



Universidade Federal do Rio Grande
Instituto Oceanográfico
Programa de Pós-graduação em
Oceanografia Física, Química e
Geológica



Morfodinâmica praias relacionada à presença de corpos
de água intermitentes em duas praias da costa do
Rio Grande do Sul, Brasil.

Christian Garcia Serpa

Tese apresentada ao Programa de
Pós-graduação em Oceanografia
Física, Química e Geológica, como
requisito parcial à obtenção do
título de Doutor.

Orientador: Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari

Co-orientador: Prof. Dr. José Antonio Scotti da Fontoura

Agosto de 2013

Existem apenas duas maneiras de ver a vida. Uma é pensar que não existem milagres e a outra é pensar que tudo é um milagre.

(Albert Einstein)

Agradecimentos

Gostaria de agradecer a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram durante o caminho que trilhei para a conclusão desta etapa. Em especial gostaria de agradecer ao orientador e amigo Lauro Júlio Calliari, pela oportunidade de crescer pessoal e profissionalmente, através da base conceitual adquirida durante meu doutorado, e também por bons momentos de convívio e companheirismo. Gostaria de agradecer aos membros da banca julgadora da minha tese, pela honra de poder acrescer ao meu trabalho suas valiosas contribuições. Agradeço a toda minha família, em especial à minha noiva Graciela e à minha avó Eva, pelo carinho e incentivo indispensáveis para essa jornada. Agradeço a meus pais Rubens e Luciane, meus irmãos Thiago e Priscila, além dos meus tios, primos, sogros e cunhado, pelo apoio emocional constante, que me fez ter força para vencer as dificuldades. Espero continuar sempre presente na vida de vocês. Aos meus amigos pessoais, Felipe, Diego, José Antiqueira, Sérgio Belló, Paulo Salati, por todo o apoio prestado. Aos que participaram de exaustivas saídas de campo para o Cassino e para o Estreito, Gilberto (Milico), Manoel, José Fontoura, Miguel, Cristiano, Marine, Yasmin, Gabriela, Priscila, João Henrique, Denis, Natacha, Vitor, Salette, entre outros, meus sinceros agradecimentos. Obrigado aos professores do programa, que através de seus conhecimentos fizeram permear minha mente com importantes conceitos da oceanografia que foram fundamentais para a conclusão desta obra. Não posso esquecer-me dos meus colegas de pós-graduação, Elaine, Arthur, Pedro, Rafael, Fernando, Débora, Eduardo; só para citar alguns. Agradeço ao Clabsnei, por ter tido paciência para resolver cada problema administrativo a Neuza e Glória por me auxiliarem nas análises granulométricas em laboratório e ao Prof. Gilberto Griep por tantas vezes disponibilizar as viaturas do LOG para as saídas de campo. Sei que vou acabar esquecendo algumas pessoas, por isso aos que não foram citados, meu muito obrigado também.

Resumo

Dois corpos de água intermitentes localizados sobre o prisma praial e campo de dunas adjacente da costa do RS foram estudados sob o enfoque morfodinâmico de curta e média escala. Foram feitas medições com GPS geodésico da posição das bordas do *Sangradouro do Parque dos Cata-ventos* e da *Desembocadura da Lagoa do Estreito*, que mostraram que o primeiro tem sua permanência na face da praia relacionada à marcada sazonalidade das taxas de evaporação, e que sua abertura e fechamento ocorrem de acordo com a variação do gradiente hidráulico entre a região posterior às dunas frontais e a zona de espraiamento, que contrapõe a hidrodinâmica costeira, enquanto a segunda tem seu fluxo relacionado às taxas de precipitação, principalmente devido à sua extensa bacia de drenagem, que inclui a Lagoa do Estreito. Medições de fluxo com derivadores, na região da Desembocadura da Lagoa do Estreito, indicam que o fluxo de água continental superficial em direção ao oceano atinge valores de 5,3 e 5,8 m³/s. A carga hidráulica do lençol freático foi medida por meio de furos de sondagem, e a velocidade de fluxo foi calculada por fórmulas consagradas, evidenciando valores da ordem de poucos milímetros diários. Variações morfodinâmicas sazonais, inferidas através de seis perfis praias perpendiculares à costa, indicam uma acresção de aproximadamente 73000 m³ no verão, para 1 km de praia analisado. Ambos os corpos de água sofrem eventual abertura antrópica objetivando evitar inundações. A migração de suas desembocaduras ao longo da costa está relacionada à deriva litorânea local, causada pela incidência oblíqua de ondas, desde sua abertura até seu fechamento. A elevação total do nível do mar no Parque dos Cata-ventos, causada pelos efeitos combinados de uma maré meteorológica, da incidência de ondas e da maré astronômica foi quantificada, mostrando que ventos de SW paralelos à costa são preponderantes para tal elevação, que está relacionada com a abertura e fechamento desses corpos de água, devido a seu potencial erosivo. Modelos digitais do terreno, elaborados a partir de levantamentos topográficos antes e após o evento reforçam essa constatação. Analisando 51 anos de dados meteorológicos, foram observadas elevações nas taxas de precipitação e de evaporação, que influenciam o aumento da cobertura vegetal em áreas antes arenizadas. Através de vetorizações do campo de dunas transgressivas a partir de imagens aéreas atuais e pretéritas, foi possível quantificar esse aumento da vegetação, que fixou os campos de dunas e diminuiu as taxas de migração das mesmas. A presença de um florestamento de *Pinus elliotis* a SW da Desembocadura da Lagoa do Estreito funciona como barreira física ao transporte eólico, gerando uma tendência acrescida na face da praia e cordão de dunas frontais, que pode ser observada nos modelos digitais do terreno elaborados. Diante dos resultados obtidos neste estudo, é possível classificar o anteriormente denominado Sangradouro do Estreito como uma Lagoa Intermitentemente Aberta, como as do litoral Australiano.

Palavras chave: sangradouros de praias; lençol freático praial; campo de dunas transgressivas; deriva litorânea.

Abstract

A study about the short to middle period morphodynamic variations of two intermittent water bodies, situated over the beach face and foredunes field of RS coast, was conducted. Measurements performed with geodetic GPS showed the position of the margins of Parque dos Cata-ventos Washout and Estreito Lagoon Washout, showing that the first one have its permanency related to evaporation rate seasonality, and its opening and closing are governed by the fluctuation of the hydraulic gradient, between the region behind the foredunes and swash zone, which opposes the coastal hydrodynamics. Meanwhile, the second one have its flow related to precipitation rates, mainly due to its extensive drainage basin, which includes the Estreito Lagoon. The water table levels of Estreito Lagoon Washout area were measured through boreholes, and the flow rate was calculated by custom equations, showing values of about a few millimeters per day. Seasonal morphodynamic variations of Estreito Beach, inferred through six perpendiculars to the coast beach profiles, indicate an accretion of approximately 73,000 m³ in summer, for 1 km of the beach. Both water bodies suffer eventual anthropogenic opening aiming to prevent flooding. The migration of their final meanders along the coast is related to local longshore drift, caused by oblique waves incidence, from its opening to its closing. The total rise in sea level Parque dos Cata-ventos Washout, caused by the combined effects of a meteorological tide, wave set-up and run-up, and the astronomical tide was quantified, showing that SW parallel to the coast winds are crucial in the rise mechanism, which is associated to opening and closing of these water bodies, due to its erosive potential. Digital terrain models, drawn from topographic surveys performed before and after the event reinforce this fact. Analyzing 51 years of meteorological data, increases were observed in evaporation and precipitation rates, which influence the increase of vegetation in previously sandy areas. Through vector shape files of transgressive dune field, made from past and present imagery, it was possible to quantify this increase in vegetation, which fixed the dune fields and decreased its migration rate. The presence of *Pinus elliotis* forestry, southwesternward of Estreito Lagoon Washout acts as a physical barrier to aeolian sand transport, creating sand accretion in the back beach zone and the foredunes field, which can be observed in digital terrain models produced. Based on the results obtained in this study, it is possible to classify the formerly Estreito Lagoon Washout as an Intermittently Open/Closed Lake or Lagoon (ICOLL), like the ones in Australian coast.

Key-words: Beach washouts; coastal groundwater; transgressive dunes field; littoral drift.

Sumário

1. Introdução	17
1.2. Descrição das duas áreas estudadas	19
1.2.1. Parque dos Cata-ventos	19
1.2.2. Barra do Estreito	20
1.3. Hipótese	21
2. Revisão Bibliográfica	22
2.1. Geologia e Geomorfologia	22
2.2. Aspectos climáticos	27
2.3. Parâmetros oceanográficos	31
2.4. Corpos de Água Intermitentes	35
3. Objetivos	42
3.1. Objetivo Geral	42
3.2. Objetivos Específicos	42
4. Metodologia	43
4.1. Preparação da área	43
4.2. Levantamentos Topográficos	45
4.3. Furos de Sondagem e Medição da Vazão	48
4.4. Amostragem de Solo Superficial e Análise Granulométrica	50
4.5. Cálculo da Maré Meteorológica e da Elevação por Ondas	52
4.6. Aquisição e registro de imagens aéreas	54
4.7. Análise da Variação da Posição do Cordão de Dunas Transgressivas ..	54
4.8. Elaboração de Modelos Digitais do Terreno e do Lençol Freático	55
4.9. Análise de Dados Meteorológicos e Oceanográficos	56
5. Resultados e Discussão	58
5.1. Sangradouro do Parque dos Cata-ventos	58
5.1.1. Variação na posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos	58
5.1.2. Estudo de caso: Fechamento do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos devido ao impacto de uma maré meteorológica	72
5.2. Barra do Estreito	84
5.2.1. Migração do Campo de Dunas Transgressivo	84
5.2.2. Variação na posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito	92

5.2.3. Investigação do fluxo subterrâneo do lençol freático	104
5.2.4. Análise morfodinâmica com base na topografia	112
6. Conclusões.....	117
6.1. Sangradouro do Parque dos Cata-ventos.....	117
6.2. Desembocadura da Lagoa do Estreito.....	118
6.3. Considerações Finais.....	120
7. Recomendações	121
8. Referências Bibliográficas.....	123

Lista de Figuras

Figura 1.1 – Localização das áreas de estudo (Fonte: Google Earth - 2006)	20
Figura 2.1 – Mapa geológico simplificado da planície costeira do Rio Grande do Sul (Tomazelli&Villwock, 2000)	24
Figura 2.2 – Localização esquemática dos centros de alta e baixa pressão, com as principais zonas de convergência da circulação atmosférica da América do Sul. (Modificado de Tozzi, 1999)	29
Figura 2.3 – Modelo conceitual dos ICOLLs (modificado de Haines, 2008)	39
Figura 2.4 – Construção de um canal piloto no Lago Coila em Abril de 2002 (Haines, 2008)	41
Figura 4.1 – A: Sangradouro do Parque dos Cata-ventos com formato anastomosado (Pereira da Silva, 1998; Pereira da Silva <i>et al.</i> , 2003) e fluxo reduzido. B: Depressão permanente entre o cordão de dunas frontais. C: Dunas barcanas em área adjacente, mostrando grande volume de sedimentos disponível para o transporte eólico. D: Trânsito de veículos na face da praia	44
Figura 4.2 – A: Estacionamento da base do GPS Geodésico no marco da Igreja do Estreito. B: Estacionamento da base do GPS Geodésico no Marco 1, instalado em cordão de dunas vegetado. C: Localização dos marcos supracitados. D: Detalhe da Localização do marco da Igreja do Estreito	46
Figura 4.3 – A: Execução de furos de sondagem com trado manual para medição de nível do lençol freático. B: Levantamento topográfico da posição das bordas do sangradouro, com o auxílio de GPS geodésico	51
Figura 4.4 – Pontos de coleta de sedimento para análise granulométrica em 06.11.2007	51
Figura 4.5 – Pontos de coleta de sedimento para análise granulométrica em 18.12.2009 e 16.03.2012	52
Figura 4.6 – Vetorização da posição do cordão de dunas transgressivas a partir de mosaicos de imagens pretéritas e atuais	56
Figura 5.1 – Variação da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 15.04.2011 e 28.05.2011	61
Figura 5.2 – Balanço hídrico sazonal, mostrando as médias mensais para uma série temporal de 10 anos (Fonte dos dados: Krusche <i>et al.</i> , 2003)	61

Figura 5.3 – Relação entre evaporação, evapotranspiração potencial e evapotranspiração real nos últimos 8 anos (Fonte dos dados: INMET)	62
Figura 5.4 – Mapas sinóticos mostrando a formação de ciclones extratropicais entre 15.04.2011 e 28.05.2011	63
Figura 5.5 – Variação da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 28.05.2011 e 29.05.2011	64
Figura 5.6 – Variação da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 29.05.2011 e 13.09.2011	65
Figura 5.7 – Variação da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 13.09.2011 e 06.10.2011	65
Figura 5.8 – Variação da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 06.10.2011 e 21.10.2011	66
Figura 5.9 – Variação da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 21.10.2011 e 30.10.2011	66
Figura 5.10 – Mapas sinóticos mostrando a formação de ciclones extratropicais entre 21.10.2011 e 30.10.2011	67
Figura 5.11 – Variação da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 30.10.2011 e 05.11.2011	68
Figura 5.12 – Variação da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 05.11.2011 e 13.11.2011	69
Figura 5.13 – Variação anual da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos	70
Figura 5.14 – Variação na altura de onda no momento mais energético da maré meteorológica (modificado de Serpa <i>etal.</i> 2011)	73
Figura 5.15 – Mapas sinóticos mostrando a formação de um ciclone extratropical entre 03.11.2007 e 05.11.2007	75
Figura 5.16 – Representatividade de cada fator na elevação do nível do mar no período de estudo	76
Figura 5.17. – A: Sangradouro do Parque dos Cata-ventos durante a passagem de uma maré meteorológica. B: Duna frontal erodida. C: Barra arenosa criada, que colmatou o canal do sangradouro	77

Figura 5.18 – Modelos digitais do terreno em dois momentos, antes e após o fechamento do referido sangradouro, mostrando pontos de erosão e acresção na face da praia e no cordão de dunas (Modificado de Serpa, 2008 e Serpa <i>et al.</i> , 2011)	78
Figura 5.19 – Pontos de coleta de sedimento para análise granulométrica em 06.11.2007	79
Figura 5.20 – Distribuição granulométrica da amostra coletada no Ponto 1.....	80
Figura 5.21 – Distribuição granulométrica da amostra coletada no Ponto 2.....	80
Figura 5.22 – Distribuição granulométrica da amostra coletada no Ponto 2.....	80
Figura 5.23 – Distribuição granulométrica da amostra coletada no Ponto 4.....	81
Figura 5.24 – Vetorização da posição do cordão de dunas transgressivas a partir de mosaicos de imagens pretéritas e atuais.....	85
Figura 5.25 – Comparação entre as vetorizações descritas anteriormente	85
Figura 5.26 – Progradação e retrogradação do cordão de dunas transgressivas entre 1947 e 1964	86
Figura 5.27 – Progradação e retrogradação do cordão de dunas transgressivas entre 1964 e 1975	87
Figura 5.28 – Progradação e retrogradação do cordão de dunas transgressivas entre 1975 e 2009	88
Figura 5.29 – Decréscimo da umidade relativa média do ar ao longo de 51 anos (Fonte dos dados: INMET).....	90
Figura 5.30 – Aumento das taxas mensais de precipitação ao longo de 51 anos (Fonte dos dados: INMET)	90
Figura 5.31 – Acréscimo da evaporação ao longo de 51 anos (Fonte dos dados: INMET)	91
Figura 5.32 – A: Depressão entre os campos de dunas do tipo “Nebka”, mostrando acúmulo de água nos meses de inverno. B: Dunas ancoradas no florestamento de <i>Pinus elliotis</i> . C: Levantamento de pontos no leito da desembocadura. D: Bordas laterais da Desembocadura da Lagoa do Estreito, mostrando a erosão das escarpas	92
Figura 5.33 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 13.03.2010 e 04.03.2011	93

Figura 5.34 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 04.03.2011 e 17.03.2011	94
Figura 5.35 – Histograma mostrando valores diários das taxas de precipitação e evaporação no mês de Março de 2011	94
Figura 5.36 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 17.03.2011 e 10.09.2011	95
Figura 5.37 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 10.09.2011 e 04.12.2011	96
Figura 5.38 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 04.12.2011 e 25.01.2012	96
Figura 5.39 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 25.01.2012 e 16.03.2012	97
Figura 5.40 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 16.03.2012 e 20.05.2012	98
Figura 5.41 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 20.05.2012 e 13.07.2012	98
Figura 5.42 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 13.07.2012 e 21.09.2012	99
Figura 5.43 – Variação da posição da desembocadura da Barra do Estreito entre 21.09.2012 e 18.01.2013	100
Figura 5.44 – Posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito, relacionada com a direção do espectro de geração de ondas em outubro de 2005	101
Figura 5.45 – Posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito, relacionada com a direção do espectro de geração de ondas em agosto de 2007	102
Figura 5.46 – Intensidade e direção das ondas incidentes em ponto da costa próximo à Desembocadura da Lagoa do Estreito.....	103
Figura 5.47 – Modelo potenciométrico do lençol freático elaborado a partir de dados coletados em 20.05.2012	107
Figura 5.48 – Modelo potenciométrico do lençol freático elaborado a partir de dados coletados em 13.07.2012	108
Figura 5.49 – Modelo potenciométrico do lençol freático elaborado a partir de dados coletados em 21.09.2012	109

Figura 5.50 – Histograma mostrando valores diários das taxas de precipitação e evaporação no mês de Setembro de 2012	109
Figura 5.51 – Modelo potenciométrico do lençol freático elaborado a partir de dados coletados em 19.01.2013	110
Figura 5.52 – Posição dos transectos utilizados para o cálculo do fluxo subterrâneo de água	111
Figura 5.53 – Bacias de drenagem estimadas do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos (A) e da Desembocadura da Lagoa do Estreito (B)	112
Figura 5.54 – Modelo digital do terreno com base em perfis praiais paralelos elaborados a partir de dados coletados em 21.09.2012	113
Figura 5.55 – Modelo digital do terreno com base em perfis praiais paralelos elaborados a partir de dados coletados em 18.01.2013	113
Figura 5.56 – Perfis praiais paralelos medidos nos dias 21.09.2012 e 18.01.2013 (exagero vertical de 10x), mostrando uma maior variação do pacote arenoso nas áreas próximas à zona de espraiamento. A numeração dos perfis é de nordeste para sudoeste (Perfil 1 mais a nordeste, Perfil 6 mais a sudoeste)	114
Figura 5.57 – Comparação entre os 2 perfis mais setentrionais e os 2 perfis mais meridionais	115

Lista de Tabelas

Tabela 4.1 – Quadro resumo das campanhas de coleta de dados de campo	47
Tabela 4.2 – Parâmetros morfométricos das praias da Querência e do Estreito (Dados extraídos de Pereira <i>et al.</i> , 2010)	50
Tabela 4.3 - Instrumentos meteorológicos utilizados para medir as variáveis atmosféricas (Modificado de Serpa, 2008)	57
Tabela 5.1 – Taxas mensais de precipitação e evaporação de 2011 (Fonte: INMET)	60
Tabela 5.2 – Taxas mensais de precipitação e evaporação de 2012 (Fonte: INMET)	71
Tabela 5.3 – Dados de ondas, vento e pressão atmosférica, utilizados para o cálculo das componentes da elevação do nível do mar (Modificado de Serpa <i>et al.</i> 2011)	73
Tabela 5.4 – Resultados da elevação do nível do mar devido aos fatores meteorológicos e hidrodinâmicos. (Modificado de Serpa <i>et al.</i> 2011)	76
Tabela 5.5 – Resultados da classificação de Folk & Ward, com base na análise granulométrica das amostras de solo coletadas no entorno do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos, em 06.11.2007.....	81
Tabela 5.6 – Resultados da classificação de Folk & Ward, com base na análise granulométrica das amostras de solo coletadas no entorno da Desembocadura da Lagoa do Estreito em 18.12.2009	105
Tabela 5.7 – Resultados da classificação de Folk & Ward, com base na análise granulométrica das amostras de solo coletadas no entorno da Desembocadura da Lagoa do Estreito em 16.03.2012	106
Tabela 5.8 – Cálculo da velocidade fluxo subterrâneo em direção à costa	110
Tabela 5.9 – Área transversal dos 6 perfis nas campanhas de inverno e de verão ..	116

Índice de Símbolos

A	alta pressão
APM	anticiclone polar migratório
AS	amostra de solo
ATAS	anticiclone tropical semifixo do Atlântico Sul
B	baixa pressão
β	declividade média da face da praia
BMET	Banco de Dados Meteorológicos do INMET
c	celeridade da onda
C_D	coeficiente de arrasto de Bowden
cm	centímetro
ΔPa	diferença de pressão atmosférica
DHN	Diretoria de Hidrografia e Navegação
d ξ	elevação do nível do mar
dPa	decipascal
dx	extensão da pista de vento
E	leste
ENE	és-nordeste
ϕ	tamanho do grão
FURG	Universidade Federal do Rio Grande
g	aceleração da gravidade
GeoEye	companhia Americana de comercialização de imagens satelitais
GPR	<i>“GroundPenetrating Radar”</i>
GPS	<i>“Global Positioning System”</i>
h	profundidade de base da onda
H_0	altura de onda em águas profundas
h_1 e h_2	carga hidráulica
H_b	altura de quebra da onda
H_m	altura geoidal média
hPa	hectopascal
H_s	altura significativa de onda
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICOLL	<i>“Intermittently Closed and Open Lake or Lagoon”</i>

IHA	<i>“Inlet Hazard Area”</i>
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
K	coeficiente de condutividade hidráulica
ka	10 ³ anos
K _b	permeabilidade na berma
kg/m ³	quilogramas por metro cúbico
km	quilômetro
km ²	quilômetro quadrado
K _p	permeabilidade na face da praia
L	distância linear
m	metro
m ²	metro quadrado
m ³	metro cúbico
MDT	modelo digital do terreno
mm	milímetro
m/s	metro por segundo
m ² /s	metros quadrados por segundo
m ³ /s	metro cúbico por segundo
m ³ /m	metro cúbico por metro
M _z	diâmetro médio do sedimento
N	norte
v	velocidade de Darcy
NE	nordeste
NOAA	<i>“National Oceanic and Atmospheric Administration”</i>
PVC	policloreto de polivinila
Quickbird	satélite comercial de observação da DigitalGlobe
ρ _w	densidade da água do mar
ρ _a	densidade do ar
RS	Rio Grande do Sul
s	segundo
S	sul
SE	sudeste
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SSW	su-sudoeste

SW	sudoeste
T	período de onda
W	oeste
W_{10}	velocidade do vento a 10 metros
WSW	oés-sudoeste
WW3	<i>“WaveWatch III”</i>

1. Introdução

Este estudo visa elucidar os aspectos morfodinâmicos e hidrogeológicos de duas áreas com especificidades singulares, onde são formados dois canais de drenagem responsáveis por extravasar o excedente hídrico acumulado em áreas da planície costeira adjacentes à praia. Muito tem se especulado a respeito do mecanismo de formação, permanência e fechamento de tais corpos de água no prisma praial, assim como sua contribuição para a drenagem das áreas baixas. De notável diversidade em termos morfológicos e hidrodinâmicos, os sangradouros e demais canais de drenagem similares presentes na costa do Rio Grande do Sul (RS) demandam estudos de alta frequência, que elucidem as principais nuances do ciclo de formação e fechamento de tais corpos de água.

Os sangradouros e os demais canais efêmeros e intermitentes formados ao longo dessa costa atuam como extravasores naturais do excedente hídrico vindo do continente. Em alguns pontos do litoral do RS, têm sido utilizados como mecanismo de drenagem urbana, o que lhes confere importância fundamental na gestão de municípios costeiros. A supressão do escoamento de tais canais, assim como a abertura de outros de forma artificial, pode gerar impactos ora benéficos, ora maléficos para o setor praial. Entre os primeiros ressalta-se o escoamento do excesso das águas pluviais diminuindo o alagamento de muitos balneários. Os aspectos erosivos estão relacionados à sua migração paralela a linha de praia retirando volumes consideráveis de areia do cordão de dunas frontais, bem como de toda a praia, influenciando assim no balanço sedimentar localizado. Tal aspecto torna-se importante em função do número e frequência expressiva desses cursos d'água ao longo da costa. Estudos anteriores (Pereira da Silva, 1995 e 1998; Figueiredo, 2002; Figueiredo e Calliari, 2005 e 2006; Figueiredo *et al.*, 2007) indicam que nos meses mais úmidos o número total de sangradouros na costa do RS chega a 1.400 (aproximadamente 3 por km).

O primeiro passo para compreender a formação dos sangradouros é conhecer a geologia e a geomorfologia da costa onde estão inseridos, ou seja, a planície costeira do RS.

A praia oceânica da planície costeira do Rio Grande do Sul, com mais de 600 km de extensão pode ser considerada como uma das mais extensas e contínuas praias arenosas do mundo (Tomazelli&Villwock, 1992). Observa-se nessa faixa uma extensa barreira arenosa, composta em sua maioria por sedimentos de granulação fina, submetida à ação intensa da hidrodinâmica costeira e de fatores meteorológicos e antrópicos, que tendem a modificar cíclica e permanentemente as características geomorfológicas e a linha de costa.

Em todo o litoral riograndense, destacam-se apenas quatro desembocaduras, que são responsáveis pela drenagem permanente da água doce pluvial e fluvial vinda do continente. São eles: a foz do Rio Mampituba, a desembocadura da Lagoa de Tramandaí, a desembocadura da Lagoa dos Patos e a foz do Arroio Chuí. Em segundo plano estão os corpos de água intermitentes e efêmeros, como os sangradouros, as desembocaduras das lagoas de bolso do litoral norte do RS e as desembocaduras das lagoas do Estreito e do Peixe.

De uma forma geral, o litoral do RS é subdividido em Litoral Norte, Litoral Médio e Litoral Sul.

Embora apresentem o mesmo grau de exposição à dinâmica costeira, as praias do Litoral Sul apresentam maior variabilidade espacial devido a variações texturais dos sedimentos que as compõem. Imediatamente ao sul da desembocadura da Lagoa dos Patos e prolongando-se por 12 km (até os destroços do Navio Altair), encontram-se as praias mais dissipativas da barreira com presença de dunas frontais (Calliari *et al.*, 2004).

Barletta & Calliari (1997) e Barletta (2000), classificam as praias, entre o Farol da Solidão e São José do Norte, como predominantemente intermediárias a dissipativas, com dunas frontais pouco desenvolvidas. Estes mesmos notaram uma variação temporal no estágio morfodinâmico das praias adjacentes ao Farol do Estreito, que podem se aproximar de estágios refletivos durante períodos de verão, quando a areia média predomina no pós-praia e estirâncio.

Além do estado morfodinâmico, outros fatores parecem ser importantes na determinação da mobilidade praial no RS (Calliari *et al.*, 2004). A influência da orientação da linha de costa (i.e. definindo o ângulo de aproximação das ondas) é evidente, já que os locais com maiores variações coincidem com a parte central de embaixamentos e as menores variações ocorrem nas projeções costeiras (Esteves, 2004).

Através da análise de imagens aéreas; coleta, tratamento e análise de testemunhos; e levantamentos topográficos, Arejano (2006) classificou, geológica e geomorfologicamente a Lagoa do Peixe, corpo de água semelhante à Lagoa do Estreito, porém de maior dimensão, identificando no local supracitado um franco processo de colmatação devido à ação de cordões de dunas transgressivas. O autor fez uma projeção de que a tendência de tais dunas transgressivas é colmatar as lagoas e soldar-se na Barreira III, o que parece não ocorrer na região ocupada pela Lagoa do Estreito, principalmente devido à fixação das dunas pela vegetação.

1.2. Descrição das duas áreas estudadas

O presente estudo foi conduzido em duas áreas distintas da mesma costa, em porções diferentes de uma mesma planície de cordões litorâneos regressivos. Em ambas as áreas, podem ser observados nas imagens aéreas campos de dunas transgressivas atualmente vegetados, oriundos de momentos de notável abundância sedimentar do passado. Atualmente esses campos perderam sua mobilidade e apresentam áreas úmidas que são drenadas pelos sangradouros em períodos de alta pluviosidade. A diferença mais evidente entre as duas áreas de estudo está na forma e na dimensão das bacias hidrográficas dos corpos de água lá formados, como será discutido em seção posterior.

1.2.1. Parque dos Cata-ventos: A primeira porção do litoral riograndense em estudo localiza-se nas imediações do bairro Parque dos Cata-ventos, cerca de onze quilômetros a sudoeste da desembocadura da Lagoa dos Patos, na Praia do Cassino, município de Rio Grande. A praia formada no local apresenta características intermediárias, com formação de dois a três bancos arenosos

em sua zona de surf. A região na qual se encontra inserida a praia foi caracterizada geomorfologicamente por Dillenburg&Hesp (2009) como uma planície formada por cordões litorâneos regressivos. A localidade experimenta uma condição incipiente de urbanização, não contando com redes públicas de eletricidade e saneamento, abrigando um dos corpos de água que protagonizam este estudo, um sangradouro intermitente moderadamente afetado pela urbanização adjacente.

1.2.2. Barra do Estreito: A praia adjacente em questão situa-se a cerca de quarenta e seis quilômetros a nordeste da desembocadura da Lagoa dos Patos, no 2º distrito do município de São José do Norte, denominado Estreito. De acordo com Tagliani *et al.* (2008), com a criação do município de Mostardas, em 1963, a Vila do Estreito passa a ser considerada o primeiro núcleo de povoação do município de São José do Norte. De acordo com Dillenburg&Hesp (2009), a região onde a Barra do Estreito é formada encontra-se em um ponto de inflexão entre uma planície de cordões litorâneos regressivos ao sul, com características progradantes, e uma faixa litorânea com características retrogradantes, compostas em grande parte pelos chamados campos de dunas transgressivos.

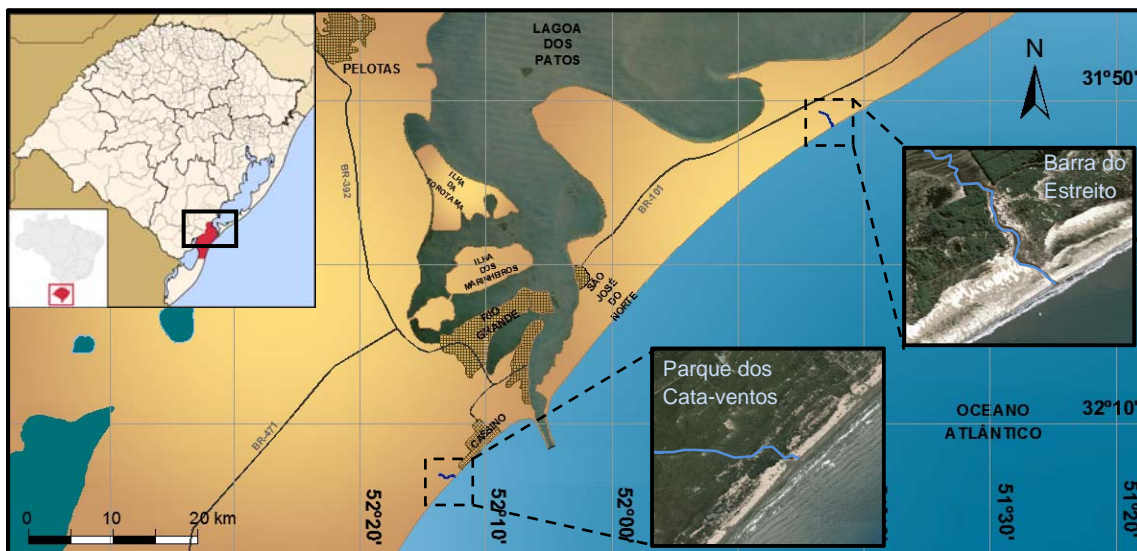


Figura 1.1 – Localização das áreas de estudo (Fonte: Google Earth - 2006).

1.3. Hipótese

Existe uma notável variação no comportamento dos corpos de água intermitentes conforme sua localização, urbanização e dimensão da bacia de drenagem. Esses canais têm sua atividade subordinada às condições meteorológicas, sendo suas principais características morfodinâmicas regidas pela passagem de frentes frias e consequentes marés meteorológicas.

2. Revisão Bibliográfica

Este capítulo visa posicionar o leitor quanto às características geológicas, geomorfológicas, climáticas e oceanográficas da área de estudo, assim como ao estado da arte dos conceitos abordados nesta obra, de modo a embasar as discussões e conclusões a partir dos resultados obtidos.

2.1. Geologia e Geomorfologia

A faixa de terras que separa a Lagoa dos Patos do Oceano Atlântico foi definida por Delaney (1965) como Província Costeira do Rio Grande do Sul, considerada por Zeltzer (1976) como a Restinga da Lagoa dos Patos e classificada por Villwock (1984) como Barreira Múltipla Complexa.

De acordo com Villwock&Tomazelli (1995), a costa atlântica da América do Sul está desenvolvida sobre uma margem continental do tipo passivo segundo a classificação de Inman&Nordstron (1971), que se contrapõe à costa pacífica, construída sobre uma margem continental ativa.

No Estado do Rio Grande do Sul, quatro províncias geomorfológicas foram definidas por Carraro *et al.* (1974): o Planalto, a Depressão Periférica, O Escudo Sul-riograndense e a Planície Costeira. Os aspectos geológicos e geomorfológicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul foram abordados por Villwock (1984), Villwock *et al.* (1986), Villwock&Tomazelli (1995) e Tomazelli&Villwock (2000), e atribuem a formação da chamada Barreira Múltipla Complexa ao retrabalhamento dos sedimentos provindos dos leques aluvionais acumulados na parte interna da planície. Estes depósitos foram retrabalhados durante os vários ciclos transgressivos-regressivos glacio-eustáticos do Quaternário, levando à geração de pelo menos quatro sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira, denominados, do mais antigo ao mais moderno, de sistemas I, II, III e IV (Villwock *et al.*, 1986).

A barreira múltipla complexa consiste de uma sucessão de terraços, bastante aplainados, intercalados com depressões alongadas, ocupadas por lagunas, lagos e pântanos em diferentes estágios evolutivos. O conjunto é composto por mais três sistemas do tipo laguna/ilhas-barreira adicionados à planície costeira no decorrer dos três últimos grandes ciclos de variação do

nível do mar. Depósitos praias e eólicos transicionam e se interdigitam com depósitos lagunares, lacustres, paludais, fluviais e deltaicos (Villwock&Tomazelli, 1995).

Villwock&Tomazelli (1995) e Tomazelli&Villwock (2000) atribuem ao Sistema Depositional Laguna-Barreira II o primeiro isolamento da Lagoa Mirim, e ao Sistema Depositional Laguna-Barreira III o isolamento da Lagoa dos Patos (ver **Figura 2.1**).

Tomazelli&Dillenburg (2007) analisaram paleoevidências estratigráficas e fósseis, em uma escavação para retirada de material para construção civil, localizada na cidade de Osório, Rio Grande do Sul, Brasil. Os autores inferiram através de paleoregistros de corrente e traços fósseis diversos ambientes deposicionais que se desenvolveram há cerca de 125ka, e concluíram que as condições morfodinâmicas e hidrodinâmicas da época não eram muito diferentes das atuais, e que o nível máximo do mar na costa durante o último período interglacial esteve cerca de 7 m acima do atual.

Villwock&Tomazelli (1995) descrevem o sistema Depositional Laguna-Barreira IV, o mais recente da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, como uma barreira que constituída essencialmente por areias praias e eólicas, que progradou a partir do pico transgressivo holocênico, cerca de 5ka atrás, formando cordões litorâneos regressivos, cujas características podem ser observadas ao norte da cidade de Tramandaí e ao sul da cidade de Rio Grande.

Como apresentado na **Figura 2.1**, a Barreira holocênica IV se estende ao longo de toda linha de costa.

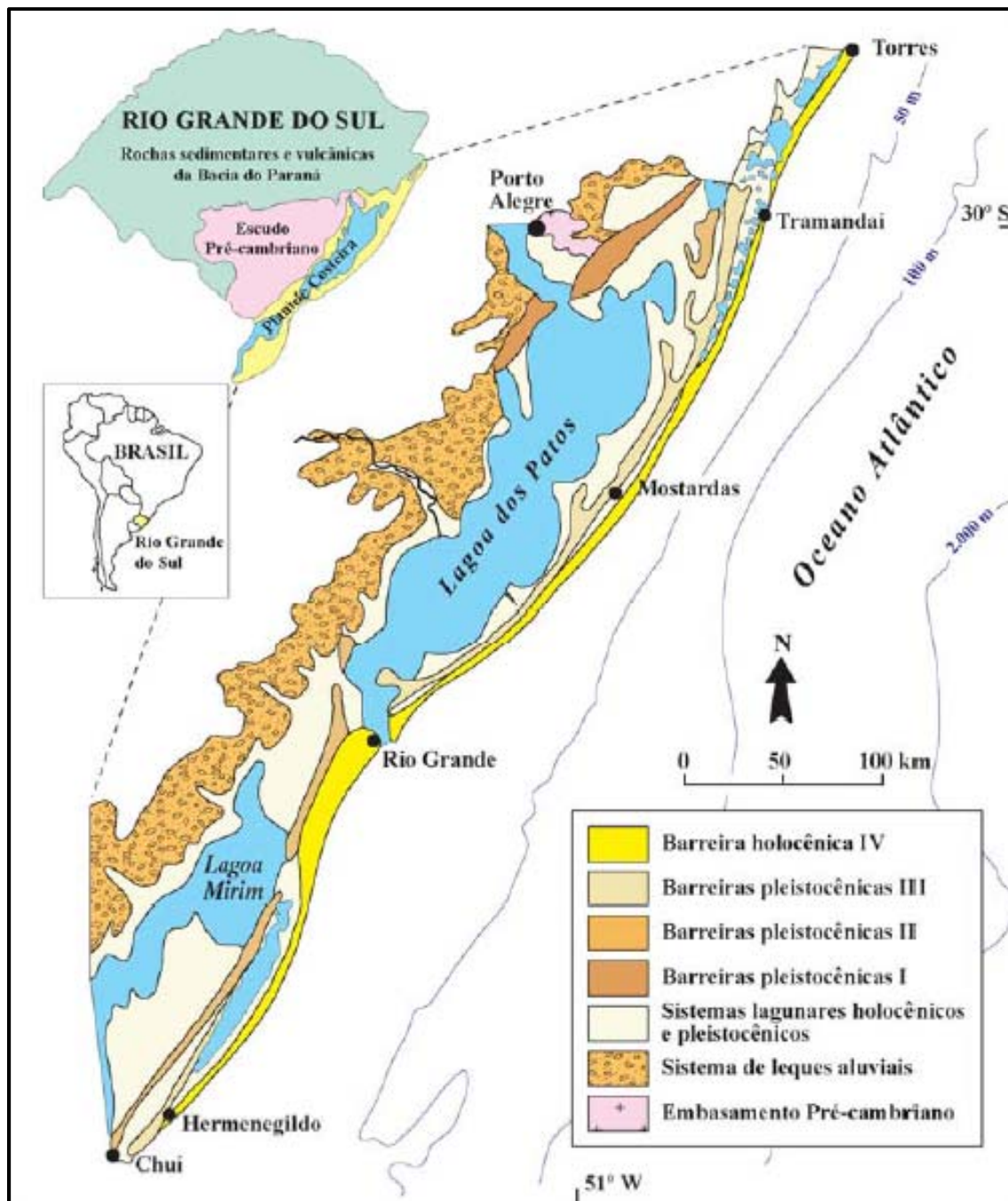


Figura 2.1 – Mapa geológico simplificado da planície costeira do Rio Grande do Sul (Tomazelli&Villwock, 2000).

De acordo com Villwock&Tomazelli (1998), a Barreira holocênica foi formada no final da última transgressão pós-glacial, cerca de 5000-6000 anos atrás. As areias possuem composição quartzosa, granulometria fina a muito fina (Martins, 1967; Villwock& Martins, 1972), porém em certos pontos, apresentam grandes concentrações de minerais pesados (Silva, 1976; Munaro, 1994; Dillenburget *al.*, 2004).

A Barreira IV evoluiu de forma diferenciada ao longo da costa, em resposta a gradientes de energia das ondas controlados pela topografia antecedente à transgressão pós-glacial. Em alguns segmentos costeiros ela possui uma natureza regressiva enquanto em outros ela é claramente transgressiva (Dillenburget *al.*2000).

Os aspectos estratigráficos interpretados por Lima (2008) para a unidade holocênica (Barreira IV) indicam claramente uma natureza retrogradante, produzida pela migração de um sistema laguna-barreira em direção ao continente.

Long& Paim (1987) identificaram ao sul da desembocadura da Lagoa dos Patos uma série de cordões litorâneos regressivos (no total de sete), cada um com espessura e orientação distintas. Tais cordões litorâneos podem também ser observados ao norte da desembocadura da Lagoa dos Patos, porém o manto de aspensão eólica que os cobre nesse local é mais desenvolvido.

Dillenburg&Hesp (2009) inserem as praias adjacentes aos sangradouros do Estreito e do Parque dos Cata-ventos em uma extensa região regressiva, que tem sua extremidade norte nas imediações do Estreito, e sua extremidade sul ao redor do Farolete do Verga. Estaria então a Barra do Estreito em um ponto de inflexão da concavidade da costa, separando uma área de tendência retrogradante (Bojuru) de uma área com tendência progradante (Mar Grosso e Cassino).

De acordo com Hesp (2002), o cordão de dunas frontais se desenvolve a partir de dunas incipientes que podem ser distinguidas pelo crescimento de espécies vegetais intermediárias, e por sua grande complexidade morfológica, altura, largura, idade e posição geográfica.

O desenvolvimento morfológico e a evolução de dunas frontais estabelecidas dependem de diversos fatores, incluindo: suprimento de sedimentos; grau de cobertura vegetal; espécies de plantas presentes (função do clima e da região biogeográfica); taxa de acreção e erosão por transporte eólico; frequência e magnitude das ondas e do vento; ocorrência e magnitude

de erosão por tempestades, formação de escarpas e processos de sobrelavagem; estado da barreira arenosa de médio a longo prazo (estável, acrescivo ou erosivo); profundidade do lençol freático; e a extensão da ação antrópica (Hesp, 2002).

Descrevendo os cordões de dunas transgressivos, Long & Paim (1987) os definem como dunas que progridem sobre os terrenos embebidos de água, que vão reter a base da areia em movimento, formando assim um manto arenoso pouco espesso que recobre parcialmente os cordões precedentemente assentados. A duna vai assim se enfraquecendo à medida que avança (progride), até que ela própria é fixada pela vegetação.

Através da análise de imagens de satélite da região compreendida em um raio de cinquenta quilômetros da desembocadura da Lagoa dos Patos, é possível observar mantos arenosos avançando sobre os cordões litorâneos, que se diferem uns dos outros por sua posição e dimensão, denotando diferenças significativas quanto à disponibilidade de sedimentos para o transporte eólico.

Short & Hesp (1982), em seu estudo sobre a interação entre ondas, praia e dunas na costa sudeste australiana, ressaltam que quanto maior é a velocidade dos ventos na costa, maior é o transporte eólico de sedimentos e maior são as dunas formadas, assumindo que haja uma fonte de sedimentos disponível e vegetação presente para bloquear a areia.

Martinho *et al.* (2009), estudando a porção média e norte do litoral do Rio Grande do Sul através da análise de imagens pretéritas de 1948 até os dias atuais, explicam que nesse período o campo de dunas tem experimentado uma estabilização geral. Vastas e altas cadeias de dunas transversais e barcanóides moveram-se em direção ao continente, criando uma planície de deflação entre o cordão de dunas e a praia. Sua areia tem sido trapeada pela vegetação ou depositada em áreas úmidas entre as dunas. Com a migração das cadeias de dunas transversais e barcanóides, grandes quantidades de sedimento foi deixado para trás, formando “*gengenwalleridges e trailingridges*”. Surgiram então dunas típicas de planícies de deflação, como “*nebkas*”, dunas parabólicas, “*blowouts*” e montículos.

Na restinga de São José do Norte, as lagoas são pequenas, algumas muito alongadas, como as lagoas do Estreito e do Peixe, de barragem oceânica. Essas duas lagoas estão, no momento, evoluindo para a divisão em outras lagoas menores, num processo de fragmentação por colmatagem, através de sedimentação por pequenos pontais. Os aportes sedimentares dependem da dinâmica dos pequenos arroios (fator pluvial) e ação eólica (intensidade dos ventos). A dispersão de areias do sistema de dunas litorânea e das mais interiorizadas conduz ao assoreamento das lagoas (Vieira, 1984).

Gianuca&Tagliani (2012) explicam que nos plantios próximos à praia principalmente na região do Estreito, observou-se a dispersão de *Pinus elliotis* sobre brejos úmidos e no limite do sistema de dunas costeiras, ambientes ecologicamente importantes, constituindo então um destacado agente morfológico.

2.2. Aspectos climáticos

O Sul do Brasil é uma região das mais uniformes e de elevado grau de unidade climática. Sua uniformidade é expressa pelo predomínio do clima mesotérmico, superúmido, sem estação seca, e sua unidade pelo ritmo climático característico de regiões temperadas. Tanto a uniformidade como a unidade são dadas pelos fatores climáticos dinâmicos, uma vez que o Sul do Brasil é uma região de passagem da frente polar em frontogênese, o que a torna constantemente sujeita a bruscas mudanças de tempo pelas sucessivas invasões de tais fenômenos frontogênicos, em qualquer estação do ano. A Região Sul do Brasil, apesar de estar situada na zona temperada, tem seus sistemas circulatórios sujeitos a grandes flutuações anuais, no que diz respeito aos índices de participação na circulação atmosférica regional. Consequentemente, esta região está sujeita, embora com menor frequência que as regiões tropicais, a notáveis desvios pluviométricos anuais, tanto no verão quanto no inverno (Nimer, 1989).

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul está localizada entre os paralelos 29°15'S 33°45'S, e de acordo com Reboita *et al.* (2010) pode ser enquadrada na zona que engloba o sul do Brasil, sul do Paraguai e Uruguai.

Os mesmos autores, a partir de uma extensa análise bibliográfica, associam a precipitação nessa região a cinco fenômenos: sistemas frontais que se deslocam do Pacífico, passam pela Argentina e seguem para o nordeste do Brasil; ciclones e frentes frias que se desenvolvem nessa zona devido à presença de vórtices ciclônicos ou cavados em altos níveis sobre a costa oeste da América do Sul vindos do Pacífico, e também devido a condições frontogênicas e ciclogênicas originadas na própria zona em questão; complexos convectivos de mesoescala; sistemas ciclônicos em níveis médios conhecidos como vírgula invertida; e bloqueios atmosféricos.

Segundo Köppen (1948), a região sul do Brasil apresenta taxas médias de precipitação anual entre 1200 e 1500 mm.

O regime de ventos e massas de ar no sul do Brasil está vinculado às altas pressões tropicais e polares, representadas pelo Anticiclone Tropical semifixo do Atlântico Sul (ATAS) e o anticiclone Polar Migratório (APM) (Fonzar, 1994). De acordo com Godolphim (1976), a alternância entre estes dois sistemas favorece a predominância de ventos do quadrante NE nos meses de setembro a março e a influência dos ventos do quadrante SW de abril a agosto. Os ventos atuantes na costa em estudo são provenientes de praticamente todas as direções, sendo os vindos de NE predominantes. Os ventos vindos de SSW, SW e WSW estão relacionados com tempestades costeiras, e em conjunto com ventos vindos de SE e S, provocam o empilhamento de água junto à costa por Efeito de Ekman, causando uma sobre elevação do nível do mar, principalmente nos meses de inverno, quando são mais frequentes (Delaney, 1965; Calliari, 1980; Tomazelli, 1993).

Estudos anteriores (Tozzi, 1999) indicaram que as trajetórias do centro de baixa pressão próximas à costa, seguidas de deslocamento para o meio do oceano, são as situações meteorológicas que causam a maior elevação do nível do mar, e que também é necessário que haja uma longa pista de vento e um elevado gradiente de pressão atmosférica.

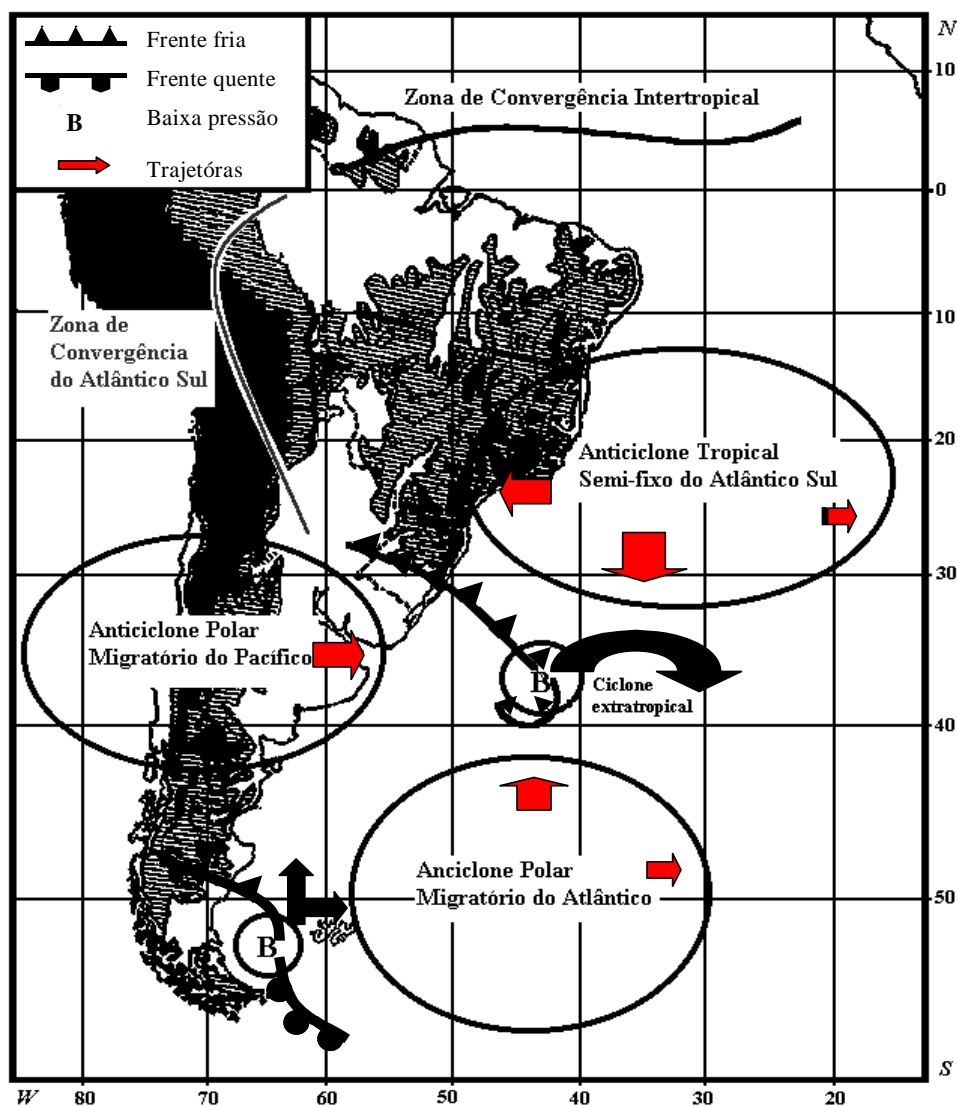


Figura 2.2 – Localização esquemática dos centros de alta e baixa pressão, com as principais zonas de convergência da circulação atmosférica da América do Sul. (Modificado de Tozzi, 1999).

Os sistemas que se desenvolvem no sul e sudeste do Brasil estão associados a vórtices ciclônicos ou cavados de altos níveis que chegam pela costa oeste da América do Sul vindos do Pacífico. Outros sistemas são os que se organizam no sul e sudeste do Brasil com intensa convecção associada à instabilidade causada pelo jato subtropical e os sistemas que se organizam ao sul do Brasil resultantes de frontogênese ou ciclogênese (Nobre & Molion, 1986).

Os sistemas frontais que se deslocam sobre o Brasil estão entre as mais importantes perturbações atmosféricas responsáveis pela precipitação e mudanças de temperatura em quase todo o país, mesmo em regiões tropicais. Originários de ondas baroclínicas de latitudes médias, com escalas espaciais de 3000 km, que estão imersas nos ventos de oeste de altos níveis, os

sistemas frontais propagam-se de sudoeste para nordeste ao longo da costa leste da América do Sul, onde chegam a atingir latitudes tropicais (Nobre & Molion, 1986).

Britto & Krusche (1996) estudaram os sistemas frontais que ocorreram no período de 1993 a 1995 na região da cidade de Rio Grande. Os autores mostraram que a média sazonal das frentes frias é de dezesseis por estação, sendo que no inverno e primavera ocorrem com maior frequência, o que sugere que a precipitação nessa área é predominantemente de origem frontal.

Durante as tempestades, os ventos que sopram na direção da costa ou ao longo desta de sul para norte, arrastam para a praia grandes massas d'água, que associadas com a migração dos centros de pressão tornam-se responsáveis pela elevação do nível do mar na costa. Estas elevações podem chegar rapidamente a 1 ou 2 m, provocando grandes alterações na morfologia das praias (Almeida *et al.*, 1997 e Calliari *et al.*, 1998).

Estudos comparativos efetuados durante um curto período de tempo, coincidentes com a passagem de frentes frias (junho a agosto de 1991), mostraram variações máximas de volume da ordem 40 m³/m ao sul do Albardão. Durante este mesmo período, o restante da área mostrou variações máximas de 20 m³/m (Calliari & Klein, 1993).

As marés meteorológicas ocupam a primeira posição em ameaças às comunidades costeiras, sendo a maior causadora natural de danos a propriedades e perda de vidas (Murty, 1988).

Machado *et al.* (2010), através da análise da interpolação de dados sinóticos, identificaram 4 padrões de situações sinóticas geradoras de eventos extremos de tempestade no litoral do Rio Grande do Sul, sendo destas 3 causadas por anticiclones tropicais e um quarto causado por um anticiclone. Machado *et al.* (2011) analisaram casos de espetacular impacto de tais situações sinóticas na costa, e identificaram variações de volume negativas na face da praia de aproximadamente 63 m³/m e sobre elevações do nível do mar que atingiram 1,827 m.

2.3. Parâmetros oceanográficos

O Rio Grande do Sul apresenta uma costa tipicamente dominada por ondas e ventos, com baixa influência da maré astronômica. Suas praias são amplamente expostas à ação das ondas e dos ventos devido a seu caráter aberto, sendo por estes diretamente influenciadas. Esse regime, associado à alta disponibilidade de areia na plataforma, favorece a formação de longas barreiras arenosas que apresentam uma grande continuidade ao longo da costa.

Os estudos que enfocam o clima de ondas para a região em estudo são escassos, porém trabalhos pretéritos foram realizados por Motta (1963, 1967 e 1969), os dois últimos aplicados às porções norte e sul da costa do Rio Grande do Sul, nas regiões de Tramandaí e Rio Grande, respectivamente.

De acordo com Motta (1969), Tomazelli&Villwock (1992) e Calliari e Klein (1993), dois tipos principais de onda são observados na zona costeira do Rio Grande do Sul, as vagas, geradas por ventos locais e as ondulações, originadas no Oceano Atlântico, propagadas em direção à costa.

Coli & Mata (1993) obtiveram, através de dados de campo confrontados com a análise de altimetria por satélite, valores médios de alturas significativas mínimas e máximas de 1,4 a 2,8 m no verão e 1,8 a 3,8 m no inverno para a região sul.

Strauch (1996), através de um ondógrafo direcional Datawell do tipo Mark II, fundeado em frente ao cabeço do Molhe Leste, na cota de 15 metros, mediu as ondas em Rio Grande no período compreendido entre os anos de 1996 e 1998. O autor mostrou que durante as tempestades a altura significativa das ondas ultrapassa os 2 m, os valores de energia acompanham a altura da onda, o período fica entre 12-16 s e a direção de propagação fica entre 150°-169°, mantendo-se constante ao longo de todo o evento. Valores extremos de altura significativa foram observados em abril de 1998, com aproximadamente 4,20 m, direção de propagação de 140° e período em torno de 12 s. As maiores ondas ocorreram em dez/96 (6 m), junho/97 (7 m) e março-abril/98 (6,50 m). As direções predominantes são 100° e 160°. Ambas as direções apresentam

ondas com alturas médias semelhante, com tendência de maiores ondas para 160°, donde são mais frequentes as ondulações. Os períodos das ondas situam-se no entorno de 11 s. Aparece também uma segunda concentração de dados em torno dos 8 s. Finalmente, foram observadas duas direções de ondas predominantes, a primeira, com direção ao redor de 100° e períodos em torno de 8 s, correspondendo ao regime de vagas, enquanto que a segunda, com predominância de 160° e períodos de 12 s, correspondendo às ondulações.

Piançaet *al.* (2010), analisando uma série temporal de 11 anos de dados de reanálise do modelo operacional NWW3, analisaram estatisticamente os dados de onda em águas profundas para toda a costa brasileira, dividindo-a em seis setores, estando a costa riograndense localizada no setor Sul (W1). Os autores encontraram direções de onda predominantes de NE (28,4%) e S (26,7%) no verão, com altura máxima de 5,9 m (SW). No outono os autores encontraram direções de onda predominantes de S (36,7%), com altura máxima de 7,3 (S). Para o inverno, encontraram direções predominantes de S (30,2%) e (26,4%), com altura máxima de 6,9 m (SW). Nos meses de primavera, os autores supracitados encontraram direções de onda predominantes de NE (35,2%) e S (25,5%), com altura máxima de 5,9 m (NE).

Motta (1969) concluiu que o período significativo de maior frequência corresponde a 9 segundos, podendo passar de 12 segundos em eventos de tempestade, e em raras ocasiões passa de 15 segundos. O mesmo autor constatou que as ondas de SE possuem maior energia e menor esbeltez, e que as ondulações e vagas vindas de ENE têm menor energia e maior esbeltez; que a altura significativa mais frequente para profundidades entre 15 e 20 m é de 1,5 m; e que a altura máxima anual é de 3,5 m, chegando a 7,0 m (para um período de retorno de 30 anos).

Coli (2000), estudando os mesmos registros que Strauch (1996), encontrou uma onda característica com altura significativa entre 1 e 1,5 m e 41% de frequência e períodos entre 5-6 s e 73% de frequência. Ondas com alturas significativas abaixo de 3 m e 14 s foram encontradas em 99% dos dados, sendo que para ondas abaixo de 2 m e períodos abaixo de 12 s a frequência foi 86%. As estações do ano não geraram diferenças significativas

entre as maiores frequências anuais de altura significativa, pois estas permaneceram entre 1-1,5 m com período médio entre 5-6 s, ao longo do estudo. Durante o ano, 58% das ondas vieram de sudeste, entretanto durante a primavera e o verão a direção leste (27%) se sobrepôs à direção sul (15%), esta situação inverteu-se durante o outono e o inverno, quando as ondas de leste representaram 10% do total, enquanto as do sul chegavam a 30%. O espectro médio mensal apresentou no verão, um pico deslocado para o regime de vagas, com períodos entre 8-10 s, enquanto que no inverno o pico migrou para o regime de ondulações com períodos entre 10-14 s, o outono e a primavera comportam-se como épocas de transição.

A concentração das direções de incidência das ondas em sudeste e sul (ondas na arrebentação) resultante da refração e da largura da plataforma acaba se somando à ação magnificadora que as tempestades costeiras exercem sobre o transporte líquido para nordeste, visto que, sudeste e sul coincidem com a direção geral registrada para a maior parte das tempestades que varrem a costa nesta latitude (Britto&Krusche, 1996).

De acordo com as tábuas de maré, disponibilizadas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), a costa em estudo possui regime de micro maré, com marés astronômicas diurnas, com preamares máximas de 1,2 m, baixa-mares mínimas de 0,22 m, tendo amplitude média de cerca de 0,46 m e máximas em torno de 0,80 m. Dias & Fernandes (2004), estudando a propagação da maré astronômica no Estuário da Lagoa dos Patos, encontrou uma amplitude média da maré de 0,47 m. No entanto, a influência da maré astronômica parece não constituir a principal componente na elevação do nível do mar na região de estudo (Serpa *et al.*, 2011). Em certas situações, a maré meteorológica pode ultrapassar em até 1 m a maré astronômica, constituindo-se em um agente modelador responsável por bruscas alterações na morfologia das praias e no volume de sedimentos disponibilizados (Calliari *et al.*, 1998).

O caráter insignificante das marés astronômicas junto à costa do Estado do Rio Grande do Sul deve-se ao fato de a mesma situar-se próximo a um ponto anfidrômico do Atlântico Sul e também à configuração da linha de costa, praticamente retilínea, aberta, sem reentrâncias e irregularidades que poderiam

amplificar, por efeitos de ressonância ou convergência, a amplitude destas marés (Tomazelli&Villwock, 1992).

Através da análise das correntes superficiais como função da variação da direção de incidência do vento, Calliari & Fachin (1993) sugerem que as correntes de NE, de maior frequência e menor intensidade ocasionam a deriva litorânea de sedimentos finos em direção ao sul, e que os sedimentos arenosos mais grossos seriam transportados em direção ao norte por correntes originadas pela incidência de ondas oblíquas em relação à linha de costa.

Alvarez *et al.* (1981) estudaram a intensidade da corrente litorânea na região de São José do Norte, obtendo valores de corrente mais intensa no inverno (máxima de 1,00 m/s) e menos intensa no verão. Os valores médios de velocidade de corrente obtidos pelos autores foram 0,20 e 0,60 m/s para inverno e verão, respectivamente. Os autores ainda identificaram o predomínio de correntes no sentido NE no inverno, e no sentido SW no verão.

Fontoura (2004) mediu o transporte de sedimentos em diferentes perfis da zona de surfe, desde as adjacências dos molhes leste e oeste até 10 km para norte e para sul respectivamente, e concluiu que o transporte longitudinal na região é bidirecional e apresenta resultante positiva para nordeste, e que 18% do transporte são realizados por arraste de fundo enquanto que os restantes 82% ocorrem por suspensão na coluna de água.

Tomazelli&Villwock (1992), observando indicadores geomorfológicos, mostraram que a deriva litorânea residual é de SW para NE, concordando com os resultados obtidos por Motta (1967).

Estudos que enfocam as alterações sazonais e anuais na quantidade de sedimento transportado ao longo da costa do Rio Grande do Sul, através de modelos matemáticos (Williams & Esteves, 2005; Esteves *et al.*, 2006), identificam a deriva litorânea como um dos principais mecanismos que regem as variações da linha de costa.

O sedimento em suspensão na zona de surfe da praia do Cassino possui granulometria menor, comparado ao do sedimento de fundo. Foi observado que há maior homogeneidade vertical no tamanho médio, no grau

de seleção e na assimetria no sedimento transportado no espraiamento e nos bancos do que nas cavas (Lisniewski, 2006).

2.4. Corpos de Água Intermitentes

Durante os períodos de chuvas, é comum a formação de pequenos canais de escoamento com profundidade de um metro, e largura ao redor de dez metros, onde podem ser observados belos exemplos de drenagens anastomosadas (Zeltzer, 1976). Esta é uma das primeiras referências aos sangradouros do litoral do Rio Grande do Sul que se tem conhecimento, enfatizando a forma anastomosada, característica de sangradouros efêmeros que tem sua vazão reduzida algum tempo após períodos pluviosos.

“Sobre a margem esquerda da desembocadura da Lagoa dos Patos, os cordões são recobertos por um manto eólico de grande extensão, em seguida desorganizado por uma multitude de pequenos cursos de água que redistribuem os sedimentos, tornando praticamente impossível o reconhecimento das faces morfológicas“(Long& Paim, 1987, referindo-se aos sangradouros da Praia do Cassino).

Estudos relacionados aos sangradouros são recentes e para a região de estudo datam duas décadas no máximo. Pereira da Silva (1995; 1998), Pereira da Silva & Calliari (2003), Figueiredo (2002) e Figueiredo & Calliari (2005 e 2006) são pioneiros na realização de estudos de grande pertinência analisando a ocorrência, a distribuição e as características dos sangradouros encontrados na costa do Rio Grande do Sul.

Pereira da Silva (1998) classificou os sangradouros de acordo com sua distribuição espacial, abastecimento de água e comportamento sazonal em três grupos: permanentes, intermitentes e efêmeros. Os sangradouros classificados como permanentes apresentam fluxo d'água em direção à costa durante o ano todo, independentemente das condições climáticas e sazonais. Os sangradouros rotulados como intermitentes caracterizam-se por apresentar fluxo d'água constante em determinados períodos do ano, tendo seu surgimento e extinção subordinados aos fatores climáticos sazonais e a eventuais eventos meteorológicos intensos. Os sangradouros denominados efêmeros originam-se

durante e após precipitações pluviométricas de grande intensidade, permanecendo abertos durante curto espaço de tempo, enquanto forem necessários à drenagem do excesso de água acumulado na região de pós-dunas frontais.

Analisando suas feições morfológicas, Pereira da Silva (1998) classificou os sangradouros quanto ao tipo de canal por eles formado em: canais meandранtes, canais anastomosados e canais retilíneos. Os canais meandранtes ocorrem em praias com declividade suave, onde um fluxo de água de pequena intensidade forma sinuosos canais denominados meandros, sendo o tipo de fluxo e a largura de praia fatores que definem a quantidade de meandros do sangradouro. Os canais anastomosados caracterizam-se pela formação de barras arenosas ao longo do leito do sangradouro, que obstruem parcialmente o fluxo de água formando canais secundários. Os canais retilíneos são caracterizados por fluxo de água intenso e alta descarga sedimentar, e podem ser observados principalmente durante e após precipitações pluviométricas de grande intensidade.

Pereira da Silva *et al.* (2003), estudando dois sangradouros da costa, um em porção dissipativa da Praia do Cassino denominada “Barçaça” (30 km ao sul da desembocadura da Lagoa dos Patos) e outro nos chamados “Concheiros do Albardão”, praia intermediária a refletiva (160 km ao sul da desembocadura da Lagoa dos Patos), associam a distribuição sazonal dos sangradouros na Costa Sul do RS com a frequência das precipitações e com as taxas de evapotranspiração. Os autores encontraram maiores concentrações de sangradouros entre os faróis do Sarita e do Albardão e entre o Balneário Hermenegildo e o Chuí, e menores concentrações nos Concheiros do Albardão (segmento de 40 km). Eles associam essa distribuição espacial à morfologia das áreas posteriores às dunas frontais, à fisiografia do cordão de dunas frontais e às características morfodinâmicas da praia, e quantificam o volume de sedimento remobilizado após a abertura dos dois sangradouros, encontrando valores da ordem de 800 a 900 m³ para “Barçaça” e “Concheiros”, respectivamente.

Figueiredo & Calliari (2005), através de levantamentos sazonais do número de sangradouros formados nas porções Norte e Média do litoral do Rio Grande do Sul, e do tratamento estatístico dos resultados, encontrando valores de número de sangradouros formados de 3/10 km nos meses de verão, 7/10 km para os meses de primavera, 8/10 km para os meses de outono e 9/10 km nos meses de inverno. Nesses estudos a presença da Lagoa do Estreito e da Lagoa do Peixe é associada a uma redução no número de sangradouros por km, enquanto as lagoas de bolso de São Simão, no norte do estado, são associadas à diminuição do número de sangradouros formados. Os maiores valores de concentração dos sangradouros na porção da costa em estudo foram identificados próximo ao Balneário do Mar Grosso, ao Farol da Conceição, ao Farol de Mostardas e a alguns Balneários presentes no litoral norte. Dentre os fatores preponderantes para esse aumento os autores destacam a orientação do campo de dunas frontais, a permeabilidade do substrato e o tipo de sedimento.

Figueiredo *et al.* (2007) fazem uma comparação entre alguns corpos d'água com características semelhantes às dos sangradouros, que causam descargas hídricas intermitentes da região do pós-dunas para a zona de surfe, como lagoas de bolso na costa do Rio Grande do Sul e lagoas costeiras intermitentemente abertas vigentes na costa de *New South Wales*, na Austrália. Os autores relacionam os sangradouros com outras formações semelhantes a eles, que também ocorrem em situações onde a altura do lençol freático contribui para a erosão e para o aparecimento de canais de escoamento das regiões úmidas do pós-praia em direção à costa. De acordo com os autores, sangradouros, lagoas de bolso e *ICOLLs* podem contribuir para a deriva litorânea carregando sedimentos da zona do pós-dunas e das dunas para a costa, resultando na diminuição do cordão de dunas. Os autores descrevem o canal formado pelas lagoas de bolso como mais rasos e mais largos do que os formados pelas demais feições supracitadas.

As Lagoas de Bolso presentes no Litoral Norte do Rio Grande do Sul são corpos de água que extravasam para a costa por meio de canais efêmeros que escavam a face da praia em períodos de elevada pluviometria.

De acordo com Maia (2011), o fechamento de sangradouros na região do Balneário Hermenegildo é uma mudança antropogênica que interfere no balanço sedimentar. O mesmo autor explica que muitos dos sangradouros no Hermenegildo foram artificialmente fechados para a construção de estradas, o que causa danos em muitas ruas do balneário durante as tempestades.

Goulart & Cozza (2010) e De-zotti (2012) estudaram o comportamento sazonal e a variação morfodinâmica do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos, encontrando padrões semelhantes aos deste estudo.

No entanto, estudos relacionados a esses corpos de água ainda são escassos, sendo que estes ocorrem em tais proporções apenas no litoral riograndense, dadas às características hidrogeológicas da região, como relevo pouco acidentado, além da presença de lagoas costeiras e lagoas de bolso próximo à costa.

Laube&Lamour (2011), com base em perfis topográficos paralelos entre si, perpendiculares à costa, associam a migração para norte da desembocadura de sangradouros no litoral do Estado do Paraná à deriva litorânea longitudinal, causada pela incidência oblíqua de ondas vindas de sudeste. Os autores supracitados associam também a impermeabilização do substrato com o aumento da velocidade de fluxo dos sangradouros.

Vila-Concejo *et al.* (2006) no intuito de verificar o impacto da presença de desembocaduras em áreas adjacentes, utilizam um parâmetro chamado *IHA* ("*InletHazardArea*"). Os autores ressaltam que tal parâmetro pode ser aplicado a áreas de continua sobrelavagem, que podem ser locais de ruptura intermitente ou contínua da barreira arenosa, abrindo assim margem para a adaptação dessa metodologia para os corpos de água em estudo. Objetivando o gerenciamento costeiro e a análise de riscos baseada nas discontinuidades do pacote arenoso, devido à presença de sangradouros e demais corpos de água intermitentes, o *IHA* pode ser aplicado para a costa do Rio Grande do Sul. Serpa *et al.* (2011a) adaptaram a metodologia para a Desembocadura da Lagoa do Estreito mediante análise de imagens aéreas.

De uma perspectiva geomorfológica, os estuários de *New South Wales*, na Austrália, são formados em sua maioria por estuários com barreiras e lagos salinos costeiros, com um número limitado de vales fluviais afogados (Roy, 1984). Estuários de barreira e lagos salinos são ambientes geomorfológicos similares; no entanto, os lagos costeiros tendem a apresentar um estado evolucionário menos maduro, com menor preenchimento por sedimentos terrígenos e algumas vezes conexões intermitentes com o oceano (Roy, 1984).

De acordo com Haines (2008), o termo relativamente novo “*Intermittently Closed and Open Lake or Lagoon*” (ICOLL) está sendo adotado para diferenciar os sistemas costeiros intermitentemente abertos daqueles permanentemente abertos ao oceano, e está ganhando reconhecimento na literatura internacional. A **Figura 2.3**, modificada de Haines (2008), expressa um modelo conceitual dos ICOLLs formados na costa australiana.

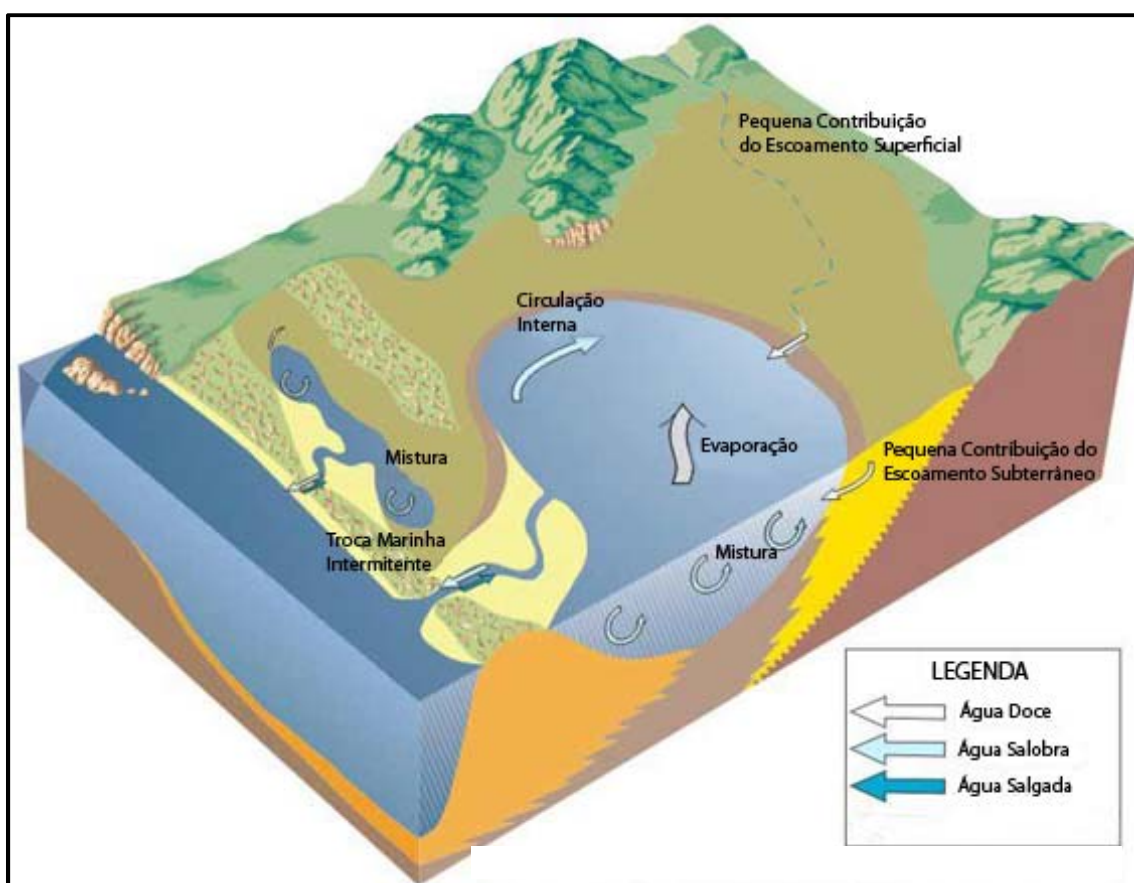


Figura 2.3. – Modelo conceitual dos ICOLLs(modificado de Haines, 2008).

O fechamento de um ICOLL envolve a recuperação da berma após o surgimento do canal da lagoa. Se o fechamento ocorre relativamente rápido

após o surgimento, é provável que o sedimento que preenche o canal seja o mesmo que foi lançado no oceano no momento da abertura (Sheedy, 1996). Se o fechamento é tardio, porém, é provável que a barra arenosa submersa formada no momento do surgimento seja retrabalhada na praia adjacente, e então o sedimento responsável pelo fechamento do canal provenha da deriva litorânea (Haines, 2008).

Haines *et al.* (2006), através de parâmetros morfométricos, tais como área, volume e forma do corpo de água e proporção temporal entre períodos de abertura e fechamento, classificou os muitos *ICOLLs* da costa de New South Wales, no sudeste da Austrália, visando principalmente o gerenciamento costeiro.

De acordo com Haines (2008), a abertura artificial de um *ICOLL*, visando o controle de cheias, envolve a construção de um canal artificial para iniciar a descarga para o oceano. O autor explica que o fluxo gerado rapidamente aumenta as dimensões do canal original, como em uma abertura natural, mas como nesses casos o nível da lagoa não está tão alto, a duração do escoamento é mais curta e o canal formado não é tão largo, sendo este logo preenchido por sedimentos marinhos.



Figura 2.4. – Construção de um canal piloto no Lago Coila em Abril de 2002 (Haines, 2008).

Weir *et al.* (2004) testaram um método de previsão do crescimento da berma em frente a lagoas costeiras em 5 sistemas praia lagoa do sudeste australiano, com uma metodologia desenvolvida por Holman & Sallenger (1985), e fizeram uma comparação com o resultado obtido por tais autores para a costa de Duck, na Carolina do Sul, encontrando resultados de elevação da berma superiores a 0,4 m. Weir *et al.* (2006) comparam dois modos distintos de desenvolvimento de bermas em frente à Lagoa Avocata, em New South Wales, Austrália, utilizando uma estação total para a realização de perfis perpendiculares à costa. Os autores identificaram dois padrões de elevação da berma, vertical (com sobrelavagem) e horizontal (sem sobrelavagem).

Baldock *et al.* (2008) desenvolveram um modelo paramétrico baseado em uma robusta parametrização de excursão máxima do espraiamento (“*runnup*”) e transporte de sedimentos. Os autores encontraram uma boa correlação entre os resultados do modelo quando validado por perfis praias perpendiculares à costa. A metodologia aplicada pelos autores consistiu na abertura artificial do ICOLL formado em Belongil Creek, sudeste Australiano, e no acompanhamento das alterações morfodinâmicas que ocorreram ao longo dos dias seguintes. Os autores verificaram que o canal foi fechado em 12 dias através do desenvolvimento de uma berma criada pela ação da hidrodinâmica marinha.

Benavente *et al.* (2006) concluíram, mediante estudos sobre a elevação pontual do nível do mar durante a passagem de tempestades na baía de Cadiz, que um campo de dunas frontais bem desenvolvido é suficiente para proteger a costa de marés meteorológicas.

O mesmo não se observa em alguns locais da costa do Rio Grande do Sul, como descrito por Maia (2011) e Albuquerque *et al.* (2013) ao estudar a Praia do Hermenegildo, onde as residências foram construídas sobre o cordão de dunas frontais, o que pode ter acelerado a tendência erosiva que é peculiar deste ponto da costa, ao privar a hidrodinâmica marinha de importante fonte de sedimentos. Atualmente tal praia encontra-se em estado acentuado de erosão e as residências sofrem impacto direto durante a passagem de marés meteorológicas.

3. Objetivos

3.1. Objetivo Geral

Verificar, através da análise de imagens aéreas atuais e pretéritas, levantamentos topográficos e hidrogeológicos de campo, além da análise de dados meteorológicos e hidrodinâmicos, quais são as forçantes responsáveis pela abertura, permanência fechamento de dois corpos de água intermitentes e suas respectivas áreas adjacentes, além das variações morfodinâmicas associadas.

3.2. Objetivos Específicos

- Explicar a evolução sazonal e os padrões de migração da Desembocadura da Lagoa do Estreito e do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos, frente às variações da deriva litorânea de sedimentos;
- Relacionar a sazonalidade das taxas de precipitação e evaporação, assim como a passagem de marés meteorológicas, com a presença dos corpos de água na face da praia;
- Verificar a evolução morfodinâmica do cordão de dunas transgressivo da Barra do Estreito ao longo de sessenta e dois anos, através da análise de mapas de vetores elaborados a partir de imagens aéreas atuais e pretéritas;
- Estimar o sentido e a intensidade do fluxo subterrâneo e compará-lo ao fluxo superficial medido;
- Verificar a influência de um florestamento de *Pinus elliotis* nas características morfodinâmicas das áreas adjacentes à Desembocadura da Lagoa do Estreito.

4. Metodologia

Para o desenvolvimento do presente estudo, algumas metodologias consagradas e outras desenvolvidas foram aplicadas, para a coleta de dados de campo e seu posterior tratamento em laboratório. Concomitantemente, foram realizados registros fotográficos das feições em estudo, de modo a enriquecer e ilustrar a discussão dos resultados obtidos.

A **Figura 4.1** mostra algumas características morfo dinâmicas do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos e suas adjacências.

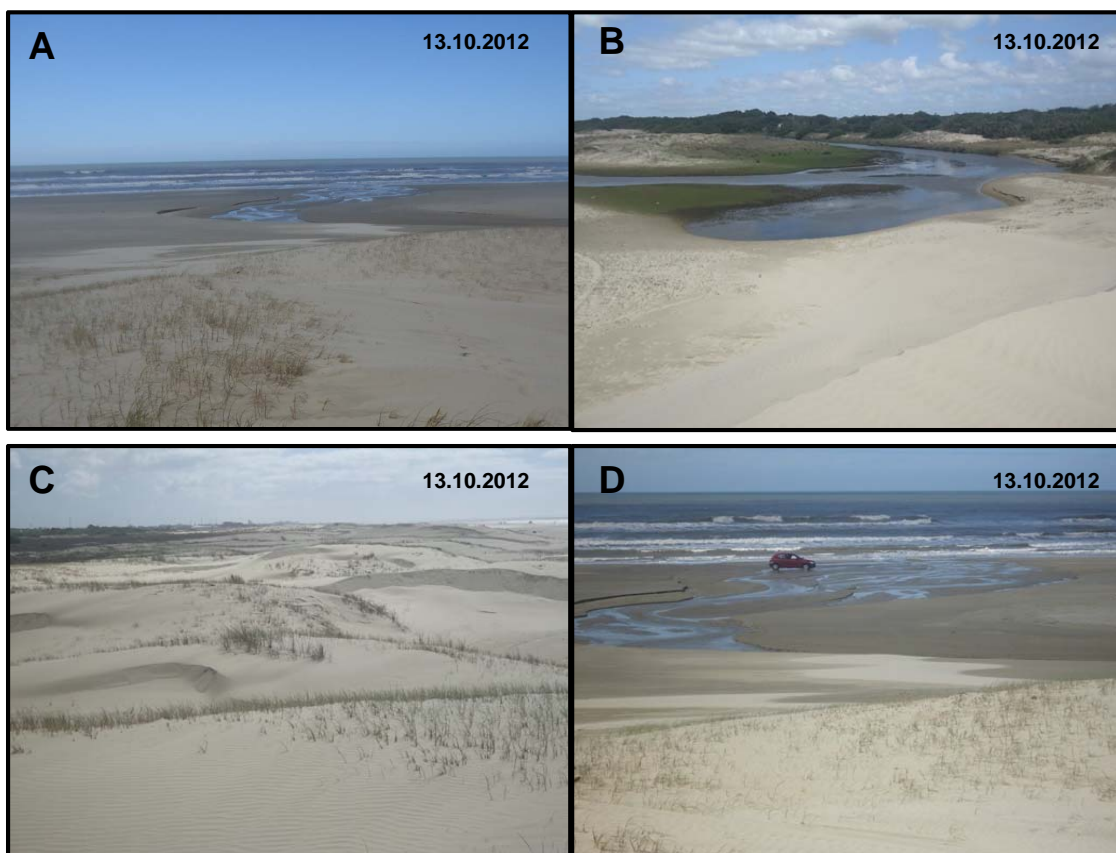


Figura 4.1. – A: Sangradouro do Parque dos Cata-ventos com formato anastomosado (Pereira da Silva, 1998; Pereira da Silva *et al.*, 2003) e fluxo reduzido. B: Depressão permanente entre o cordão de dunas frontais. C: Dunas barcanas em área adjacente, mostrando grande volume de sedimentos disponível para o transporte eólico. D: Trânsito de veículos na face da praia.

4.1. Preparação da área

Grande parte dos resultados obtidos neste estudo foi gerada a partir de levantamentos topográficos com GPS geodésico Leica, modelo GS-15, e Estação Total, portanto tornou-se necessária a instalação de marcos

geodésicos de referência nas duas áreas de estudo. Na área do Parque dos Cata-ventos foi instalado no ano de 2007 um marco de concreto moldado “in loco”, conforme metodologia descrita por Serpa (2008), que foi utilizado como base para os perfis praias realizados em Outubro e Novembro de 2007 com o auxílio de Estação Total Nikon DTM-33, descritos com maiores detalhes na **Seção 5.1.2**. Como base para os levantamentos executados com GPS Geodésico nessa área foi utilizado o marco geodésico do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), localizado nas instalações da Companhia Riograndense de Saneamento (CORSAN), localizado a aproximadamente 6 km do Bairro Parque dos Cata-Ventos. Na área da Barra do Estreito não haviam marcos de referência disponíveis para o estacionamento da base do GPS Geodésico, portanto foi necessário o estabelecimento de um marco geodésico de referência, a partir de um posicionamento estático relativo entre dois equipamentos GPS Geodésicos da marca South, um instalado no marco do IBGE, localizado na 4ª seção da Barra do Rio Grande, outro nas cercanias da Igreja do Estreito, em São José do Norte. O posicionamento estático relativo foi realizado durante seis horas, de acordo com metodologia descrita por Monico (2000), e em data posterior os resultados foram pós-processados a partir de efemérides de estações de Santa Maria e Porto Alegre, conferindo precisão milimétrica ao procedimento, e assim estabelecendo as coordenadas elipsoidais do marco geodésico da Igreja do Estreito (Marco IE) (**Figura 4.2**). Visto que o dito marco encontra-se localizado a cerca de quatro quilômetros do oceano, foram instalados dois marcos provisórios na região de dunas vegetadas, a cerca de 500 m da costa, para servir como apoio para as medições realizadas com Estação Total e GPS Geodésico. De acordo com as especificações técnicas do fabricante, a transmissão das correções em tempo real do GPS Geodésico Leica pode ser feita em um raio de 15 km, suficiente para o presente estudo. Os marcos foram construídos com concreto moldado no local, sendo a fôrma constituída por um tubo de PVC de 6” (seis polegadas) de 1,5 m de comprimento, sendo destes 1,0 m abaixo da superfície. Tais marcos foram denominados Marco 1 e Marco 2, e suas coordenadas elipsoidais foram obtidas a partir de posicionamento relativo com base no Marco IE. Cabe observar que o Marco 2, após alguns meses de coleta de

dados de campo foi soterrado por dunas móveis, passando a ser encontrado apenas mediante escavação.

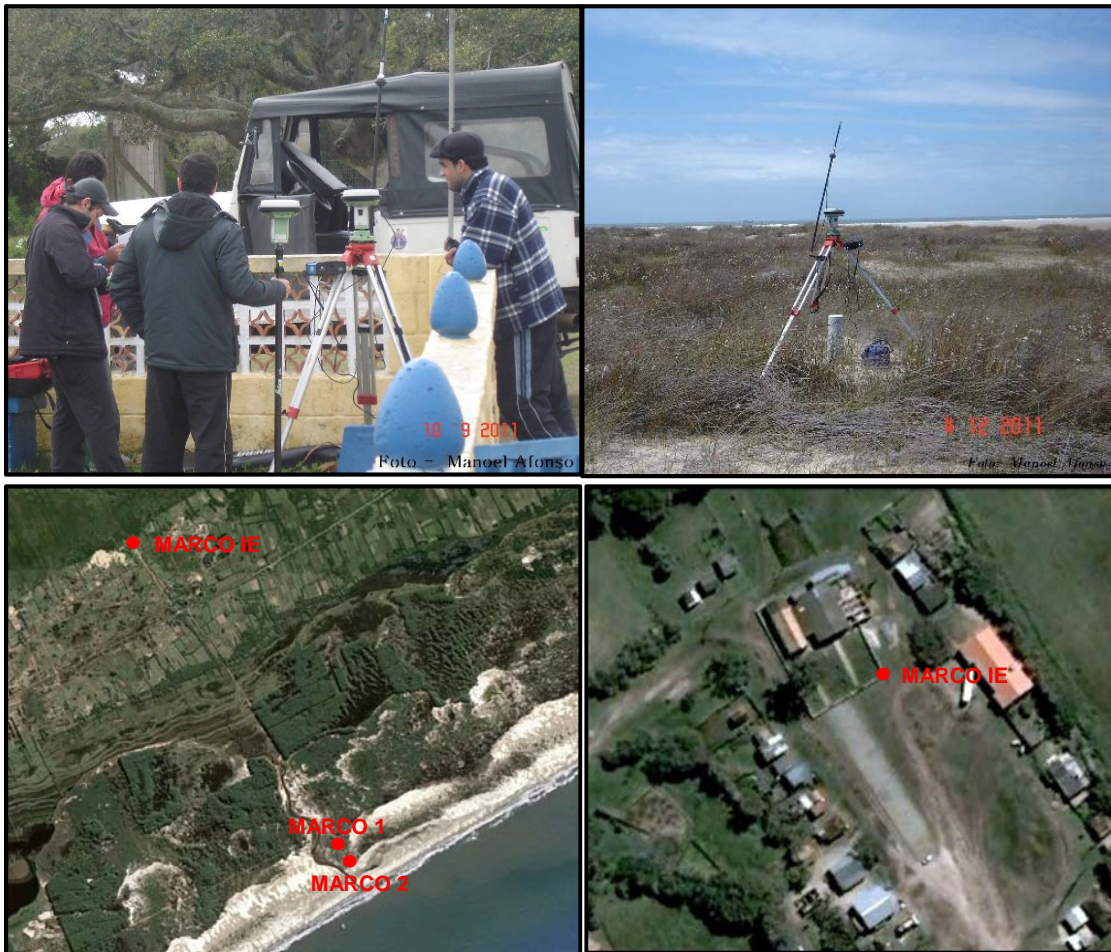


Figura 4.2. – A: Estacionamento da base do GPS Geodésico no marco da Igreja do Estreito. B: Estacionamento da base do GPS Geodésico no Marco 1, instalado em cordão de dunas vegetado. C: Localização dos marcos supracitados. D: Detalhe da Localização do marco da Igreja do Estreito.

4.2. Levantamentos Topográficos

Grande parte dos resultados obtidos neste estudo foi gerada a partir de levantamentos topográficos com GPS geodésico e Estação Total. Foram realizadas no total 24 campanhas de coleta de dados de campo, cuja descrição pode ser observada na **Tabela 4.1**.

Tabela 4.1 – Quadro resumo das campanhas de coleta de dados de campo.

Local	Data	Equipamento	Dados Coletados
Sangradouro do Parque dos Cata-ventos	30.10.2007	Estação Total	Perfis transversais e coleta de sedimentos
	06.11.2007		
	15.04.2011	GPS Geodésico	Posição da desembocadura
	28.05.2011		
	29.05.2011		
	13.09.2011		
	06.10.2011		
	21.10.2011		
	30.10.2011		
	05.11.2011		
	13.11.2011		
	20.11.2012		
	Desembocadura da Lagoa do Estreito		
06.03.2010		Estação Total	Perfis transversais
13.03.2010		GPS Geodésico	Posição da desembocadura
04.03.2011		GPS Geodésico	Posição da desembocadura
17.03.2011			
10.09.2011			
04.12.2011			
25.01.2012			
16.03.2012			
20.05.2012			
13.07.2012			
21.09.2012			
18.01.2013			
19.01.2013		Furos de sondagem	

Para ilustrar o mecanismo de fechamento do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos, foram realizados cinco perfis praias transversais à linha de costa, distantes 20 m entre si, na área de abrangência do sangradouro e parte do cordão de dunas frontais adjacente. As medições foram realizadas nos dias 30.10.2007 e 06.11.2007, antes e após o fechamento do corpo de água, que ocorreu durante a passagem de uma maré meteorológica. A mesma

metodologia foi empregada na Desembocadura da Lagoa do Estreito, em 06.03.2010, porém devido às dimensões da área a ser medida foi considerada impraticável para o local.

Levantamentos topográficos das margens dos corpos de água com GPS Geodésico foram executados através do método Pseudo-estático (Bernardi & Landim, 2002), também conhecido como “*Stop andGo*”, que consiste no levantamento de pontos mediante posicionamento relativo entre um equipamento GPS Geodésico instalado em ponto com coordenadas geodésicas elipsoidais conhecidas, e outro GPS Geodésico móvel, que recebe correções de sua posição em tempo real através de sinal de rádio. Durante os levantamentos realizados neste estudo, a acurácia (3DCQ) dos pontos medidos pelo método Pseudo-estático foi configurada para um mínimo de 0,02m em uma média de 4 medições, de modo a manter a qualidade dos levantamentos realizados.

Dentre as metodologias empregadas, destaca-se a medição das bordas dos dois corpos de água em diferentes datas e condições, visando definir os padrões de migração e escoamento preferenciais. Os pontos amostrados pertencem à interface entre o leito de escoamento dos corpos de água em questão e a margem, ao longo da porção final do mesmo (porção essa limitada em direção ao continente pelo local estimado como máximo passível de alteração morfodinâmica sazonal). A periodicidade dos levantamentos pode ser observada na **Tabela 4.1**.

Perfis praias subaéreos com GPS Geodésico foram realizados em uma porção de 2 km da praia adjacente à Desembocadura da Lagoa do Estreito nos dias 21.09.2012 e 18.01.2013, buscando estabelecer as variações sazonais do pacote arenoso, e também definir as áreas com pacote arenoso mais e menos espesso. Foram executados no total 6 perfis por data, espaçados 400m entre si e compostos em média por 50 pontos. O espaçamento foi adotado a fim de representar uma porção considerável da praia adjacente à desembocadura (2 km), adequando-se à logística das campanhas de campo. A posição de coleta dos pontos foi definida de acordo com a topografia, pontos mais espaçados em regiões mais planas e menos espaçados em regiões mais acidentadas. Cabe

observar que nas duas campanhas foram amostrados os mesmos pontos geográficos. Os dados referentes à posição geográfica do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos e da Desembocadura da Lagoa do Estreito foram utilizados como base para vetorizações realizadas com os programas QuantumGIS® e Autocad®.

4.3. Furos de Sondagem e Medição da Vazão

Furos de sondagem foram realizados por meio de um trado manual helicoidal de nove polegadas, com o intuito de medir a profundidade do lençol freático. A metodologia, empregada no entorno da Desembocadura da Lagoa do Estreito, foi inspirada em Serpa (2008), que instalou no entorno do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos três poços de monitoramento do lençol freático, onde foram realizadas medições sazonais e em alta frequência da carga hidráulica. Visando estabelecer o valor da carga hidráulica de cada ponto amostrado, foram instalados piquetes (estacas de madeira) ao lado de cada furo de sondagem, a partir dos quais foram medidas as profundidades, com o auxílio de uma trena metálica com precisão milimétrica. O topo de cada um dos piquetes foi imediatamente medido com GPS Geodésico logo após a medição da profundidade, para georreferenciar as posições instantâneas do lençol freático. É importante ressaltar que após a execução dos furos de sondagem foi necessário aguardar, por cerca de 20 minutos, a total estabilização do nível do lençol freático, antes de fazer a medição.

O cálculo da vazão da Desembocadura da Lagoa do Estreito foi realizado a partir da velocidade média da corrente medida a partir de derivadores lançados no leito de escoamento na campanha realizada no dia 21.09.2012. A área da seção do canal foi medida a partir de pontos coletados com GPS Geodésico.

Para o estabelecimento do fluxo subterrâneo de água em direção à costa ao longo da barreira arenosa adjacente à Desembocadura da Lagoa do Estreito, foi utilizada a equação da velocidade de Darcy (1856) para meios porosos. Os parâmetros empíricos utilizados para o cálculo foram a carga hidráulica nos furos de sondagem realizados durante as campanhas e o

coeficiente de condutividade hidráulica foi extraído da **Tabela 4.2**, que apresenta parâmetros estabelecidos por Pereira *et al.* (2010). O cálculo da velocidade de Darcy foi realizado através da **Equação 4.1**, modificada de Bouwer (1978).

$$v = K \frac{(h_1 - h_2)}{L} \quad \text{Equação 4.1}$$

Onde: v = velocidade de Darcy (m/dia);

K = coeficiente de condutividade hidráulica do solo (m/dia);

h_1 = carga hidráulica no ponto 1 (m);

h_2 = carga hidráulica no ponto 2 (m);

L = distância linear entre os pontos de carga(m).

A **Tabela 4.2** mostra alguns dos parâmetros morfométricos das praias deste estudo, extraídos de Pereira *et al.* (2010). Os autores mediram a permeabilidade em cada local através do método descrito por Caputo (1980) que usa um tubo de PVC de 45 cm. O tubo foi enterrado até uma profundidade de 5 cm e preenchido com água. Com o tubo cheio, o tempo despendido até o nível de água no tubo diminuir 5 cm.

Tabela 4.2 – Parâmetros morfométricos das praias da Querência e do Estreito (Dados extraídos de Pereira *et al.*, 2010).

Local	H_b	T	M_z	β	K_p	K_b
Farol do Estreito A	0,9	10,0	2,38	1,7	0,0014	0,0035
Farol do Estreito B	0,8	10,0	2,15	1,8	0,0014	0,0035
Querência	0,6	8,7	2,50	1,9	0,0025	0,0036

H_b – Altura de quebra da onda (m); T – Período de onda (s); M_z – Diâmetro médio do sedimento (ϕ); β – Declividade da face da praia ($^\circ$); K_p – Permeabilidade na face da praia (cm/s); K_b – Permeabilidade na berma (cm/s).

A **Figura 4.3** mostra detalhes dos procedimentos de campo para execução de furos de sondagem (A) e medição da posição das bordas (B) da Desembocadura da Lagoa do Estreito.



Figura 4.3. – A: Execução de furos de sondagem com trado manual para medição de nível do lençol freático. B: Levantamento topográfico da posição das bordas do sangradouro, com o auxílio de GPS geodésico.

4.4. Amostragem de Solo Superficial e Análise Granulométrica

Para caracterizar a distribuição granulométrica do solo duas áreas de estudo, foram realizadas coletas de sedimentos superficiais em pontos notáveis de cada praia. Nodia 06.11.2007, 4 amostras de solo foram coletadas em pontos distintos da praia adjacente ao Sangradouro do Parque dos Cata-ventos (Figura 4.4), a fim de ilustrar o fechamento do corpo de água (Seção 5.1.2).

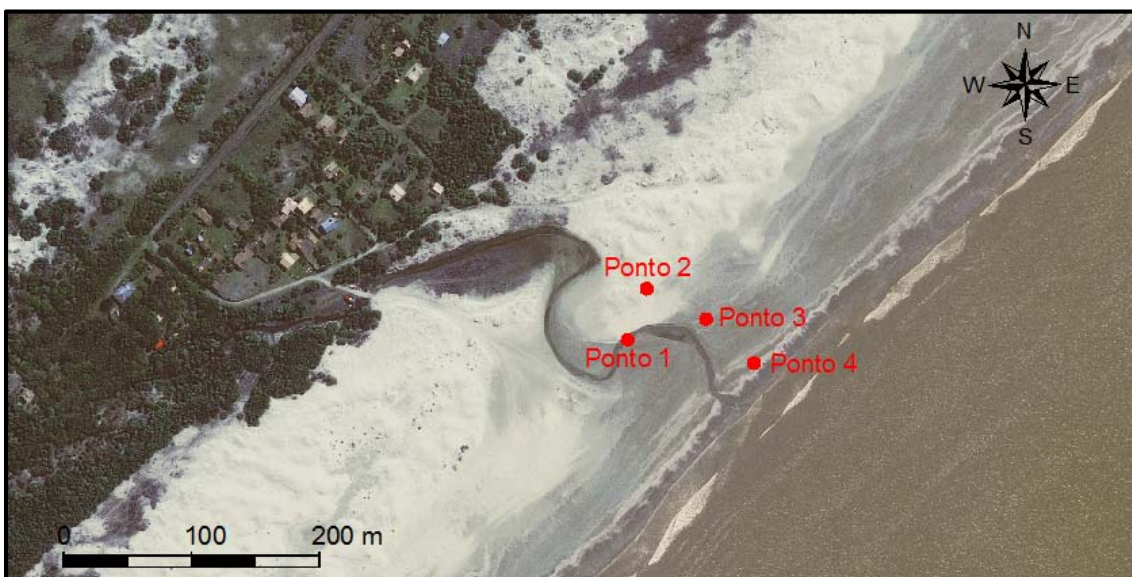


Figura 4.4– Pontos de coleta de sedimento para análise granulométrica em 06.11.2007.

Nas adjacências da Desembocadura da Lagoa do Estreito foram coletadas nos dias 18.12.2009 e 16.03.2012 amostras de solo superficial em 8 pontos distintos do terreno adjacente à Barra do Estreito (**Figura 4.5**). As amostras AS-02 e AS-09 foram descartadas por se tratar de pontos próximos a outros já coletados. A mesma numeração foi adotada na segunda data, a fim de tecer comparações entre os resultados.



Figura 4.5 – Pontos de coleta de sedimento para análise granulométrica em 18.12.2009 e 16.03.2012.

As análises granulométricas das 20 amostras coletadas foram realizadas no Laboratório de Sedimentologia do Laboratório de Oceanografia Geológica (LOG) da FURG. As amostras de solo, inicialmente compostas por 1 a 2 kg de sedimento praias, foram lavadas, quarteadas e submetidas a peneiramento mecânico, com variação da malha das peneiras de $\frac{1}{2} \phi$, conforme a metodologia definida por Suguio (1973).

A partir dos resultados obtidos nas análises granulométricas, foram criados gráficos de frequência simples e tabelas contendo parâmetros estatísticos. Os dados foram submetidos à análise de parâmetros como tamanho médio do grão, curtose e assimetria com o programa SysGran (Camargo, 2006), através do método de Folk & Ward (1957). O SysGran utiliza uma escala ligeiramente adaptada de Wentworth (1922).

4.5. Cálculo da Maré Meteorológica e da Elevação por Ondas

Visando embasar as constatações discutidas na **Seção 5.1.2**, foram utilizadas equações empíricas, com base no estudo de Benavente *et al.* (2006). As componentes da elevação devido à maré astronômica, à maré meteorológica impulsionada pela ação de ventos paralelos à costa e ao gradiente de pressão atmosférica, além das elevações causadas pela quebra de ondas e excursão máxima do espraiamento foram consideradas.

Benavente *et al.* (2006) calcularam a elevação do nível de água devido às marés meteorológicas na Ponta Valdelagrana, localizada na baía de Cádiz, na Espanha, levando em conta três fatores: elevação por pressão, por ventos e por ondas. De acordo com os autores, a evolução costeira, especialmente a regressiva, pode introduzir mudanças morfológicas de longo termo que influenciam fortemente a frequência e a intensidade de alagamentos. Os autores constataram que a presença de um cordão de dunas bem desenvolvido é suficientemente efetiva para a proteção da costa contra tempestades modais.

Os valores de maré astronômica foram obtidos nas tábuas de maré, geradas a partir de componentes harmônicas de vários marégrafos, disponibilizadas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN).

Para o cálculo determinístico da elevação impulsionada por ventos paralelos à costa foi utilizada a **Equação 4.2**, desenvolvida por Bowden (1983), que depende de um coeficiente empírico (C_D) calculado pelo mesmo autor, cuja proposta é transformar os valores de velocidade do vento a 10 m de altura na velocidade correspondente ao nível do mar, efetivamente responsável pela geração de ondas e pelo transporte de Ekman.

$$\frac{d\xi}{dx} = \frac{\rho_a C_D W_{10}^2}{\rho_w gh} \quad \text{Equação 4.2}$$

Onde:

dx representa a pista de vento média, estimada para o evento como 750 km;

ρ_a é a densidade do ar, considerada 1,25 kg/m³ para este estudo;

C_D é um coeficiente de arrasto que varia de acordo com a velocidade do vento, obtido empiricamente por Bowden (1983);

W_{10} é a velocidade do vento a 10 metros;

ρ_w é a densidade da água do mar, considerada 1025 kg/m³ para o presente estudo;

g é a aceleração da gravidade, considerada 9,81m/s²;

h é a profundidade de base da onda utilizada neste estudo, considerada 10 m.

O valor da elevação impulsionada pela diferença de pressão atmosférica entre o centro do ciclone extratropical foi calculada através da **Equação 4.3**, conforme metodologia aplicada por Benavente (2006). Os valores de pressão atmosférica média diária, advindos da estação meteorológica automática da FURG, foram obtidos no BMET. Para a obtenção da diferença de pressão, os dados de cada data foram comparados a valores médios.

$$d\xi = (\Delta Pa) / (\rho_w g) \quad \text{Equação 4.3}$$

Onde:

ΔPa representa a diferença de pressão em dPa;

ρ_w é a densidade da água do mar, considerada 1025 kg/m³;

g é a aceleração da gravidade, considerada 9,81m/s².

Os valores de elevação do nível do mar impulsionada pela quebra das ondas, combinados com valores de excursão máxima vertical do espraiamento, foram calculados pela expressão de Holman (1986), modificada por Komar (1998) (**Equação 4.4**), que depende fundamentalmente da altura significativa de onda em águas profundas, do período de onda e da declividade da praia.

$$R = 0,36 g^{0,5} H_0^{0,5} T \tan \beta \quad \text{Equação 4.4}$$

Onde:

g é a aceleração da gravidade, considerada 9,81m/s²;

H_0 representa a altura de onda em águas profundas;

T é o período da onda considerada;

β é a declividade média da face da praia, medida através dos perfis, com o valor 0,0175.

4.6. Aquisição e registro de imagens aéreas

Como base para as vetorizações e para os modelos digitais elaborados nesta obra, foram utilizadas imagens aéreas pretéritas e atuais, geradas a partir de levantamentos aerofotogramétricos e satelitais. As imagens antigas foram gentilmente cedidas em formato digital pela Agência da Lagoa Mirim, órgão vinculado à Universidade Federal de Pelotas (UFPel), com sede na cidade de Pelotas. Tais imagens, com escalas entre 1:20000 e 1:40000, foram digitalizadas com uma resolução de 600 pontos por polegada, suficiente para as análises realizadas. As imagens de satélite foram adquiridas do software Google Earth[®]. Para a área da Barra do Estreito, foram utilizadas imagens de satélite dos anos de 2005, 2007 e 2009, e para a área do Parque dos Cata-ventos foram utilizadas imagens dos anos de 2006 e 2009.

As imagens utilizadas neste estudo foram devidamente registradas a partir de mosaicos georreferenciados e ortorretificados das cidades de Rio Grande (Quickbird) e São José do Norte (GeoEye). O registro das imagens foi feito com o auxílio do programa ENVI[®], pela opção imagem para imagem, baseado em pontos de controle em comum com os mosaicos ortorretificados. Para o controle de qualidade do procedimento foi adotado um erro médio quadrático (Root Mean Square – RMS) submétrico.

4.7. Análise da Variação da Posição do Cordão de Dunas Transgressivas

A partir das imagens registradas, foram elaboradas vetorizações da posição do cordão de dunas transgressivas (**Figura 4.6**) em diferentes datas com o auxílio do programa ArcGIS[®], visando quantificar a colmatação da Lagoa do Estreito. As áreas foram quantificadas através de metodologia inspirada no Método do Polígono de Mudança, aplicado por Smith & Cromley (2012) na costa de Connecticut, Estados Unidos e por Albuquerque *et al.* (2013) na praia do Hermenegildo, porção sul da costa do Rio Grande do Sul. A metodologia consiste no estabelecimento de uma linha base paralela à costa (neste estudo

foi selecionada uma linha de aproximadamente 6,5 km), e a partir desta a comparação da área compreendida entre a vetorização de cada ano, a linha de base e duas linhas perpendiculares à costa que delimitam longitudinalmente a área em análise. A escolha do método supracitado em detrimento de métodos consagrados tais como o DSAS (Thieler *et al.*, 2009), explica-se pela natureza das vetorizações, compostas por marcadas reentrâncias, o que diminuiria a acurácia do método DSAS.

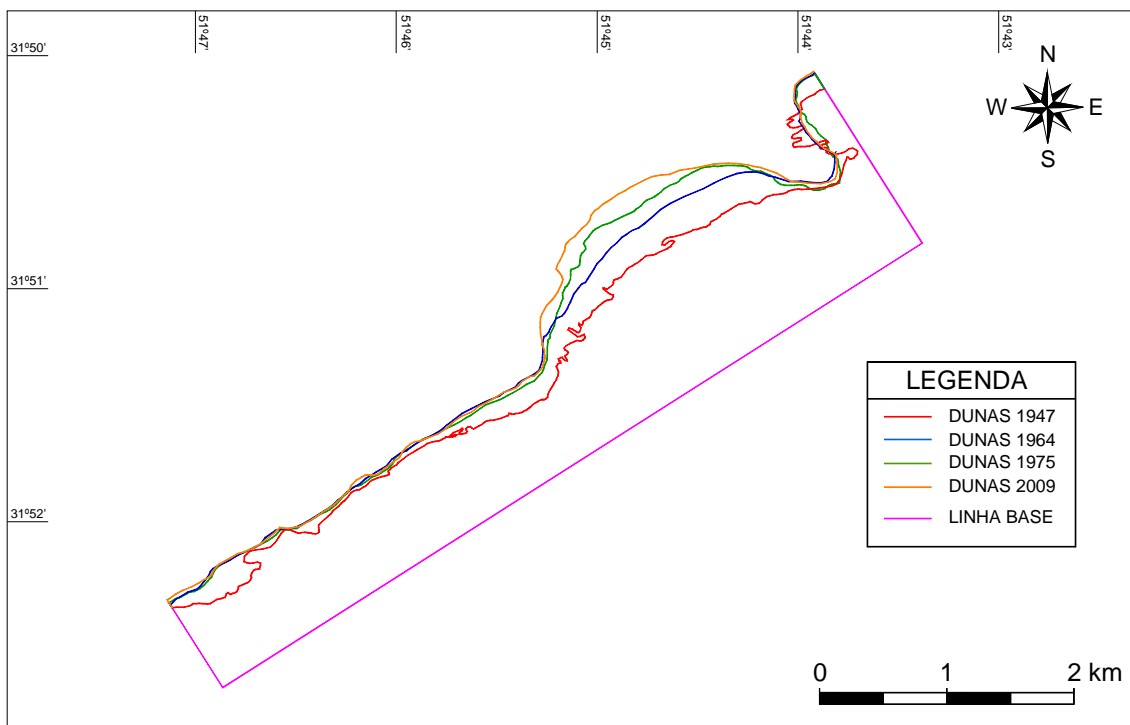


Figura 4.6 – Vetorização da posição do cordão de dunas transgressivas a partir de mosaicos de imagens pretéritas e atuais.

4.8. Elaboração de Modelos Digitais do Terreno e do Lençol Freático

Os dados obtidos nos levantamentos topográficos e medições de profundidade do lençol freático foram utilizados para a elaboração de modelos digitais do terreno e do escoamento subterrâneo, com o auxílio do programa Surfer[®]. A interpolação dos pontos foi realizada pelo método dos vizinhos naturais, por ser uma técnica que não extrapola valores para fora do domínio dos dados.

Os dados de entrada para os modelos foram planilhas do programa Excel[®] com dados de posição geográfica no sistema Universal Transversa de Mercator (UTM), e altitude geoidal. Cabe ressaltar que o GPS Geodésico

fornece altitudes elipsoidais, que foram reduzidas mediante aplicação aos dados brutos do valor da ondulação geoidal local, calculada através do modelo de interpolação geoidal MAPGEO2010, desenvolvido pelo IBGE.

4.9. Análise de Dados Meteorológicos e Oceanográficos

Dados meteorológicos advindos da estação meteorológica automática, instalada no Campus Carreiros da FURG, localizada sob as coordenadas: Latitude Oeste: 32°,03 e Longitude Sul: 52°,10, que fornece dados para o BMET (Banco de Dados Meteorológicos do INMET), foram analisados estatisticamente. Os gráficos e análises dados meteorológicos foram realizados com o auxílio do programa Excel[®]. A **Tabela 4.3** mostra detalhes dos instrumentos instalados na estação supracitada, assim como as grandezas medidas.

Tabela 4.3 - Instrumentos meteorológicos utilizados para medir as variáveis atmosféricas (Modificado de Serpa, 2008).

VARÍAVEL	INSTRUMENTO	MARCA	UNIDADE
Umidade Relativa	Higrômetro	HMP45D	%
Precipitação	Pluviômetro	ARG100	mm
Pressão Atmosférica	Barômetro	HUMICAP180	hPa
Evaporação	Evaporímetro de piche	-	mm

Mapas sinóticos em grande escala foram elaborados através da interpolação de dados de reanálise da agência americana NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), interpolados com o auxílio do software Open GrADS[®]. Os dados de reanálise utilizados, pressão atmosférica ao nível do mar e campo de ventos, com periodicidade de 4 vezes ao dia, foram adquiridos diretamente do banco de dados da agência americana.

Os mapas sinóticos foram utilizados para identificar a dinâmica dos centros de alta e baixa pressão na porção sul da América do Sul. A pista de vento, que representa a extensão do oceano onde a energia do vento é transferida para a superfície do mar por meio de tensão de cisalhamento, foi estimada graficamente a partir dos mapas sinóticos.

O modelo responsável pela geração de dados de ondas em águas profundas neste estudo foi a versão de domínio público do “Wave Watch III” (WW3), utilizado pela NOAA. Uma descrição detalhada do modelo, incluindo suas equações pode ser visto em Tolman (2002).

5. Resultados e Discussão

5.1. Sangradouro do Parque dos Cata-ventos

Os resultados mostrados a seguir provêm dos dados adquiridos na Praia do Cassino, porção do litoral sul do Estado do Rio Grande do Sul. Na localidade em estudo, denominada Parque dos Cata-ventos, ocorre a formação de um sangradouro intermitente que possui características bastante representativas aos demais corpos de água formados ao longo desse litoral. É possível observar no local supracitado diversas características e padrões sazonais comuns à grande maioria dos sangradouros formados no litoral gaúcho. Serpa (2008), Goulart & Cozza (2010) e De-zotti (2012), através de estudos morfodinâmicos no Parque dos Cata-ventos, encontraram padrões sazonais bem definidos, onde a permanência do sangradouro na face da praia se deve principalmente ao balanço hídrico sazonal, que mantém o sangradouro aberto nos meses mais úmidos, e fechado nos meses mais secos.

5.1.1. Variação na posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos

Os resultados foram obtidos mediante levantamentos topográficos com GPS geodésico das margens do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos, somados à análise de dados meteorológicos advindos da Estação Meteorológica Automática da FURG, visando verificar os padrões de formação de ciclones e anticiclones, peças fundamentais no regime de ventos e na recorrência de marés meteorológicas na costa do Rio Grande do Sul.

A **Tabela 5.1** exprime as taxas mensais de precipitação e evaporação para o ano de 2011, de acordo com dados fornecidos pelo INMET. Pode-se perceber que na maior parte do ano, o balanço hídrico é positivo, porém nos meses de outubro, novembro e dezembro o balanço hídrico se torna negativo, influenciando diretamente a permanência do sangradouro na face da praia, ou seja, em circunstâncias normais o sangradouro permanece fechado. Como a bacia de drenagem do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos é relativamente reduzida (estimados 4,6 km²), a abertura e o fechamento de tal

corpo hídrico acompanha a marcada sazonalidade das taxas de evaporação (Figura 5.2).

Tabela 5.1 – Taxas mensais de precipitação e evaporação de 2011 (Fonte: INMET).

Meses de 2011	Precipitação (mm)	Evaporação (mm)	Diferença P-E (mm)	Sazonal
Janeiro	36,4	137,7	-101,3	
Fevereiro	135,6	129,9	5,7	155
Março	407,0	156,4	250,6	
Abril	105,6	92,0	13,6	
Maio	156,1	79,3	76,8	168,1
Junho	134,2	56,5	77,7	
Julho	43,5	52,9	-9,4	
Agosto	151,0	67,7	83,3	35,9
Setembro	59,6	97,6	-38,0	
Outubro	68,7	102,3	-33,6	
Novembro	45,6	148,9	-103,3	-232,6
Dezembro	41,2	137,7	-95,7	

A **Figura 5.1** sugere a abertura do Sangradouro que, após um período seco dos meses mais quentes, carregou-se de energia potencial após períodos de intensa pluviometria no final de abril e começo de maio e estabeleceu seu fluxo em direção à costa. O balanço hídrico dos meses de março, abril e maio (**Tabela 5.1**) evidencia o excedente hídrico a ser extravasado pelos sangradouros no período. Devido à proteção conferida pelas dunas frontais, que agem como “caixas de água”, impedindo a passagem de água salgada para a região posterior às dunas frontais (Serpa, 2008), é razoável atribuir grande parte do volume precipitado à descarga dos sangradouros.

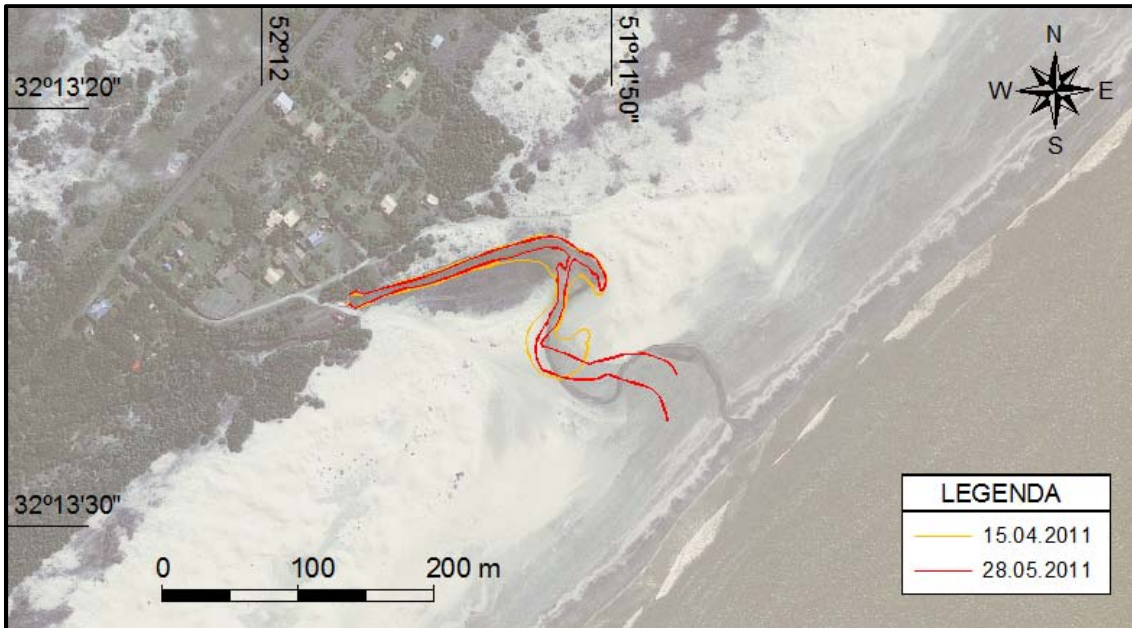


Figura 5.1 – Variação da posição das margens do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 15.04.2011 e 28.05.2011.

A **Figura 5.2**, elaborada a partir das normais climatológicas provisórias, disponibilizadas por Kruscheet *al.* (2003), elaboradas a partir de uma série de dados de 10 anos. Pode-se observar que a taxa mensal de precipitação tem uma distribuição relativamente equilibrada durante todo o ano, com leve aumento nos meses de inverno, e que a taxa mensal de evaporação recebe grande influência da sazonalidade, com valores máximos diretamente proporcionais às altas temperaturas observadas nos meses de verão.

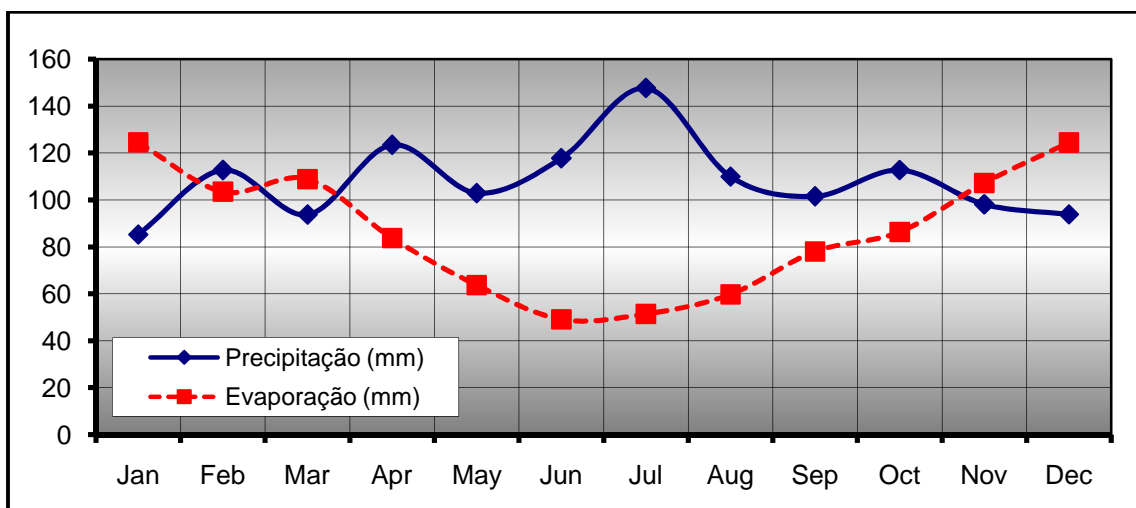


Figura 5.2 – Balanço hídrico sazonal, mostrando as médias mensais para uma série temporal de 10 anos(Fonte dos dados: Kruscheet *al.*, 2003).

De acordo com os dados meteorológicos utilizados neste estudo, fornecidos pelo INMET, existe uma correlação bastante clara entre a

evaporação medida através de um evaporímetro de piche, e as evapotranspirações calculadas para uma série temporal de 8 anos (**Figura 5.3**), a partir de dados disponibilizados pelo INMET em um período de 8 anos, portanto é razoável considerar a evaporação como indicados para toda a área de estudo.

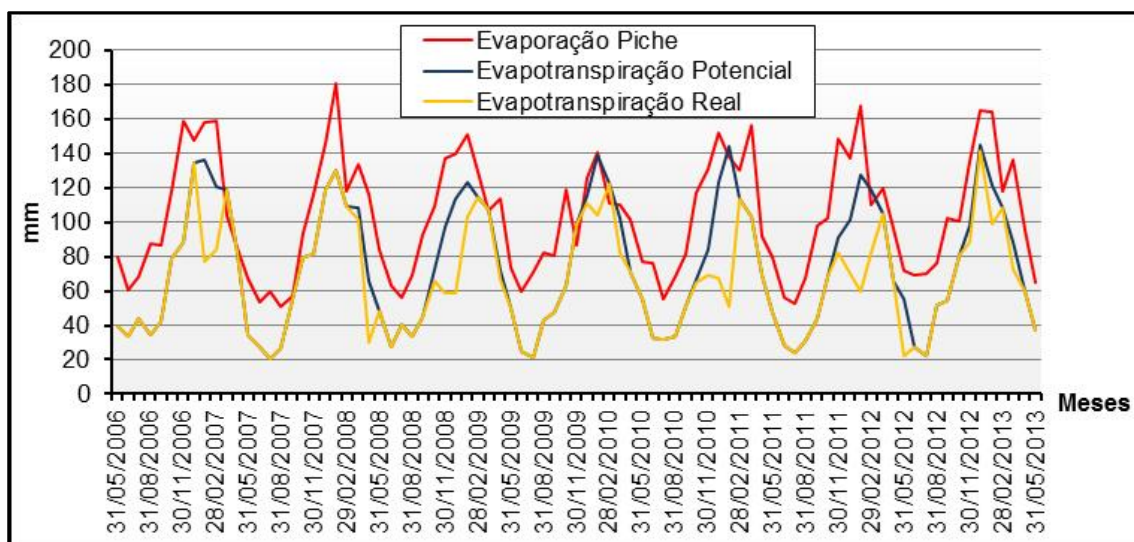


Figura 5.3 – Relação entre evaporação, evapotranspiração potencial e evapotranspiração real nos últimos 8 anos (Fonte dos dados: INMET).

Os coeficientes de correlação entre a evaporação medida e as evapotranspirações potencial e real são de 0,88 e 0,75, respectivamente.

Os mapas sinóticos selecionados para a elaboração da **Figura 5.4** indicam ciclones extratropicais formados entre a costa Argentina e a costa Uruguia, que se propagam em direção leste e nordeste, trazendo consigo frentes frias e, quando em fase com centros de alta pressão sobre o continente, formam pistas de vento paralelas à costa, que tendem a empilhar água na costa, causando as chamadas marés meteorológicas (Machado *et al.*, 2010).

Conforme relatado em inúmeros estudos na costa do RS (Almeida *et al.*, 1997; Calliari *et al.*, 1998; Serpa, 2008; Parise *et al.*, 2009; Maia, 2011; Sobral *et al.* 2011; Machado *et al.*, 2011; De-Zotti, 2012), as marés meteorológicas são responsáveis pela erosão de grandes volumes de sedimento da face da praia e cordão de dunas frontais, e esse abastecimento da topografia, associado a uma elevação no nível do lençol freático, pode facilitar a formação de um fluxosuperficial que inicia a formação dos sangradouros.

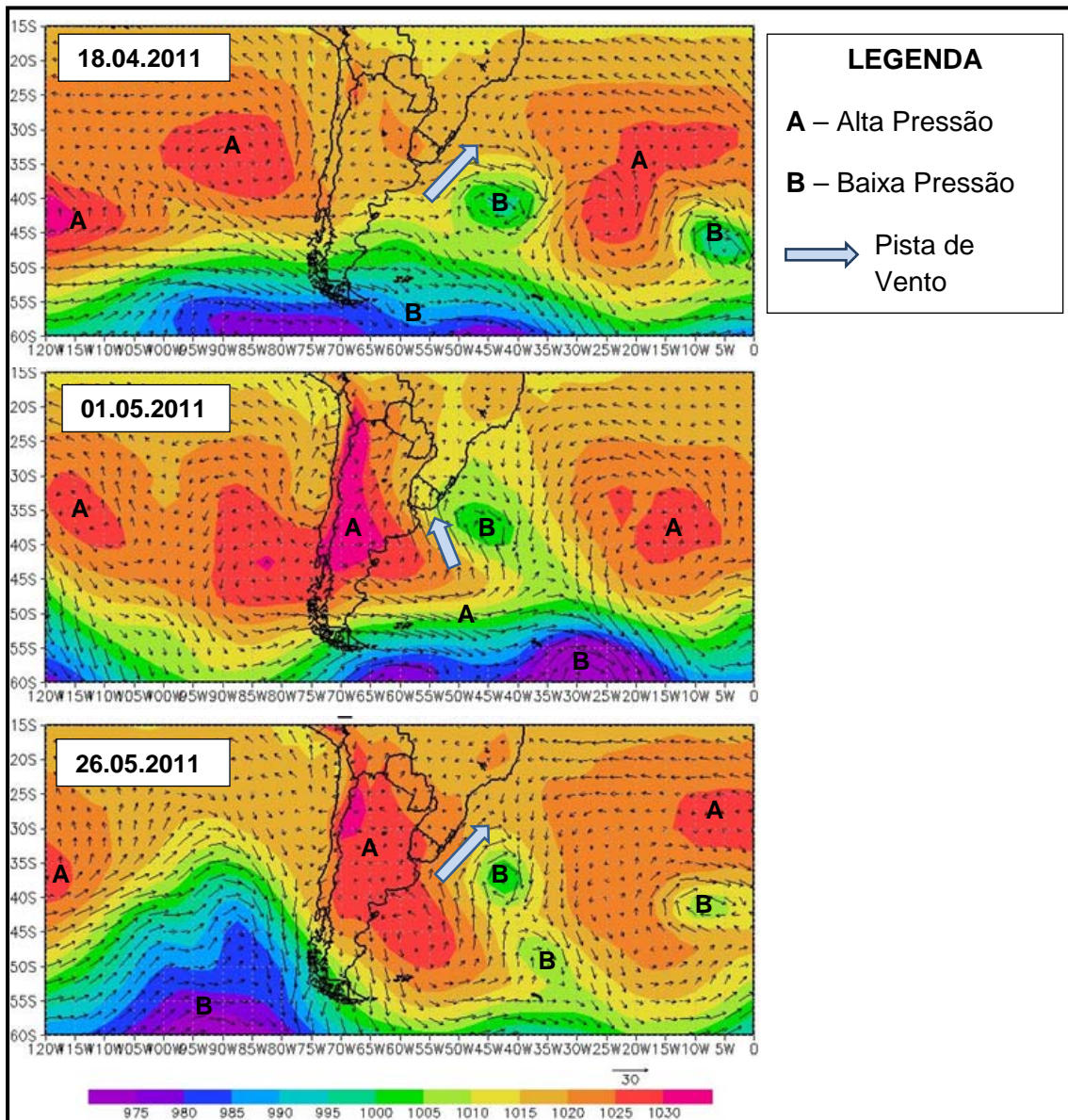


Figura 5.4 – Mapas sinóticos mostrando a formação de ciclones extratropicais entre 15.04.2011 e 28.05.2011.

Mediante análise de uma vetorização realizada um dia após o primeiro registro de abertura do sangradouro, percebe-se que não há variação significativa na posição das bordas, portanto a descarga líquida em direção ao oceano permanece constante(Figura 5.5).

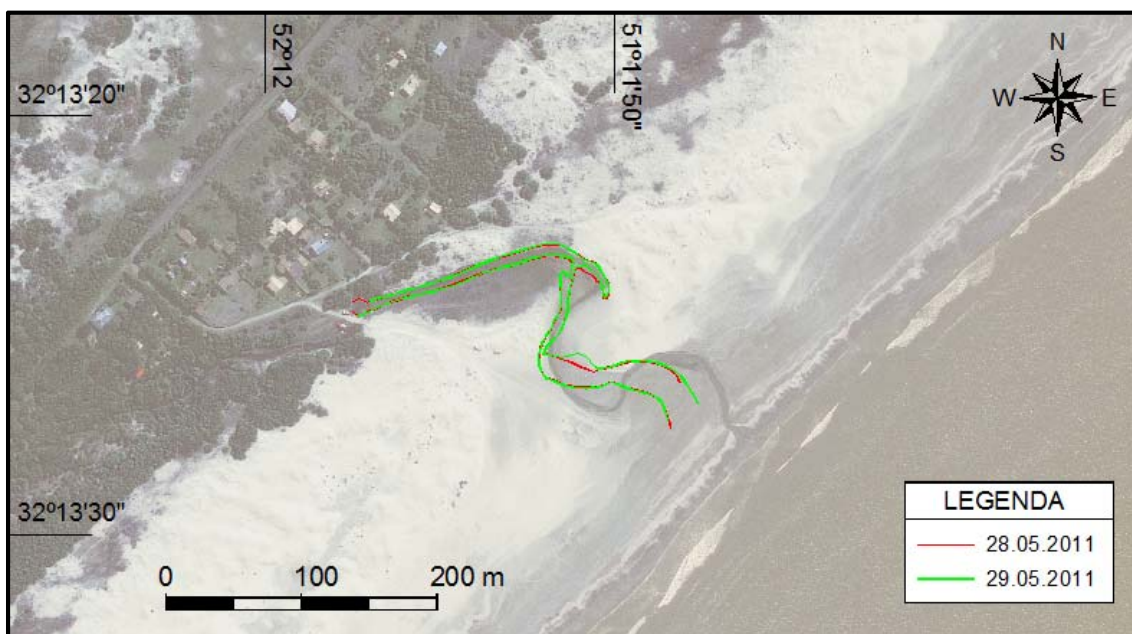


Figura 5.5 – Variação da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 28.05.2011 e 29.05.2011.

Após três meses e meio de permanência na face da praia, pode-se notar que o sangradouro em estudo perdeu parte de sua competência, apresentando um canal mais estreito e fluxo visualmente menor no dia 13.09.2011 (Figura 5.6). O caráter meandrante se manteve com ligeira variação da posição do meandro final, além de uma migração da desembocadura para nordeste. Essa variação está relacionada à predominância da deriva litorânea de SW para NE no período em questão, fato que será discutido novamente na **Seção 5.2.2**.

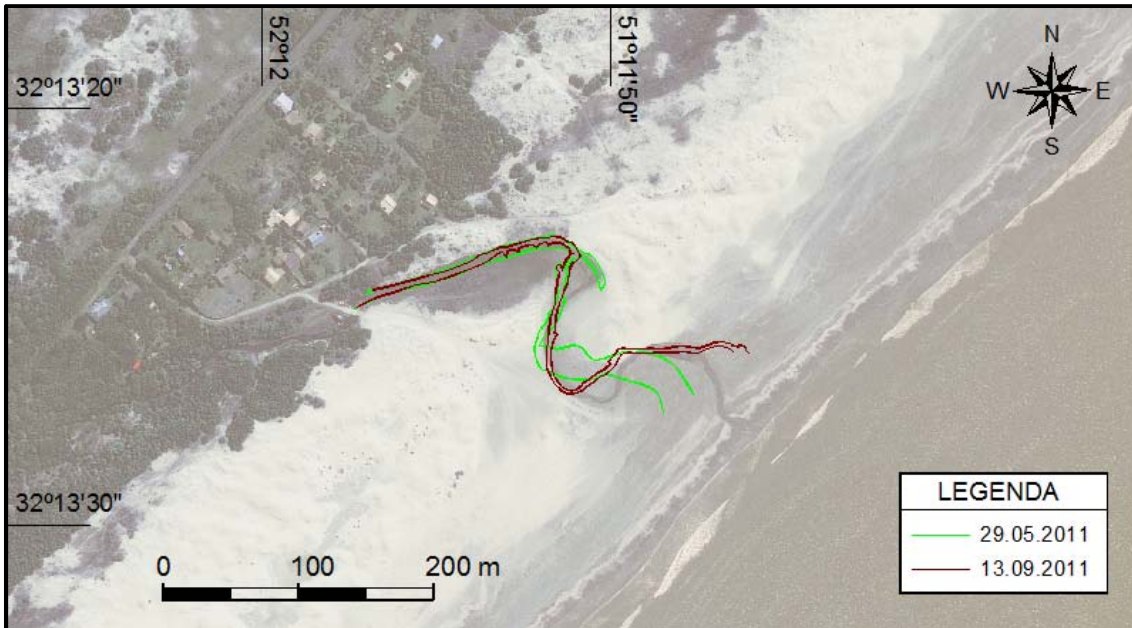


Figura 5.6 – Variação da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 29.05.2011 e 13.09.2011.

Quinze dias após a última campanha (Figura 5.7), já no início do mês de outubro, observou-se pouca alteração no padrão de escoamento e na posição do sangradouro do Parque dos Cata-ventos, que devido a um balanço hídrico negativo, apresentava um fluxo cada vez mais reduzido. Ao contrário do período anterior, observa-se que a desembocadura migrou para sul, fato que pode ser atribuído à predominância de deriva litorânea de NE para SW.

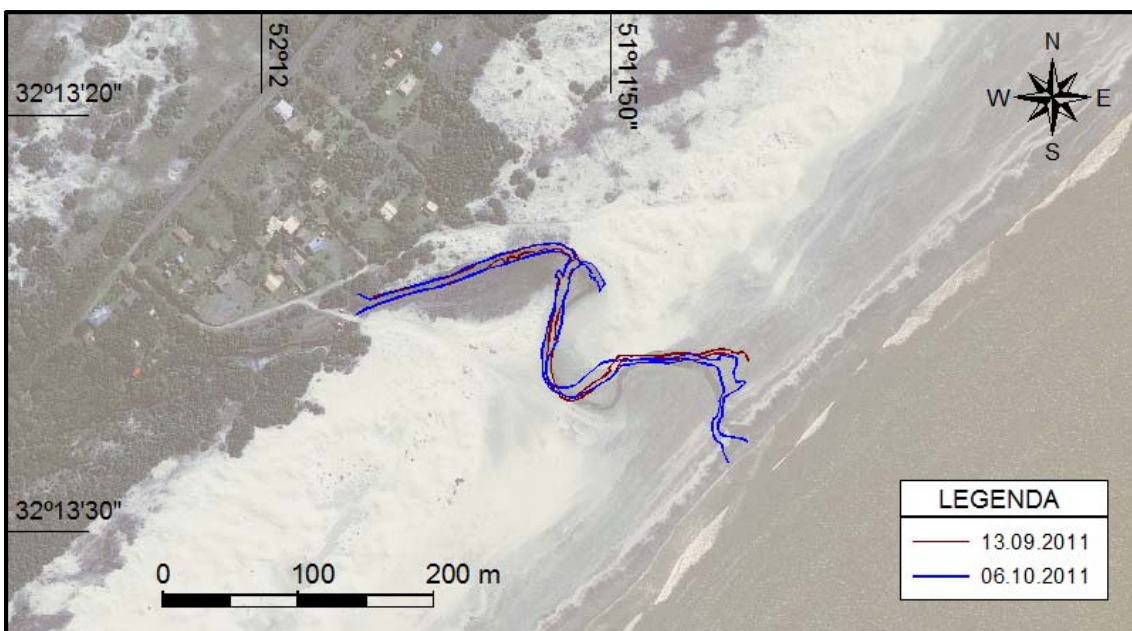


Figura 5.7 – Variação da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 13.09.2011 e 06.10.2011.

Depois de mais uma quinzena, o que se pode notar é um sangradouro ainda com fluxo reduzido (**Figura 5.8**), mas com seu canal mais meandrante e a desembocadura voltada para sul.



Figura 5.8 – Variação da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 06.10.2011 e 21.10.2011.

Nove dias após a última campanha(**Figura 5.9**), o que se confirma é a redução gradativa do fluxo do sangradouro, que apesar de aberto dá sinais de que seu ciclo de permanência na face da praia está se finalizando, devido à diminuição da carga hidráulica nas áreas úmidas atrás do cordão de dunas.

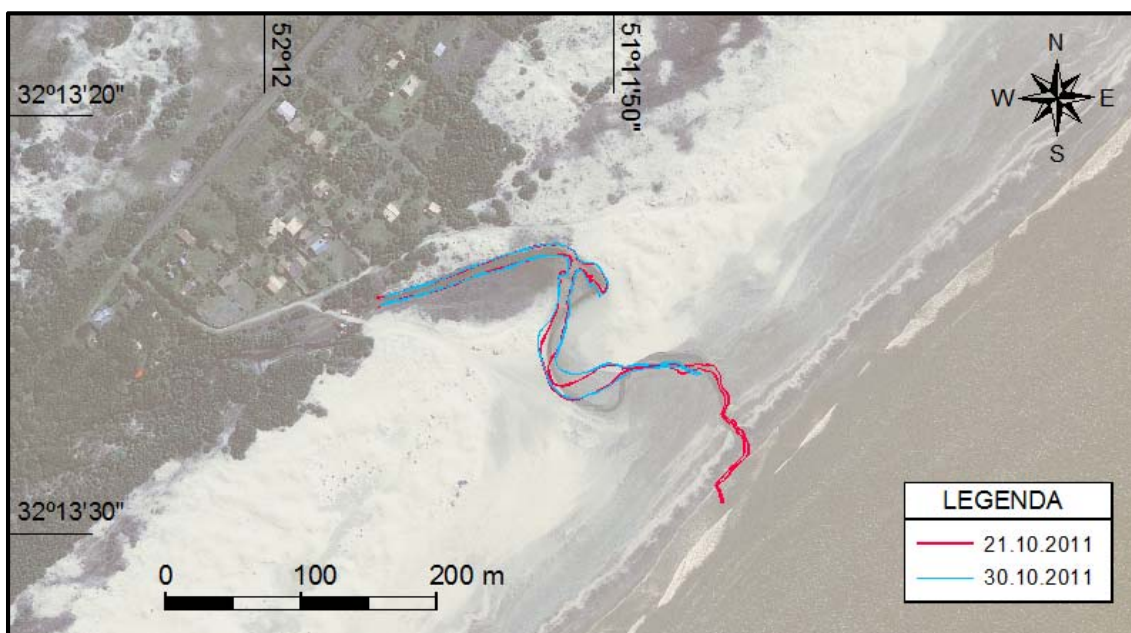


Figura 5.9 – Variação da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 21.10.2011 e 30.10.2011.

A passagem de um ciclone extratropical originado em frente à costa Uruguaia, que se manteve estacionado por vários dias em posição próxima à costa do Rio Grande do Sul (**Figura 5.10**), pode estar diretamente ligada à gradativa extinção do fluxo do sangradouro.

A **Figura 5.10** mostra um ciclone extratropical formado em frente à costa uruguaia, causando a formação de uma extensa pista de vento sobre o oceano e o conseqüente empilhamento de água na direção do continente.

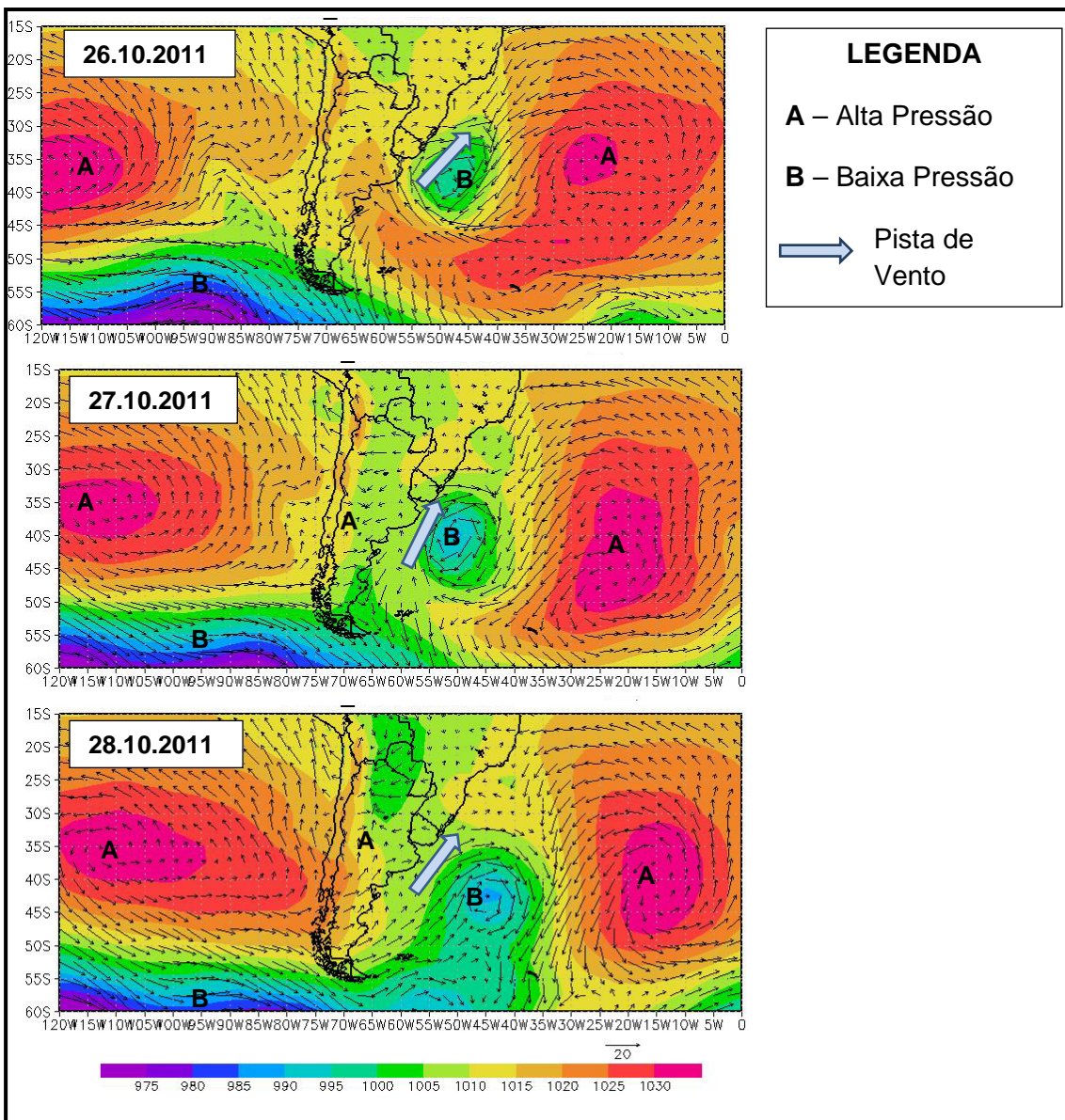


Figura 5.10 – Mapas sinóticos mostrando a formação de ciclones extratropicais entre 21.10.2011 e 30.10.2011.

O padrão de fechamento da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos manteve um padrão já observado em outros anos em estudos de Serpa (2008) e Serpa *et al.* (2011).

Csanady (1982) explica que após o desequilíbrio geostrófico causado pelo ciclone, a condição de equilíbrio pode levar até 5 dias para ser restabelecida.

No período compreendido entre 30.10.2012 e 05.11.2012(**Figura 5.11**), a reduzida vazão do sangradouro não se mostrou suficiente para manter o fluxo de água em direção ao oceano e, sob influência de uma maré meteorológica originada durante a passagem do ciclone extratropical descrito anteriormente, quando o sedimento da face da praia e das dunas embrionárias foi retrabalhado pela hidrodinâmica e depositado no antigo canal do sangradouro, fechando por completo sua conexão com o mar.

Nos primeiros estudos acerca do mecanismo de fechamento dos sangradouros, o transporte eólico de sedimentos era tido como fator preponderante no fechamento dos sangradouros, porém para o corpo de água em questão, a máxima não se confirma. A ação da hidrodinâmica costeira associada à elevação momentânea do nível do mar durante a passagem de tempestades se contrapõe ao fluxo do sangradouro do Parque dos Cata-ventos, e quando o mesmo não tem competência suficiente para manter-se ativo, acaba por ser represado até que a carga hidráulica dos meses mais úmidos rompa mais uma vez a face da praia, em um ciclo que tem se mostrado constante nos últimos anos.

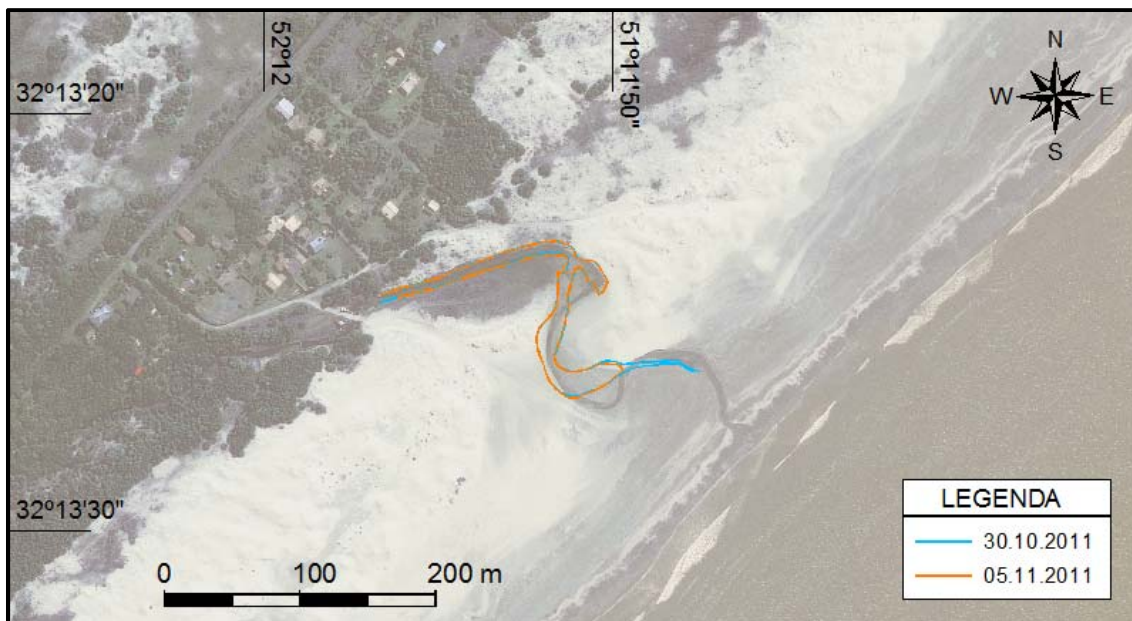


Figura 5.11 – Variação da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 30.10.2011 e 05.11.2011.

Durante uma campanha realizada 8 dias após monitorar o sangradouro fechado (**Figura 5.12**), o que se percebe é que tal corpo de água mantém, mesmo depois de fechado, um pequeno corpo hídrico entre o campo de dunas frontais. A baixa compactidade dos sedimentos arenosos nas bordas do sangradouro denota, mesmo com o sangradouro fechado, um fluxo subterrâneo de água em direção ao oceano, constante ao longo de todo o ano. Segundo Avila (2012), a descarga submarina de água subterrânea pode ser responsável por uma fração significativa do fluxo de água doce em áreas onde a descarga fluvial não é significativa. Os estudos realizados por Windom & Niencheski (2003) no litoral médio do RS indicam que diversos processos estão ativos na zona subterrânea de mistura entre água doce continental e água salgada marinha na região do Estreito.



Figura 5.12 – Variação da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos entre 05.11.2011 e 11.11.2011.

Serpa (2008), com o monitoramento constante de poços instalados na face da praia e no cordão de dunas, mostrou que a direção de escoamento do sangradouro, mesmo nos meses mais quentes, se mantém do continente para o oceano, através do fluxo subterrâneo do lençol freático. O sangradouro do Parque dos Cata-ventos, portanto, constitui uma interrupção permanente no cordão de dunas frontais, e por consequência um ponto de alta sensibilidade a elevações efêmeras do nível do mar. O mesmo necessita de taxas de precipitação elevadas para sua abertura, mas sua permanência está diretamente ligada à sazonalidade regular das taxas de evaporação, tornando-se possível uma previsão de seu ciclo anual.

Para estabelecer uma comparação em maior escala temporal, foi realizada uma campanha de medição das bordas do sangradouro do Parque dos Cata-ventos cerca de um ano após o último monitoramento(**Figura 5.13**).

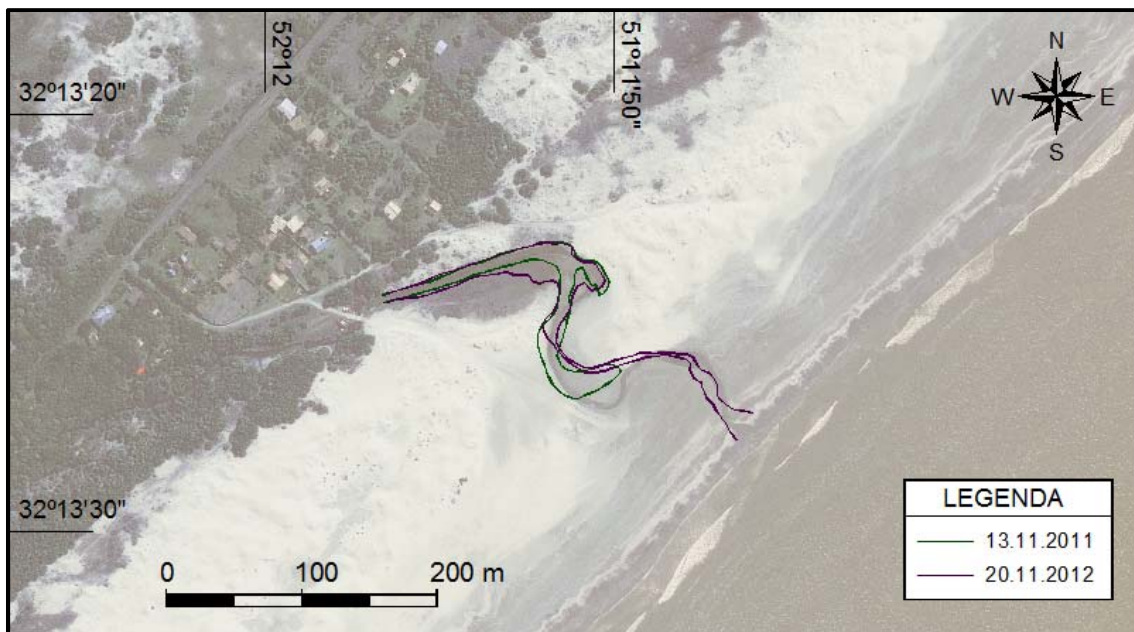


Figura 5.13 – Variação anual da posição da desembocadura do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos.

A **Tabela 5.2** exprime as taxas mensais de precipitação e evaporação para o ano de 2012, de acordo com dados fornecidos pelo INMET.

Tabela 5.2 – Taxas mensais de precipitação e evaporação de 2012 (Fonte: INMET).

Meses de 2012	Precipitação (mm)	Evaporação (mm)	Diferença P-E (mm)	Sazonal
Janeiro	39	167,5	-128,5	
Fevereiro	77,6	110,1	-32,5	-162,6
Março	118,2	119,8	-1,6	
Abril	81,1	96,2	-15,1	
Maio	7,8	71,4	-63,6	-73,6
Junho	74	68,9	5,1	
Julho	104,8	70	34,8	
Agosto	113	75,8	37,2	107,5
Setembro	137,8	102,3	35,5	
Outubro	90,2	100,6	-10,4	
Novembro	51	135,8	-84,8	-123,5
Dezembro	136,4	164,7	-28,3	

De acordo com o balanço hídrico de 2012 (**Tabela 5.2**), o ano de 2012 foi mais seco que o anterior, porém os meses de setembro e outubro mantiveram altas taxas de precipitação, o que reflete em um maior acúmulo de água na região posterior às dunas frontais. Durante a campanha de 20.11.2012, o sangradouro apresentava um fluxo reduzido, com indícios de abertura artificial. De acordo com relato de moradores locais, para evitar inundações nas zonas baixas adjacentes, o canal do sangradouro é aberto artificialmente com o auxílio de retro escavadeira, fato comprovado em estudos anteriores de Serpa (2008), que presenciou aberturas efêmeras de cunho antrópico nos meses de verão.

Diante dos resultados observados na **Seção 5.1.1**, e dos resultados obtidos por Serpa (2008), o Sangradouro do Parque dos Cata-ventos pode ser enquadrado, de acordo com a classificação de Pereira da Silva (1998), como intermitente quanto à sua permanência na face da praia, porém alterna entre os 2 estágios de forma, permanecendo meandrante quando aberto e anastomosado quando perde sua competência pouco antes de fechar. Convém observar que nesse caso o fluxo se extingue pouco tempo após a abertura. A abertura do sangradouro está diretamente relacionada à sazonalidade das taxas de evaporação e evapotranspiração, que por sua vez dependem da marcada sazonalidade da temperatura no Estado, e essa abertura parece

ocorrer durante ou logo após a passagem de tempestades entre os meses de maio e junho (**Figura 5.2**). O fechamento desse corpo de água também está relacionado ao balanço hídrico, ocorre geralmente entre os meses de outubro e novembro, a elevação do nível do mar durante as marés meteorológicas é componente fundamental desse fenômeno. Na área onde se forma o sangradouro o cordão de dunas frontais não mais se restabelece, devido ao seu caráter intermitente e por sofrer ação antrópica. Tal sangradouro ocorre em uma porção da Praia do Cassino onde a urbanização ainda é incipiente, por isso seu estudo pode servir como elo entre sangradouros em áreas urbanizadas e sangradouros em áreas naturais, no caso de uma análise evolutiva. Os moradores locais alegam que a abertura artificial do sangradouro é realizada eventualmente para evitar inundações nos assentamentos adjacentes.

5.1.2. Estudo de caso: Fechamento do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos devido ao impacto de uma maré meteorológica

No ano de 2007, baseado em uma série de dados medidos “*in situ*”, aliados a outros de ordem meteorológica e hidrodinâmica, tentou-se quantificar a variação do nível do mar devido à ação de ventos, ondas e gradiente de pressão atmosférica, identificada como responsável pela extinção do fluxo do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos através da criação de uma barra arenosa na face da praia. Os dados apresentados nesta seção foram publicados em periódico internacional por Serpa *et al.* (2011).

A **Figura 5.14**, elaborada a partir de dados de onda modelados para águas profundas com o WW3 e transformados para uma profundidade de 10 m através de um modelo refração/difração (Melo & Guza, 1991), mostra a evolução da altura significativa das ondas entre os dias 4 e 5 de Novembro de 2007.

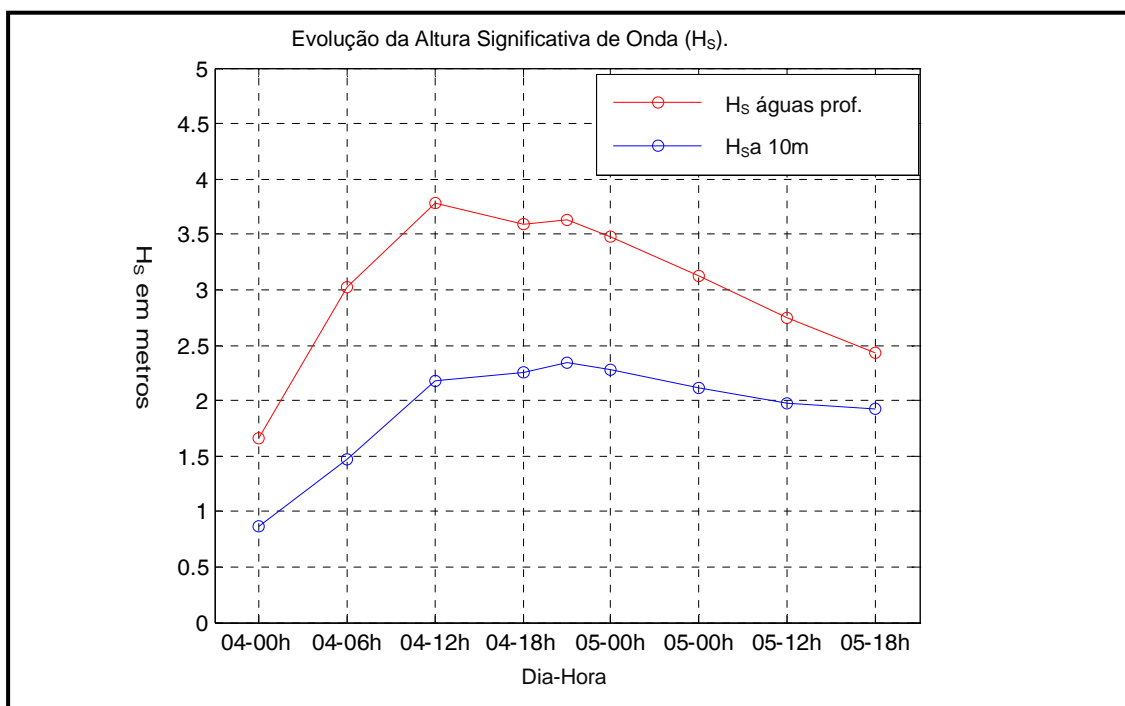


Figura 5.14 –Variação na altura de onda no momento mais energético da maré meteorológica (Modificado de Serpa *et al.*2011).

A **Tabela 5.3** mostra as características dinâmicas utilizadas para o cálculo da elevação total do nível do mar causada pela maré meteorológica e pelos efeitos de elevação (“*set-up*”) por quebra de ondas e espriamento.

Tabela 5.3 – Dados de ondas, vento e pressão atmosférica, utilizados para o cálculo das componentes da elevação do nível do mar (Modificado de Serpa *et al.* 2011).

Dias	H_0 (m)	T (s)	Vento (m/s)	Pressão Atm. (dPa)
02.11.2007	1,38	9,26	3,80	1007
03.11.2007	1,83	12,29	5,90	1003
04.11.2007	3,59	11,17	10,80	1012
05.11.2007	2,43	11,17	6,90	1017
06.11.2007	1,11	11,17	4,50	1018

Uma área de baixa pressão no Oceano Atlântico, formando um ciclone extratropical, em fase com um centro de alta pressão vindo do Oceano Pacífico pode ter sido responsável pelo aumento da velocidade dos ventos de SW, resultando em uma ampla pista de vento (**Figura 5.15**). Os mapas sinóticos de três dias consecutivos mostram a evolução da pista de vento ao longo do período de ocorrência da maré meteorológica. É possível notar que em

03.11.2007 ventos soprando de SW podem ser vistos próximo às costas argentina e uruguaia. No dia 04.11.2007, os ventos de SW atingem a costa do Rio Grande do Sul, estabelecendo a pista de vento, que em 05.11.2007 acaba por se dissipar (**Figura 5.15**).

Bowden (1983) propõe a inclusão de uma onda de gravidade gerada em determinada localidade, que poderia viajar ao longo da plataforma continental como uma onda de Kelvin, com velocidade de propagação calculada através da equação $c=(gh)^{1/2}$, onde c expressa a celeridade, g a aceleração da gravidade e h a profundidade.

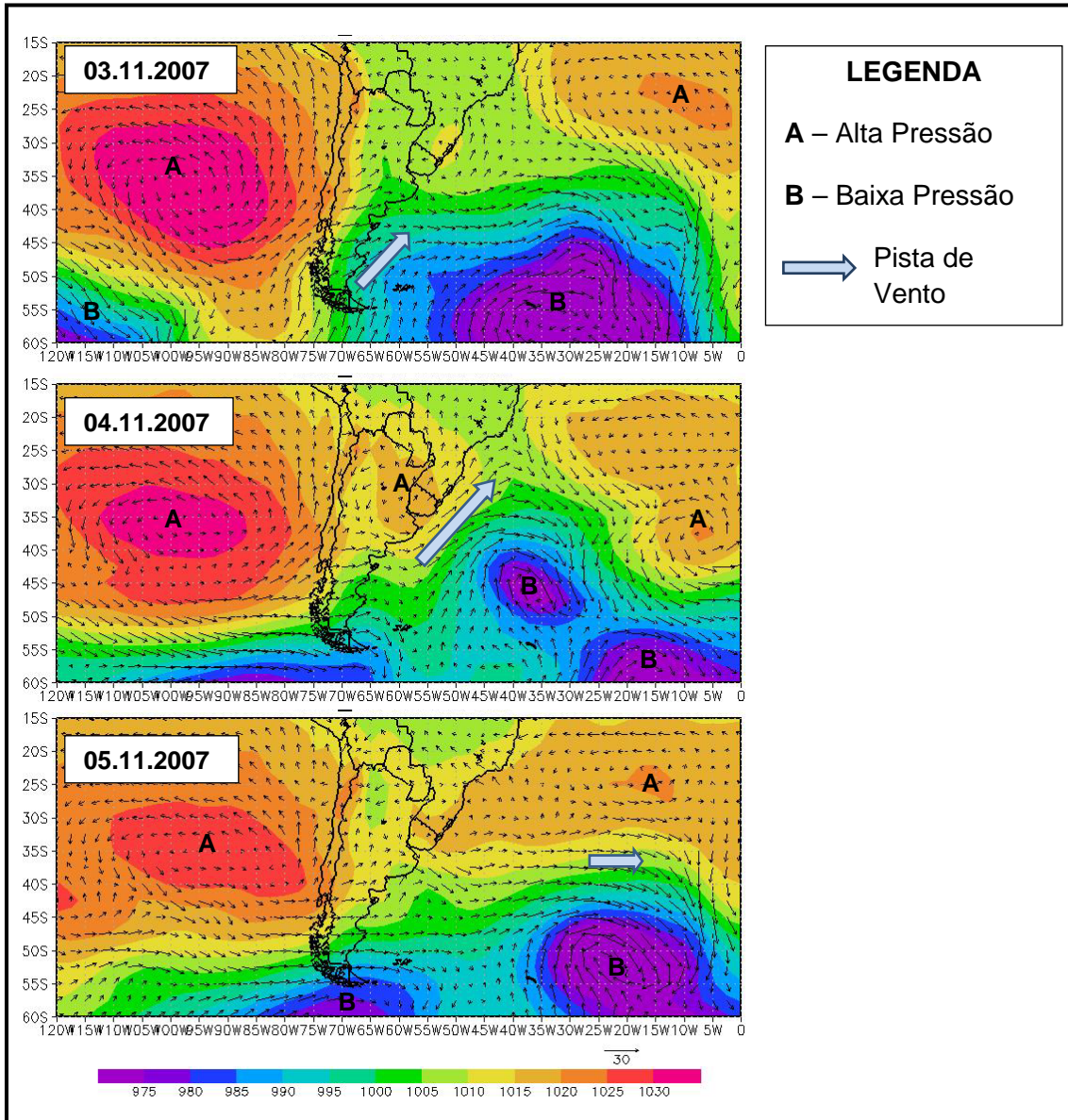


Figura 5.15 – Mapas sinóticos mostrando a formação de um ciclone extratropical entre 03.11.2007 e 05.11.2007.

Através da aplicação das **Equações 4.2, 4.3 e 4.4** foram calculadas as componentes da elevação do nível do mar na costa (**Tabela 5.4 e Figura 5.16**). Os resultados obtidos para a elevação total do nível do mar revelaram valor significativo no dia 04.11.2007, quando comparado com os dias anteriores e posteriores. Analisando os resultados de cada componente, pode-se observar que os valores de elevação pela ação do vento foram fundamentais para essa diferença.

Tabela 5.4 – Resultados da elevação do nível do mar devido aos fatores meteorológicos e hidrodinâmicos. (Modificado de Serpa *et al.* 2011).

Dias	Elevação do nível do mar calculada (m)				
	Maré	Vento	Ondas	Pressão	Total
02.11.2007	0,700	0,138	0,215	0,129	1,182
03.11.2007	0,700	0,380	0,328	0,169	1,577
04.11.2007	0,600	1,633	0,418	0,080	2,731
05.11.2007	0,600	0,550	0,344	0,030	1,524
06.11.2007	0,400	0,203	0,232	0,020	0,855

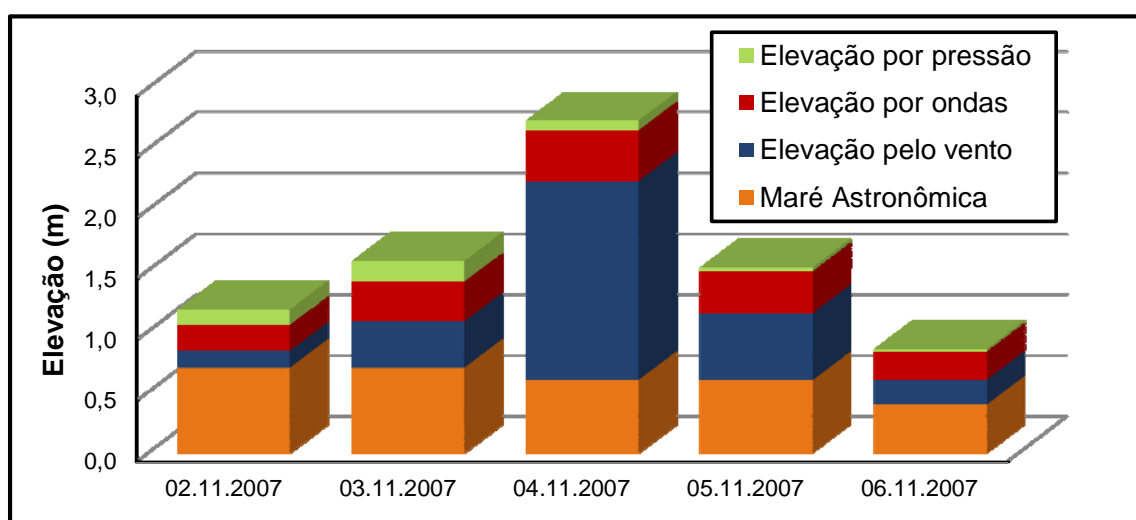


Figura 5.16 – Representatividade de cada fator na elevação do nível do mar no período de estudo.

Os dados dos modelos apresentados na **Figura 5.16** mostram o impacto na face da praia de uma maré meteorológica que ocorreu no dia 04.11.2007. Os resultados evidenciaram uma variação morfodinâmica na face da praia, causada por uma sobre elevação do nível do mar e a conseqüente mudança na posição das zonas de surfe e de espraiamento, gerando considerável remobilização de sedimentos em curto período.

Maia (2011), utilizando metodologia similar, desenvolveu um modelo analítico baseado em fórmulas determinísticas, simulou a elevação do nível do mar durante eventos extremos e confrontou os resultados com um modelo digital do terreno do Balneário Hermenegildo, localidade de alto risco que apresenta tendências erosivas por causas naturais e antrópicas. O autor ainda

estabeleceu uma correlação com dados de campo medidos por Pariseet *al.* (2009), encontrando um valor positivo de 0,66. O autor concluiu que a elevação pela ação de ventos paralelos à costa é a principal forçante da elevação total, e simulou, em um modelo digital do terreno, cenários de inundações para elevações do nível do mar de 2 a 5 metros.

A **Figura 5.17** mostra fotos tiradas durante (A) e após (B e C) a passagem da maré meteorológica calculada anteriormente.

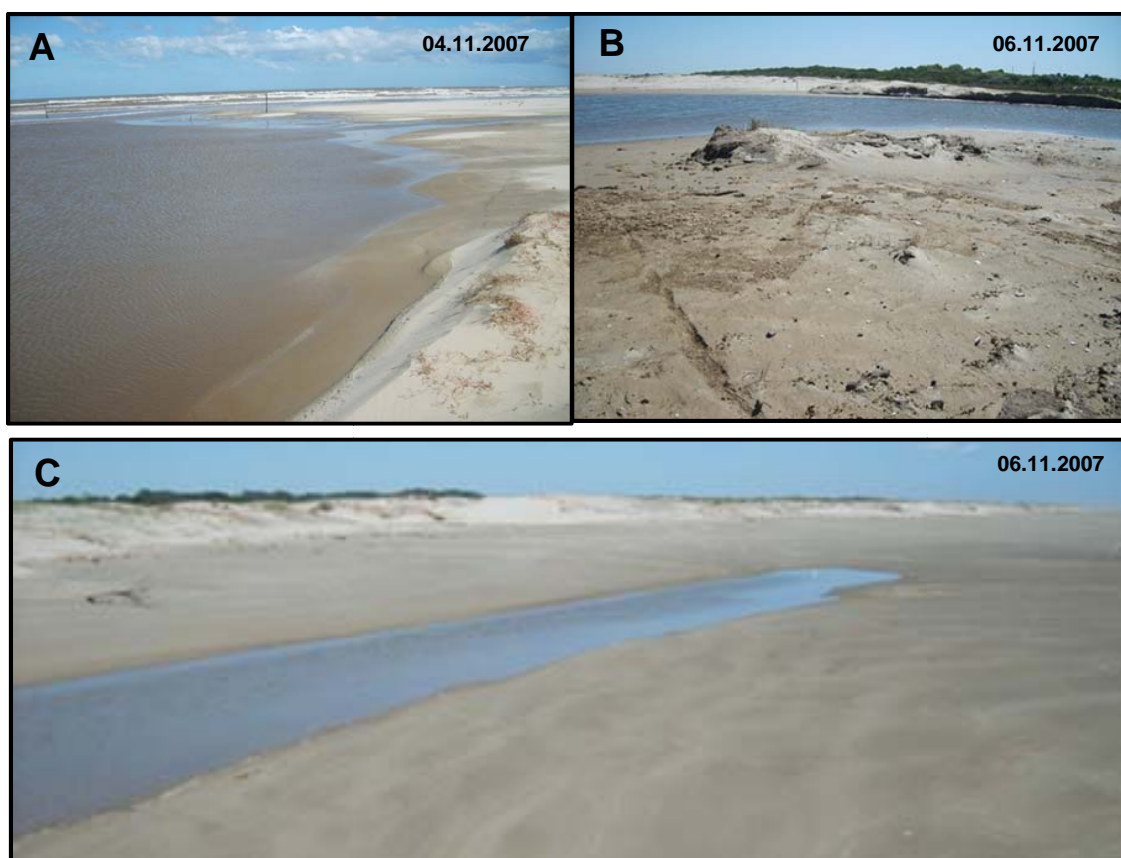


Figura 5.17. – A: Sangradouro do Parque dos Cata-ventos durante a passagem de uma maré meteorológica. B: Duna frontal erodida. C: Barra arenosa criada, que colmatou o canal do sangradouro.

A partir da análise de modelos digitais do terreno, foi identificado um ponto erosivo no cordão de dunas embrionárias, e uma barra acresciva formada na face da praia, que soterrou o canal do sangradouro, extinguindo seu fluxo. Cabe observar que a representação da invasão do nível do mar na **Figura 5.18** (em azul translúcido) é meramente ilustrativa.

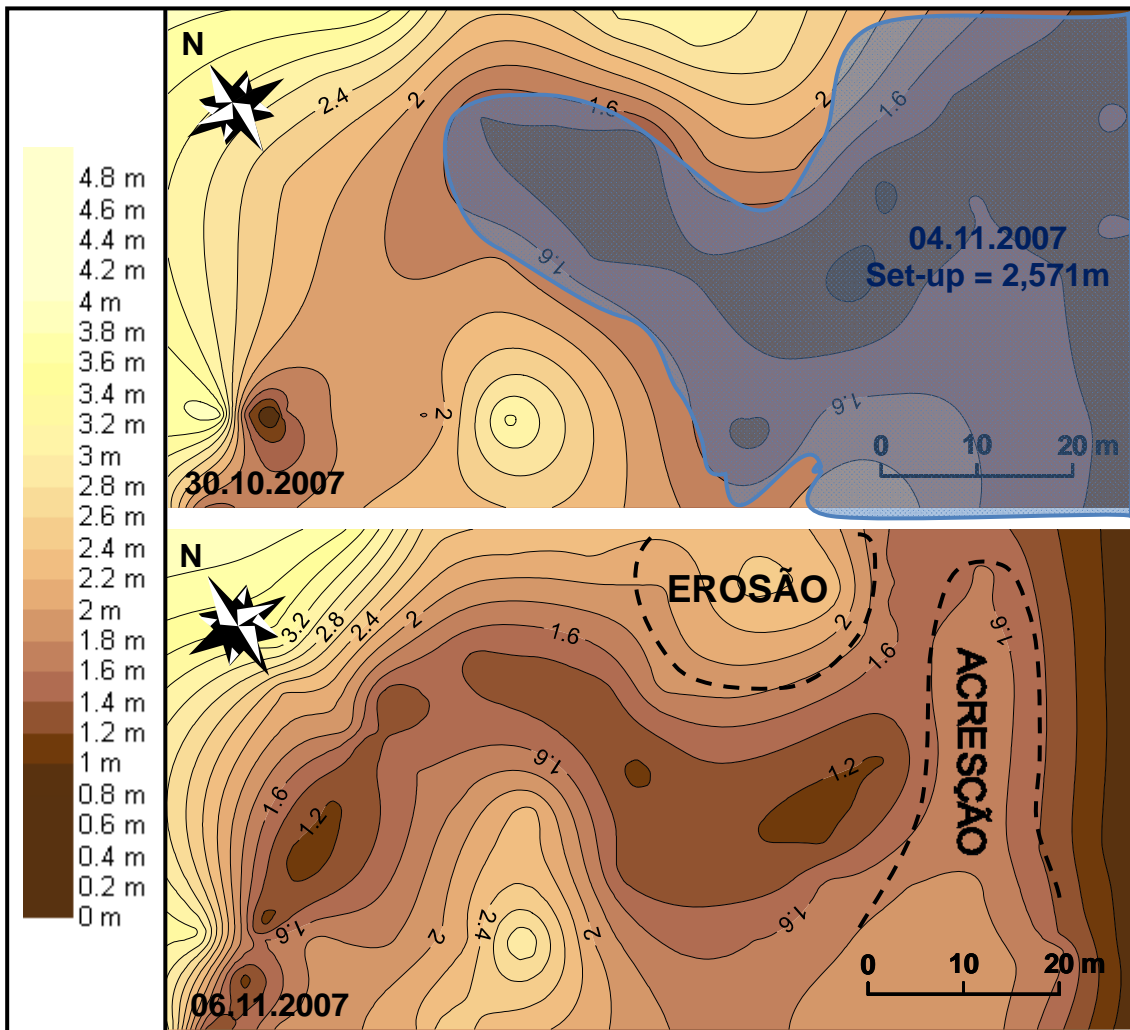


Figura 5.18 – Modelos digitais do terreno em dois momentos, antes e após o fechamento do referido sangradouro, mostrando pontos de erosão e acresção na face da praia e no cordão de dunas (Modificado de Serpa, 2008 e Serpa *et al.*, 2011).

Antes desse estudo, a teoria mais aceita para o fechamento de sangradouros intermitentes como o formado no Parque dos Cata-ventos era baseado apenas no balanço hídrico e no transporte eólico de sedimentos. Marés meteorológicas e sua consequente elevação do nível do mar eram relacionadas à erosão do cordão de dunas e à abertura de sangradouros, mas não o oposto.

Visando comprovar a teoria de que a maré meteorológica e sua consequente remobilização de sedimentos da face da praia e do cordão de dunas foram fatores preponderantes para o fechamento do sangradouro em estudo, foram coletadas amostras de solo superficial em pontos específicos da face da praia e cordão de dunas, que foram analisadas em laboratório.

Foram coletadas quatro amostras de solo superficial (**Figura 5.19**), uma no leito do sangradouro (Ponto 1), uma no cordão de dunas embrionárias erodido (Ponto 2), uma na barra arenosa responsável por cessar o fluxo do sangradouro (Ponto 3) e uma na zona de espraiamento (Ponto 4).

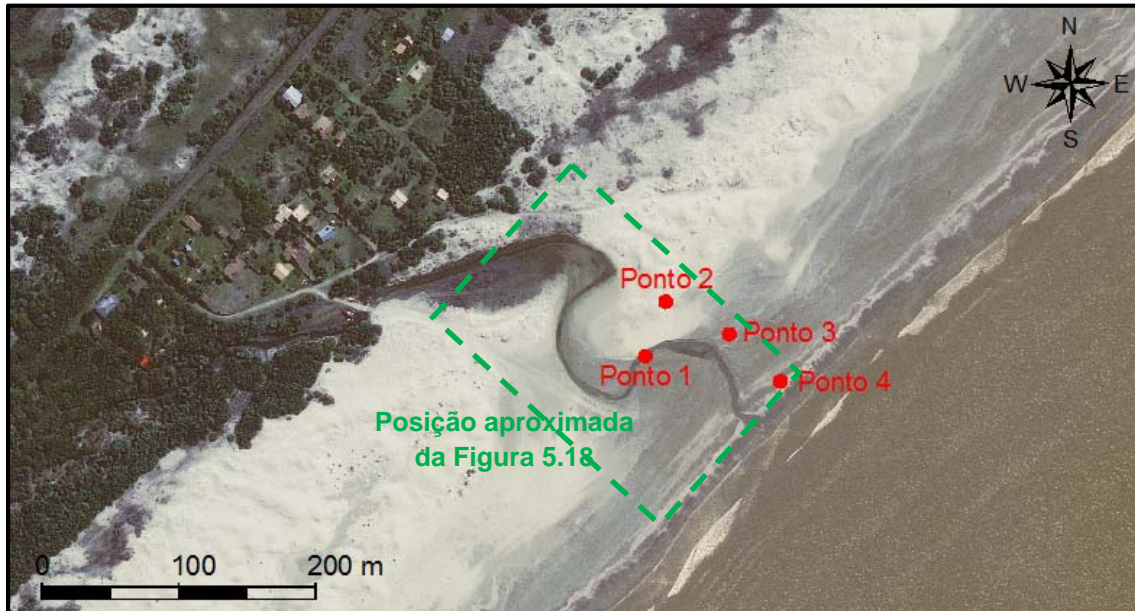


Figura 5.19 – Pontos de coleta de sedimento para análise granulométrica em 06.11.2007.

Foram elaborados gráficos de frequência simples, com o objetivo de caracterizar os sedimentos após ocorrência de uma maré meteorológica, conforme estudos anteriores de Serpa (2008) e Serpa *et al.* (2011).

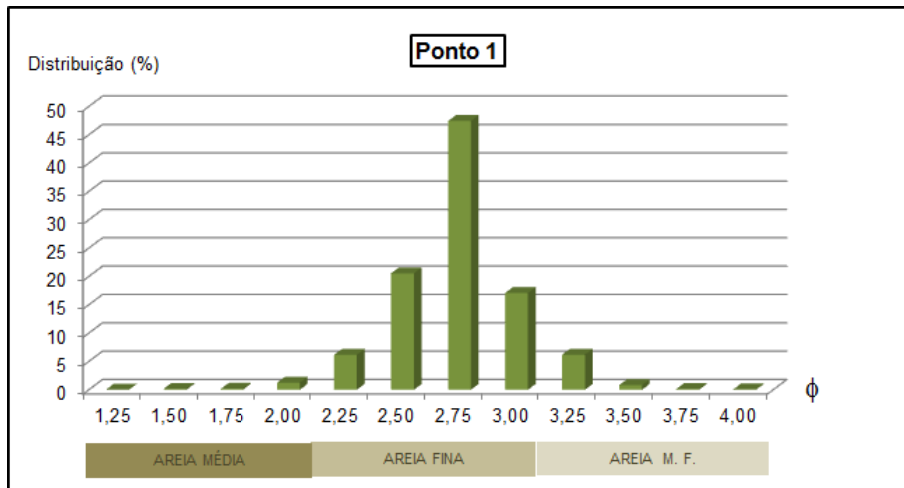


Figura 5.20 – Distribuição granulométrica da amostra coletada no Ponto 1.

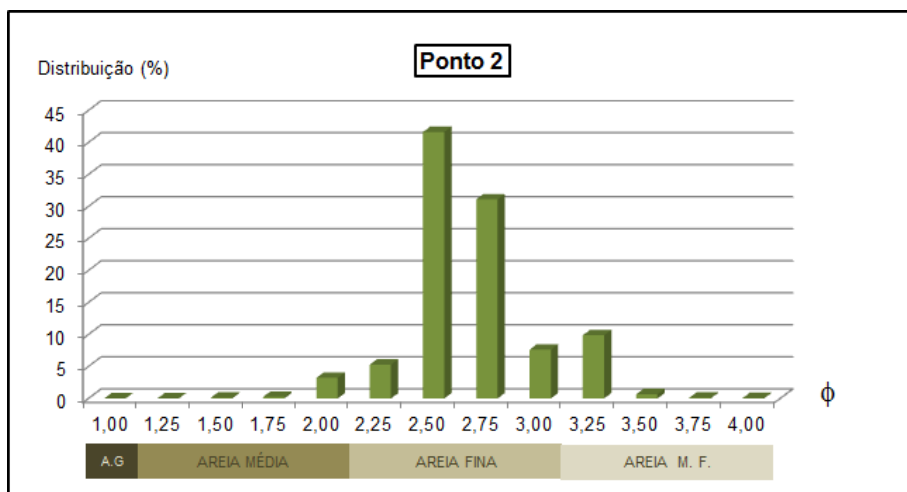


Figura 5.21 – Distribuição granulométrica da amostra coletada no Ponto 2.

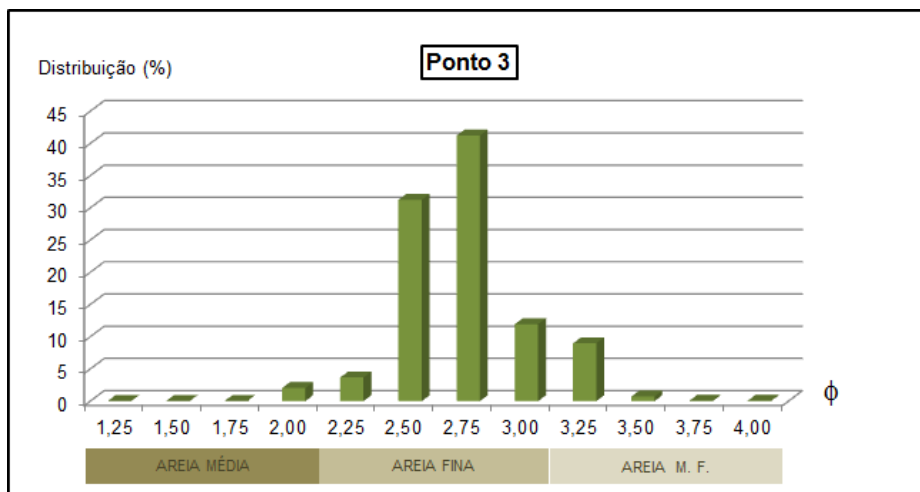


Figura 5.22 – Distribuição granulométrica da amostra coletada no Ponto 3.

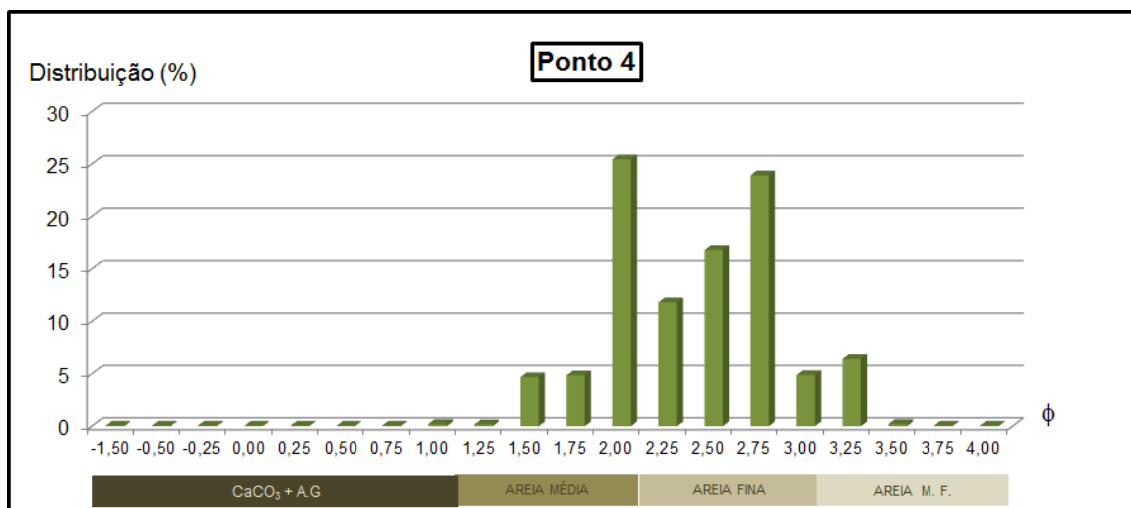


Figura 5.23 – Distribuição granulométrica da amostra coletada no Ponto 4.

Os resultados obtidos na análise granulométrica (**Figuras 5.20 a 5.23; Tabela 5.5**) atribuem à amostra do Ponto 1 o caráter de areia fina típica de dunas, que pode ter sido transportada para dentro do sangradouro por transporte eólico, e à amostra do Ponto 4 o caráter de sedimento típico de face de praia após a passagem de eventos de grande energia, com traços de sedimentos bioclásticos.

Tabela 5.5 – Coleta de sedimentos no entorno do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos, em 06.11.2007.

Amostra	Média (φ)	Mediana (φ)	Seleção	Assimetria	Curtose
Ponto 1	2,612	2,614	0,2741	-0,008392	1,3600
Ponto 2	2,539	2,497	0,2974	0,2177	1,2660
Ponto 3	2,594	2,579	0,2767	0,1339	1,1770
Ponto 4	2,265	2,285	0,4667	-0,04283	0,9126

Amostra	Classificação	Seleção	Assimetria	Curtose
Ponto 1	Areia fina	Muito bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Leptocúrtica
Ponto 2	Areia fina	Muito bem selecionado	Positiva	Leptocúrtica
Ponto 3	Areia fina	Muito bem selecionado	Positiva	Leptocúrtica
Ponto 4	Areia fina	Bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica

De acordo com os histogramas de frequência simples, é possível observar grande similaridade entre as amostras coletadas nos Pontos 2 e 3, locais correspondentes à duna embrionária erodida e à barra arenosa criada, respectivamente. A presença de traços de minerais pesados em ambas as amostras reforça a constatação de que o sedimento da duna erodida foi responsável pela formação da barra arenosa. A concentração de minerais pesados se mostrou sensível a eventos de grande energia, apresentando um aumento geral em suas concentrações, observação corroborada pelo efeito de marés meteorológicas na costa do RS (Siegle & Calliari, 2008).

Os resultados obtidos a partir da análise dos dados de elevação do nível do mar (**Tabela 5.4**) sugerem que fortes ventos soprando de SW podem ser os principais responsáveis pela abrupta elevação do nível do mar durante o período de estudo, devido à sua capacidade de empilhamento de água na costa através do Efeito de Ekman. Contudo, a componente da elevação do nível do mar pela alta ondulação que incidiu ao mesmo tempo não deve ser negligenciada, pois pode ter contribuição notável para a elevação total. Além disso, de acordo com os mapas sinóticos elaborados, há evidências de que o ciclone extratropical que impactou a costa no dia 04.11.2007 já havia criado uma pista de vento similar ao longo do litoral argentino, dezenas de horas antes.

O sangradouro em estudo tem se mostrado altamente sensível ao tipo de maré meteorológica estudado neste capítulo, e os levantamentos topográficos, as amostras coletadas e dados modelados sugerem que o fechamento desses corpos de água ocorre concomitantemente com tais fenômenos.

A análise morfodinâmica dos modelos digitais do terreno antes e após a elevação do nível do mar leva a crer que os sedimentos erodidos do cordão de dunas frontais, mais precisamente das dunas embrionárias adjacentes ao sangradouro, foram remobilizados durante o evento e assorearam o canal. De acordo com os resultados das análises granulométrica, as amostras correspondentes ao Ponto 2 (dunas embrionárias) e ao Ponto 3 (barra arenosa), apresentam notável semelhança, o que reforça as constatações anteriores.

Outro fato a ser observado é que o cordão de dunas frontais na área desse sangradouro, assim como de outros corpos de água intermitentes da costa, não mais se reconstitui ao longo dos meses mais secos, constituindo assim uma área perenemente sensível a alagamentos.

5.2. Barra do Estreito

Os resultados mostrados a seguir, provindos dos dados adquiridos na porção do litoral médio do Estado do Rio Grande do Sul denominada Barra do Estreito, foram obtidos de forma similar às descritas no capítulo anterior, porém buscando verificar parâmetros e tendências. Assim como no sangradouro intermitente formado na Praia da Querência, a Desembocadura da Lagoa do Estreito tem sua permanência na face da praia controlada por fatores meteorológicos, hidrodinâmicos, hidrogeológicos e morfodinâmicos. A bacia hidrográfica de tal corpo de água foi estimada em 94,76 km², tomando como divisores de água a estrada BR-101 e a área de influência de outros sangradouros presentes em áreas adjacentes à Lagoa do Estreito. A contribuição da bacia hidrográfica para a vazão da desembocadura é de difícil mensuração, pois a presença da Lagoa do Estreito como amortecedor de cheias favorece o fluxo de água continental via lençol freático.

A variação da posição da linha de costa na região da Barra do Estreito, inferida através da análise de imagens pretéritas, foi confrontada com a medição de pontos topográficos com o auxílio de GPS geodésico no ano de 2012, porém os resultados não foram conclusivos, pois a variação foi demasiado reduzida para se estabelecer uma tendência.

5.2.1. Migração do Campo de Dunas Transgressivo

A partir da análise de imagens aéreas pretéritas, devidamente georreferenciadas ou registradas com o auxílio de software SIG, foi possível estabelecer comparações entre os diferentes estágios de evolução da área em estudo. A **Figura 5.24** mostra a vetorização a partir de imagens aéreas da posição do campo de dunas transgressivas, visando quantificar a antes iminente colmatação da Lagoa do Estreito.

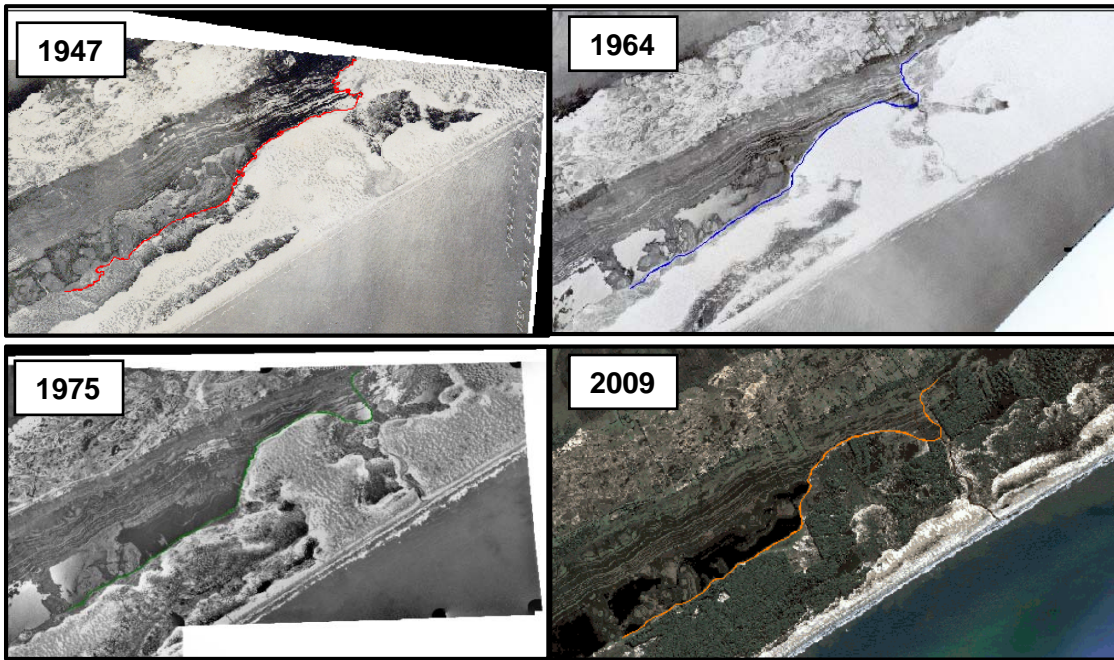


Figura 5.24 – Vetorização da posição do cordão de dunas transgressivas a partir de mosaicos de imagens pretéritas e atuais.

A Figura 5.25 mostra uma comparação entre as vetorizações realizadas nos 4 momentos descritos.

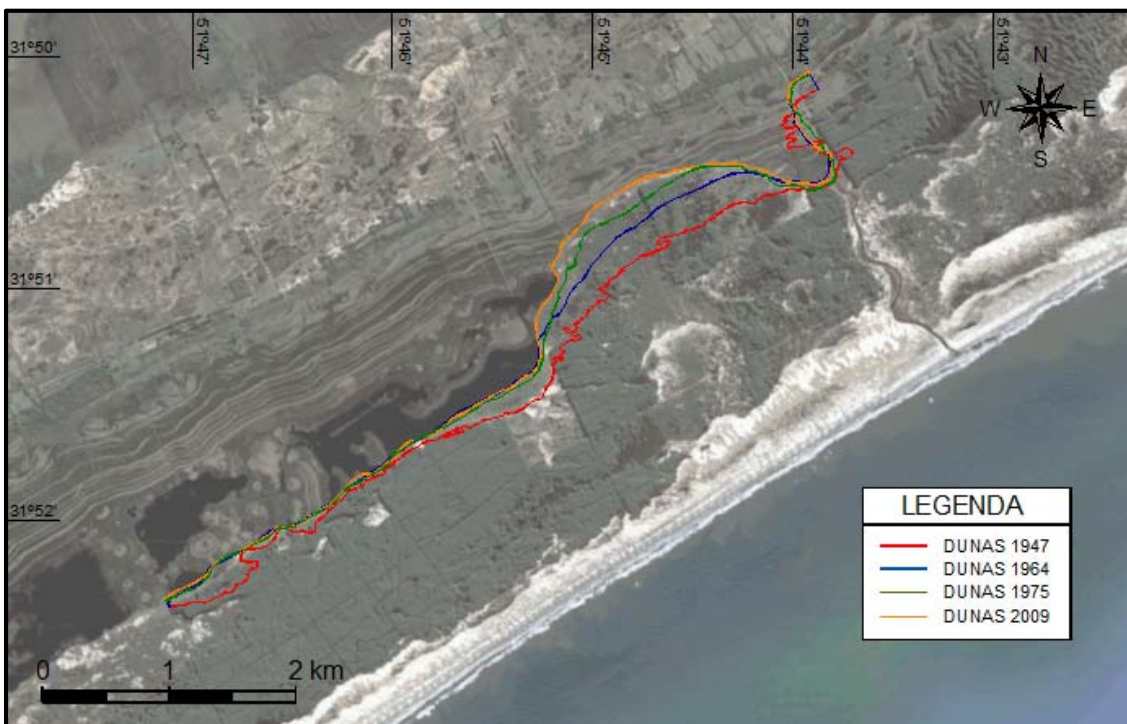


Figura 5.25 – Comparação entre as vetorizações descritas anteriormente.

A imagem de fundo das Figuras 5.25, 5.26, 5.27 e 5.28 é do ano de 2009, no qual o campo de dunas citado encontra-se natural e antropicamente vegetado e consideravelmente estável.

A região em evidência foi selecionada para o estudo por apresentar características que traduzem de maneira satisfatória a região do Estreito, e por ter recebido o impacto da ação antrópica com a implantação da silvicultura ao longo do período analisado. Constatou-se que os ambientes que mais sofreram alterações quantitativas, pela interferência dos plantios de pinus e respectivas áreas de manejo, foram as dunas e os brejos úmidos (Gianuca & Tagliani, 2012).

Para a elaboração das figuras a seguir foi utilizada como base uma imagem da Barra do Estreito do ano de 2009, extraída do programa Google Earth®.

Como pode ser observado na **Figura 5.26**, entre 1947 e 1964 o campo de dunas transgressivas interior, que experimentava um momento de notável arenização, progradiu em direção à Lagoa do Estreito via transporte eólico, movido pelos ventos de nordeste, que de acordo com Kruscheet *al.* (2003) predominam na região.



Figura 5.26 – Progradação e retrogradação do cordão de dunas transgressivas entre 1947 e 1964.

Neste período foi observada uma taxa de migração média do cordão de dunas em direção ao continente de 8,7 m anuais, nos 6,5 km lineares

analisados. A área correspondente a esta migração gira em torno de 56592 m² anuais.

Na **Figura 5.27**, pode-se notar uma queda na taxa de progradação do campo de dunas transgressivas nos 11 anos compreendidos entre 1964 e 1975, que reflete uma diminuição no volume de sedimentos disponível para o transporte eólico na área em estudo, e gera uma taxa de migração do cordão de dunas em direção ao continente de, em média, 1,8 m anuais, consideravelmente reduzida se comparada ao período anterior.

A área correspondente a esta migração representa aproximadamente 11848 m² por ano.



Figura 5.27 – Progradação e retrogradação do cordão de dunas transgressivas entre 1964 e 1975.

. Na **Figura 5.28**, a variação acompanha a implantação de um florestamento de *Pinus elliotis* na área de estudo, impacto antrópico que se somou ao aumento da biomassa e à diminuição do pacote arenoso disponível para transporte eólico na frenagem da colmatação da Lagoa do Estreito.



Figura 5.28 – Progradação e retrogradação do cordão de dunas transgressivas entre 1975 e 2009.

A taxa de migração anual média do campo de dunas transgressivas entre 1975 e 2009 foi de aproximadamente 1,5 m lineares, correspondentes a uma área média de acrescida de 9661 m².

A análise dos mapas vetoriais mostra que a maior taxa anual de migração (8,7 m/ano) ocorreu entre os anos de 1947 e 1964, tendo então uma brusca queda no período entre 1964 e 1975 (1,8 m/ano) e posteriormente, de 1975 a 2009 valores mínimos (1,5 m/ano). O fato de o reflorestamento ter sido implantado no fim da década de 70 e meados da década de 80 não o evidencia como fator preponderante para a redução da progressão das dunas sobre a Lagoa do Estreito. Entretanto devemos considerar que o completo desenvolvimento dessa vegetação leva vários anos (7 a 17).

De acordo com a análise de dados meteorológicos históricos, ao longo dos últimos 51 anos (**Figuras 5.29 a 5.31**) houve um aumento das taxas mensais de precipitação e de evaporação, que pode estar relacionado ao aumento da biomassa na região adjacente ao cordão de dunas frontais. Tal fato, provavelmente associado à diminuição do aporte sedimentar disponível para o transporte eólico, pode estar relacionado à diminuição das taxas de migração do campo de dunas transgressivo. Os fatores preponderantes para

esse aumento da biomassa foram um aumento nas taxas de precipitação e evaporação, ao menos a partir de 1961, e a diminuição do estoque sedimentar subaéreo do cordão de dunas, conforme descrito por Martinho *et al.* (2008) para a porção norte do litoral do Rio Grande do Sul.

Com o intuito de relacionar algumas das alterações sofridas pela barreira arenosa em estudo com as variações meteorológicas nas últimas décadas, foram elaborados gráficos ilustrativos elaborados a partir de dados fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). As séries temporais analisadas possuem algumas falhas, que para este estudo não foram preenchidas através de interpolação estatística.

As **Figuras 5.29 a 5.31** mostram a variação ao longo dos últimos 50 anos de variáveis diretamente ligadas ao surgimento e à permanência dos sangradouros na face praial. A linha de tendência da **Figura 5.29** mostra que nas últimas décadas a região em estudo sofreu uma sensível redução em sua umidade relativa, mesmo com o aumento das taxas mensais de precipitação e de evaporação flagradas pelas linhas de tendência das **Figuras 5.30 e 5.31**, respectivamente. Tal constatação contrasta com o aumento da vegetação sobre o cordão de dunas frontais, evidenciado a partir da análise de imagens aéreas pretéritas. Portanto, essa diminuição na arenização do cordão de dunas, acompanhado pelo aumento na biomassa nas áreas próximas à costa deve estar relacionado a uma diminuição gradual do volume de sedimentos disponível para o transporte eólico.

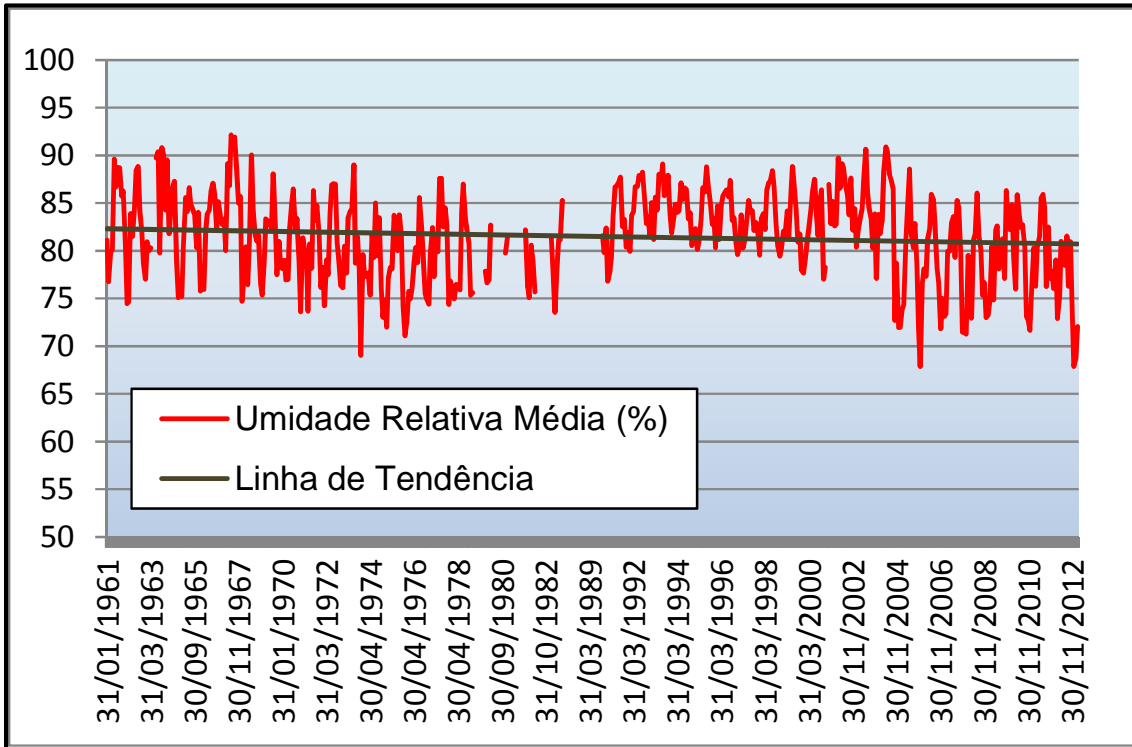


Figura 5.29 – Decréscimo da umidade relativa média do ar ao longo de 51 anos (Fonte dos dados: INMET).

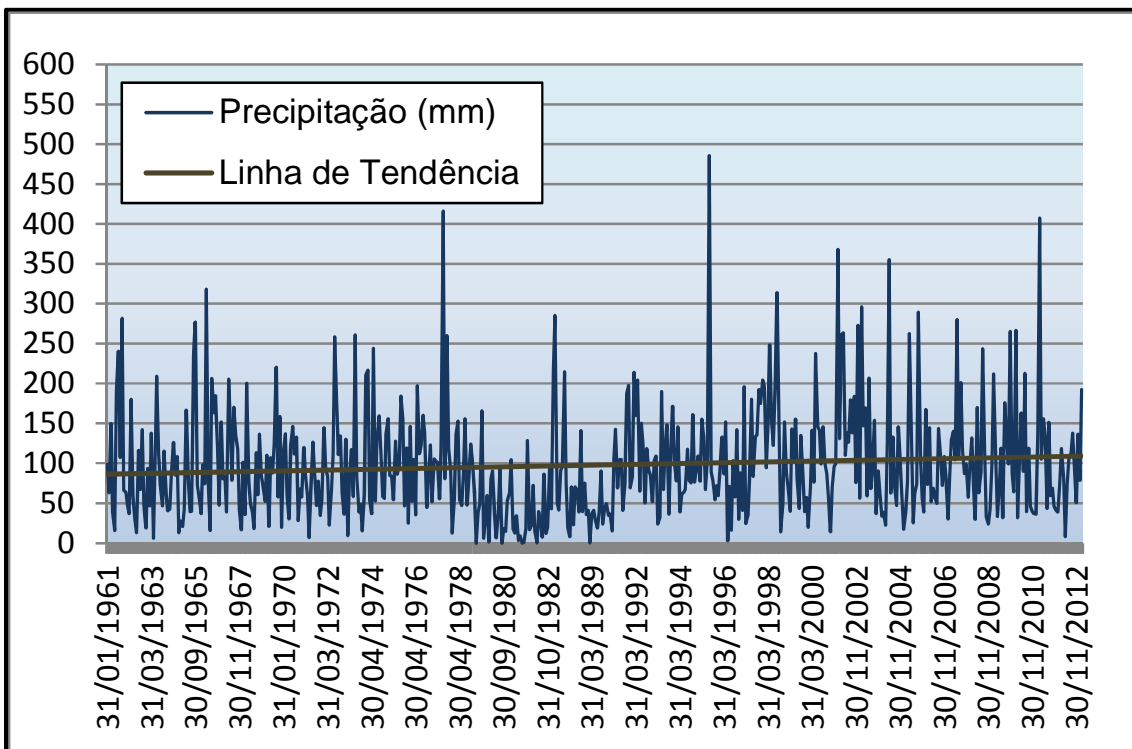


Figura 5.30 – Aumento das taxas mensais de precipitação ao longo de 51 anos (Fonte dos dados: INMET).

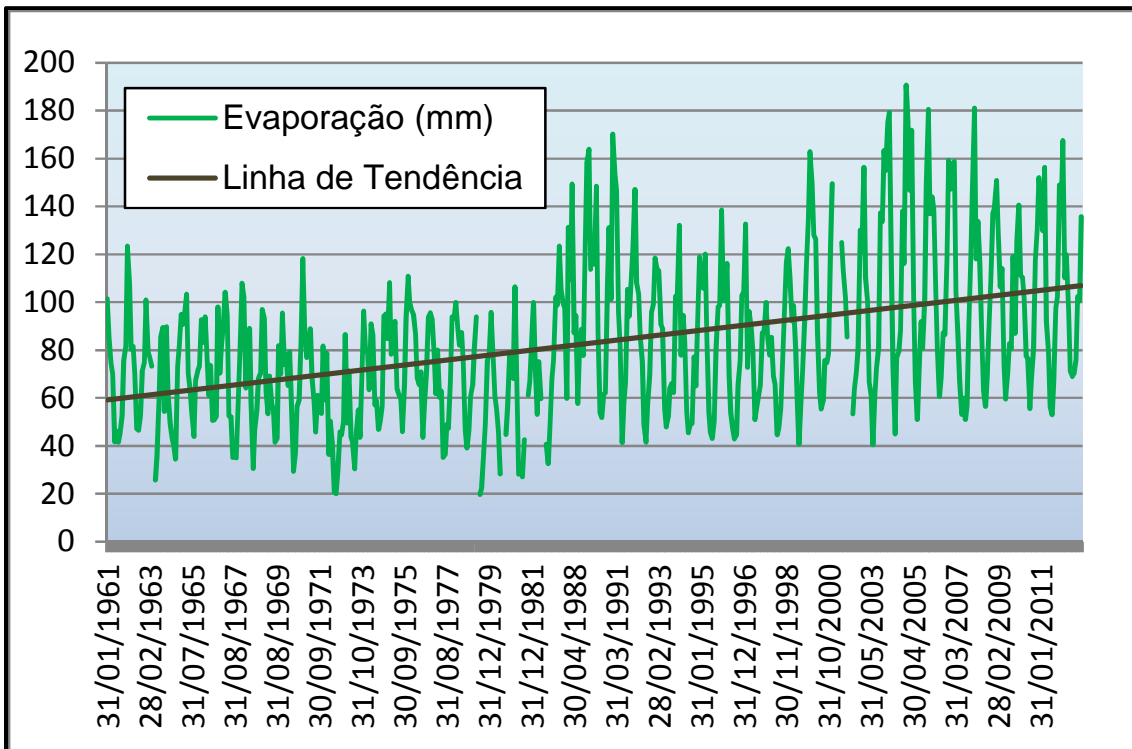


Figura 5.31 – Acréscimo da evaporação ao longo de 51 anos (Fonte dos dados: INMET).

A silvicultura, atividade que recebeu notável incentivo governamental a partir da década de 1970, pode ser observada em diversos pontos da costa do Rio Grande do Sul. À sudoeste da Desembocadura da Lagoa do Estreito observa-se uma extensa área de cultivo de *Pinus elliotis*, que data das últimas décadas do século XX. Tal atividade está em processo de expansão e outras áreas a nordeste da desembocadura já estão ocupadas com cultivos mais recentes (áreas de manejo).

A presença de um florestamento em área próxima à costa tende a gerar o acúmulo de sedimentos na forma de expressivas dunas de precipitação, ancoradas nas primeiras linhas de árvores (**Figura 5.32**). Isso pode explicar a diferença em volume dos dois lados da desembocadura. Tal fato pode contribuir para um perfil acrescivo do cordão de dunas e da face da praia, além da diminuição das taxas de migração do cordão de dunas transgressivo. Cabe observar que na porção nordeste há uma área de manejo que em um futuro próximo pode adquirir a imponência do florestamento em questão, promovendo acúmulo de sedimentos também nessa área. De acordo com Seeliger (1998), manchas de *Acacia*, *Eucalyptus* e *Pinus* detêm a transgressão da areia

em direção ao continente, formando, ocasionalmente, extensas dunas de retenção.

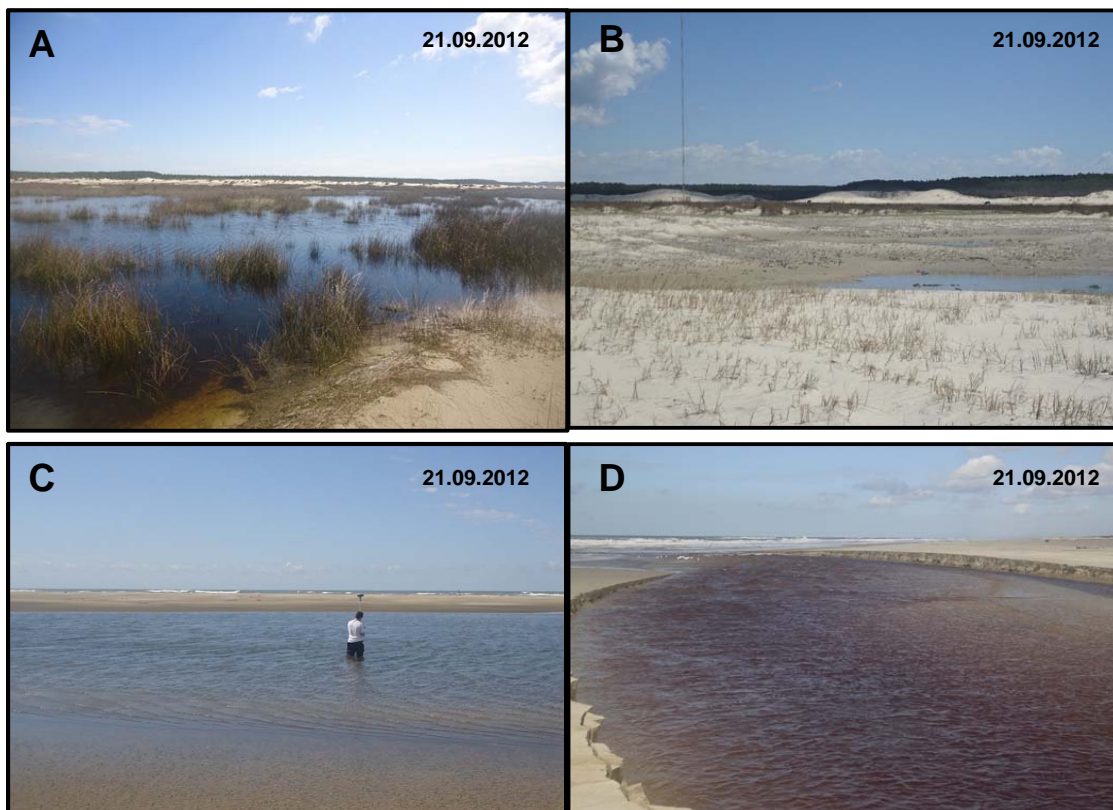


Figura 5.32 – A: Depressão entre os campos de dunas do tipo “Nebka”, mostrando acúmulo de água nos meses de inverno. B: Dunas ancoradas no florestamento de *Pinus elliotis*. C: Levantamento de pontos no leito da desembocadura. D: Bordas laterais da Desembocadura da Lagoa do Estreito, mostrando a erosão das escarpas.

5.2.2. Variação na posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito

Mediante levantamentos topográficos com GPS geodésico das margens da Desembocadura da Lagoa do Estreito, somados à análise de dados meteorológicos advindos da Estação Meteorológica Automática da FURG, foram elaborados mapas sinóticos em grande escala conforme metodologia descrita na **Seção 5.1.1**.

A primeira campanha de coleta de dados referentes à posição e condição da Desembocadura da Lagoa do Estreito ocorreu em 13.03.2010 (**Figura 5.33**), flagrando um fluxo superficial constante em direção ao oceano, mesmo em meses considerados mais secos. A comparação com dados de

uma nova campanha realizada no mesmo período do ano seguinte evidencia uma discrepância.

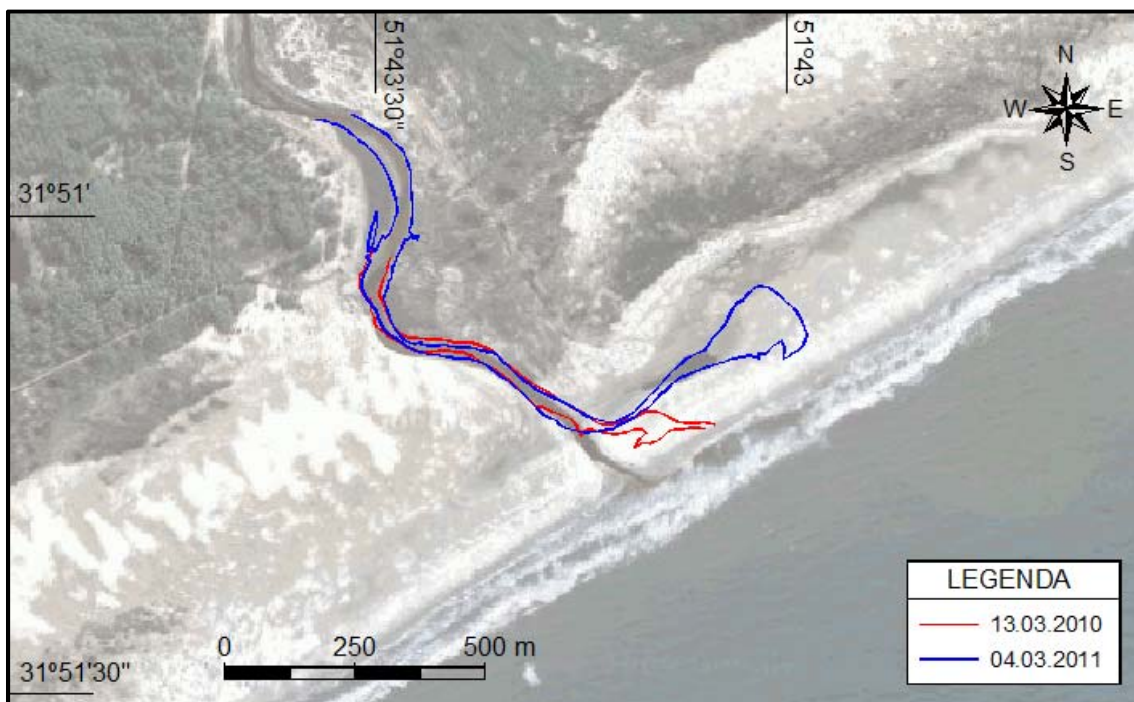


Figura 5.33 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 13.03.2010 e 04.03.2011.

No segundo caso, a desembocadura encontra-se fechada, apresentando um acúmulo de água a nordeste do local, área topograficamente mais baixa. Mesmo com o sangradouro fechado o fluxo subterrâneo via lençol freático é mantido em direção à costa, fato que será discutido com detalhes em capítulo posterior.

A campanha seguinte, realizada 13 dias após 04.03.2011 (**Figura 5.34**) mostra a expansão da área alagada pela desembocadura, ainda fechada.

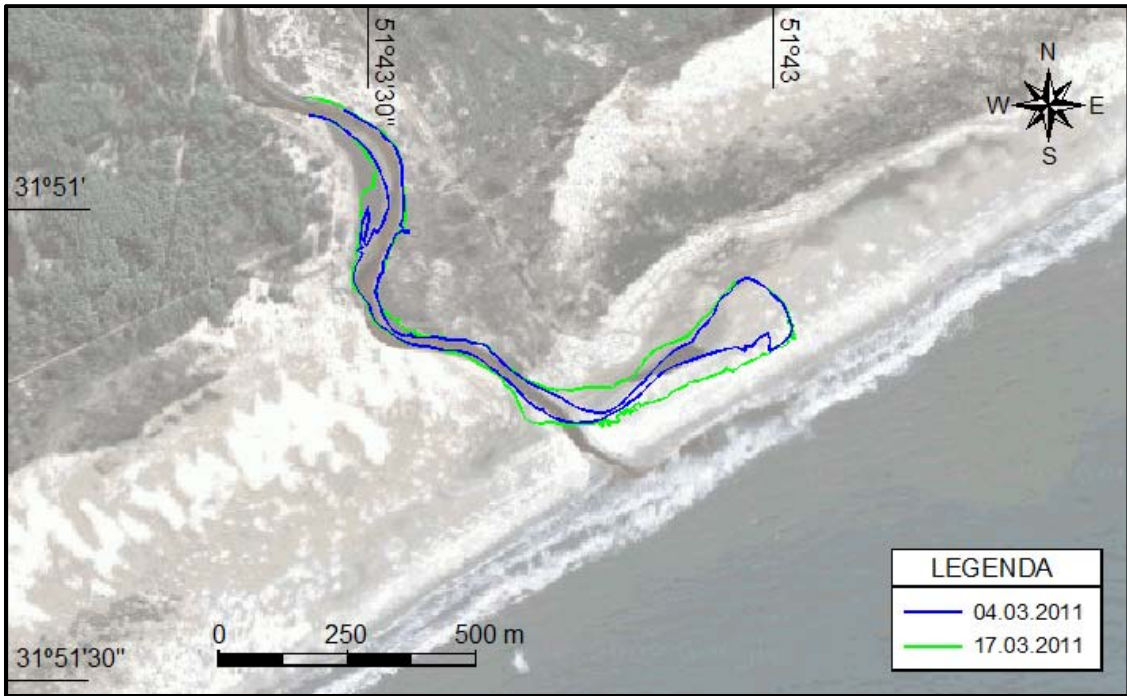


Figura 5.34 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 04.03.2011 e 17.03.2011.

Através da análise de dados pluviométricos do mês de Março de 2011 (**Figura 5.35**) percebe-se que nos dias 10 e 11 ocorreram chuvas intensas (132,5 e 109,7 mm, respectivamente), apontadas como principal fator responsável pela cheia identificada.

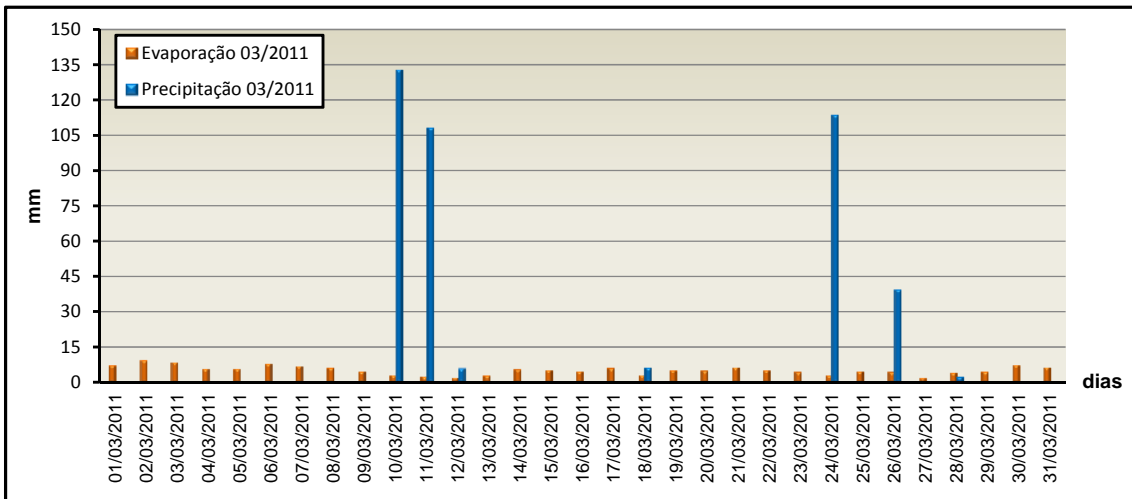


Figura 5.35 – Histograma mostrando valores diários das taxas de precipitação e evaporação no mês de Março de 2011.

A **Figura 5.36** mostra a desembocadura aberta em setembro de 2011, o que concorda com o balanço hídrico positivo experimentado pela área de estudo durante o ano (**Tabela 5.1**).



Figura 5.36 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 17.03.2011 e 10.09.2011.

A posição da desembocadura pendendo para sul pode estar relacionada com o sentido predominante da deriva litorânea a partir da abertura do canal. Desde o início das campanhas de levantamento de pontos do terreno na região do Estreito, a posição da desembocadura geralmente se encontra deslocada do eixo principal do corpo de água em questão. Tal fato pode ser explicado mediante análise dos perfis topográficos que será discutida em capítulo posterior.

A **Figura 5.37** mostra que a permanência da Desembocadura da Lagoa do Estreito na face da praia não obedece a padrões sazonais como o Sangradouro do Parque dos Cata-ventos. A drenagem do florestamento de *Pinus elliotis*, que tem seus canais ligados na Lagoa e na Desembocadura do Estreito, inibe a formação de sangradouros na praia, contribuindo para um perfil acrescivo no local. Embora o fluxo tenha sido mantido, houve uma redução significativa no mês de Dezembro de 2011.

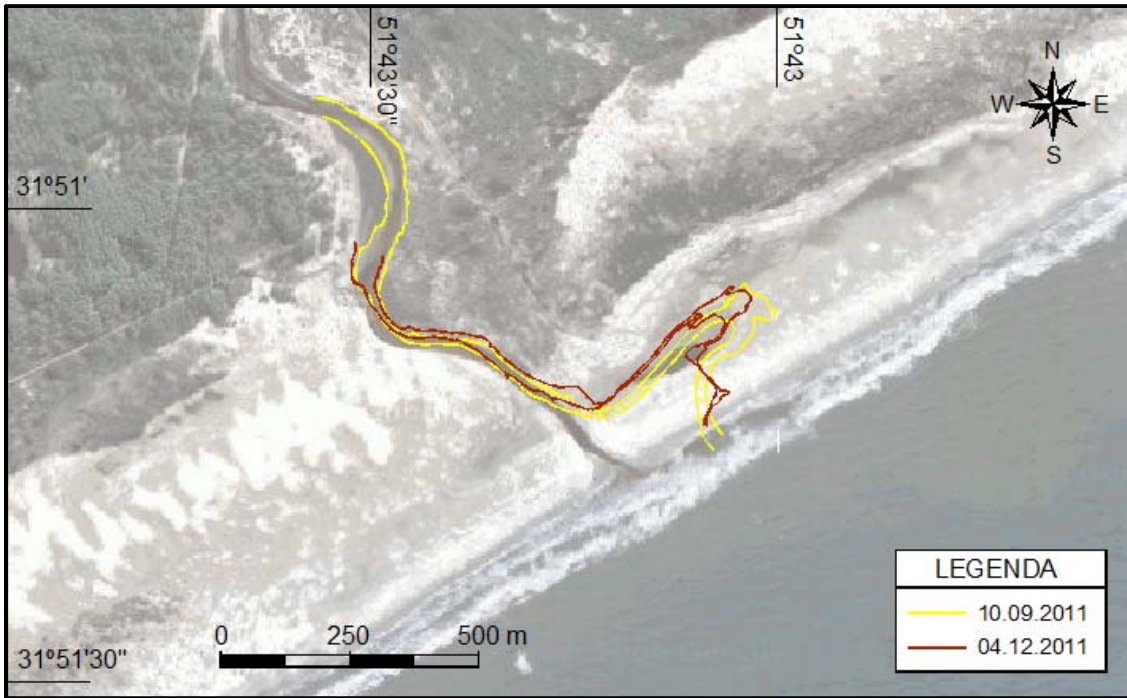


Figura 5.37 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 10.09.2011 e 04.12.2011.

Na **Figura 5.38** percebe-se que no mês de Janeiro de 2012 a conexão do corpo de água com o oceano foi interrompida, mantendo apenas um acúmulo de água em região topograficamente mais baixa.



Figura 5.38 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 04.12.2011 e 25.01.2012.

Em março de 2012 (**Figura 5.39**), observa-se que apesar das taxas de precipitação abaixo da média observada nos primeiros meses do ano (**Tabela 5.2**), o canal do sangradouro, fechado neste momento em particular, apresentava grande acúmulo de água, e estava represado por uma extensa barra arenosa (berma) criada em zona próxima ao espraiamento. Acredita-se que essa configuração é comum quando a desembocadura está prestes a romper a face da praia e estabelecer um canal de escoamento.

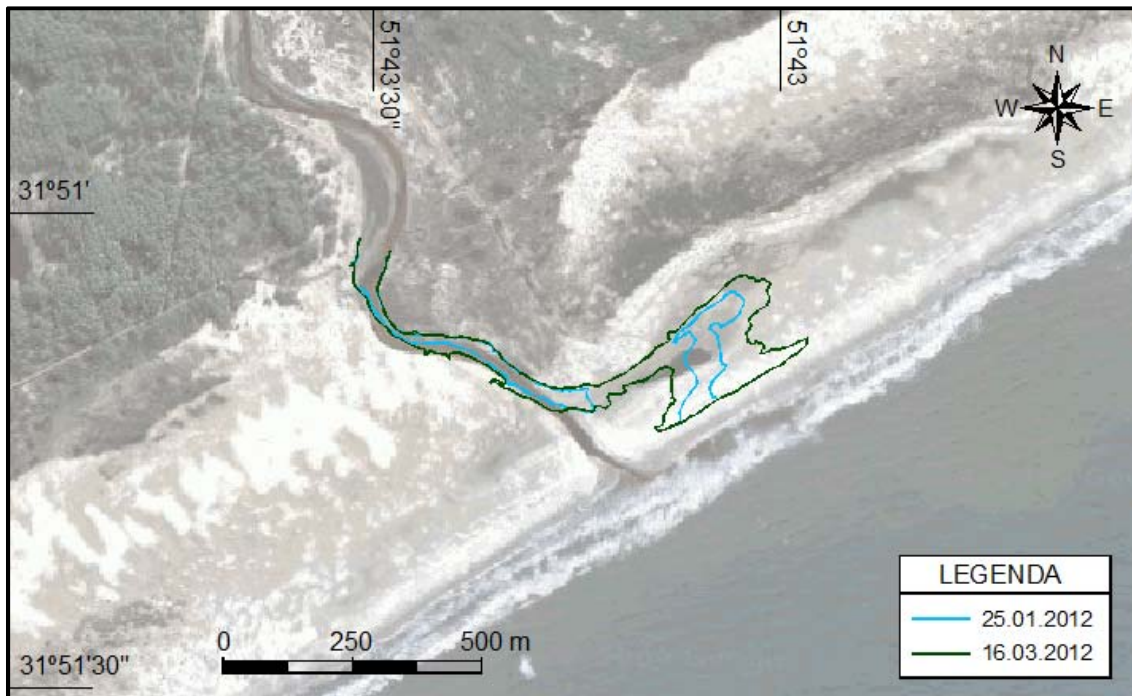


Figura 5.39 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 25.01.2012 e 16.03.2012.

Em 20.05.2012, conforme pode ser observado na **Figura 5.40**, a Desembocadura da Lagoa do Estreito permanecia fechada, fato que pode ser explicado pela ausência de chuvas ao longo do mês de maio até a data da campanha (**Tabela 5.2**), o que pode explicar a abertura tardia do fluxo em direção ao oceano.

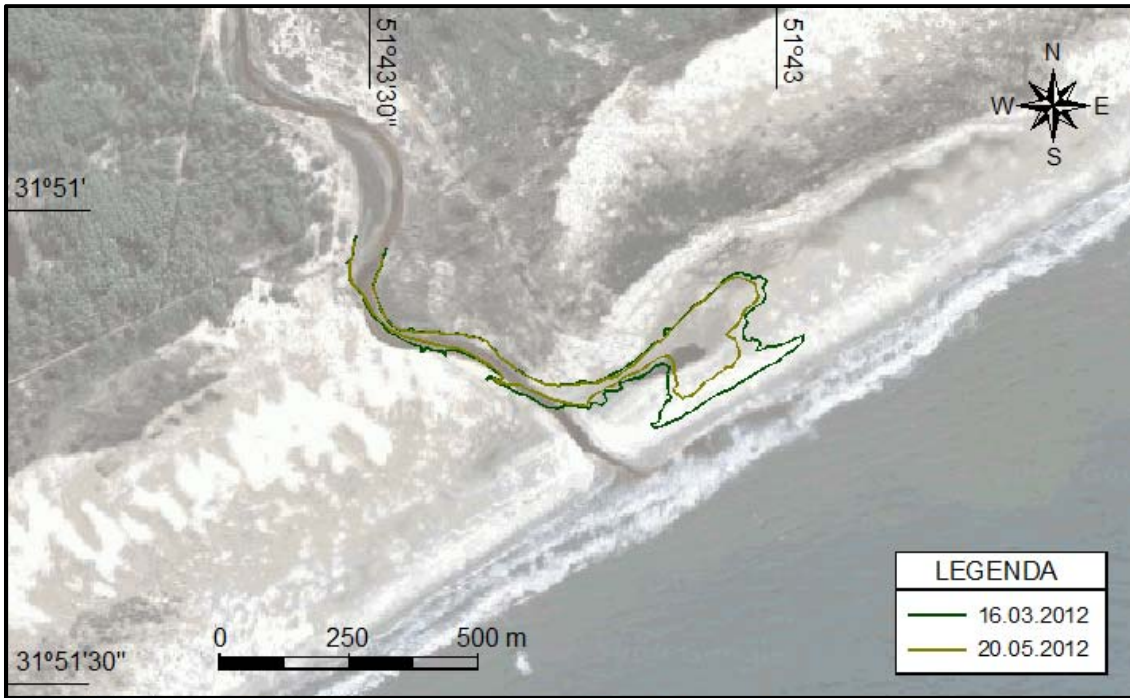


Figura 5.40 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 16.03.2012 e 20.05.2012.

Elevadas taxas de precipitação foram observadas nos meses de Junho e Julho de 2012 (Tabela 5.2), o que torna evidente o mecanismo responsável pela abertura da Desembocadura da Lagoa do Estreito (Figura 5.41).

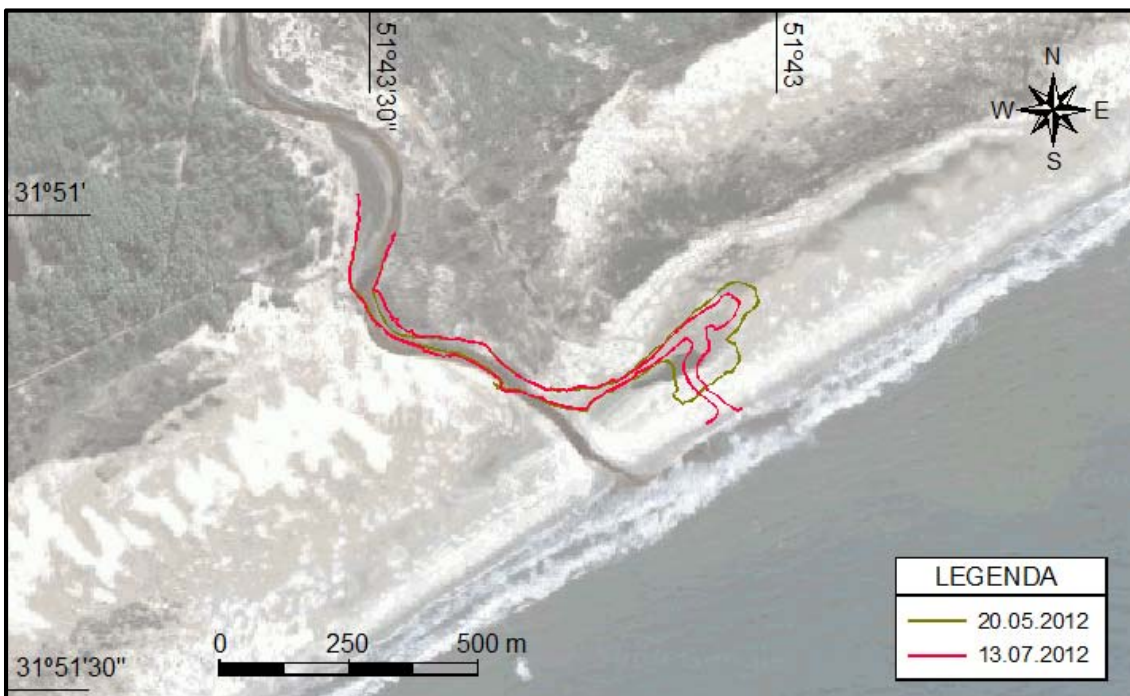


Figura 5.41 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 20.05.2012 e 13.07.2012.

A extensa bacia de drenagem deste corpo de água o mantém subordinado à pluviometria e, diferentemente do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos, pouco influenciado pela forte sazonalidade das taxas de evaporação.

Ao observar a variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre julho e setembro de 2012 (**Figura 5.42**), observa-se que a posição do meandro final mudou de sentido. Essa mudança pode ser atribuída ao transporte litorâneo de sedimentos entre as duas datas, que em teoria teve seu residual de NE para SW. Devido ao caráter acrescivo da porção SW da área em estudo, que vai ser discutido em detalhes em capítulo posterior, espera-se que a posição da desembocadura voltada para SW seja apenas observada em períodos de incidência contínua de ventos nordeste.

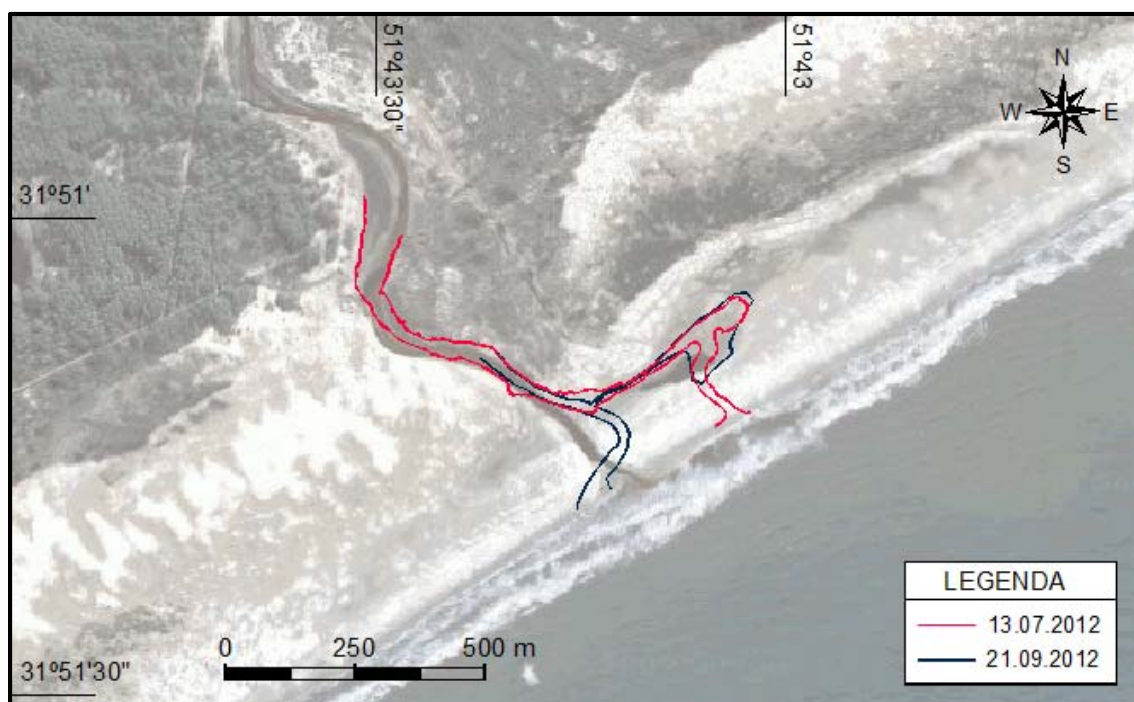


Figura 5.42 – Variação da posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito entre 13.07.2012 e 21.09.2012.

É importante ressaltar que apesar da nova posição, a área topograficamente mais baixa NE, que fazia parte da antiga calha, permanece marcada no pós-praia.

Desde a campanha de 21.09.2012, realizada próximo à transição entre o inverno e a primavera no hemisfério sul, até a campanha de 18.01.2013, no

início do verão, alterações notáveis acometeram a posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito(Figura 5.43).



Figura 5.43 – Variação da posição da desembocadura da Barra do Estreito entre 21.09.2012 e 18.01.2013.

Durante a campanha de Janeiro de 2013, o fluxo em direção ao oceano era praticamente nulo, e podia se notar uma barra arenosa (berma) formada na foz do corpo de água, processo similar ao que foi responsável pelo fechamento do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos, descrito em capítulo anterior. De acordo com relatos de moradores locais e pescadores, a desembocadura havia sido aberta artificialmente com retro escavadeira cerca de duas semanas antes da campanha de 18.01.2013, com o objetivo de extravasar o excedente hídrico que havia causado um alagamento nas áreas baixas do pós-dunas, e para estímulo à pesca. Os locais informaram também que esse procedimento é comum no local, e que quando o vento de SW sopra dias seguidos, elevando o nível do mar, rapidamente é formada uma barra arenosa semelhante a uma berma, encerrando novamente o fluxo em direção ao oceano. Mecanismo similar foi identificado por Weir *et al.* (2004; 2006) e Baldocket *al.* (2008) em pesquisas no sudeste da Austrália.

Para a elaboração das figuras Figuras 5.44 e 5.45, modificadas de Serpa *et al.* (2011a), foram analisados dados de altura e direção de geração de ondas

em um período de um mês antes da data de aquisição das imagens aéreas. As figuras mostram a variação da posição do meandro final da Desembocadura da Lagoa do Estreito, relacionada com o espectro de energia de geração de ondas em águas profundas.

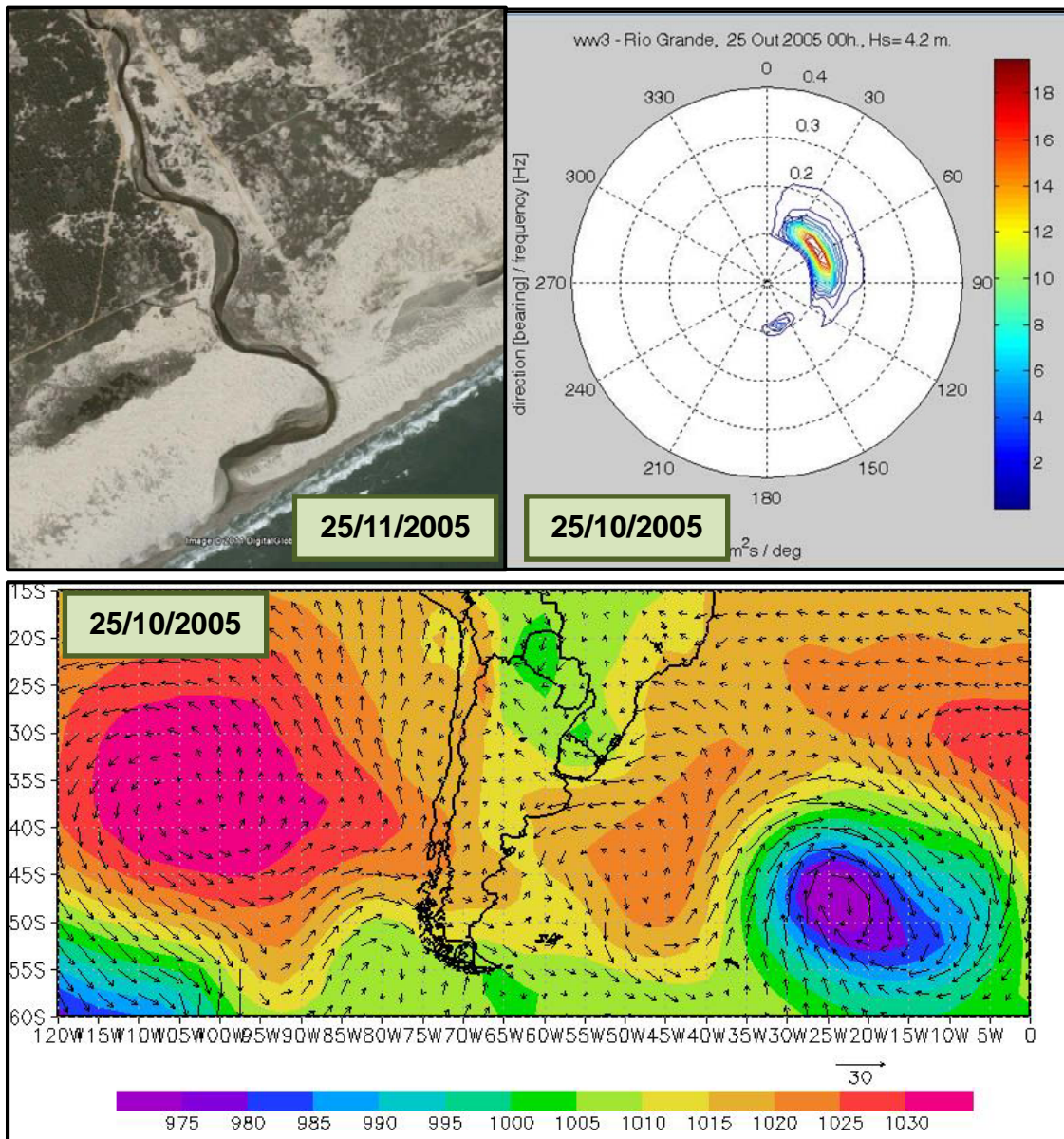


Figura 5.44 – Posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito, relacionada com a direção do espectro de geração de ondas em outubro de 2005.

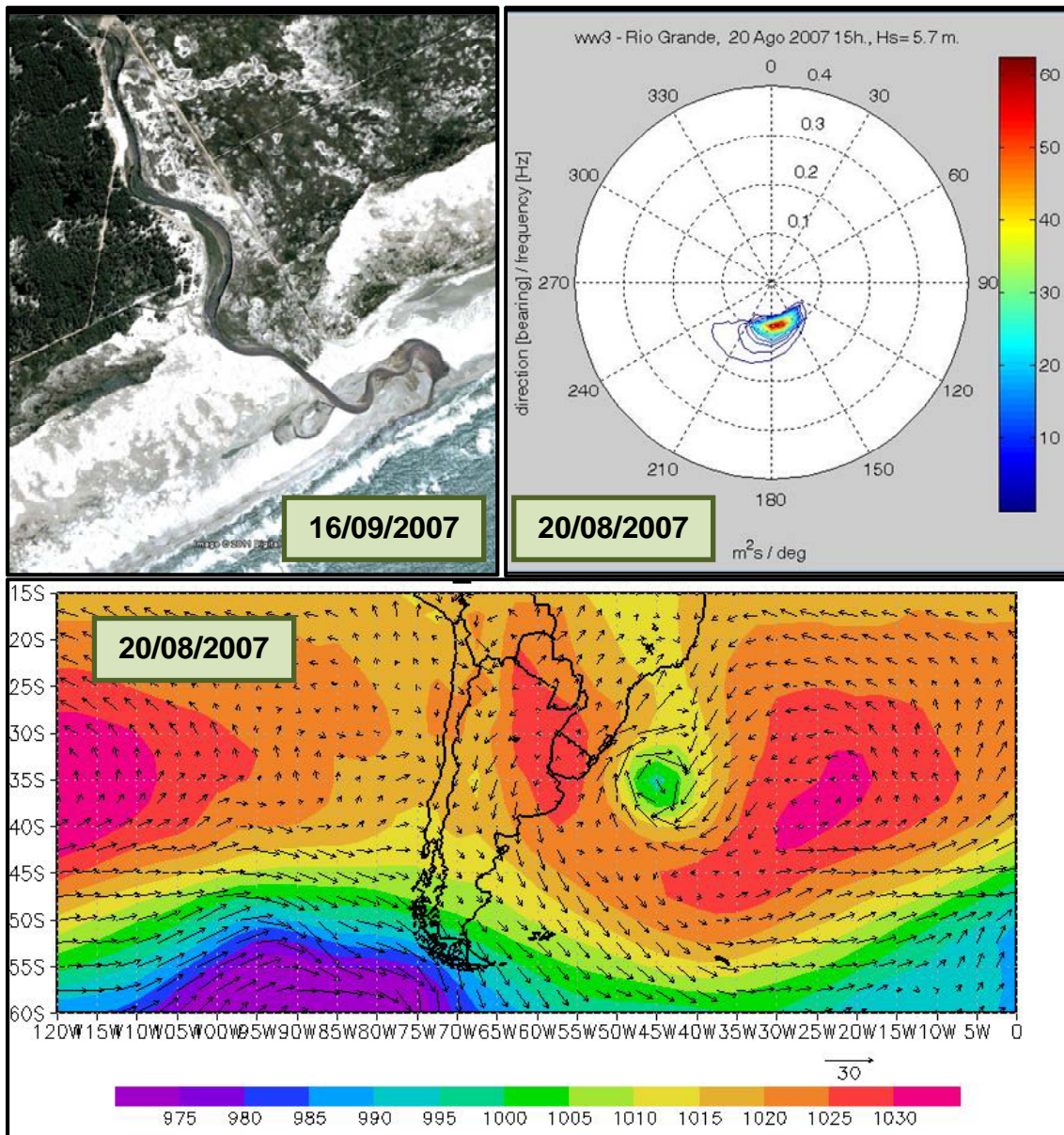


Figura 5.45 – Posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito, relacionada com a direção do espectro de geração de ondas em agosto de 2007.

No primeiro caso, de outubro de 2005, observou-se que os eventos mais energéticos do período tinham origem nos quadrantes E eNE. No segundo caso, de agosto de 2007, observou-se que os episódios de maior energia de ondas do período eram gerados no quadrante SE. A **Figura 5.46** mostra a variação da intensidade e da direção de incidência das ondas em um período de um mês antes da data de aquisição das imagens aéreas.

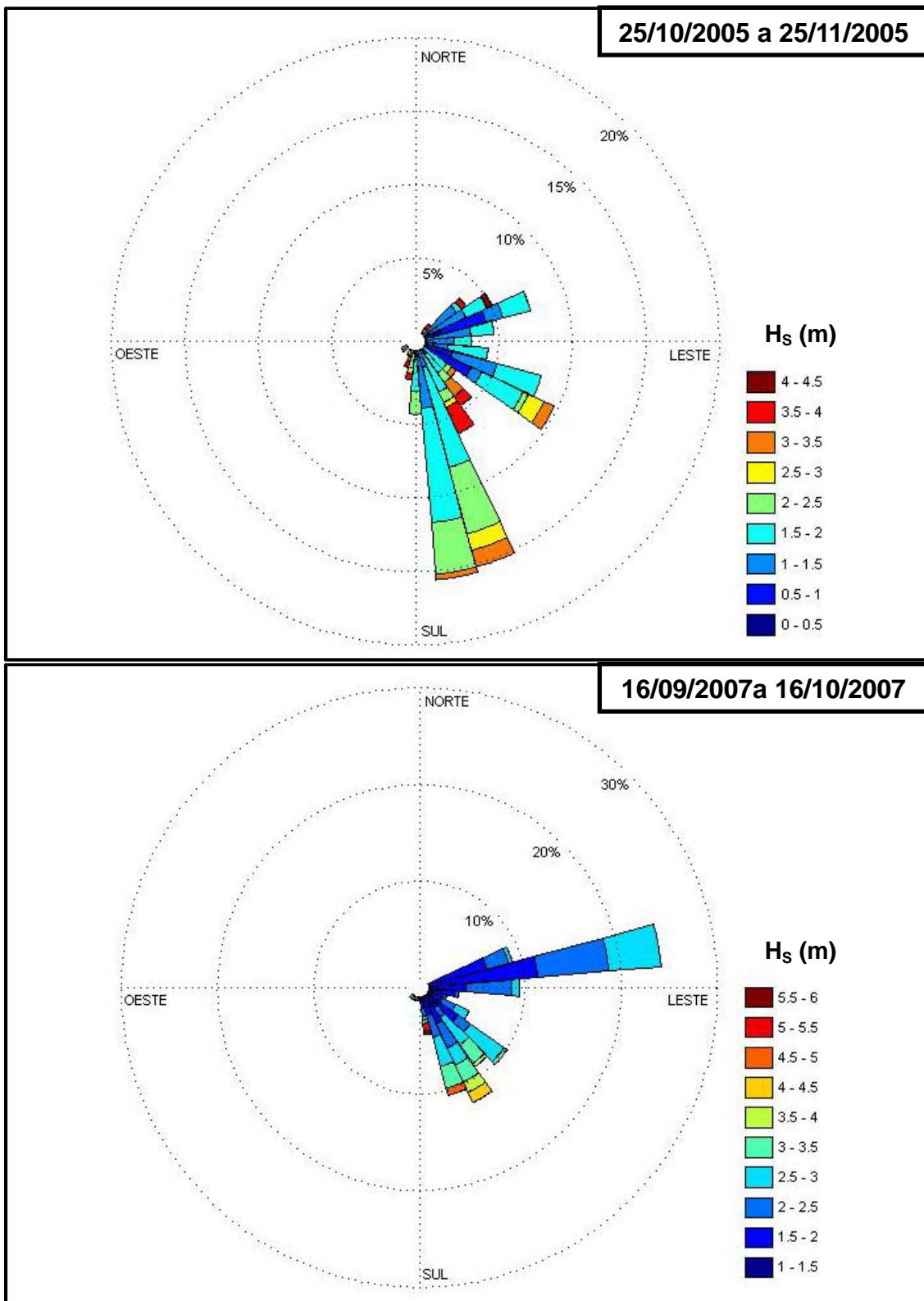


Figura 5.46 – Intensidade e direção das ondas incidentes em ponto da costa próximo à Desembocadura da Lagoa do Estreito.

Pode-se observar que, apesar de menos frequentes, a direção de incidência das ondas com maior altura significativa parece concordar com a posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito. Esse fato atribui aos eventos

mais energéticos as maiores contribuições para a deriva litorânea local. Cabe observar que os dados utilizados para a elaboração da **Figura 5.46** são de águas profundas, por isso futuras análises, que enfoquem mais episódios com as mesmas características, devem ser consideradas, e a utilização de dados de onda em águas intermediárias e rasas é bastante relevante.

5.2.3. Investigação do fluxo subterrâneo do lençol freático

De acordo com análises granulométricas realizadas a partir de amostras superficiais coletadas na área de estudo (**Figura 4.5**), o sedimento no qual está assentada a calha da Desembocadura da Lagoa do Estreito é predominantemente arenoso, com granulometria essencialmente fina e média.

De acordo com os resultados obtidos nas duas coletas de solo superficial, apesar da presença de frações de areia média nas amostras, a classificação de Folk & Ward (1957) atribui a todas as amostras a classificação Areia Fina, com tamanho médio dos grãos mais expressivo nas amostras coletadas junto à costa (**Tabelas 5.6 e 5.7**).

Tabela 5.6 – Resultados da classificação de Folk & Ward, com base na análise granulométrica das amostras de solo coletadas em 18.12.2009.

Amostra	Média (ϕ)	Mediana (ϕ)	Seleção	Assimetria	Curtose
AS-01	2,270	2,284	0,3657	0,01778	0,8723
AS-03	2,147	2,13	0,3392	0,17830	0,9603
AS-04	2,451	2,46	0,3482	-0,01348	1,1700
AS-05	2,209	2,213	0,3154	0,02745	0,8062
AS-06	2,456	2,432	0,3642	0,09039	1,1410
AS-07	2,382	2,319	0,395	0,16960	0,8203
AS-08	2,181	2,176	0,3202	0,10060	0,9184
AS-10	2,446	2,379	0,3792	0,16060	0,7372

Amostra	Classificação	Seleção	Assimetria	Curtose
AS-01	Areia fina	Bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Platicúrtica
AS-03	Areia fina	Muito bem selecionado	Positiva	Mesocúrtica
AS-04	Areia fina	Muito bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Leptocúrtica
AS-05	Areia fina	Muito bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Platicúrtica
AS-06	Areia fina	Bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Leptocúrtica
AS-07	Areia fina	Bem selecionado	Positiva	Platicúrtica
AS-08	Areia fina	Muito bem selecionado	Positiva	Mesocúrtica
AS-10	Areia fina	Bem selecionado	Positiva	Platicúrtica

De modo geral, os resultados mostraram que as amostras coletadas (**Tabela 5.6**) tendem a ter um tamanho médio de grão maior na face da praia do que em áreas mais abrigadas. Observou-se também que as amostras coletadas em pontos pertencentes à calha do sangradouro (**Amostras AS-01, AS-06, AS-07 e AS-10**) possuem um grau de seleção inferior às demais, coletadas na face da praia e cordão de dunas, o que concorda com a hidrodinâmica dominante em cada região.

Tabela 5.7 – Resultados da classificação de Folk & Ward, com base na análise granulométrica das amostras de solo coletadas em 16.03.2012.

Amostra	Média (ϕ)	Mediana (ϕ)	Seleção	Assimetria	Curtose
AS-01	2,366	2,368	0,3242	-0,0002211	1,054
AS-03	2,369	2,318	0,3931	0,1408	0,9025
AS-04	2,364	2,33	0,3779	0,1096	0,9571
AS-05	2,202	2,197	0,3371	0,1386	1,049
AS-06	2,397	2,337	0,3969	0,1501	0,7312
AS-07	2,382	2,319	0,395	0,1695	0,8205
AS-08	2,181	2,176	0,3202	0,1006	0,9184
AS-10	2,446	2,379	0,3792	0,1606	0,7372

Amostra	Classificação	Seleção	Assimetria	Curtose
AS-01	Areia fina	Muito bem selecionado	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica
AS-03	Areia fina	Bem selecionado	Positiva	Mesocúrtica
AS-04	Areia fina	Bem selecionado	Positiva	Mesocúrtica
AS-05	Areia fina	Muito bem selecionado	Positiva	Mesocúrtica
AS-06	Areia fina	Bem selecionado	Positiva	Platicúrtica
AS-07	Areia fina	Bem selecionado	Positiva	Platicúrtica
AS-08	Areia fina	Muito bem selecionado	Positiva	Mesocúrtica
AS-10	Areia fina	Bem selecionado	Positiva	Platicúrtica

Para a amostragem realizada em Março de 2012 (**Tabela 5.7**), observa-se tamanho médio de grão maior nas amostras mais próximas à linha de costa. Essa constatação pode ser atribuída à capacidade de transporte de sedimentos da hidrodinâmica marinha e da descarga fluvial da desembocadura, que diferem consideravelmente em ordem de grandeza, ou seja, as ondas transportam sedimentos mais grosseiros com maior facilidade.

O lençol freático praiar é bastante raso, variando entre poucos decímetros, próximo à face da praia, a alguns metros nos cordões de dunas. O

papel do lençol freático atua no extravasamento da água pluvial em direção à costa. A **Figura 5.47** realça tal afirmação, visto se tratar de um modelo potenciométrico do lençol freático, elaborado a partir de dados de profundidade do lençol freático, tanto por meio de furos de sondagem executados com o auxílio de trado manual quanto por pontos de afloramento. Cabe observar que a imagem de fundo é meramente ilustrativa (Google Earth, 2009) e visa apenas localizar o modelo na área de estudo.

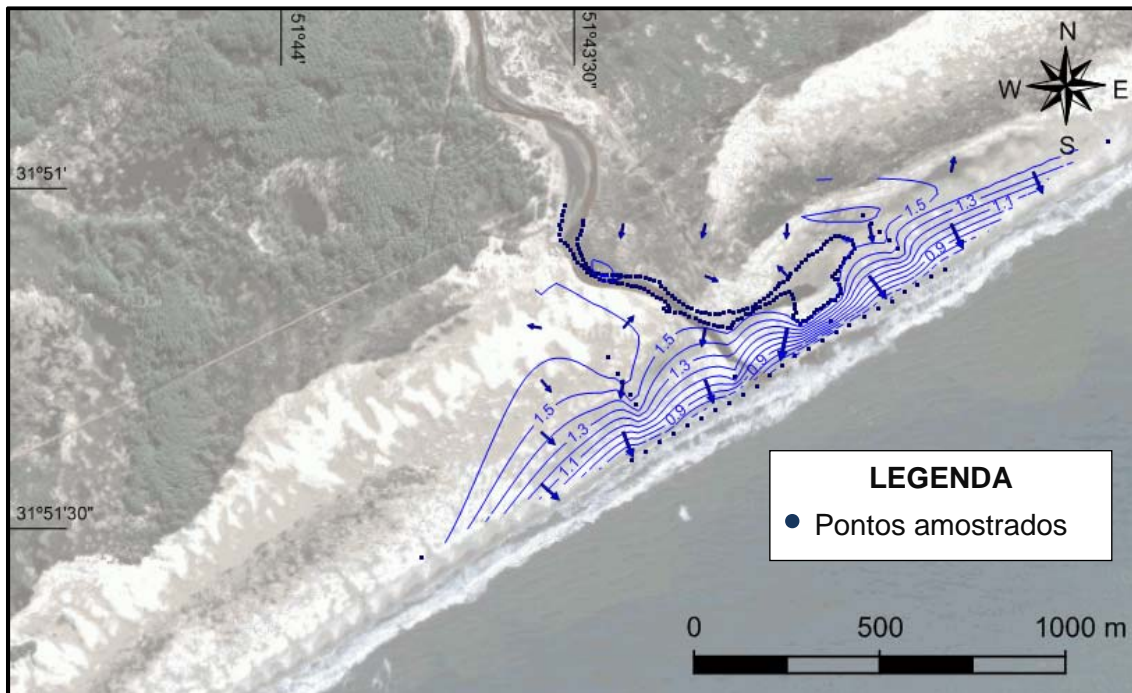


Figura 5.47 – Modelo potenciométrico do lençol freático elaborado a partir de dados coletados em 20.05.2012.

Analisando a **Figura 5.47**, percebe-se nítida homogeneidade do fluxo subterrâneo ao longo da costa, o que é compreensível visto que nesse momento não havia fluxo superficial em direção ao oceano.

A **Figura 5.48**, elaborada a partir de dados coletados em julho de 2012, mostra uma marcada tendência de fluxo convergente no local de abertura da desembocadura.

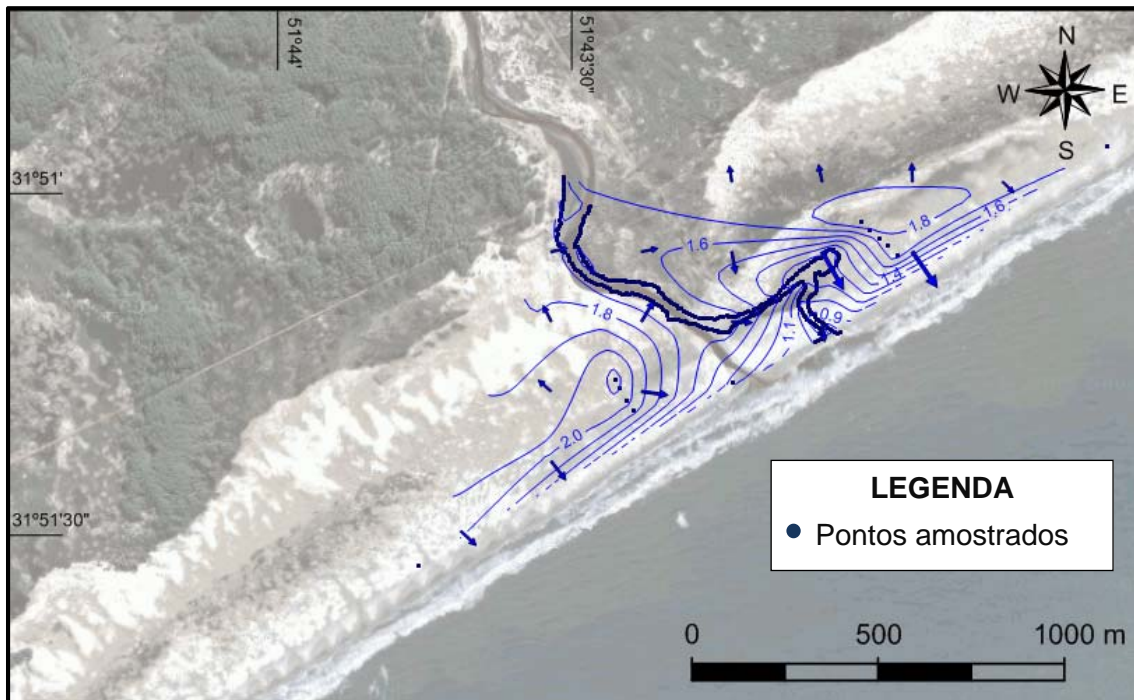


Figura 5.48 – Modelo potenciométrico do lençol freático elaborado a partir de dados coletados em 13.07.2012.

O modelo potenciométrico elaborado a partir dos dados coletados em 21.09.2012 (**Figura 5.49**), mostra a mesma tendência da campanha anterior. Cabe observar que neste momento a vazão do sangradouro era constante e o canal com meandro final tendendo para SW. De acordo com os valores das curvas de nível, no dia 21.09.2012 a face da praia experimentava uma condição de alta carga hidráulica no lençol freático, devido a altas taxas de precipitação nos dias anteriores (**Figura 5.50**). Nessa data o fluxo superficial e a vazão da desembocadura também foram medidos, encontrando valores de vazão entre 5,3 e 5,8 m³/s.

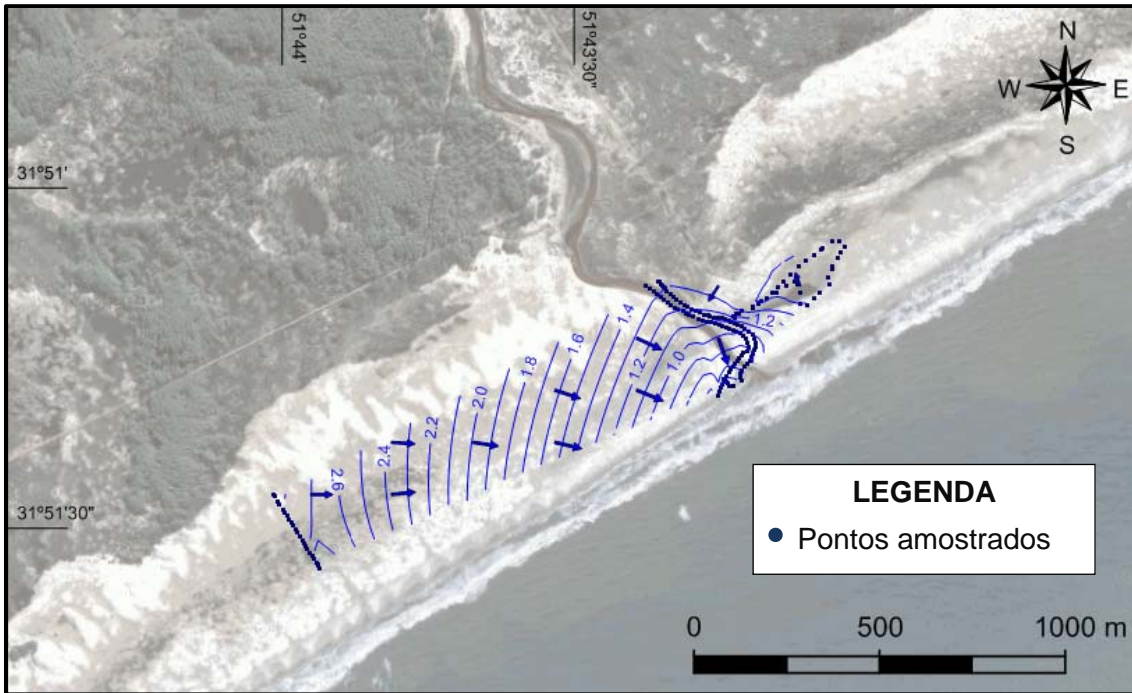


Figura 5.49 – Modelo potenciométrico do lençol freático elaborado a partir de dados coletados em 21.09.2012.

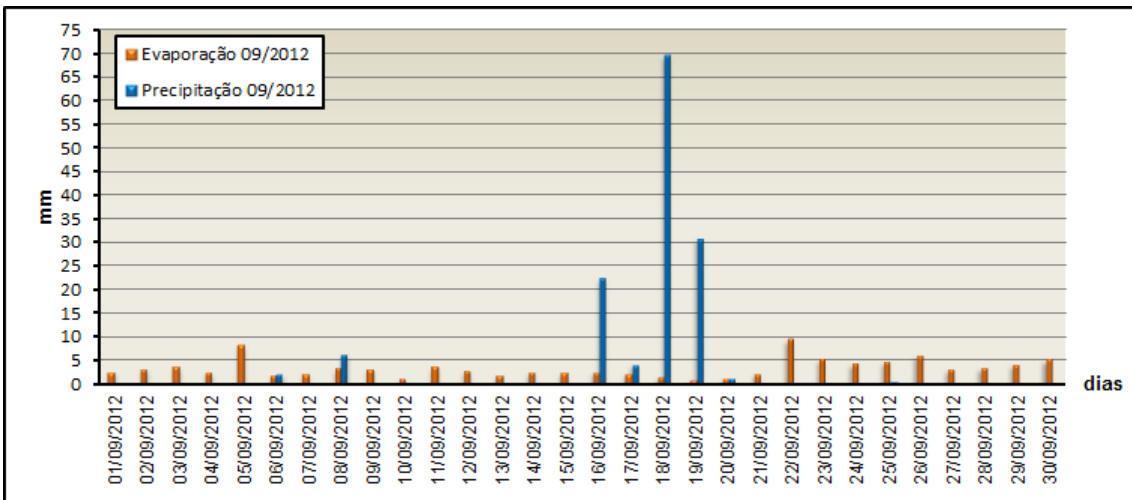


Figura 5.50 – Histograma mostrando valores diários das taxas de precipitação e evaporação no mês de Setembro de 2012.

Em Janeiro de 2013(Figura 5.51)a desembocadura apresentava indícios de fechamento iminente, pois já podia ser observada uma barra arenosa criada na foz do canal. De acordo com relato de moradores locais, a desembocadura foi aberta artificialmente cerca de duas semanas antes, objetivando o controle de alagamentos e a pesca.

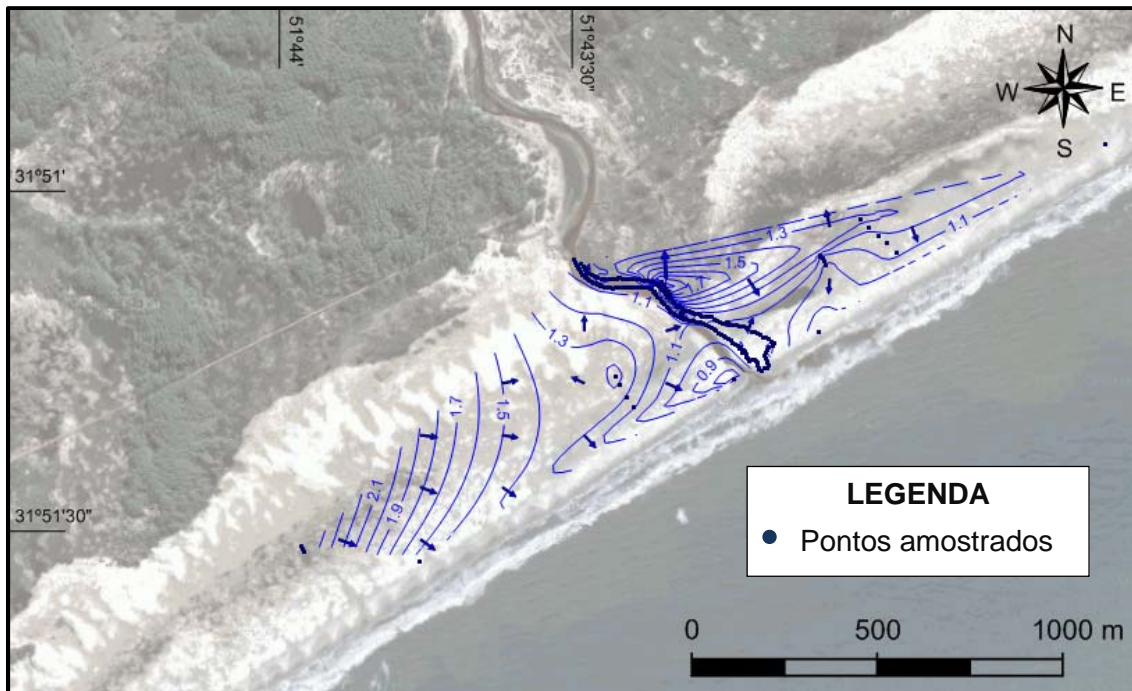


Figura 5.51 – Modelo potenciométrico do lençol freático elaborado a partir de dados coletados em 19.01.2013.

A **Tabela 5.8** mostra os valores de velocidade de Darcy calculados através da **Equação 4.1**. Pode-se observar que as velocidades calculadas são da ordem de milímetros por dia, o que pode ser atribuído ao diminuto gradiente hidráulico entre os pontos medidos. Tal ordem de grandeza pode estar relacionada a um fluxo subterrâneo bidirecional entre o continente e o oceano, principalmente na face da praia.

Tabela 5.8 – Cálculo da velocidade fluxo subterrâneo em direção à costa.

Local	Data	Transecto	h_1	h_2	L	v
Barra do Estreito	20.05.2012	T1	8,960	8,816	130,856	$3,3 \times 10^{-3}$
		T2	9,022	8,857	147,558	$3,4 \times 10^{-3}$
	13.07.2012	T3	9,432	9,209	132,404	$3,5 \times 10^{-3}$
		T4	9,185	9,031	95,525	$7,1 \times 10^{-3}$
	19.01.2013	T5	8,671	8,458	132,222	$7,6 \times 10^{-3}$
		T6	8,775	8,535	95,209	$4,9 \times 10^{-3}$

h_1 – Carga hidráulica no ponto montante (m); h_2 – Carga hidráulica no ponto jusante (m); L – Distância linear entre os pontos de carga; v – Velocidade de Darcy (m/dia).

A **Figura 5.52** apresenta a posição dos transectos descritos na tabela anterior. Como se pode observar, a localização dos transectos nas três datas é semelhante, em região intermediária entre a face da praia e o cordão de dunas.

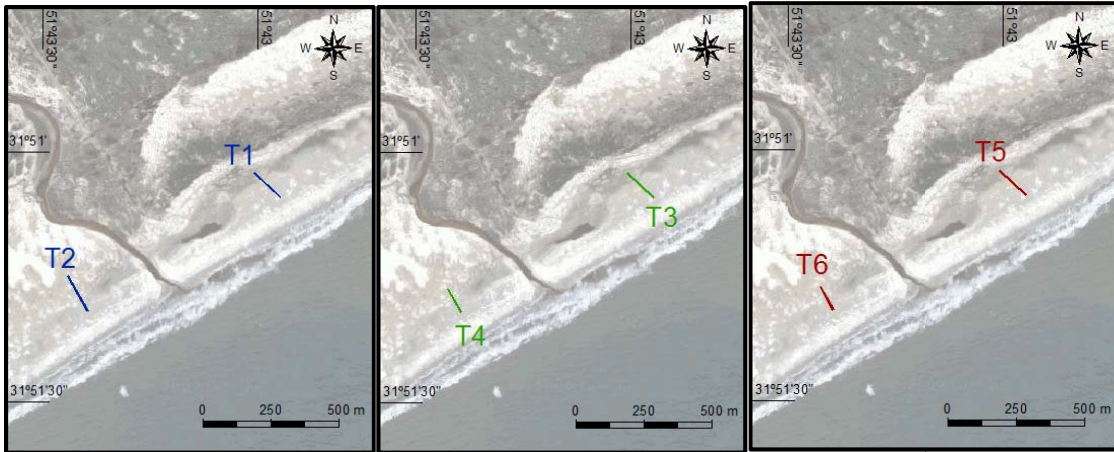


Figura 5.52 – Posição dos transectos utilizados para o cálculo do fluxo subterrâneo de água.

A **Figura 5.53** mostra a bacia de drenagem dos dois corpos de água em estudo, estimada através de vetorizações dos prováveis divisores de águas. A bacia hidrográfica da Desembocadura da Lagoa do Estreito foi delimitada a NW pela estrada BR-101, e a SE, NE e SW pelos cordões de dunas transgressivas. Já a bacia hidrográfica do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos foi delimitada a NW pelos cordões litorâneos regressivos, a SE pelo cordão de dunas frontais, e a NE e SW pelas bacias de sangradouros adjacentes. Cabe observar que é bastante complexo definir os limites das bacias de drenagem dos sangradouros presentes na praia do Cassino, principalmente pela complexidade dos sistemas formados pelos cordões litorâneos regressivos. A bacia de drenagem da Desembocadura da Lagoa do Estreito foi estimada em cerca de 94,8 km², enquanto a bacia de drenagem do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos foi estimada em cerca de 4,6 km².

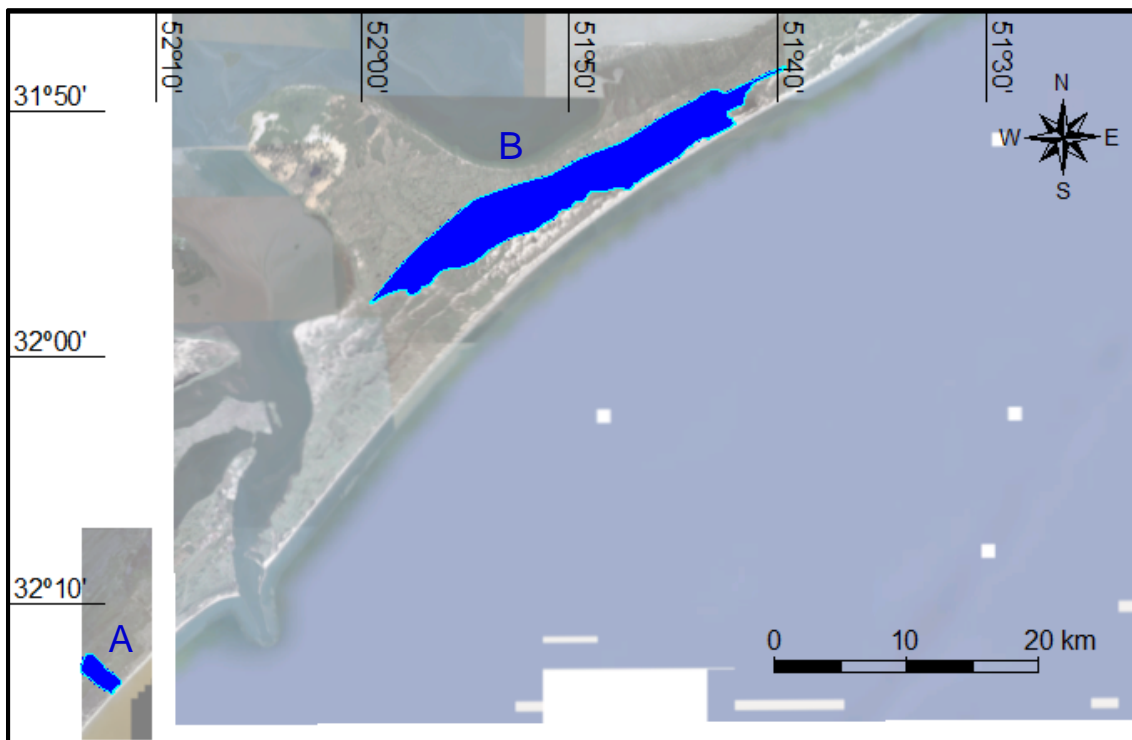


Figura 5.53 – Bacias de drenagem estimadas do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos (A) e da Desembocadura da Lagoa do Estreito (B).

5.2.4. Análise morfodinâmica com base na topografia

Para a execução dos modelos digitais do terreno foi utilizado o método de interpolação “vizinho natural”, que melhor se adequou ao espaço amostral. As curvas de nível têm espaçamento vertical de 20 centímetros. O método de interpolação “krigagem”, comumente utilizado para representações de terreno natural mostrou-se inadequado, visto que interpola valores em pontos distantes dos amostrados.

Através de análise visual dos modelos digitais do terreno (**Figuras 5.54 e 5.55**), percebe-se que o perfil de verão apresenta um maior volume do pacote arenoso, principalmente na face da praia, na berma e na zona de espraiamento.

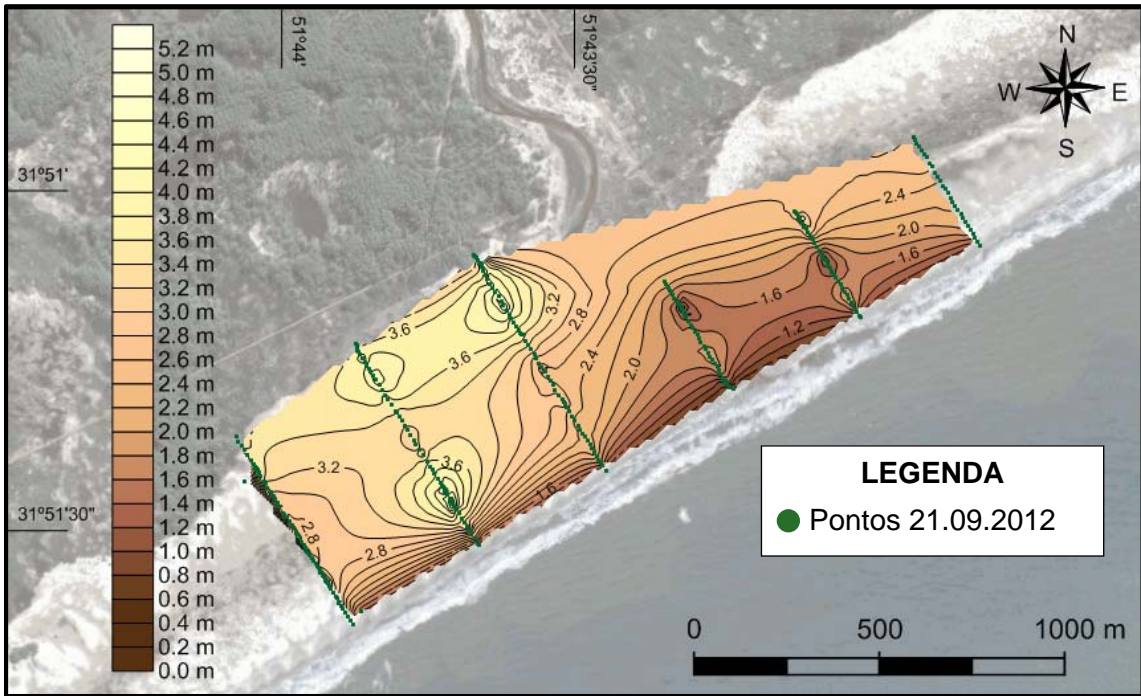


Figura 5.54 – Modelo digital do terreno com base em perfis praias paralelos elaborados a partir de dados coletados em 21.09.2012.

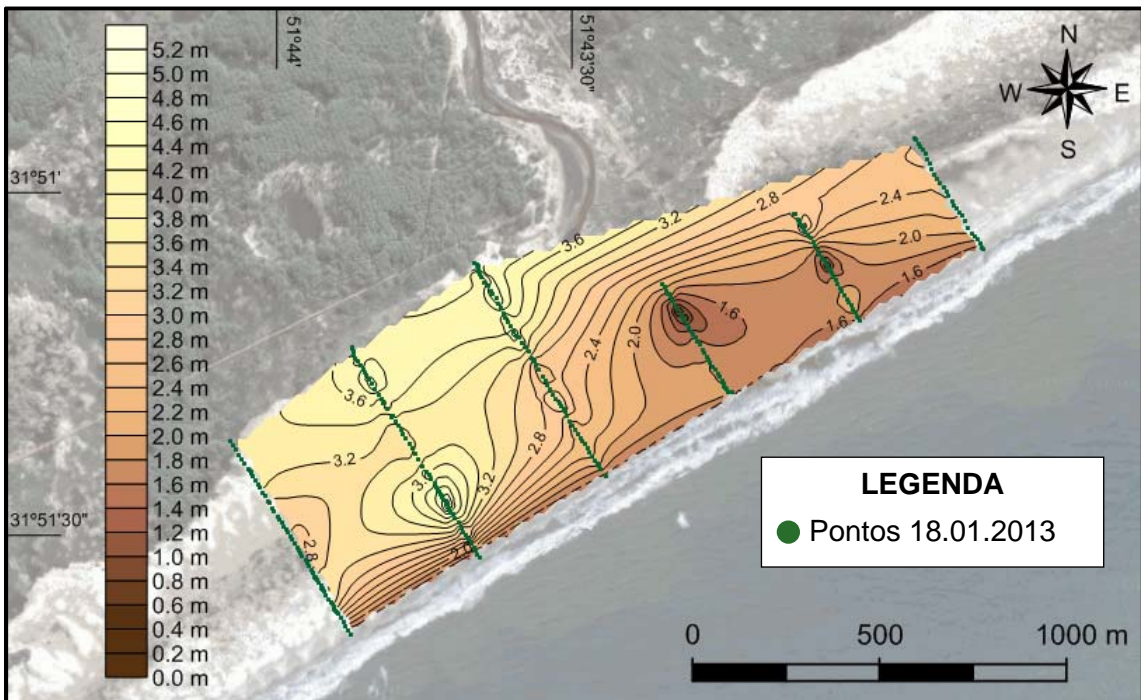


Figura 5.55 – Modelo digital do terreno com base em perfis praias paralelos elaborados a partir de dados coletados em 18.01.2013.

Resultados similares foram observados por Pereira da Silva (2008). Para quantificação da variação sazonal do volume do pacote arenoso foi utilizada interpolação realizada pelo método do “vizinho natural”, com o auxílio do programa Surfer®. De acordo com os resultados obtidos, encontrou-se um valor

de variação do volume do pacote arenoso de 72642 m³, correspondentes a uma elevação média do pacote arenoso de 7,3 centímetros.

As **Figuras 5.56 e 5.57** mostram a variação longitudinal da espessura do pacote arenoso a partir de perfis perpendiculares à costa realizados em meses de inverno e verão, evidenciando mudanças notáveis na face da praia, principalmente na face da praia a nordeste da Desembocadura da Lagoa do Estreito. Cabe observar a considerável diferença de volume entre os perfis medidos, com tendência acrescida nos perfis a sudoeste da desembocadura, evidenciando a notável diferença de volume do pacote arenoso.

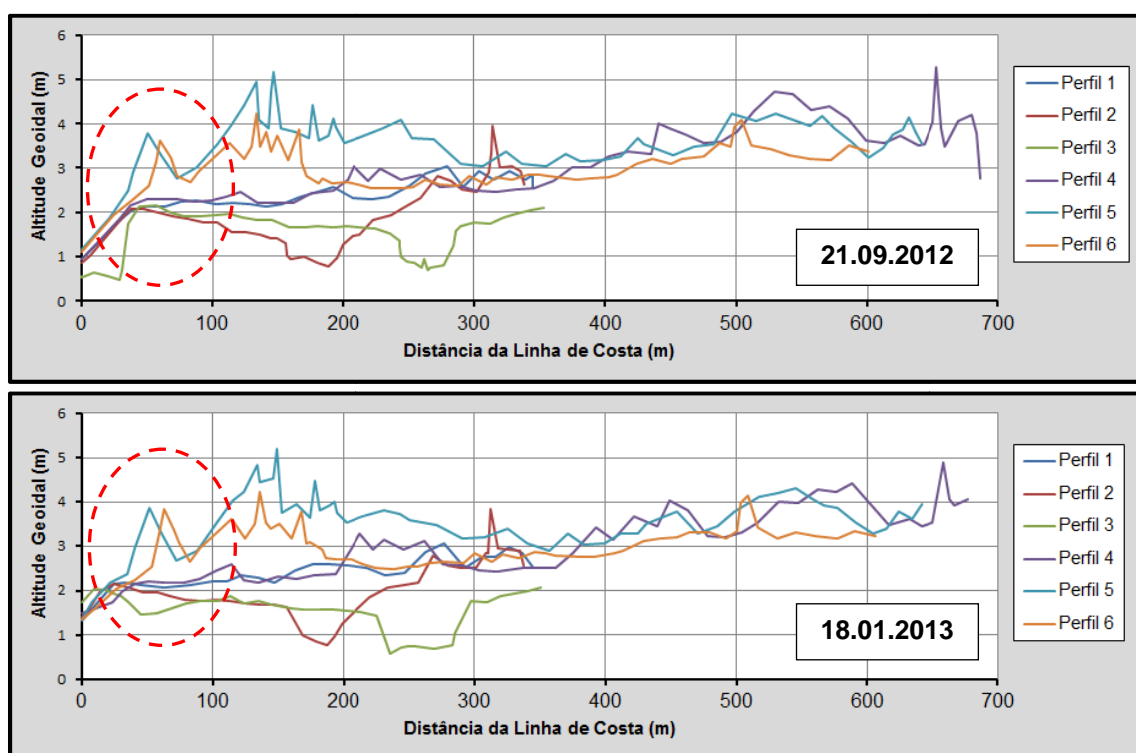


Figura 5.56 – Perfis praias paralelos medidos nos dias 21.09.2012 e 18.01.2013 (exagero vertical de 10 vezes), mostrando uma maior variação do pacote arenoso nas áreas próximas à zona de espraiamento. A numeração dos perfis é de nordeste para sudoeste (Perfil 1 mais a nordeste, Perfil 6 mais a sudoeste).

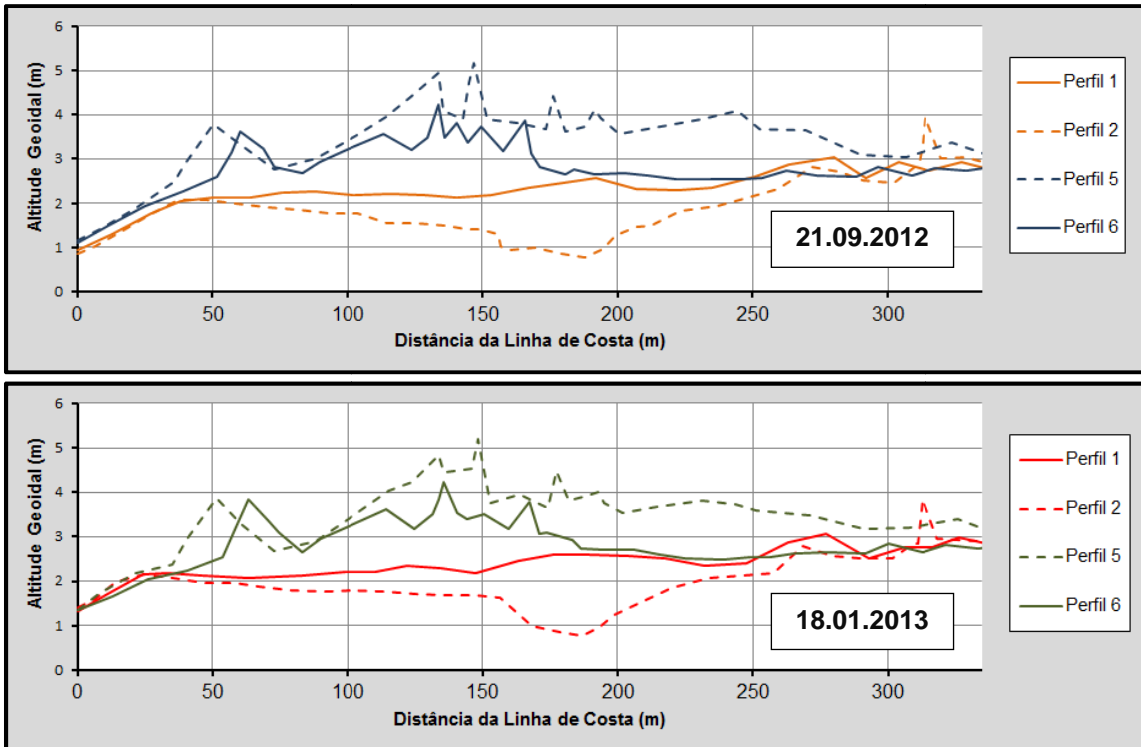


Figura 5.57– Comparação entre os 2 perfis mais setentrionais e os 2 perfis mais meridionais.

A **Tabela 5.9** exprime os resultados dos cálculos de volume baseados nos perfis praias. Para o cálculo foram considerados os primeiros 335 m a partir da linha de água, e a linha de base utilizada foi a altitude zero do geóide.

Tabela 5.9 – Parâmetros topográficos dos 6 perfis nas campanhas de inverno (21.09.2012) e de verão (18.01.2013).

Data	Perfil	Área (m ²)	H _m (m)	Volume(m ³)
21.09.2012	1	777,38	2,32	786351,15
	2	620,89	1,86	
	3	524,39	1,57	
	4	794,15	2,37	
	5	1.140,63	3,41	
	6	925,99	2,77	
18.01.2013	1	802,57	2,40	798124,50
	2	651,90	1,95	
	3	511,18	1,53	
	4	813,17	2,43	
	5	1.145,55	3,42	
	6	935,10	2,79	
Diferença	1	25,18	0,08	11773,35
	2	31,00	0,09	
	3	-13,21	-0,04	
	4	19,01	0,06	
	5	4,92	0,01	
	6	9,11	0,03	

A coluna “H_m” expressa a altitude geoidal média de cada perfil e a coluna “Volume” o volume total do pacote arenoso para cada data, calculado pelo método das áreas extremas (Borges, 1992). Os resultados da **Tabela 5.9** sugerem que nos perfis de setembro de 2012 e de janeiro de 2013, os maiores valores de acreção são observados a nordeste da Desembocadura da Lagoa do Estreito. Esse fato denota uma maior estabilidade da costa a sudoeste da referida desembocadura, em frente ao florestamento.

6. Conclusões

6.1. Sangradouro do Parque dos Cata-ventos

A presença na face da praia do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos é diretamente influenciada pelo balanço hídrico, em especial pela forte sazonalidade associada às taxas de evaporação. É razoável esperar que esse corpo de água tenha sua abertura entre os meses de Maio e Junho, e seu fechamento entre os meses de outubro e novembro.

Durante os primeiros dias nos quais o Sangradouro do Parque dos Cata-ventos rompe a face da praia, grande quantidade de sedimentos é erodida e lançada na zona de espraiamento. As posições do meandro final e da desembocadura do sangradouro parecem estar diretamente ligadas à deriva litorânea causada pela incidência oblíqua de ondas, realocando os sedimentos erodidos.

O cordão de dunas frontais da praia da Querência não mais se recompõe na área de impacto do sangradouro supracitado, mesmo nos anos mais secos, a despeito do transporte eólico observado no local. O impacto de marés meteorológicas, associadas à passagem de ciclones extratropicais próximos ao litoral em estudo, está relacionado tanto com a abertura quanto com o fechamento dos sangradouros desse porte, por meio de intensa remobilização dos sedimentos arenosos outrora consolidados e da erosão promovida durante o evento.

O caráter efêmero desse sangradouro parece estar diretamente ligado ao binômio *carga hidráulica/hidrodinâmica costeira*. Quando a carga hidráulica (energia potencial das águas superficiais e do lençol freático) diminui devido a um balanço hídrico negativo, a hidrodinâmica costeira, impulsionada pelas marés meteorológicas, se encarrega de represar o sangradouro até que exista uma condição favorável para sua formação nos meses mais úmidos.

Tal sangradouro pode ser aberto eventualmente nos meses mais secos, seja por influência antrópica ou, de maneira menos frequente, devido a altas taxas de precipitação em poucos dias. Nesses casos, o sangradouro abre de

forma efêmera e não possui competência para manter seu fluxo em direção ao oceano, que se extingue em pouco tempo.

O sangradouro do Parque dos Cata-ventos, portanto, constitui uma interrupção permanente no cordão de dunas frontais, e por consequência um ponto de alta sensibilidade a elevações efêmeras do nível do mar. O mesmo necessita de taxas de precipitação elevadas para sua abertura, mas sua permanência está diretamente ligada à sazonalidade regular das taxas de evaporação, tornando-se possível uma previsão de seu ciclo anual.

6.2. Desembocadura da Lagoa do Estreito

O florestamento de *Pinus Ellioti* certamente causou um impacto na morfodinâmica local, principalmente por se tratar de vegetação densa e de grande porte. Mediante análise de fotografias aéreas pretéritas, é possível observar uma redução da taxa de migração do cordão de dunas para dentro da Lagoa do Estreito.

O volume de areia retido a SW da Barra do Estreito após o crescimento desta espécie evidencia a mesma como uma efetiva barreira ao transporte eólico, que sem a presença dessa vegetação acabaria por migrar em direção a Lagoa do Estreito. O aumento da biomassa vegetal pode sim ter causado uma frenagem na colmatção da lagoa supracitada, porém uma diminuição do estoque sedimentar disponível para o transporte eólico não deve ser negligenciada.

Para fins de gerenciamento costeiro o autor considera a linha de costa em questão como estável, apesar da tendência acrescida atribuída ao impacto do florestamento.

Três fatores principais influenciam a condição e a posição da Desembocadura da Lagoa do Estreito: as condições meteorológicas, em especial a taxa de precipitação; a incidência oblíqua de ondas que, através da deriva litorânea de sedimentos, é capaz de direcionar a direção do meandro final da desembocadura; e a incidência de constantes sistemas frontais, que causam a elevação do nível do mar na costa, fator preponderante para a abertura e para o fechamento desse canal. A incidência de ventos paralelos à

linha de costa vindos do quadrante SW parece ser o principal fator causador de tal elevação. Cabe ressaltar que as marés meteorológicas são um agente facilitador da abertura do fluxo em direção à costa, pois erodem a face da praia e as dunas frontais. O fator preponderante para esse fenômeno é a diferença de nível de água (energia potencial) entre a água continental (desembocadura e lençol freático) e o oceano (espraiamento).

De acordo com os modelos potenciométricos do lençol freático e os valores de velocidade de Darcy calculados, o fluxo de água subterrâneo da Barra do Estreito ao longo do ano se mantém em direção ao continente, tendendo a convergir para a desembocadura quando aberta.

A análise de perfis praias transversais mostra que a praia a SW da Desembocadura da Lagoa do Estreito possui um pacote arenoso muito mais espesso do que a praia a nordeste. Maiores variações sazonais são notadas nos perfis a NE da Barra do Estreito, que podem ser atribuídas à migração da desembocadura e ao pacote arenoso menos espesso.

A presença do anteriormente denominado Sangradouro do Estreito na face praias está diretamente relacionado ao balanço hídrico, porém sua permanência não obedece aos padrões sazonais como os demais. Esse fato pode ser atribuído à grande bacia de drenagem à qual tal corpo de água encontra-se conectado, que inclui a Lagoa do Estreito. Assim, durante períodos de elevada pluviosidade, o sangradouro pode ser aberto naturalmente e com grande vazão, mesmo nos meses mais secos quando esse fato não seria esperado. De acordo com relatos de moradores locais, a Barra do Estreito recebe também o impacto da ação antrópica ao ser eventualmente aberta artificialmente, objetivando evitar alagamentos e permitir o desenvolvimento de espécies de interesse para a pesca em suas águas, por vezes obras devido à intrusão de água do mar por sua desembocadura. Tais fatores são argumentos suficientes para classificar o Sangradouro do Estreito, também conhecido como Barra do Estreito e Barrinha, como uma “Lagoa Intermitentemente Aberta”, termo equivalente ao ICOLL, que está sendo usado para designar feições similares do litoral leste da Austrália.

6.3. Considerações Finais

Este estudo é uma contribuição para o entendimento da dinâmica envolvida na abertura, permanência e fechamento dos sangradouros e demais corpos de água intermitentes e efêmeros da costa do Rio Grande do Sul.

Os dois corpos de água deste estudo diferem consideravelmente em termos de dimensão, vazão e características da praia onde estão inseridos. O Sangradouro do Parque dos Cata-ventos se encaixa na definição clássica de sangradouro, drenando o excedente hídrico de áreas baixas que se formam entre dunas transgressivas e cordões litorâneos. Já a Desembocadura da Lagoa do Estreito é responsável pela drenagem de uma extensa área de banhados e dunas transgressivas, além de estar diretamente conectado à lagoa, e assim obedece a forças distintas.

O ciclo intermitente do Sangradouro do Parque dos Cata-ventos está intimamente ligado à variação sazonal das taxas de evaporação, enquanto a Desembocadura da Lagoa do Estreito é muito mais sensível à aleatoriedade das taxas de precipitação, devido à dimensão e às características de sua bacia de drenagem.

O aumento da urbanização, a criação de novos balneários na costa do Rio Grande do Sul e o consequente impacto na dinâmica dos sangradouros são iminentes, visto que a estrada BR-101 encontra-se asfaltada e um estaleiro em São José do Norte já está em fase de implantação. Certamente haverá grande migração para a porção sul do Estado, portanto o gerenciamento urbano e costeiro deve ser feito de maneira racional. Em alguns locais os sangradouros têm sido utilizados como ferramenta da drenagem urbana, porém as alterações em seu curso e a impermeabilização de áreas adjacentes podem causar erosão na face da praia e nos cordões de dunas, assim como acidentes e destruição de propriedades. A interrupção dos canais dos sangradouros mostrou-se bastante danosa no Balneário Hermenegildo (Maia, 2011), podendo causar alagamentos.

A costa do Rio Grande do Sul e todas as suas estruturas praias, por ser aberta e ter uma topografia relativamente plana, necessita ser continuamente

estudada e ter sua vulnerabilidade quantificada, para que os órgãos competentes possuam ferramentas para uma gestão mais racional e lógica a ser implantada não apenas nos balneários existentes, mas também em novos assentamentos que por ventura sejam desenvolvidos.

7. Recomendações

Muito se especula quanto à formação e a evolução geomorfológica e morfodinâmica da costa em estudo, porém para um melhor entendimento dos processos e forças que agem, agiram e agirão na transformação da linha de costa e adjacências. É necessário grande investimento em pesquisa, em especial estudos geológicos invasivos (testemunhos) e não invasivos (Ground Penetrating Radar – GPR, conforme Barboza *et al.*, 2011), além de monitoramento constante das condições climáticas e seu impacto no clima de ondas e nível médio do mar. Outra limitação é a carência de séries temporais fidedignas e ininterruptas, que possam estabelecer padrões comportamentais que auxiliem na tomada de decisão dos órgãos responsáveis pelo gerenciamento costeiro.

O monitoramento em caráter ininterrupto e em alta frequência é necessário para um melhor entendimento dos processos que regem o ciclo morfodinâmico dos sangradouros e das demais lagoas intermitentemente abertas da costa do Rio Grande do Sul. A utilização de vídeo monitoramento, associada a campanhas periódicas de coleta de dados topográficos, pode proporcionar uma série de dados de maior densidade, fundamental para a análise das variações instantâneas relacionadas à abertura e ao fechamento desses canais. Diversos estudos de cunho morfodinâmico foram e estão sendo conduzidos na costa do Rio Grande do Sul, tendo o vídeo monitoramento como ferramenta principal ou secundária (Guedes *et al.* 2007; Sobral *et al.* 2010 e 2013).

Recomendam-se estudos do fluxo subterrâneo de água das áreas de estudo com maior abrangência espacial e temporal, talvez em região posterior ao cordão de dunas frontais, visando evitar o efeito de fluxos bidirecionais causados pela flutuação do nível do mar.

Diante dos resultados obtidos, surge um impasse quanto à caracterização de outros corpos de água intermitentes da costa do Rio Grande do Sul. Estudos de cunho morfodinâmico sobre a desembocadura da Lagoa do Peixe e sobre os sangradouros formados pelo extravaso das Lagoas de Bolso de São Simão podem ser realizados, para estabelecer uma comparação com a Lagoa do Estreito, e talvez classifica-los como ICOLL ou uma possível tradução do termo.

É claro que há muito a ser feito, e algumas das considerações feitas neste documento poderão ser refutadas no futuro, mediante aplicação de novas tecnologias e um monitoramento mais frequente.

8. Referências Bibliográficas

- ALBUQUERQUE, M.G.; ESPINOZA, J.M.A.; TEIXEIRA, P.; OLIVEIRA, A.; CORRÊA, I.; CALLIARI, L. 2013. Erosion or Coastal Variability: An evaluation of the DSAS and the Change Polygon Methods for the determination of erosive processes on sandy beaches. *Journal of Coastal Research*, 65 (SI): 1710-1714.
- ALMEIDA, L.E.S.B. & ROSAURO, N.M.L. 1997. Análise preliminar das marés na barra do Rio Tramandaí (RS-Brasil). *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos* (12:1997:Vitória). Anais. São Paulo. ABRH, vol. 4, p. 559-566.
- ALVAREZ, J. A.; GRÊ J. C. & TOLDO Jr., E. 1981. Estudos da praia a nordeste do molhe de Rio Grande, RS. *Pesquisas, Porto Alegre*, 14: 131-147.
- AREJANO, T.B. 2006. Geologia e evolução holocênica do sistema lagunar da “Lagoa do Peixe”, litoral médio do Rio Grande do Sul, Brasil. Porto Alegre, Rio Grande do Sul: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. 94p.
- AVILA, C.L. 2012. Estudo do comportamento do fluxo subterrâneo, sua interação com a intrusão salina e com os fenômenos atmosféricos típicos da região - aplicação à praia do cassino, Brasil. *Dissertação de Mestrado*, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, Brasil. 86p.
- BALDOCK, T.E.;WEIR, F.M.;HUGHES, M.G. 2008. Morphodynamic evolution of a coastal lagoon entrance during swash overwash. *Geomorphology*, 95 3-4: 398-411.
- BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N.2011. Evolution of the Holocene Coastal Barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) - a new approach with GPR data.*Journal of Coastal Research*, v. SI 64, p. 646-650.
- BARLETTA, R.C. & CALLIARI, L.J. 1997. Caracterização morfodinâmica de praias compreendidas entre o Farol da Conceição e São José do Norte, RS. *Resumos*, p: 24-26, Anais da Semana Nacional de Oceanografia, UNIVALI, Itajaí, SC, Brasil.
- BARLETTA, R.C. 2000. Efeitos da Interação oceano-atmosfera sobre a morfodinâmica das praias do Litoral Central do Rio Grande do Sul, Brasil. Universidade Federal do Rio Grande, RS. *Dissertação de Mestrado*, 160p.
- BENAVENTE, J.; DEL RÍO, L.; GRACIA, F.J.; MARTÍNEZ-DEL-POZO, J.A. 2006. Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). *Continental Shelf Research*, 26, 1061-1076.
- BERNARDI, J.V.E. & LANDIM, P.M.B. 2002. Aplicação do Sistema de Posicionamento Global (GPS) na coleta de dados. DGA, IGCE, UNESP/Rio Claro, Laboratório de Geomatemática, Texto Didático 10, 31 pp.
- BORGES, A.C. 1992. *Topografia Aplicada à Engenharia Civil – Vol. 2*. Editora Edgar Blucher. São Paulo. 232 p.
- BOUWER, H. 1978. *Ground Water Hydrology*. New York: McGraw-Hill. 480 pp.

- BOWDEN, K.F., 1983. *Physical Oceanography of Coastal Waters*. New York: Wiley, 302p.
- BRITTO F. & KRUSCHE, N., 1996. Frequência e intensidade das frentes frias em Rio Grande. *Anais: IX Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Campos do Jordão, v. 01: 185-188.
- CALLIARI, L.J. 1980. Aspectos sedimentológicos e ambientais na região estuarial da Lagoa dos Patos. Curso de pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de mestrado. 190 p.
- CALLIARI, L.J. & KLEIN, A.H. 1993. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas*, v.20, n.1.
- CALLIARI, L.J, FACHIN, S. 1993. Laguna dos Patos: influência nos depósitos lamíticos costeiros. *Pesquisas*, v.20, n.1, p.57-69.
- CALLIARI, L.J.; SPERANSKI, N.; BOUKAREVA, I. 1998. Sable focus of wave rays as a reason of local erosion at the southern Brazilian coast. In: *INTERNATIONAL COASTAL SIMPOSIUM'98*. Proceedings. Fort Lauderdale, p. 19-23.
- CALLIARI, L.J.; TOLDO, Jr., E.E.; NICOLODI, J.L. 2004. Classificação geomorfológica da linha de costa do Rio Grande do Sul. Technical Report. Atlas de erosão e progradação do litoral do Brasil.
- CAPUTO, H.P. *Mecânica dos solos e suas aplicações*, Livros Técnicos e Científicos, Rio de Janeiro, 3v. 345 p. 1980.
- CARRARO, C.C.; GAMERMANN, N.; EICK, N.C.; BORTOLUZZI, C.A.; JOST, H.; PINTO, J.F. 1974. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul (escala 1:1.000.000). Porto Alegre, UFRGS, Instituto de Geociências, 29 p.
- COLI, A.B. & MATA, M.M., 1993. Caracterização das Alturas de Onda no Atlântico Sul Ocidental Através da Altimetria TOPEX/POSEIDON. *Anais do VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. Salvador, Bahia.
- COLI, A.B., 2000. Estudo do clima ondulatório em Rio Grande. Dissertação de Mestrado, Curso de Engenharia Oceânica, Fundação Universidade Federal do Rio Grande – FURG, 76p.
- CAMARGO, M.G. 2006. SysGran: um sistema de código aberto para análises granulométricas do sedimento. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 36, v. 2, p. 371-378.
- CSANADY, G.T., 1982. *Circulation in the Coastal Ocean*. D. Reidel, Dordrecht, The Netherlands, 279 pp.
- DARCY, H. 1856. *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*, pp. 570, 590-594, V. Dalmont, Paris.
- DELANEY, P.J.V. 1965. *Fisiografia e geologia da superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul*. Publicação Especial da Escola de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 6: 1-195.

- DE-ZOTTI, C.O.L. 2012. Uso de Geotecnologias para caracterização do comportamento morfológico de sangradouros após a passagem de eventos extremos. Monografia de Conclusão de Curso Técnico em Geoprocessamento. Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Sul. Rio Grande, 46p.
- DIAS, J.M. & FERNANDES, E.H. 2004. Tidal and subtidal propagation in two atlantic estuaries: Patos Lagoon(Brazil) and Ria de Aveiro Lagoon (Portugal). *Journal of Coastal Research*, SI 39, 1422 - 1426.
- 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 of Coastal Research*, 16: 71-81.
- DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L.J.; BARBOZA, E.G. 2004. Barrier evolution and placer formation at Bojuru, southern Brazil. *Marine Geology*. 203: 43-56.
- DILLENBURG, S.R. & HESP, P.A. 2009. Geology and geomorphology of holocene coastal barriers of Brazil. Chapter 3: The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. Ed. Springer. pp. 53-88.
- ESTEVES, L.S. 2004. Variabilidade espaço-temporal dos deslocamentos da linha de costa no Rio Grande do Sul. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. 150 p.
- ESTEVES, L.S.; WILLIAMS, J.J.; DILLENBURG, S.R. 2006. Seasonal and interannual influences on the patterns of shoreline changes in Rio Grande do Sul, southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, v. 22, p. 1076-1093.
- FIGUEIREDO, S.A., 2002. Distribuição Espaço-Temporal dos Sangradouros na Costa Gaúcha no Trecho São José do Norte – Farol de Mostardas. Monografia de Graduação, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, Brasil.
- FIGUEIREDO, S.A. & CALLIARI, L.J., 2005. Distribuição Espacial, Variação Sazonal, Padrões Morfológicos e Implicações no Gerenciamento Costeiro. *Pesquisas, Porto Alegre, Gravel*, No. 3, pp. 47-57.
- FIGUEIREDO, S.A. & CALLIARI, L.J., 2006. Washouts in the central and northern littoral of Rio Grande do Sul State, Brazil: distribution and implication. *Journal of Coastal Research*, SI 39: pp. 366-370.
- FIGUEIREDO, S.A.; COWELL, P.; SHORT, A.D. 2007. Intermittent backbeach discharge to the surfzone: modes and geomorphologic implications. *Journal of Coastal Research*, SI 50: 610-614.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. 1957. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. London: *Journal of Sedimentary Petrology*. n. 27. 1957.
- FONTOURA, J.A.S. 2004. Hidrodinâmica costeira e quantificação do transporte longitudinal de sedimentos não coesivos na zona de surfe das praias adjacentes aos Molhes da Barra do Rio Grande, RS, Brasil (Aplicação às praias do Cassino, Mar Grosso e adjacências dos Molhes Leste e Oeste da desembocadura do estuário da Lagoa dos Patos). Porto Alegre, Rio Grande do Sul: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. 223 p.

- FONZAR, B.C. 1994. A circulação atmosférica da América do Sul – Os grandes sistemas planetários e os subsistemas regionais que atingem o continente: localização e trajetórias. Caderno de Geociências, IBGE, Rio de Janeiro, 11: 11-33.
- GIANUCA, K.S. & TAGLIANI, C.R.A. 2012. Análise em um Sistema de Informação Geográfica (SIG) das alterações na paisagem em ambientes adjacentes a plantios de pinus no Distrito do Estreito, município de São José do Norte, Brasil. Revista da Gestão Costeira Integrada 12(1):43-55.
- GODOLPHIM, M.F. 1976. Geologia do holoceno costeiro do município de Rio Grande, RS. Curso de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. 146p.
- GOULART, A.L.R. & COZZA, R.J. 2010. Geotecnologias Aplicadas ao Estudo e Manejo de Sangradouros: Estudo de Caso do Arroio Querência, Praia do Cassino, RS. Monografia de Conclusão de Curso Técnico em Geoprocessamento. Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Sul. Rio Grande, 46p.
- GUEDES, R.M.C., PEREIRA, P.S.; CALLIARI, L.J., 2007. Determinação dos bancos arenosos e da linha de praia no cassino, RS, através de perfis de praia e Imagens Argus. Congresso Latino-Americano e Ciências do Mar. Florianópolis, SC.
- HAINES, P.E. 2008. ICOLL management – strategies for a sustainable future. BMT WBM Pty Ltd, Broadmeadow, NSW.
- HAINES, P.E.; TOMLINSON, R.B.; THOM, B.G. 2006. Morphometric assessment of intermittently open/closed coastal lagoons in New South Wales, Australia. Estuarine Coastal and Shelf Science, Volume 67, p. 321-332.
- HESP, P. 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. Geomorphology 48: 245–268.
- HOLMAN, R.A. & SALLENGER, A.H. 1985. Setup and Swash on a Natural Beach. Journal of Geophysical Research, No. 90, pp. 945-953.
- HOLMAN, R.A., 1986. Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. Coastal Engineering 9, 527–544.
- INMAN, D.L. & NORDSTRON, C.E. 1971. On the tectonic and morphologic classification of coasts: Journal of Geology, v. 79(1), p. 1-21.
- KOMAR, P.D. 1998. Beach processes and sedimentation, 2nd Ed., Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 544 pp.
- KÖPPEN, H.D. 1948. Climatologia, México, Fundo de Cultura e Economia, 380p.
- KRUSCHE, N.; SARAIVA, J.M.B.; REBOITA, M.S. 2003. Normais Climatológicas Provisórias de 1991 a 2000 para Rio Grande, RS. Rio Grande, Brasil, 84 pp.
- LAUBE, D.M. & LAMOUR, M.R. 2011. Morfodinâmica praias associada a sangradouros no litoral paranaense: resultados preliminares. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Armação dos Búzios. Anais XIII ABEQUA.

- LIMA, L.G. 2008. Estratigrafia e Evolução da Barreira Holocênica na Praia do Hermenegildo, RS. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 71p.
- LISNIEWSKI, M.A. 2006. Variação granulométrica nos sedimentos em suspensão transportados longitudinalmente na zona de surfe na praia do Cassino. Monografia de Graduação, Universidade Federal do Rio Grande, Brasil.
- LONG, T. & PAIM, P.S.G., 1987. Modelo de evolução histórica e holocênica do estuário da Lagoa dos Patos. In: Anais do primeiro congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, São Paulo, Brasil: ABEQUA, 227–248.
- MACHADO, A.A.; CALLIARI, L.J.; MELO, E.; KLEIN, A.H.F. 2010. Historical assessment of extreme coastal sea state conditions in southern Brazil and their relation to erosion episodes. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*, 5(2): 277-286.
- MACHADO, A.A.; CALLIARI, L.J.; GOULART, E.S. 2011. Eventos erosivos no litoral sul do Brasil: identificação de padrões atmosféricos. In: IX Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite (IX OMAR-SAT), 2011, Arraial do Cabo. IX OMAR-SAT.
- MAIA, N.Z. 2011. Avaliação da elevação do nível do mar e riscos de inundação costeira associados à passagem de ciclones no Balneário Hermenegildo, RS. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, Brasil.
- MARTINS, L.R., 1967. Aspectos texturais e deposicionais dos sedimentos praias e eólicos da planície costeira do Rio Grande do Sul. Publicação Especial, Escola de Geologia UFRGS, Porto Alegre, Brazil, v. 13, pp. 1-102.
- MARTINHO, C.T.; DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. 2008. Morphological and temporal variations of transgressive dunefields of the northern and mid-littoral Rio Grande do Sul coast, Southern Brazil. *Marine Geology* 256, pp. 49–64.
- MARTINHO, C.T.; DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. 2009. Wave energy and longshore transport gradients controlling barrier evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research* 25 (2): 285-293.
- MELO, E. & GUZA, R.T., 1991. Wave propagation in jettied entrance channels. I: Models, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, ASCE, 117 (5), 471-492.
- MONICO, J.F.G. 2000. Posicionamento pelo NAVSTAR-GPS: Descrição, Fundamentos e Aplicações. 1ª ed. São Paulo: Unesp, p 287.
- MOTTA, V.F. 1963. Análise e Previsão das Alturas de Ondas em Tramandaí, Porto Alegre. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 30 p.
- MOTTA, V.F. 1967. Estudo em modelo reduzido para a regularização da embocadura lagunar de Tramandaí, RS. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

- MOTTA, V.F. 1969. Relatório diagnóstico sobre a melhoria e o aprofundamento do acesso pela Barra do Rio Grande. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.
- MUNARO, P. 1994. Geologia e Mineralogia do Depósito de Minerais Pesados de Bojuru-RS. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 96 p.
- MURTY, T.S. 1988. List of major natural disasters, 1960–1987. *Natural Hazards* 1, 303–304.
- NIMER, E. 1989. Climatologia do Brasil. Secretaria de Planejamento e Coordenação da Presidência da República e IBGE, Rio de Janeiro, 421p.
- NOBRE, C.A. & MOLION, L.C.B. 1986. Climanálise Especial. Edição Comemorativa de 10 anos.
- PARISE, C.K.; CALLIARI, L.; KRUSCHE, N. 2009. Extreme storm surges in the south of Brazil: atmospheric conditions and shore erosion. *Brazilian Journal of Oceanography*, 57(3), 175–188.
- PEREIRA, P.S.; CALLIARI, L.J.; BARLETTA, R.C. 2010. Heterogeneity and homogeneity of Southern Brazilian beaches: a morphodynamic and statistical approach. *Continental Shelf Research*, 30: 270-280.
- PEREIRA DA SILVA, R. 1995. Comportamento Morfodinâmico dos Sangradouros Entre a Praia do Cassino e Chuí, RS. Monografia de Graduação, FURG, Rio Grande, 36p.
- PEREIRA DA SILVA, R. 1998. Ocorrência, distribuição e características morfodinâmicas dos sangradouros na zona costeira do Rio grande do Sul: trecho Rio Grande - Chuí, RS. Porto Alegre. 146p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de geociências, Universidade Federal do Rio grande do Sul.
- PEREIRA DA SILVA, R.; CALLIARI, L.J.; TOZZI, H.A.M. 2003. The influence of washouts on the erosive susceptibility of Rio Grande do Sul between Cassino and Chuí beaches, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 35: 332-338.
- PIANÇA, C.; MAZZINI, P.L.F.; SIEGLE, E. 2010. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 58, p. 53-70.
- REBOITA, M.S.; GAN, M.A.; DA ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. 2010. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25 (2), 185 – 204.
- ROY, P.S. 1984. NSW Estuaries: Their Origin and Evolution in: Thom ed. (1984) *Coastal Geomorphology in Australia*, Academic Press, Sydney.
- SEELIGER, U. 1998. O sistema das dunas costeiras frontais. in: SEELIGER, U.; ODEBRECHT, C.; CASTELLO, J.P. (eds.). *Os ecossistemas costeiro e marinho do extremo sul do Brasil*. Editora Ecocientia, Rio Grande, RS. pp. 190-195.
- SERPA, C.G., 2008. Estudo da influência dos fatores climáticos, hidrológicos e morfológicos no ciclo morfodinâmico praias de um sangradouro intermitente, Praia do Cassino, Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, Brasil.

- SERPA, C.G.; ROMEU, M.A.R.; FONTOURA, J.A.S.; CALLIARI, L.J.; MELO, E.; ALBUQUERQUE, M.G. 2011. Study of the responsible factors for the closure of an intermittent washout during a storm surge, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 64, Volume II, pp. 2068-2073.
- SERPA, C.G.; ROMEU, M.A.R.; CALLIARI, L.J.; ALBUQUERQUE, M.G. 2011. Variação morfodinâmica da Barra do Estreito associada à ocorrência de um sangradouro intermitente. In: XIV Congresso Latino-Americano de Ciências do Mar – COLACMAR.
- SHEEDY, D.P. 1996. The spatial and temporal variability of berms. Honours thesis, Bach.Sci., University of Sydney, Sydney.
- SHORT, A.D. & HESP, P.A. 1982. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marine Geology*, 48, 259-284.
- SIEGLE, E. & CALLIARI, L.J., 2008. High-energy events and short-term changes in superficial beach sediments. *Brazilian Journal of Oceanography*, 56(2), 149-152.
- SILVA, M.A.M. 1976. Mineralogia das Areias de Praia entre Rio Grande e Chuí - Rio Grande do Sul. In: XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, 1976, Belo Horizonte.
- SOBRAL, F.N.C.; PEREIRA, P.S.; GUEDES, R.M.C.; CALLIARI, L.J. 2010. Validação de métodos computacionais na determinação da linha d'água a partir de imagens de vídeo na Praia do Cassino, RS. In: Anais do IV Congresso Brasileiro de Oceanografia. Rio Grande, RS, Brasil.
- SOBRAL, F.N.C.; PEREIRA, P.S.; CAVALCANTI, P.G.; CALLIARI, L.J. 2011. Estimativa da variação topográfica praial através de vídeo imagens durante eventos de marés meteorológicas. IX Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite – OMAR-SAT.
- SOBRAL, F.N.C.; PEREIRA, P.S.; CAVALCANTI, P.G.; GUEDES, R.M.C.; CALLIARI, L.J. 2013. Intertidal Bathymetry Estimation Using Video Images on a Dissipative Beach. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65, pp. 1439-1444.
- SMITH, M.J. & CROMLEY, R.G. 2012. Measuring historical coastal change using GIS and the change polygon approach. *Transactions in GIS* 16(1), 3-15.
- STRAUCH, J.C.S. 1996. Estudo do clima ondulatório em Rio Grande. Anais do XII Congresso Regional de Iniciação Científica e Tecnologia em Engenharia, Curitiba, PR, 51p.
- SUGUIO, K. 1973. Introdução à sedimentologia. São Paulo, Edgard Blucher, 317p.
- TAGLIANI, C.R.A.; DE OLIVEIRA, A.O.; TAGLIANI, P.R.A.; SALAS, E.; GANDRA, T. 2008. Plano ambiental municipal de São José do Norte, RS. 138p.
- THIELER, E.R.; HIMMELSTOSS, E.A.; ZICHICHI, J.L.; ERGUL, A., 2009. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0: an ArcGis extension for calculating shoreline changes: U.S. Geological Survey Open-file Report 2008-1278.
- TOLMAN, H.L., 2002. User manual and system documentation of WAVEWATCH-III, version 2.22. NOAA / NWS / NCEP / MMAB. Technical Note 222, 133 pp.

- TOMAZELLI, L.J. 1993. O regime de ventos e a taxa de migração das dunas eólicas costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, v.20, n.1, p.18-26.
- TOMAZELLI, L.J. & DILLENBURG, S.R. 2007. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brazil. *Marine Geology*, v. 244, p. 33-45.
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. 1992. Algumas considerações sobre o ambiente praial e a deriva litorânea de sedimentos ao longo do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, Porto Alegre, 19(1):1-19.
- 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., eds., *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Edições CIGO/UFRGS, p. 375-406.
- TOZZI, H.A.M. 1999. Influência das tempestades extratropicais sobre o estoque subaéreo das praias entre Rio Grande e Chuí, RS. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Porto Alegre, Rio Grande do Sul. UFRGS: 115 p.
- VIEIRA, E.F.; RANGEL, S.R.S. 1984. Rio Grande do Sul, Geografia Física e Vegetação. Ed. Porto Alegre: Sagra, v.1, 183p.
- VILA-CONCEJO, A.; MATIAS, A.; PACHECO, A.; FERREIRA, Ó; DIAS, J.A. 2006. Quantification of inlet-related hazards in barrier island systems. An example from the Ria Formosa (Portugal). *Continental Shelf Research*, Volume 26, Issue 9, p. 1045-1060.
- VILLWOCK, J.A. & MARTINS, L.R.S. 1972. Depósitos lamíticos de pós-praias, Cassino, RS. *Pesquisas*, 9: 69-85.
- VILLWOCK, J.A. 1984. Geology of the coastal province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Pesquisas*, 16:5-49.
- 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*, 22 (10): 83-110.
- VILLWOCK, J.A & TOMAZELLI, L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, 8: 1-45.
- VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J. 1998. Holocenecoastalevolution in Rio Grande do Sul, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 11: 283-296.
- WEIR, F.M.; HUGHES, M.G.; BALDOCK, T.E. 2004. A methodology for predicting berm crest elevation fronting coastal lagoons. *Proceedings 8th National Conference on Hydraulics in Water Engineering*, Gold Coast, Australia, Engineers Australia, ISBN-085825-850-1, 8pp.
- WEIR, F.M.; HUGHES, M.G.; BALDOCK, T.E. 2006. Beach face and berm morphodynamics fronting a coastal lagoon. *Geomorphology*, 82, 331-346.
- WENTWORTH, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30:377-392
- WILLIAMS, J.J. & ESTEVES, L.S. 2005. Predicting shoreline changes: A case study in Rio Grande do Sul, Brazil. *Geophysical Research Letters*, 32(11).

- WINDOM, H & NIENCHESKI, F. 2003. Biogeochemical processes in a freshwater – seawater mixing zone in permeable sediments along the coast of Southern Brazil. *Marine Chemistry*, v. 83, n. 3-4, p. 121-130.
- ZELTZER, F., 1976. Geologia e paleogeografia da restinga da Laguna dos Patos – RS. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.