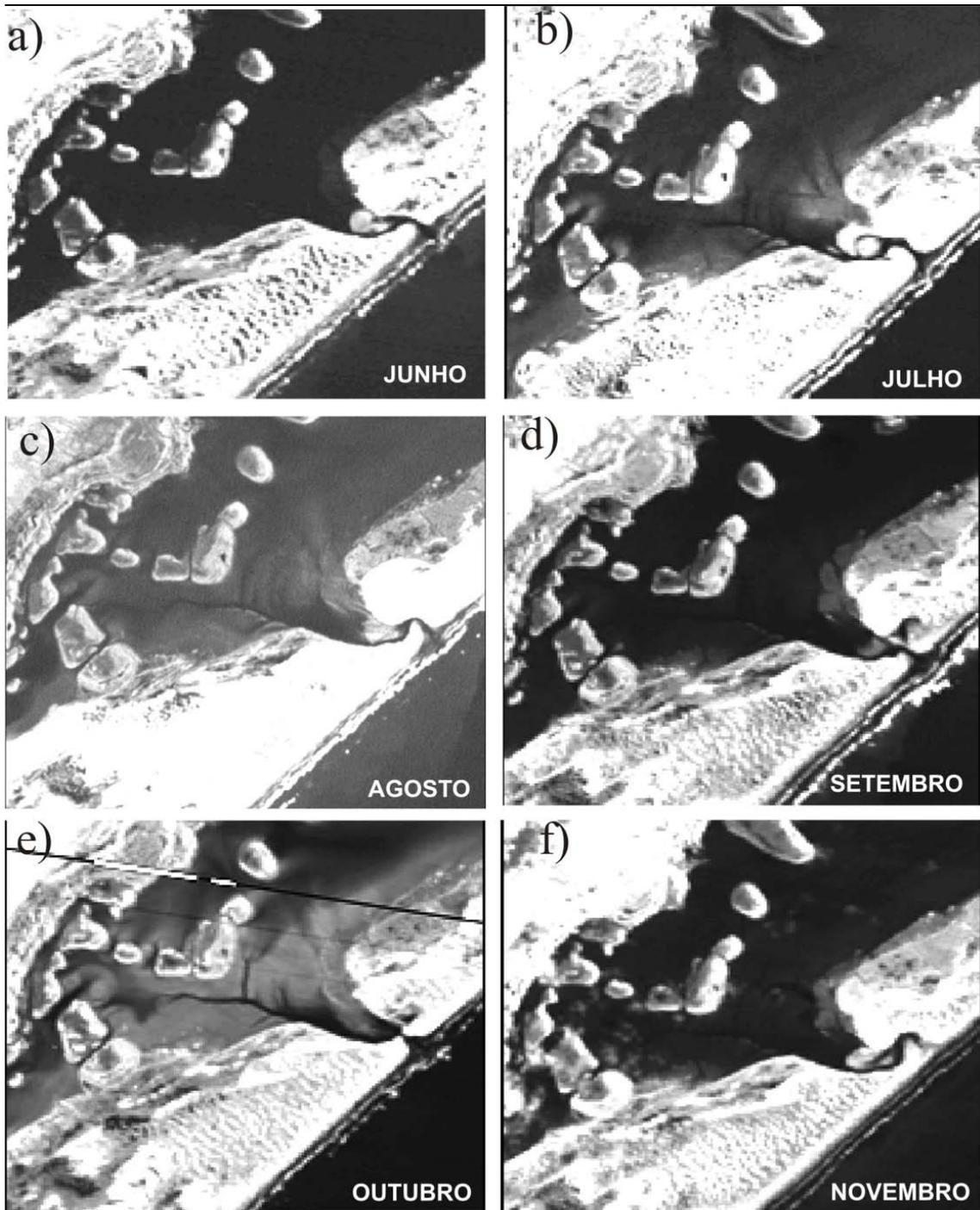


Figura 10 – Desenvolvimento dos pontais sobre a embocadura no canal da LP (imagens LANDSAT 5 TM): a, b, c) crescimento do pontal para NE, concordante com a direção preferencial da deriva litorânea SW-NE nos meses de inverno, em Junho 2007, Julho 1987, Agosto 2002, respectivamente; d, e, f) crescimento do pontal para SW, na transição para os meses de verão, em Setembro 2004, Outubro 2009, Novembro 2003, respectivamente.

Também, é possível quantificar o grau de influência da deriva litorânea no mecanismo de assoreamento do canal. Para tanto, é necessário que se estabeleça a capacidade de deposição sedimentar sobre a embocadura (r), o qual pode ser determinado através do prisma de maré (P) e do volume de areia que transita em frente à embocadura (M), de acordo com modelo numérico desenvolvido por Bruun *et al.* (1978 *apud* Kraus, 2000): $r = P/M$.

A amplitude média da maré na costa do Rio Grande do Sul é da ordem de 0,30 m (e. g. Almeida *et al.*, 1997; Toldo Jr & Almeida, 2003). O valor de M obtido de Lima *et al.* (2001), corresponde a 2.932.000 m³, da deriva litorânea anual em frente a embocadura, de modo que foram obtidos valores de r entre 40 e 70. A oscilação deste valor controlada as condições de laguna cheia e vazia (Fig. 4).

Segundo Kraus (2000), para r maior que 150 o canal é considerado estável, profundo e com baixa capacidade de migração dos bancos arenosos do delta de maré vazante. Se o valor resultante for inferior a 50, o canal é classificado como instável, com tendência a fechar, possuindo um eficiente mecanismo de transporte de sedimentos por deriva litorânea (sand bypassing), o que contribui para a formação de pontais arenosos. Logo, a capacidade da deriva litorânea de depositar sedimentos na embocadura de um canal (r) é diretamente proporcional ao prisma de maré (P), se o valor de M permanecer estável.

4.3. Linha de praia

A linha de praia pode ser definida como uma interface física entre a água do mar e o continente (Dolan *et al.*, 1980 *apud* Boak & Turner, 2005). Sua localização, bem como a orientação em que se encontra, pode fornecer informações sobre o comportamento de estruturas costeiras adjacentes, volume de sedimentos e taxas de mobilidade da praia. Ao longo do tempo a praia muda de posição devido aos movimentos vertical e horizontal dos sedimentos acumulados ou erodidos na zona litorânea, principalmente devido à natureza dinâmica do nível da água (*e.g.* ondas, marés, ondas de tempestade, *setup*, *runup*, etc).

De acordo com Boak & Turner (2005) para estudos significativos de mudanças na linha de praia, é adequado utilizar série de dados com 10 a 20 anos, no mínimo. Também, para uma boa interpretação não é aconselhável analisar esse comportamento em pequenos trechos de praia, pois o resultado não corresponderá genuinamente às mudanças ao longo de uma praia inteira.

A feição indicadora da linha de praia pode ser classificada como: morfologia costeira discernível visualmente ou dados numéricos específicos. Existem 45 exemplos de elementos indicadores da linha de praia na literatura. Os mais utilizados são o limite entre a praia seca e úmida, posição de máximo espraiamento da onda e linha de água, principalmente por serem feições com bastante continuidade lateral, ou seja, se apresentam sem interrupções ao longo de todo perfil praial (Pajak & Leatherman, 2002).

Para determinação da linha de praia adjacente ao PNLP, foi utilizado o limite entre a praia seca e úmida, que segundo muitos autores (e.g. Dolan, *et al.*, 1978; Dolan *et al.*, 1980, Overton *et al.*, 1999 *apud* Boak & Turner, 2005) corresponde ao limite máximo de espraiamento da onda em condições de preamar. Os recursos utilizados foram imagens LANDSAT 5, sensor TM, de mesmo período e órbita. Isso diminui o erro relacionado à resolução espacial e temporal. O erro espacial recorrente em vetorizar estas feições em imagens é de 30 m. Em trabalhos anteriores (Morton, 1991 *apud* Boak & Turner, 2005) foi destacado como vantagem desta metodologia o monitoramento através de um longo período.

De acordo com Esteves *et al.* (2003), a utilização de dados históricos permite produzir estimativas de taxas de variação na linha de praia de curto prazo, porque para definir tendências de longo termo são necessários dados de cem anos ou mais. O cálculo de curto prazo pode ser feito através de dois métodos: pontos extremos (movimento da linha entre duas datas extremas) e regressão linear (todas as posições de linha de praia disponíveis são utilizadas para determinar uma reta cujos pontos minimizam a soma dos quadrados das diferenças entre as posições observadas e calculadas). Quanto maior o intervalo de tempo entre as duas datas, maior a confiabilidade nos resultados. A autora afirma que a mobilidade é uma função do estado morfodinâmico da praia.

A detecção de feições qualitativamente em imagens é muito mais subjetiva quando comparada a levantamentos *in situ*, como trabalhos realizados por Pajak & Leatherman (2002) e Toldo Jr. & Almeida (2003). Nesses trabalhos a linha de praia foi monitorada cinematicamente com auxílio de DGPS, produzidas ao longo de toda sua extensão (erro máximo de 3 m), utilizando como feição delimitadora a linha de

água. A melhor maneira de acurar a credibilidade de um trabalho realizado visualmente em imagens é compará-los a trabalhos de maior precisão, como os supracitados. Para a linha de costa do Rio Grande do Sul, muitos trabalhos apresentam o mesmo resultado para o litoral médio. Entre os trabalhos que obtiveram o mesmo resultado, podemos citar como exemplos os monitoramentos feitos por Esteves *et al.* (2003), Toldo Jr. & Almeida (1999, 2003).

No monitoramento da linha de praia com DGPS, realizado por Toldo *et al.* (1999, 2003 e 2006a), ao longo dos 615 km da costa do Rio Grande do Sul, foram definidos uma extensão de 442 km em processo erosivo, medidos para o período entre 1975 e 1997. Áreas em processo deposicional resultam em 173 km, no mesmo período. A retração constatada é atribuída à deriva litorânea resultante, apresentando altas taxas de transporte sedimentar. Já os setores em progradação respondem a mudança na orientação da linha de costa promovendo um “engarramento” durante a deriva litorânea, depositando sedimentos nessas áreas (Toldo *et al.*, 2006b).

Na aplicação do método de pontos extremos para averiguar a variação na linha de praia adjacente ao PNLP, foi utilizada a tendência de curto prazo (23 anos), 1987 e 2009, através de imagens do mesmo mês, entre as latitudes de 477800 N a 525350 N. A latitude de 496820 N e longitude de 6531000 E marca, aproximadamente, a região de transição entre estes processos, com tendências opostas de mobilidade da linha de praia, sem o controle da amplitude da maré, o qual se constitui em erro mensurável de pequena escala (em razão de seu pequeno valor no Rio Grande do Sul). Mesmo assim, a análise comparativa entre os resultados obtidos com diferentes metodologias indicam o mesmo comportamento de mobilidade da linha de praia no litoral médio do estado. Toldo Jr. *et al.* (1999, 2006a) definiram que a metade sul da

praia oceânica do PNLP encontra-se em processo de erosão, e a metade norte em acresção. A Figura 11 mostra o resultado do método proposto nesse trabalho. O gráfico apresenta tendência a alargamento na área de inflexão e campo de dunas do PNLP e transição a comportamento erosivo a partir da área próxima ao canal lagunar, e em direção ao sul do parque.

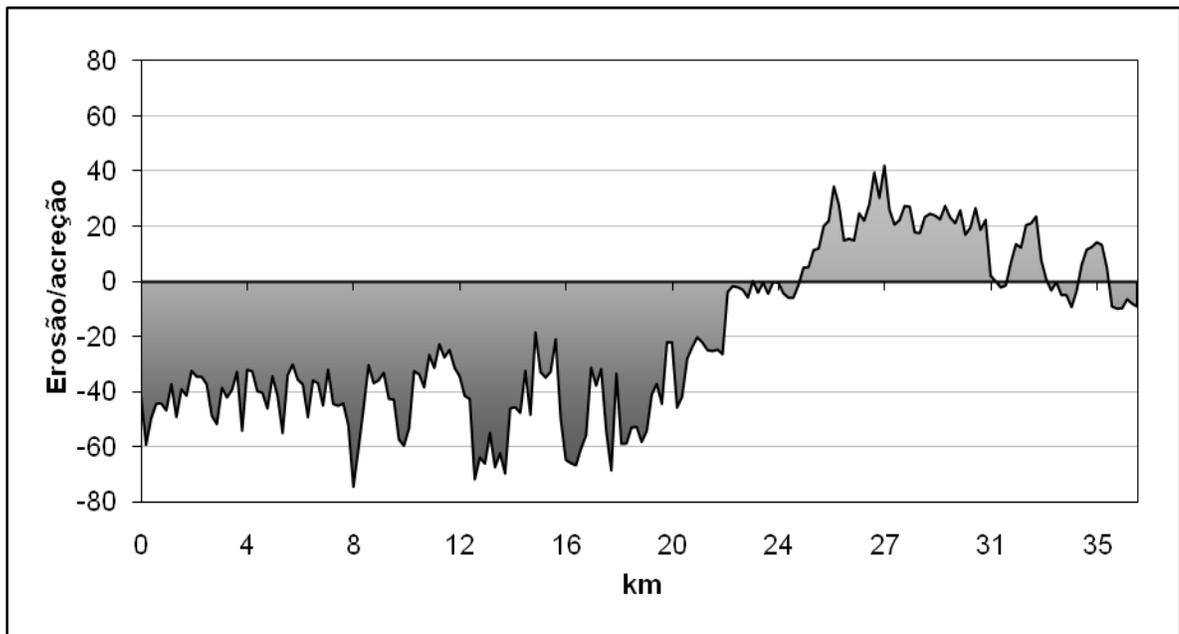


Figura 11. Gráfico apresentando resultados da mobilidade da linha de praia adjacente ao PNLP, entre os anos de 1987 e 2009. Valores de acresção e erosão em metros, representados no eixo Y. Valores negativos correspondem a erosão, e positivos a acresção.

O método qualitativo de interpretação da linha praia, por pontos extremos, vetorizados e utilizando como feição indicadora o limite entre praia seca e úmida apresentou tendências similares quando comparados métodos distintos, quanto às feições indicadoras da linha de praia e técnicas distintas de aquisição dos dados, nesta área de estudo e.g. Toldo e Almeida (1999; 2003).

Também, os resultados do mapeamento da posição e do deslocamento da linha de praia apresentam correspondência com o comportamento do perfil altimétrico sobre a barreira IV (Fig. 5). As maiores cotas no terreno, entre a laguna e a praia oceânica, foram registradas no trecho de praia com acreção, e as menores cotas ao longo da praia sob erosão. Portanto, tanto as menores cotas topográficas, quanto retração da linha de praia pode atuar no controle do local de instalação do canal lagunar.

5. CONCLUSÕES

A integração do geoprocessamento aplicado à interpretação geomorfológica e morfodinâmica em ambientes costeiros se mostrou bastante eficaz e útil. Os resultados obtidos na análise multitemporal de imagens LANDSAT são correlacionáveis com classificações obtidas através de outros métodos quantitativos, muitos deles envolvendo processos de medida direta. Citando Florenzano (2009):

“Em qualquer ciência, o surgimento de novas técnicas não é importante em si mesmo, mas porque estimula o progresso científico, como salienta Baker (1986). Pelo fato de o relevo ser geralmente bem destacado em fotografias aéreas e imagens de satélite, bem como pela disponibilidade de dados multitemporais que possibilitam o estudo de processos morfodinâmicos, a ciência geomorfológica, é uma das mais beneficiadas pela tecnologia de sensoriamento remoto, expandindo seus horizontes à medida que essa tecnologia avança”.

O presente trabalho exigiu compreender e interpretar a morfologia do canal da LP e através dela e de variáveis que influenciam o meio, afirmar sua estabilidade quando a posição e morfodinâmica. Além disso, propiciou a aplicação do método para averiguar as tendências de mobilidade de curto termo na linha de praia adjacente ao PNL, e da altimetria da barreira Holocênica.

O canal apresenta delta de maré vazante, quando aberto, e delta de maré enchente estável. Sua instabilidade reside sobre os depósitos do sistema praiar, estando condicionada a influência da dinâmica sedimentar pela deriva litorânea. Os eventos meteorológicos e climáticos influenciam na abertura natural do canal, que ocorrerá em eventos de regime de precipitação anômalo, bem como necessidade

social. Entretanto, depois de aberto, o comportamento do canal e o seu assoreamento são controlados naturalmente.

O assoreamento do canal é atribuído à dinâmica sedimentar, associada ao desenvolvimento de pontais arenosos. Quando as correntes litorâneas predominantes de SW durante o inverno e parte da primavera, ocorre a migração do pontal a partir da margem sul e conseqüente erosão do lado norte do canal, num mecanismo responsável pela migração lateral do canal para norte. Com a aproximação do verão e inversão da corrente litorânea, a deposição dos sedimentos ocorre preferencialmente na margem norte, iniciando a formação do segundo pontal e promovendo a erosão da margem oposta. Na continuidade do processo, quando ambos se encontram, geralmente nos meses de verão, ocorre a completa obstrução do canal pelos depósitos do sistema praial.

O estudo permitiu determinar que o canal da LP é uma feição natural que apresenta um traçado instável e feições deltaicas padrão, estabelecido numa costa dominada por ondas. As características observadas classificam o canal da LP como sendo um canal de maré com forte influência na sua constituição do prisma de maré e do volume de sedimentos que transitam próximo a sua embocadura.

A mobilidade da linha de praia adjacente ao canal da LP, bem como a altimetria do terreno sobre a barreira IV, mostram-se como importantes variáveis controladoras do local de instalação do canal da Lagoa do Peixe, no setor sul do PNL.

NOTAS SOBRE OS AUTORES

Venisse Schossler

Mestranda, bolsista CAPES (01/2009 - 01/2010), atualmente bolsista CNPq, no Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências – UFRGS, na área de concentração em Geologia Marinha. Bacharel em Geografia pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (2003). Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em sensoriamento remoto e geologia costeira.

Elírio Ernestino Toldo Jr.

Graduado em Geologia e Doutorado em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Professor Associado III no Departamento de Mineralogia e Petrologia - DEMIPE-IG-UFRGS, responsável pelas disciplinas de Sedimentologia I, Geologia Marinha e Costeira para o curso de Graduação em Geologia, e Processos Costeiros no Programa de Pós-Graduação em Geociências. Autor de publicações, desenvolvimento de software e produtos tecnológicos, orientações de Teses, Dissertações e supervisões de Pós-doutorado. Editor convidado do Deep Sea Research II, e Editor Convidado do Environmental Monitoring and Assessment. Revisor de periódicos nacionais e internacionais. Coordenador brasileiro de Projeto de Cooperação Multilateral OEA. Atual Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Geociências - PPGGeo-IG-UFRGS. Consultor ad hoc de agências nacionais e internacionais de fomento a pesquisa. Pesquisador do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica - CECO-IG-UFRGS. Possui experiência na área de Oceanografia Geológica, com pesquisa dos processos costeiros nos ambientes de praia lagunar e marinho, relacionados à dinâmica dos sedimentos, morfodinâmica, erosão e hidrodinâmica.

Norberto Dani

Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1982), mestrado em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1988) e doutorado em Pédologie Pétrologie e Métallogénie de La Surface - Université de Poitiers (1999). Atualmente é professor adjunto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geoquímica, atuando principalmente nos seguintes temas: geoquímica do intemperismo, argilominerais, diagênese, laterita, monitoramento ambiental da Ilha King George (Antártica), e cartografia geológica.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, LESB; ROSAURO, NML & TOLDO JR., EE. 1997. Análise Preliminar das Marés na Barra do Rio Tramandaí, RS. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos 12. Vitória, ES. Anais, ABRH, v1. p.560-566.

ALMEIDA, LESB; ROSAURO, NL; TOLDO JR., EE & GRUBER, NLS. 1999. Avaliação da Profundidade de Fechamento para o Litoral Norte do Rio Grande do Sul. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos 13. Belo Horizonte, MG. Anais. ABRH, CD-ROM. 8p.

ANTUNES, MLF. 2007. A Pesca do Camarão-Rosa *Farfantepenaeus paulensis* na Lagoa do Peixe (RS): Análise Quantitativa de Recrutamento, Crescimento e Mortalidade com Vistas ao Gerenciamento Pesqueiro – Fase Juvenil. Tese de Doutorado. Programa de Pós- Graduação em Zoologia. Faculdade de Biociências, Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul. 178p.

AREJANO, TB. 2006. Geologia e Evolução Holocênica do Sistema Lagunar “Lagoa do Peixe”, Litoral Médio do RS. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 94p.

ASMUS, ML & PEIXOTO, AR. 1998. Modelagem Ecológica Conceitual em Pluri-Escala do Parque Nacional da Lagoa do Peixe, RS. Resumos Expandidos. XI Semana Nacional de Oceanografia. Rio Grande - RS. p.87-91.

BARBOZA, EG; ROSA, MLCC; DILLENBURG, SR; TOMAZELLI, LJ & AYUP-ZOUAIN, RN. 2010. Comportamento Regressivo/Transgressivo da Linha de Costa na Bacia de Pelotas Durante o Holoceno Médio e Tardio. In: LÓPEZ, RA & MARCOMINI, SC (Eds). PROBLEMÁTICA DE LOS AMBIENTES COSTEROS – Sur de Brasil, Uruguay y Argentina. Ed. Croquis. p.15-30.

BARLETTA, RC. 2000. Efeitos da Interação Oceano-Atmosfera Sobre a Morfodinâmica das Praias do Litoral Central do Rio Grande do Sul, Brasil. Rio Grande. Dissertação de Mestrado. Fundação Universidade Federal do Rio Grande. Rio Grande. 160p.

BARROSO, CP. 2009. Dinâmica de Bancos e Pontais Arenosos Associados à Desembocadura do Estuário de Caravelas, BA. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. 117p.

BATISTA NETO, A; PONZI, VRA & SICHEL, SE. 2004. Introdução a Geologia Marinha. Rio de Janeiro. Ed. Interciência. 279p.

BLASCHKE, T & KUX, H. 2005. Sensoriamento Remoto e SIG Avançados: novos sistemas sensores métodos inovadores. Oficina de Textos. São Paulo. 286p

BOAK, EH & TURNER, IL. 2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. Journal of Coastal Research, 21 (4). p.688-703.

CARRARO, CC *et al.* 1974. Mapa Geológico do Rio Grande do Sul. Instituto de Geocências. UFRGS.

CARTER, RWG. 1988. COASTAL ENVIRONMENTS: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines. ACADEMIC PRESS. University of Ulster Coleraine, Northern Ireland. 617p.

CERC Coastal Engineering Research Center. 2002 .Coastal Engineering Manual. Washington. DC.

DAVIS, RA. 1985. Coastal Sedimentary Environments. Springer-Verlag New York. 716p.

DILLENBURG, SR; TABAJARA, LL; TOLDO JR., EE & CUNHA, LDA. 1992. Dinâmica Sedimentar e Evolução Geológica da Laguna Tramandaí, Rio Grande do Sul – (resultados parciais). In: XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo Boletim de Resumos ... p.102-103.

DILLENBURG, SR. & KUCHLE, J. 1999. A erosão costeira no estado do Rio Grande do Sul: uma nova abordagem. In: VII CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO. Porto Seguro, BA. Anais, CD Rom.

DILLENBURG, SR; ROY, PS; COWELL, PJ & TOMAZELLI, LJ. 2000. Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM). Journal Coastal Research, v.16, p.71-81.

DILLENBURG, SR; TOMAZELLI, LJ & BARBOZA, EG. 2004. Barrier evolution and placer formation at Bojuru, southern Brazil. Marine Geology, 203. p.43-56.

ESTEVEES, LS; TOLDO JR., EE; ALMEIDA, LESB & NICOLODI, JL. 2001. Variações da Linha de Costa no Estado do Rio Grande do Sul. Brasil. In: Congresso do Quaternário de Países de Línguas Ibéricas. Lisboa, Portugal. Actas. p.194-197.

ESTEVEES, LS; TOLDO JR, EE & DILLEMBURG, SR. 2003. Influência na Mobilidade Praial nas Estimativas das Taxas de Variação da Linha de Costa. In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO. Recife. Anais...5p.

FITZGERALD, DM; KRAUS, NC & HANDS, EB. 2000. Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets. ERDC/CHL CHETN-IV-30 Vicksburg: U.S. Army Engineer Research and Development Center, 10p.

FITZGERALD, DM. 2005. Tidal Inlets. IN: Schwartz, M.L .Encyclopedia of Coastal Science. Dordrencht: Springer. p.958-965.

FLORENZANO, TG. 2009. Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais. São Paulo. Oficina de Textos. Capítulo 2: p. 31-69. Capítulo 9: p. 247-283.

GRUBER, NLS. 2002. A Antepraia na Região de Tramandaí, RS. Tese de Doutorado. Programa de Pós Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. UFRGS. 221p.
HAYES, MO. 1975. Morphology of sand accumulations in estuaries. In: Cronin, L. E. (ed), Estuarine Research, Vol. 2, Geology and Engineering. Academic Press, New York, p.1-27.

HAYES, MO. 1980. General Morphology and Sediment Patterns in Tidal Inlets. Sedimentary Geology, 26. p.139-156.

JAIN, M; MEHTA, AJ; KREEKE, J. van de & COMBROWSKI, MR. 2004. Observations on the Stability St. Andrew Bay Inlets in Florida. Journal of Coastal Research, v. 3, n. 20. p.913-919.

KNAK, RB (Org). 1998. Relatório Técnico Final. Projeto caracterização ambiental do Parque Nacional da Lagoa do Peixe. Rio Grande: FURG, Departamento de Oceanografia, Laboratório de Ecologia de Sistemas. 327p.

KRAUS, NC. 2000. Reservoir Model of Ebb –Tidal Shoal Evolution and Sand Bypassing. JOURNAL OF WATERWAY, PORT, COASTAL AND OCEAN ENGINEERING. Nov/Dez. p. 305-313.

LIMA, SF; TOLDO JR., EE & ALMEIDA, LESB. 2001. Estimativa da Capacidade do Transporte Longitudinal de Sedimentos a Partir de Dados de Ondas para a Costa do Rio Grande do Sul. Pesquisas, 28 (2). p.99-107.

LOPES, CG; ZANATTA, A; TOLDO JR., EE & NUNES, JC. 2008. Mobilidade de curto prazo da linha de praia do litoral norte e médio do RS. In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais... 5p.

LUMMERTZ, CN; DILLEMBURG, SR & TOMAZELLI, LJ. 1998. Caracterização das Barreiras Costeiras Holocênicas entre Mostardas e Bojuru – RS. In: XI Semana Nacional de Oceanografia. Rio Grande - RS. Resumos...p.439-440.

MANSO, VAV; TOLDO JR., EE; MEDEIROS, C & ALMEIDA, LESB. 2001. Perfil Praial de Equilíbrio da Praia de Serinhaém, Pernambuco. Revista Brasileira de Geomorfologia, Volume 2, n1. p.45-49.

MARTINS, LR & CORRÊA, ICS. 1996. Morphology and Sedimentology of Southwest Atlantic Coastal Zone and Continental Shelf from Cabo Frio (Brazil) to Peninsula Valdes (Argentina). Porto Alegre. Brasil. IOC—UNESCO / MCT / CPRM Publication, 20 maps and glossary, 74p.

NICOLODI, JL; TOLDO JR., EE & GRUBER, NLS. 2001. Frequência e Sazonalidade das Marés Meteorológicas no Litoral Norte do Rio Grande do Sul. IN: VIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Imbé, RS. Anais... v.1. p.212 -214.

NICOLODI, JL; SIEGLE, E; RECHDEN FO, RC & CORRÊA, I.C.S. 2002. Análise Sedimentológica do Pós-praia no Rio Grande do Sul. In: Martins, LR, Toldo Jr. EE, Dillenburg, SR (eds). Erosão Costeira: Causas, Análise de Risco e sua Relação com a Gênese de Depósitos Minerais. 3p.

PAJAK, MJ & LEATHERMAN, S. 2002. The High Water Line as Shoreline Indicator. Journal of Coastal Research, 18, 2. p.329-337.

PLÁ, RG. 2004. O Regime de Precipitação no Parque Nacional da Lagoa do Peixe, RS. Trabalho de Graduação. Departamento de Geografia. UFRGS. Porto Alegre. 76 p.

POLETTE, M & TAGLIANI, CRA. 1990. Organização e utilização atual do espaço na porção da restinga da Lagoa dos Patos – RS. In: II Seminário sobre Ecossistemas da Costa Sul-Sudeste Brasileira. Águas de Lindóia, São Paulo. Anais...2p.

POPE, J. 2000. Where and Why Inlet Channels Shoal: A Conceptual Geomorphic Framework. ERDC/CHL CHETN – IV – 1 Vicksburg: U.S. Army Engineer Research and Development Center. 10p.

ROSA, MLCC. 2009. Análise Gravimétrica e Magnetométrica da Região Sul da Província Costeira do Rio Grande do Sul, Setor Sudoeste da Bacia de Pelotas. Dissertação de Mestrado, UFRGS. Porto Alegre. 80p.

SANTOS, CRR. 2005. A Barra da Lagoa do Peixe/RS: abertura antrópica? Olhares Possíveis Sobre uma Complexa Questão Sócio-Ambiental. Trabalho de Graduação. Departamento de Geografia. UFRGS. Porto Alegre. 116p.

SHORT, AD. 1999 Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. John Wiley & Sons, Ltd. Australia. 379p.

SILVA, GV. 2009. Análise da Estabilidade Quanto a Posição das Desembocaduras do Rio Araranguá, da Barra do Camacho e do Rio da Madre, Litoral Sul e Centro do Estado de Santa Catarina. Monografia. Universidade do Vale do Itajaí. 78p.

SOUZA, RB. 2005. Oceanografia por Satélites. Oficina de Textos. São Paulo. 336 p.

TAGLIANI, CR; HARTMANN, C; CALLIARI, LJ & CRIEP, GH. 1992. Geologia e Geomorfologia da Porção Sul do Parque Nacional da Lagoa do Peixe, RS, Brasil. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia. Volume 2. São Paulo. Boletim de Resumos...p.292-294.

TOLDO JR., EE; ALMEIDA, LESB; BARROS, C & MARTINS, LR. 1999. Retreat of the Rio Grande do Sul Coastal Zone, Brazil. IN: Martins, LR & Santana, CI (eds.). Non Living Resources of the Southern Brazilian Coastal Zone and Continental Margin. Porto Alegre, Brazil: Editora UFRGS: p.62-68.

TOLDO JR, EE & ALMEIDA, LESB. 2003. A Linha d'água como Indicadora da Posição da Linha de Praia. In: IX Congresso Brasileiro de Estudos do Quaternário. Recife. Anais...3p.

TOLDO JR, EE; ALMEIDA, LESB; NICOLODI, JL; ABSALONSEN, L & GRUBER, NLS. 2006(a). O Controle da Deriva Litorânea no Desenvolvimento do Campo de Dunas e da Antepraia no Litoral Médio do Rio Grande do Sul. Pesquisas; 33 (2) p.35-42.

TOLDO JR., EE; NICOLODI, JL, ALMEIDA, LESB; CORRÊA, ICS & ESTEVES, LS. 2006(b). Coastal Dunes and Shoreface Width as a Function of Longshore Transport. *Journal of Coastal Research, Proceedings of the 8th International Coastal Symposium*. SI39. p.390-394.

TOLDO JR, EE; ALMEIDA, LESB; NUNES, JCR; NICOLODI, JL; MOTTA, LM & CUNHA, RB. 2010. Sistema de Compartilhamento de Sedimentos Arenosos no Litoral Médio do Rio Grande do Sul. . In: LÓPEZ, RA & MARCOMINI, SC (Eds). PROBLEMÁTICA DE LOS AMBIENTES COSTEROS – Sur de Brasil, Uruguay y Argentina. Ed. Croquis. p.31-40.

TRUCOLLO, EC. 1993. Caracterização química da Lagoa do Peixe. Rio Grande: FURG. Monografia. 51p.

VIEIRA, EF & RANGEL, SS. 1988. Planície Costeira do Rio Grande do Sul: geografia física, vegetação e dinâmica sócio-demográfica. Porto Alegre. Ed. Sagra. 256p.

VILLWOCK, JA; DILLENBURG, SR; GONÇALVES, RA & SOUZA, IFB. 1986. Recursos Minerais da Região Costeira e Aspectos Metodológicos da Prospecção. *Acta Geológica Leopoldensia*, 22 (10). p.83-110.

VILLWOCK, JA & TOMAZELLI, LJ. 1992. Evolução Paleogeográfica da Província Costeira do Rio Grande do Sul. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo. Boletim de Resumos... p.95-96.

VILLWOCK, JA; TOMAZELLI, LJ; BACHI, FA; GODOLPHIM, MF; LOSS, EL; DEHNHARDT, EA & DEHNHARDT, BA. 1992. Mapa geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul, escala 1: 1.000.000. RS. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo. Boletim de Resumos... p.85-86.

VILLWOCK, JA & TOMAZELLI, LJ. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. Notas Técnicas. CECO. Instituto de Geociências. UFRGS. Porto Alegre. n.8. 45p.

VITAL, H; NETO, FSN & PLACIDO JR., JS. 2008. Morfodinâmica de um Canal de Maré Tropical: Estudo de Caso na Costa Norte Rio Grandense, Nordeste do Brasil. *Revista de Gestão Costeira Integrada*. UNIVALE. 8(2). p.113-126.

WAINER, IJ. 1963. Relatório Técnico - Análise e Previsão das Alturas de Onda em Tramandaí. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS. Porto Alegre. 30p.

ANEXO – Carta eletrônica de submissão do artigo***Ref.: Artigo submetido à RBGf 551***

23/2/2011

_Editor RBGf

Editor RBGf

editor@sbgf.org.br

Para duquetes@hotmail.com

De: **Editor RBGf** (editor@sbgf.org.br)

Enviada: quarta-feira, 23 de fevereiro de 2011 9:10:36

Para: duquetes@hotmail.com

Prezada Sra. Venise Schossler,

Acusamos o recebimento do artigo intitulado "Morfodinâmica da embocadura da Lagoa do Peixe e da linha de praia Adjacente" da autoria de Venise Schossler, Elírio Ernestino Toldo Jr. e Norberto Dani.

Para controle o trabalho recebeu o número: 551

Somos gratos por considerarem a RBGf para sua publicação.

Atenciosamente,

Cleverson Guizan Silva

Editor-chefe da RBGf