



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



*Morfodinâmica da antepraia adjacente ao Farol da
Conceição: litoral médio do RS.*

Elaine Siqueira Goulart

Dissertação apresentada ao Programa
de Pós-Graduação em Oceanografia
Física, Química e Geológica, como
requisito parcial à obtenção do título
de Mestre.

Orientador Prof. Dr. Lauro Júlio Calliari

Rio Grande, 14 de maio de 2010

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente aos meus pais, que me apoiaram incondicionalmente desde quando decidi vir a Rio Grande cursar oceanologia.

À CAPES pela bolsa que possibilitou o desenvolvimento deste trabalho.

À Marinha do Brasil, pelo Navio. Comandante Varella, e ao CMDT Marcelo Abreu e sua tripulação pela ajuda.

Ao Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) pelos dados das folhas de bordo.

Ao Dr. Marco Romeu e ao Prof. Dr. Elói Mello pelos dados do modelo WW3.

À Estação dos Práticos da Barra de Rio Grande pelos dados de nível.

Ao prof. José Antqueira pelos dados coletados em 2006.

Ao prof. Paulo Teixeira pela essencial ajuda e sugestões com o modelo RefDif.

Ao prof. Lauro Calliari pela orientação e amizade.

Às laboratoristas Glória e Neuza pelas análises sedimentológicas.

Aos colegas de laboratório Arthur, Frederico, Pedro Guimarães, Fernando e Subtenente Valim pela ajuda nos embarques para a coleta dos dados. E ao amigo Pedro Pereira pelas discussões e sugestões.

Aos colegas do LOG pela amizade e apoio no dia- a- dia.

À todos os amigos do Cassino, pela companhia, e por tornarem a vida no Cassino mais fácil de ser vivida.

E finalmente, ao Ricardo Costa, Curiri, meu amor, pelo apoio, amizade, paciência e o amor.

Obrigada.

Resumo

A antepraia compreende a zona que vai do fim da zona de arrebentação ao início da plataforma interna. Os processos oceanográficos e geológicos neste ambiente determinam como a linha de costa vai responder às tempestades, à subida ou descida do nível do mar e às alterações nas reservas de sedimento provocadas pelo homem. Levantamentos detalhados da antepraia do RS são raros ou inexistentes. A fim de compreender a estrutura e a influência da antepraia nos processos costeiros na região do Farol da Conceição, caracterizado como um hot-spot erosivo. Foram realizados mapeamentos batimétricos e sedimentológicos detalhados da região. O mapeamento batimétrico foi realizado desde a isóbata dos 23 até os 5 metros de profundidade, com linhas espaçadas a meia milha náutica, além de um adensamento sobre os principais picos do banco. Foram coletadas 142 amostras pontuais de sedimento.

Para entender a influência das estruturas mapeadas nas transformações das ondas em águas intermediárias e rasas, a batimetria detalhada foi utilizada como base para simulações de propagação de ondas, utilizando o modelo parabólico REFDIF-S (espectral). Foram simulados cinco casos modais, com altura significativa inicial de 1.5 m e período de pico de 10s, variando somente a direção de incidência (60°, 90°, 140°, 180° e 210°). Posteriormente foram simulados 3 eventos extremos, todos com direção aproximadamente de SE, os quais tiveram seu impacto na costa observados. O primeiro evento causou a queda do antigo Farol da Conceição, o segundo causou altas taxas de erosão, e o terceiro foi responsável pelo colapso da casa do faroleiro. Foram calculados também os limites das águas rasas e intermediárias, além da profundidade de fechamento 'instantânea' para todas as situações simuladas.

Os resultados sugerem que o Banco Capela se trata de uma feição composta por um núcleo rígido, possivelmente composto por arenitos praias. Atualmente, o núcleo rígido interage com as correntes ao longo da costa e com o transporte de sedimento nesta direção, assumindo a forma de 'V' com os braços indicando a direção preferencial da deriva litorânea (SW para NE).

O mapeamento sedimentológico mostrou a presença de sedimentos finos provenientes da Lagoa dos Patos nas adjacências do banco. O sedimento grosso encontrado sobre o banco se deve a turbulência gerada pela interação entre a estrutura e a dinâmica local. As areias médias e grossas encontradas nas amostras podem ter origem em canais fluviais mapeados previamente nas proximidades da área de estudo. O sedimento cascalhoso amostrado é essencialmente calcário, inclusive com a presença de arenitos de praia.

As simulações mostraram em todos os casos que o Banco Capela não é responsável pela formação de focos de onda, e sim a batimetria complexa que existe entre as isóbatas de 20 e 30 metros. O banco interage com tais focos, causando principalmente seu espalhamento,

diminuindo o efeito do gradiente de alturas de onda na costa, que é um dos principais mecanismos de erosão na costa gaúcha.

A presença do banco na antepraia na região do Farol da Conceição influencia a dinâmica local de duas maneiras antagônicas no que diz respeito à condição de hot-spot erosivo: de um lado promove o espalhamento dos focos gerados na plataforma interna, diminuindo o efeito erosivo dos mesmos, e de outro, impedindo que o sedimento transportado para regiões além da estrutura à barlamar retorne à costa e recomponha as praias erodidas.

Sumário

Índice de Figuras	vi
Índice de tabelas.....	ix
Índice de equações	ix
1. Introdução.....	1
1.1 <i>A costa do Rio Grande do Sul</i>	1
1.2 <i>A antepraia e o comportamento da linha costa</i>	5
1.3 <i>Erosão na região do Farol da Conceição</i>	8
2. Objetivos	14
2.1 <i>Objetivo Geral</i>	14
2.2 <i>Objetivos Específicos</i>	14
3. Caracterização da área de estudo	15
3.1 <i>Ondas</i>	15
3.2 <i>Correntes</i>	17
3.3 <i>Maré</i>	19
3.4 <i>Caracterização dos sedimentos</i>	20
3.5 <i>Deriva litorânea de Sedimentos</i>	21
4. Metodologia.....	23
4.1 <i>Batimetria de detalhe</i>	23
- <i>Batimetria afastada da costa (de 23 a 10 metros de profundidade)</i>	24
- <i>Batimetria próxima a costa (de 10 a 4 metros de profundidade)</i>	24
4.1.1 <i>Processamento digital dos dados batimétricos</i>	25
4.2 <i>Amostragem Geológica</i>	28
4.3 <i>Comportamento do campo de ondas incidentes</i>	29
4.3.1 <i>Casos modais</i>	29
4.3.2 <i>Estudos de caso</i>	30
4.4 <i>Águas Rasas e Intermediárias e profundidade de fechamento.</i>	31
5. Resultados e Discussão.....	33
5.1 <i>Batimetria</i>	33
5.2 <i>Sedimentologia</i>	42
5.3 <i>Transformações do campo de ondas incidente</i>	55
5.3.1 <i>Casos modais</i>	55
- <i>Ondulação de ENE (60°N)</i>	55
- <i>Ondulação de E (90°N)</i>	58
- <i>Ondulação de SE (140°N)</i>	61

- Ondulação de S (180°N)	65
- Ondulação de SW (210°N).....	69
- Considerações gerais sobre os casos modais	71
5.3.2 Eventos Extremos	72
- Evento 01 – 15/07/1993	72
- Evento 02 – 21/07/1996	75
- Evento 03 – 12 a 16/04/1999.....	78
5.4 <i>Limites das águas rasas/ intermediárias e profundidade de fechamento</i>	81
6. Conclusões	83
7. Bibliografia	85

Índice de Figuras

Figura 1- Fragmento da carta náutica n° 90 da Marinha do Brasil, mostrando a forma ondulada do litoral do Rio Grande do Sul.	2
Figura 2 - Perfil esquemático transversal aos sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul com suas fácies sedimentares associadas. De Tomazelli e Villwock (2005).	3
Figura 3 - Esquema de perfil longitudinal à costa, localizando a ante-praia.	5
Figura 4 - Detalhe da carta 2100 da Marinha do Brasil. Área de estudo está destacada em vermelho.	8
Figura 5 - Perfis praias no Farol da Conceição, exemplificando erosão permanente ao longo dos anos. Modificado de Pereira et al. (2007)	10
Figura 6 - Afloramento de turfa nas proximidades do Farol da Conceição. Foto de Francisco Buchmann.	11
Figura 7 - Afloramento de arenito de praia nas proximidades do Farol da Conceição. Foto de Francisco Buchmann.	12
Figura 8 - Farol da Conceição caído e ruínas da casa do faroleiro. Foto de Pedro Pereira.	12
Figura 9 - Casa do faroleiro antes do colapso. Foto de Lauro Calliari.	12
Figura 10 - Representação dos tipos de hotspots. A - hotspot erosivo. B- Hotspot acrescivo. C- Hotspot simples. (modificado de McNinch, 2004).	13
Figura 11 - Mapa faciológico da plataforma do RS. Modificado de Martins et. al. 1972.	21
Figura 12 - Da esquerda para direita: Ecobatímetro, mochila do DGPS e computadores para acompanhamento da navegação.	23
Figura 13- Bote no qual foram realizadas as sondagens na parte rasa. Nota-se a tela e a antena do GPS.	24
Figura 14 - Localização da Estação Marinha de Aquicultura (EMA) e Estação de Praticagem da Barra do Rio Grande.	26
Figura 15 - Correlação linear entre os dados de nível medidos na Praticagem e os dados de nível na costa medidos pelo NDP.	26
Figura 16 - Comparação entre os dados de nível medidos na praticagem (em azul), medido pelo NDP (em preto) e calculados pela equação 1 (vermelho).	27
Figura 17 - Detalhe da comparação entre os dados de nível medidos na Praticagem (em azul), medidos na costa (em verde) e calculados com a equação 1 (vermelho).	28
Figura 18 – A: draga de Petersen. B: draga Gibs	28
Figura 19 - Linhas navegadas durante a sondagem batimétrica.	33
Figura 20 - Batimetria da região do Banco Capela.	34
Figura 21 - Fragmento da Carta Náutica n° 2100 da DHN, detalhe no Banco Capela. Em vermelho estão os pontos da Folha de Bordo 003 de 1963 da carta 2100, dados do Banco Nacional de Dados Oceanográficos.	35
Figura 22 - Morfologia geral do Banco Capela e antepraia adjacente. Em vermelho as isobatimétricas.	36
Figura 23 - Declividade do fundo em graus (°).	36
Figura 24 - Fragmento de imagem de satélite Landsat 7. Destacam-se a pluma da Lagoa dos Patos (SW da imagem) se dirigindo para NE e o sedimento em suspensão sobre o Banco Capela (NE da imagem).	38
Figura 25 - Fragmento da mesma imagem da figura 30. Detalhe na região do Banco Capela. ...	38

Figura 26 - Exemplo de marca sedimentar formada pela interação entre a hidrodinâmica e uma estrutura rígida (<i>scour mark</i>). Neste caso, uma concha na zona do estirâncio na praia do Cassino. Foto de Pedro Pereira.	39
Figura 27 - Arenito de praia pleistocênico a sul do farol da Conceição (de Buchmann, 2002) ..	40
Figura 28 - Mapa geológico simplificado da planície costeira do RS. De Tomazelli e Villwock (2000).	41
Figura 29 - Localização das amostras geológicas	42
Figura 30 - Distribuição espacial da mediana do tamanho de grão.....	43
Figura 31 - Distribuição espacial do desvio padrão do tamanho de grão em phi. As linhas em cinza indicam as isóbatas. Os pontos são referentes às amostras selecionadas para exemplificar a distribuição granulométrica.....	44
Figura 32 - Histogramas das amostras destacadas na Figura 31.	45
Figura 33 - Curvas de frequência acumulada das amostras destacadas.	47
Figura 34 - Mapa faciológico, segundo Shepard, Modificado por Schlee.	47
Figura 35 - Mapa de distribuição faciológico sem CaCO ₃ , segundo Shepard, Modificado por Schlee.	48
Figura 36 – Distribuição do percentual de carbonato de cálcio (CaCO ₃).....	48
Figura 37 - Exemplo de fragmentos de conchas e arenitos de praia na amostra Cap_20 (amostra 126).	49
Figura 38 - Amostra 122 (Cap_16), fragmentos de concha e arenito de praia.....	49
Figura 39 - Sistema de paleodrenagem na plataforma continental interna do Estado do Rio Grande do Sul, reconstituído da interpretação dos perfis sísmicos obtidos durante a Operação Geocosta Sul II. (de Calliari e Abreu, 2005).....	51
Figura 40 - Sistemas de paleodrenagens identificados nos registros sísmicos. Detalhes da plataforma continental e do talude. A seta vermelha indica a localização da Barra Falsa, e a elipse a área de estudo deste trabalho. Modificado de Weschenfelder et al. (2008).....	52
Figura 41 – A: Os pontos em preto representam alguns dos perfis sísmicos realizados no Projeto REMPLAC. Os pontos em vermelho representam a localização do paleocanal. B: Registro sísmico do paleocanal.....	53
Figura 42 - Paleo canal dentro da Lagoa dos Patos, ao sul da cidade de Bojuru, latitude aproximada da área de estudo deste trabalho. De Weschenfelder e Aliotta (2005).....	53
Figura 43 - Distribuição do percentual de areia média quartzosa (sedimento sem CaCO ₃).....	50
Figura 44 - Distribuição do percentual de areia grossa quartzosa (sedimento sem CaCO ₃).	50
Figura 45 - Grade batimétrica rotacionada -90° N.	55
Figura 46 - Distribuição do Hs resultante da simulação das ondas provenientes de ENE.	56
Figura 47 - Hs normalizado pela altura inicial (caso ENE). Detalhe no Banco Capela. Em laranja a localização dos perfis.....	57
Figura 48 - Perfis 01(antes) e 02 (depois) do Banco Capela na distribuição das alturas de onda de ENE normalizadas.	58
Figura 49 - Grade batimétrica rotacionada -45° N.	59
Figura 50 - Distribuição do Hs resultante da simulação das ondas provenientes de E.	59
Figura 51 - Hs normalizado pela altura inicial (caso E). Detalhe no Banco Capela.	60
Figura 52- Perfis 01(antes) e 02 (depois) do Banco Capela na distribuição das alturas de onda de E normalizadas.	61
Figura 53 - Grande batimétrica rotacionada -40° N.	61
Figura 54 - Distribuição do Hs resultante da simulação das ondas provenientes de SE.	62
Figura 55 - Hs normalizado pela altura inicial (caso SE). Detalhe no Banco Capela.	63

Figura 56- Cortes nas isobatimétricas de 18 (acima) e 6 (abaixo) metros na distribuição das alturas de onda de SE normalizadas.....	64
Figura 57 - Propagação de um espectro de onda com espalhamento direcional largo e dissipação turbulenta de energia. De (Barletta 2006).	65
Figura 58 - Grande batimétrica rotacionada -5° N. Utilizada na simulação da ondulação de S e SW.....	66
Figura 59 - Distribuição do Hs resultante da simulação das ondas provenientes de S.....	67
Figura 60 - Hs normalizado pela altura inicial (caso S). Detalhe no Banco Capela. Em laranja a localização dos perfis 01 (antes do banco) e 02 (depois do banco).....	68
Figura 61 – Perfis 01(antes do banco) e 02(depois do banco) de distribuição das alturas de ondas normalizadas.	68
Figura 62 - Distribuição do Hs resultante da simulação das ondas provenientes de SW.....	69
Figura 63 - Hs normalizado pela altura inicial (caso SW). Detalhe no Banco Capela.....	70
Figura 64 - Perfis 01 e 02, antes e depois do banco, respectivamente, de distribuição das alturas de onda vinda de SW normalizadas.	70
Figura 65 - Grade batimétrica utilizada nas simulações dos eventos.	72
Figura 66 - Distribuição das alturas de onda na simulação do evento 1 (15/07/1993).....	73
Figura 67 - Detalhe das alturas de onda na região do Banco Capela.	74
Figura 68- Perfis 01 e 02 (antes e depois do banco, respectivamente) de distribuição das alturas de onda normalizadas no evento 01.	74
Figura 69 - Perfis transversais a costa, antes e depois da tempestade de julho de 1996. Dados de (Barletta 2000)	75
Figura 70- Distribuição das alturas de onda no evento 02 (21/07/1996).	76
Figura 71- Hs normalizado pelo Hs do início da simulação (evento 02). Detalhe no Banco Capela.....	77
Figura 72- Perfis 01 e 02 (antes e depois do banco, respectivamente) de distribuição das alturas de onda normalizadas no evento 02.	77
Figura 73- Distribuição das alturas de onda no evento 03 (16/04/1999).	78
Figura 74 - Hs normalizado pelo Hs inicial da simulação (evento 03). Detalhe na região do banco	79
Figura 75- Perfis 01 e 02 (antes e depois do banco, respectivamente) de distribuição das alturas de onda normalizadas no evento 03.	80
Figura 76 - Linhas de contorno mostrando os limites das águas rasas para os três eventos.	81
Figura 77 - Profundidade de fechamento para ondas com as características simuladas nos três eventos.....	82

Índice de tabelas

Tabela 1 - Parâmetros descritivos das ondulações nos eventos simulados, sendo: Hs, altura significativa em metros, Fp Frequencia de pico em Hertz, Dir, Direção de pico em graus, Spr, espalhamento direcional em graus. Dados do modelo Wave Watch 3 (Comunicação pessoal, 2009, Melo, E.; Romeu, M.A.R.; Hammes, G.).....	30
Tabela 2 - Parâmetros de entrada do RefDif-S utilizados nas simulações dos eventos e seus significados.	31
Tabela 3 - Parâmetros de ondas utilizados e resultados das cotas limites para águas rasas e intermediárias para os três eventos. Tp – período de pico e L_{∞} – comprimento de onda em águas profundas.....	81

Índice de equações

Equação 1 - Correlação linear entre os dados de nível coletados na Praticagem (x) e os medidos na costa pelo NDP (y).	27
Equação 2 - Equação para Dc de (Hallermeier 1977)	32

1. Introdução

1.1 A costa do Rio Grande do Sul

A linha de costa do Rio Grande do Sul se caracteriza por uma barreira arenosa de 620 km, que apresenta forma suavemente ondulada, orientada a sua maior parte no sentido NE-SW (Figura 1) composta principalmente por praias de dissipativas a intermediárias, caracterizadas por areia fina (Calliari et al. 2006). Em muitos pontos a linha de costa é recoberta por extensos campos de dunas os quais progradam sobre banhados e um conjunto de lagoas e lagunas costeiras. A associação entre a morfologia da plataforma continental, altura significativa de ondas em torno de 1,5 m e o regime micromaré, proporciona um bom exemplo de uma barreira dominada por ondas, razão pela qual existem somente cinco desembocaduras fluviais, uma das quais, efêmera ao longo de 620 km de costa (Calliari et al., op. cit.).

Os mais recentes trabalhos de síntese da geologia e geomorfologia da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Villwock e Tomazelli (1995), Tomazelli e Villwock (2000), entre outros) mostram que a mesma se desenvolveu, durante o Quaternário, através do retrabalhamento dos depósitos de leques aluviais acumulados na parte mais interna da planície, junto às terras altas adjacentes. Estes depósitos foram retrabalhados durante os vários ciclos transgressivo-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). Os estudos mostraram que os sistemas I, II e III são de idade Pleistocênica, enquanto o sistema IV é de idade Holocênica tardia (Figura 2).

De acordo com Dillenburg et al. (2000) a Barreira IV evoluiu de forma diferenciada ao longo da costa, em resposta à topografia antecedente à transgressão pós-glacial. Onde a topografia antecedente era mais íngreme, se desenvolveram as projeções costeiras, e onde a declividade era menor, a costa se desenvolveu na forma de reentrâncias (Figura 1). Desde então, as projeções têm apresentado comportamento retrogradacional, enquanto as reentrâncias se mostram progradantes.

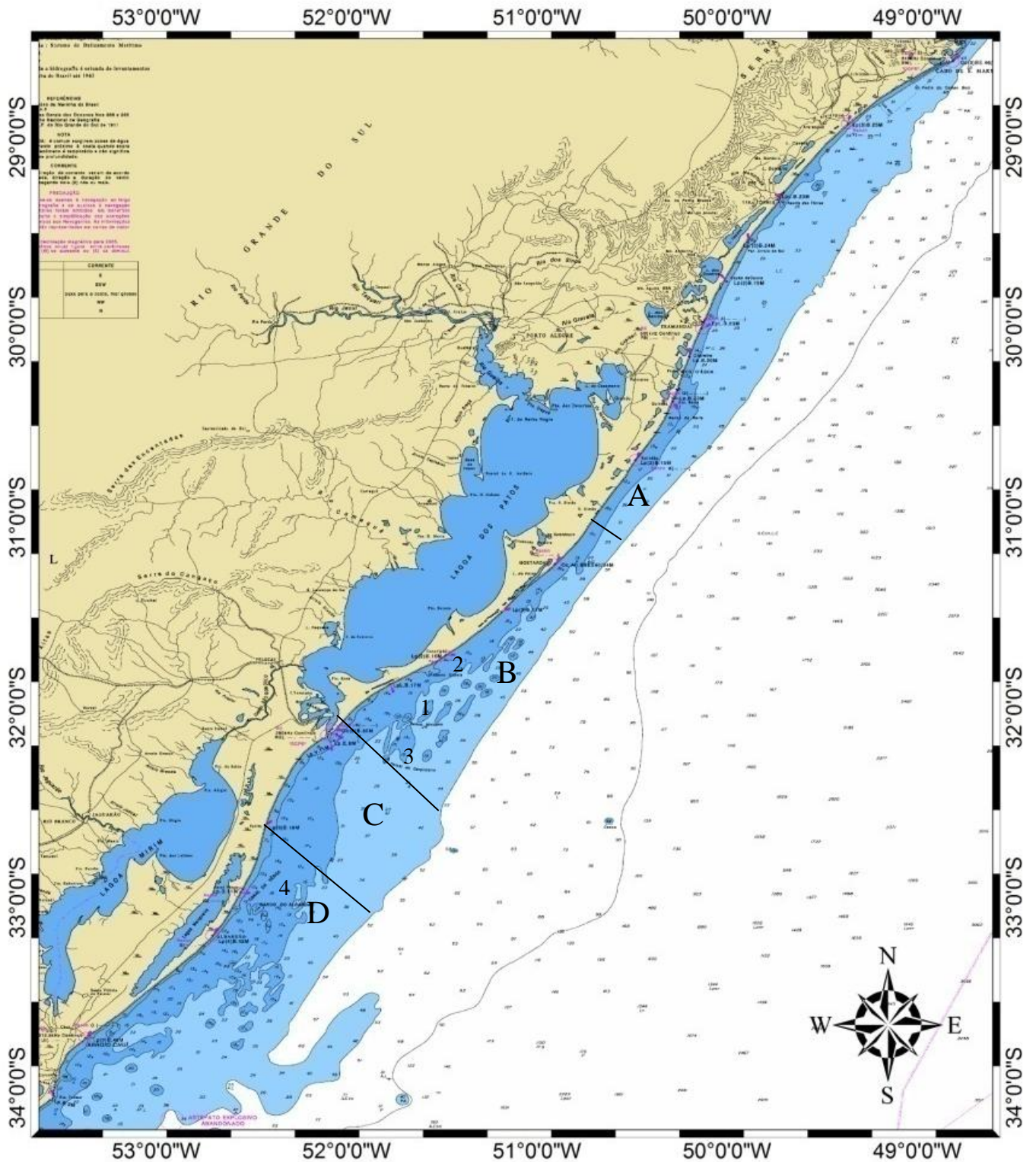


Figura 1- Fragmento da carta náutica n° 90 da Marinha do Brasil, mostrando a forma ondulada do litoral do Rio Grande do Sul. Feições identificadas: 1 – Banco Minuano, 2 – Banco Capela, 3 - Parcel do Carpinteiro e 4– Banco do Albardão.

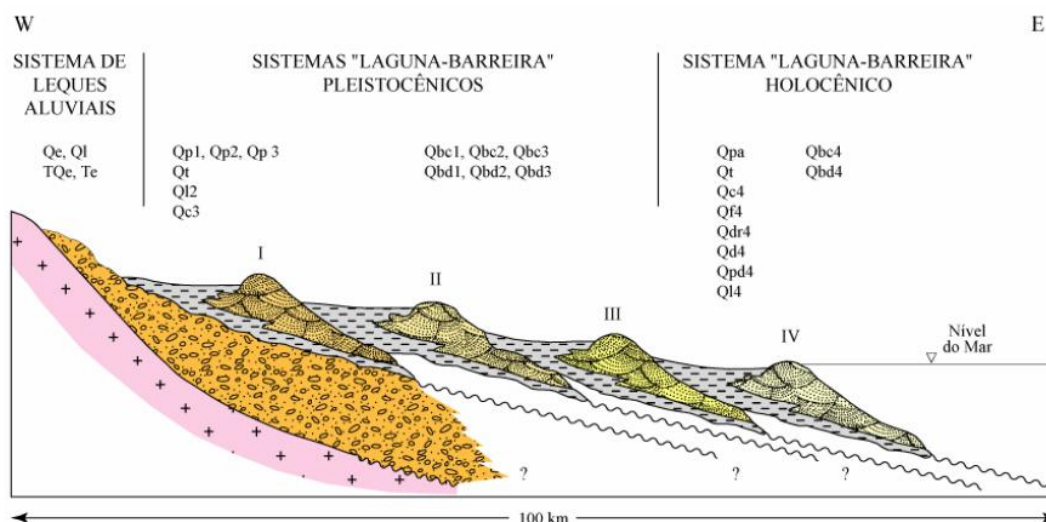


Figura 2 - Perfil esquemático transversal aos sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul com suas fácies sedimentares associadas. De Tomazelli e Villwock (2005).

Através da observação de cartas e mapas batimétricos, é possível constatar também a existência de regiões distintas ao longo da parte mais interna da plataforma continental do Rio Grande do Sul. Em algumas partes da plataforma continental gaúcha a monotonia do relevo domina a paisagem submarina, enquanto noutras, há um relevo submarino mais complexo marcado pela presença de feições como bancos e depressões (Figura 1).

Dois regiões apresentam-se bem homogêneas, com topografia suave, plana e sem maiores irregularidades topográficas. A primeira delas, do Cabo de Santa Marta Grande a Mostardas, é caracterizada por isóbatas paralelas entre si e à linha de costa (Figura 1 – A). A segunda delas é a região compreendida entre o sul da desembocadura da Laguna dos Patos e o Farolete Verga (Figura 1 - C). Nesta área, a plataforma interna adjacente a desembocadura da Laguna dos Patos, foi caracterizada por Calliari e Fachin (1993), como uma zona de interação entre o estuário e o oceano, sob influência direta da laguna. Borzone e Griep (1991) enfatizam o fato de que parte do sedimento síltico-argiloso e argilo-síltico proveniente da laguna seria depositado na região costeira adjacente à desembocadura, formando importantes depósitos de lama, inclusive na cava dos bancos arenosos. Segundo Calliari e Fachin (op. cit.), os depósitos lamíticos provenientes da laguna são recentes e possuem uma maior distribuição ao sul da desembocadura, dada a predominância dos ventos do quadrante NE na região, que quando associados a uma alta precipitação pluviométrica propiciam a formação de uma pluma de sedimentos na direção SW. Os sedimentos finos transportados por esta pluma, floculariam e se depositariam nas adjacências da desembocadura sob a forma de lama fluída, podendo se estender até a latitude do Farolete Verga, ao sul.

Destoando completamente deste relevo monótono e suave, as regiões dominadas por um complexo relevo submarino encontram-se caracterizadas pela marcante presença de grandes bancos lineares, afloramentos de arenitos e grandes depressões.

As regiões de concentração dos bancos lineares e afloramentos de arenitos ocorrem na região central da costa do Rio Grande do Sul entre a Cidade do Rio Grande e a cidade de Mostardas (Figura 1 – B). Nas cartas algumas dessas feições são identificadas como o “Banco Minuano” (número 1 na Figura 1 – B), situado entre 20 e 15 metros de profundidade e “Banco Capela” (número 2 na Figura 1 – B) em uma região mais rasa até aproximadamente 10 metros de profundidade. O Parcel do Carpinteiro, um grande afloramento de arenitos de praia também se situa nesta última região (número 3 na Figura 1 – B), a cerca de 30 km a sudeste da barra de Rio Grande, entre as profundidades de 20 e 15 metros (Figura 1).

No extremo sul do Estado do Rio Grande do Sul (Figura 1 - D) estes bancos lineares ocorrem junto ao Farol do Albardão e Faroete Verga, um exemplo é o Banco do Albardão, localizado entre as isóbatas de 20 e 5 metros (número 4 na Figura 1 – D), pouco a norte do farol de mesmo nome.

A largura da plataforma continental também não é homogênea ao longo da costa do Rio Grande do Sul. Zembruscki et al. (1972) descreve a costa brasileira quanto a variação da largura da plataforma continental. Um pouco acima da costa do Rio Grande do Sul, à latitude do Cabo de Santa Marta ela é bem estreita, atingindo aproximadamente 90 km; ao sul, na altura da barra de Tramandaí, ela se alarga até 160 km da costa. De Tramandaí a latitude de 31° 30' (aproximadamente à latitude de Mostardas) a plataforma tem seu limite novamente estreitado, atingindo um mínimo de 100 km. De Mostardas até a Barra de Rio Grande, a plataforma continental tem sua largura novamente expandida, atingindo uma distância de até 190 km da linha de costa, e já na região sul do estado do Rio Grande do Sul, a plataforma volta a diminuir sua largura, possuindo aproximadamente 150 km de extensão.

Assim como a plataforma continental como um todo, a plataforma interna (PI, incluindo a antepraia), usando aqui a isóbata de 50 m (limite entre azul claro e branco na Figura 1) como borda externa da mesma, também varia de extensão ao longo da costa do estado. Na reentrância ao norte, a PI é mais larga, chegando a ter 41 km largura ao sul de Torres. Seguindo para o sul, nas adjacências da projeção costeira, a PI tem sua largura diminuída e chega a um mínimo de 18.5 km pouco a norte de Mostardas. Mais para o sul, a distância entre a costa e a isóbata de 50 m volta a aumentar, e chega a um máximo de 80 km na altura do Terminal Turístico no Cassino. E finalmente, na última porção, adjacente à projeção costeira do sul do estado, a largura da PI diminui novamente, e chega a ter no mínimo 57 km.

É importante notar que, desde o Cabo de Santa Marta, até a altura da Lagoa Mangueira, a isóbata dos 50 m é aproximadamente retilínea, e tem orientação NE-SW relativamente constante (Figura 1). As alterações nas distâncias entre a isóbata em questão e a costa são devidas à heterogeneidade da segunda, com suas projeções, reentrâncias e orientação variável.

1.2 A antepraia e o comportamento da linha costa

A antepraia compreende a zona que vai do fim da zona de surf (ponto de quebra), ao início da plataforma interna (Figura 3), as profundidades podem ser bastante variáveis, mas giram em torno dos 6 aos 20 m (Stanley e Swift 1976). Possui perfil de forma côncava, em um eixo paralelo à costa, e comumente não apresenta grandes variações no sentido longitudinal (Niedoroda et al. 1985).

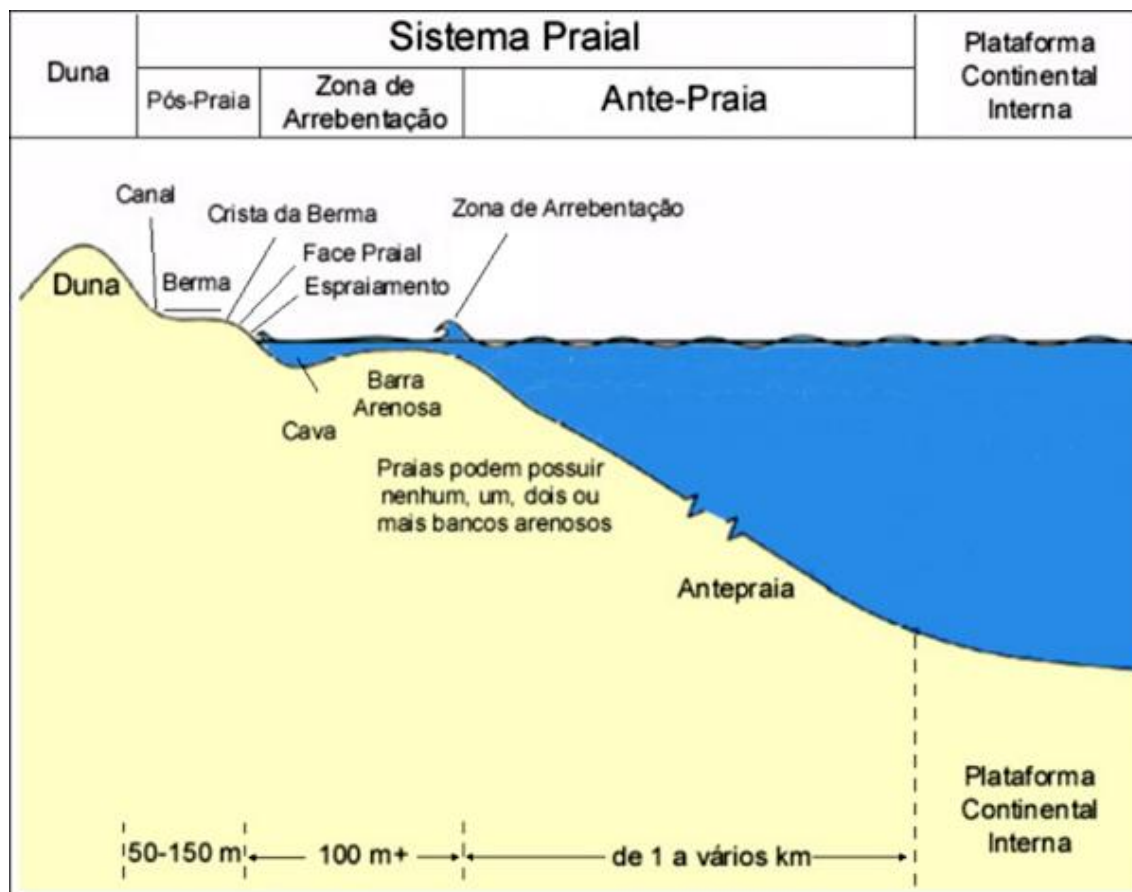


Figura 3 - Esquema de perfil longitudinal à costa, localizando a antepraia (Figura do PraiaLOG).

Gruber et al. (2006) estudou 80 km da antepraia do litoral norte do RS através de dados de geologia, batimetria e sonar de varredura lateral. Os dados foram coletados até os 50 m de profundidade, a fim de identificar os limites de troca de sedimento entre antepraia e a plataforma interna. Os dados mostraram que o fundo é predominantemente regular, com baixa declividade, e foram identificados três padrões morfo-sedimentares: Norte, Central e Sul. As

seções Norte e Central revelam um padrão menos homogêneo na morfologia e na distribuição dos sedimentos, contrastando com a seção a Sul, que apresenta uma distribuição gradual dos sedimentos, afinando em direção ao mar. Perfis batimétricos da antepraia até a isóbata dos 40 metros caracterizaram os limites da dinâmica entre a antepraia e a plataforma interna nos 18 metros na seção Norte e entre 16 e 25 metros nas seções Central e Sul.

Os processos oceanográficos e geológicos neste ambiente determinam como a linha de costa vai responder às tempestades, à subida ou descida do nível do mar e às alterações nas reservas de sedimento provocadas pelo homem (Thieler, 1996).

É uma zona de transição, onde as ondas ainda são a forçante mais importante na configuração do fundo, mas os fluxos de plataforma vão ganhando importância em direção ao mar. Os fluxos de plataforma podem ser de dois tipos: fluxos associados às correntes de maré (que na costa do RS desempenham papel secundário) e fluxos associados às tempestades e marés meteorológicas, que apesar de não serem tão frequentes quanto as marés, ocorrem em todos os tipos de costa (Stanley e Swift 1976), inclusive na costa do Rio Grande do Sul.

Neste subambiente a profundidade decai exponencialmente desde a plataforma interna até a zona de surf, e por isso, é onde ocorrem as principais transformações do campo de ondas incidentes (antes da quebra) que envolvem mudanças em L (comprimento de onda), e C_g (velocidade de fase), entre outras. Os principais processos de transformação de ondas em águas rasas incluem: o empolamento, a refração, a difração e a dissipação por atrito com o fundo. Esses processos são particularmente importantes por causarem aumentos e diminuições na altura de onda (Wright et al. 1987).

O empolamento, ou em inglês *shoaling*, trata-se do aumento da altura de onda, devido à diminuição do comprimento de onda em função da diminuição da profundidade, ou do comprimento da frente de onda, segundo a lei conservação do fluxo de energia ($P = EC_n = (EC_n)_\infty = cte.$, (Komar 1998).

A refração é a reorientação dos raios de onda, que tendem a se posicionar normais aos contornos batimétricos com a diminuição da profundidade e a diminuição da velocidade de fase ($C = \sqrt{gh}$), segundo à lei de Snell (Komar, op. cit.).

A difração é um fenômeno que ocorre quando há um gradiente de altura muito pronunciado ao longo da crista da onda (perpendicularmente aos raios de onda) e a energia é transferida lateralmente das áreas com alta concentração de energia (maiores alturas) para as regiões com menos energia concentrada (menores alturas) (Wright et al. 1987).

Os processos descritos anteriormente não envolvem nenhuma alteração no fluxo total de energia. Porém, quando as ondas se propagam sobre o fundo em águas intermediárias e rasas ocorre fricção entre as moléculas de água movimentadas pelas ondas e o fundo. Essa fricção causa um gasto de energia, que resulta na diminuição da altura de onda. A quantidade de energia que é perdida pela fricção com o fundo aumenta com o aumento da altura de onda, diminuição da pendente e aumento da rugosidade do fundo (Wright et al. op. cit.).

Segundo Riggs, et. al. (1995) a presença de baixios na antepraia causam alterações e deixam mais complexos os processos de transformação das ondas e nas correntes incidentes (tanto nas geradas por vento, como por ondas e de maré), alterando os padrões de erosão, transporte e deposição nas praias adjacentes.

Segundo Figueiredo Jr 1975, a antepraia e plataforma interna do Rio Grande do Sul são caracterizadas por uma série de bancos arenosos lineares, inclinados em relação a linha da praia. Tais bancos podem estar ou não conectados à praia e têm de 4 a 10 m de altura e chegam a atingir até 120 milhas de extensão. Aparecem desde os 8 até os 24 m de profundidade e geralmente fazem um ângulo de 35° com a linha de praia. Existem algumas hipóteses para a origem destas estruturas. A teoria mais aceita é a que propõe que essas feições são formadas pela dinâmica atual da plataforma, uma segunda hipótese seria que os bancos seriam *paleo beach ridges*. Existe também a hipótese que propõe uma associação das duas teorias anteriores, ou seja, as feições são originadas a partir da herança geológica, sendo trabalhada pela hidrodinâmica atual.

Ainda no mesmo estudo, Figueiredo Jr. estudou a estrutura destas feições através de perfis de PGR (Precision Graphic Recorder), de frequência de 3,5 kHz. O autor encontrou dois pacotes sedimentares de idades diferentes, um inferior de idade Pleistocênica e o superior de idade Holocênica. Associados a estes bancos, mais precisamente nas cavas, o autor também encontrou sedimentos biodetríticos.

Schupp et al. (2006) estudando a costa da Virginia, EUA, concluíram que áreas que apresentavam bancos de areia oblíquos a costa, associados a afloramentos de cascalho, estavam altamente correlacionados, embora deslocados para o sul, com áreas de altas de taxas de variação da linha de costa, tanto a longo como a curto prazo.

Barletta (2006) estudou a propagação de ondas (tanto monocromáticas, como espectrais) sobre parcelas idealizadas com diversos modelos parabólicos. O autor concluiu que a presença de um parcel causa focalização de ondas atrás do mesmo. A intensidade da focalização e a distribuição de alturas atrás do parcel variam com a direção de incidência, largura do espectro, além do formato do parcel e sua distância com relação à costa.

Ainda nesse contexto, Vousedoukas, et. al. (2007) estudaram os impactos de afloramentos de arenitos de praia na zona de surf e antepraia. Segundo os autores, a presença de tais estruturas pode ser responsável por: (i) ‘paralisar’ o perfil praial; (ii) modificar a hidrodinâmica próximo a costa; (iii) alterar o transporte de sedimentos longitudinal e particularmente transversal a costa; (iv) e ainda podem atuar como estruturas de proteção reduzindo a energia de ondas chegando à costa.

1.3 Erosão na região do Farol da Conceição

A área de estudo desse trabalho localiza-se nas proximidades do Farol da Conceição, no litoral médio do Rio Grande do Sul (Figura 4). A região se localiza no início de uma das projeções costeiras, exatamente em uma porção onde a costa muda de orientação, sendo os dois terços da parte sul orientados aproximadamente 50°N e o terço a norte aproximadamente 30°N . O limite externo da plataforma interna adjacente (a isóbata de 50m) fica aproximadamente a 46 km da costa. Localizado cerca de 12 km à sudoeste do Farol da Conceição e aproximadamente 3.5 km da costa localiza-se o Banco Capela. Não existem estudos sobre sua origem e composição. A única informação geológica existente provém da carta náutica 2100 da marinha do Brasil, que informa através de um ‘p’ sobre o banco que o mesmo é composto por rochas, mas não existe nenhuma informação adicional.

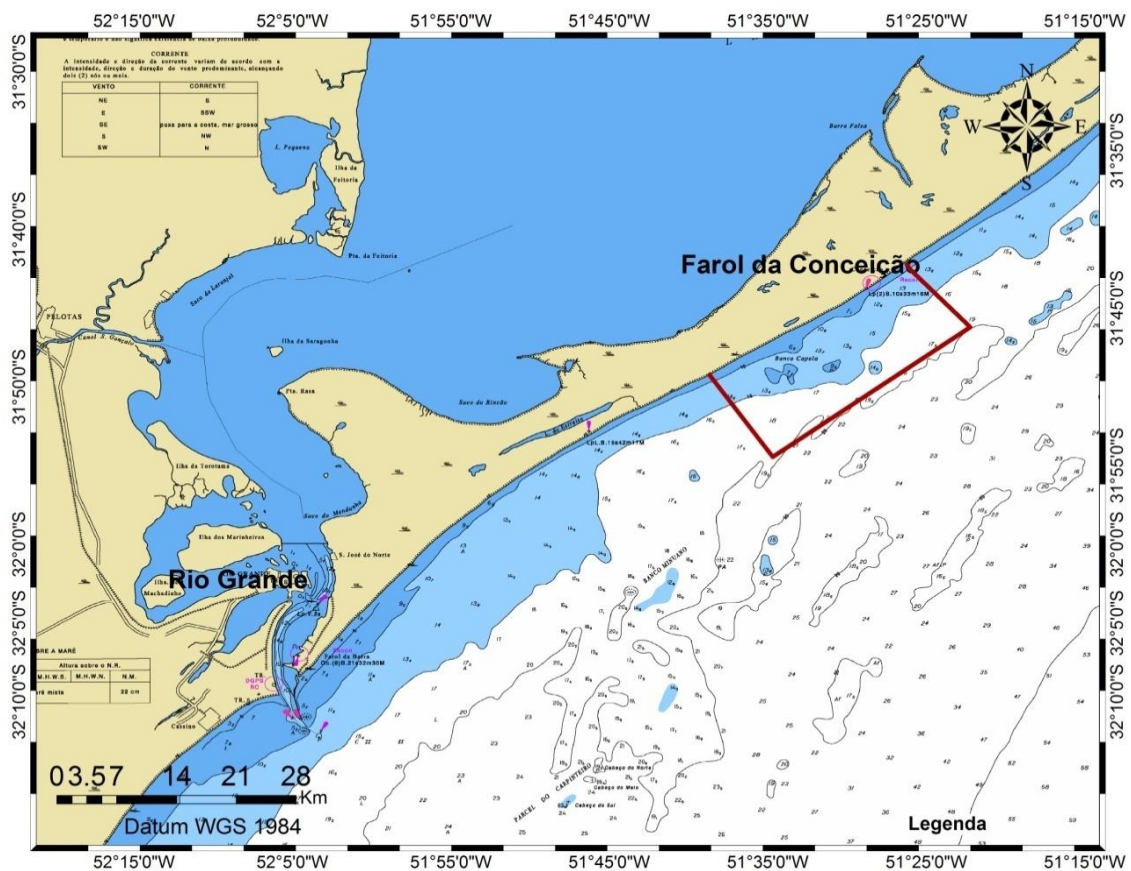


Figura 4 - Detalhe da carta 2100 da Marinha do Brasil. Área de estudo está destacada em vermelho.

Toldo Jr. et al. (2005) analisaram as diferenças nas posições da linha de praia do RS entre 1975 e 1997, e mostram que a mesma é caracterizada por estados erosivos e deposicionais, com 442 km de praias em retração, 173 km sob progradação e 6 km constituem-se de praias sem variações significativas. Neste trabalho os autores classificaram a região do Farol da Conceição como uma zona que sofre retrogradação acentuada. Ainda segundo os mesmos autores, a retração e progradação de zonas costeiras arenosas submetidas ao regime de micromarés resultam principalmente da dinâmica entre a quantidade e o tipo de suprimento sedimentar, energia física das ondas e mudanças relativas do nível do mar, e a presença destes estados, alternados ao longo da costa, é um exemplo de complexidade das interações físicas relacionadas a evolução histórica da linha de praia ao longo desta costa.

Lima et al. (2001) estimaram o potencial de transporte de sedimentos ao longo da costa do Rio Grande do Sul com base em dados de onda. Os autores dividiram a costa em setores de acordo com a orientação da linha de costa e calcularam o potencial de transporte de sedimentos. Os resultados mostraram que o transporte líquido é em direção a NE. Na região do Farol da Conceição os autores encontraram um déficit de sedimento, o transporte líquido do segmento imediatamente a sul, ou seja, a quantidade de sedimentos que chega à região do farol, é menor que o transporte que vai do segmento do farol para NE.

Speranski e Calliari (1999) estudaram a refração de ondas na costa do RS com diagramas de refração com diversos períodos e direções de incidência. Os autores concluíram que grupos de bancos e *sand ridges* entre 15 e 25 m de profundidade atuam como ‘lentes’ côncavas que focam energia de ondas com períodos entre 9 e 18 s nas proximidades da isóbata dos 10m. Os resultados do trabalho indicam ainda que esses focos persistem em várias direções de incidência (entre 150° e 230°) e por isso os denominam ‘focos estáveis’. Porém, os focos são móveis, migrando para o norte com ao aumento do ângulo de incidência da ondulação.

A concentração local de energia devido ao foco causa o aumento da altura das ondas, o qual induz a formação e aumento de gradientes laterais de altura de ondas, nível d' água e conseqüentemente de pressão, os quais culminam com duas correntes paralelas à costa e de sentido contrário. Ambas partem da zona de máxima sobre-elevação (“*set-up*”) e transportam areia para fora desta área. Os fluxos de sedimentos não são compensados uma vez que não existem focos nas seções vizinhas. Assim, transporte não compensado (balanço negativo) de material da praia é o mecanismo de erosão local apontado por Speranski e Calliari, op. cit.

Os focos estáveis foram encontrados nas duas regiões que apresentam processos erosivos mais evidentes na costa do Rio Grande do Sul, que são: 30 km na região do Balneário Hermenegildo (em Santa Vitória do Palmar, extremo sul do estado) e 20 km na região do Farol da Conceição, no litoral central. É importante ressaltar nesse ponto que a região do farol ainda

não foi urbanizada, diferentemente do Balneário Hermenegildo, e por isso, a erosão nesse trecho da costa é considerada natural, sem influência do homem, o que não é o caso do balneário de Santa Vitória do Palmar.

Barletta (2000) monitorou o litoral do Rio Grande do Sul durante os anos de 1998 e 1999 através de perfis praias, inclusive a região do Farol da Conceição e praias adjacentes. Segundo o autor, as praias do Farol da Conceição e Lagamarzinho (a norte do Conceição, ainda na projeção costeira) apresentaram altas taxas de retração da linha de costa (até 3.6 m/ano no Conceição) demonstrando erosão natural permanente. Já a praia do Farol do Estreito (a sul, antes da projeção), e a praia do Farol de Mostardas (norte de Lagamarzinho, ainda na projeção Costeira) apresentaram variações sazonais, porém se mostraram estáveis ao longo dos anos.

Pereira et al. (2007) estudando as variações decadais do perfil de praia no Farol da Conceição (Figura 5) encontraram uma taxa de retração, baseada nas posições da escarpa da duna frontal, de 3,7 m/ano.

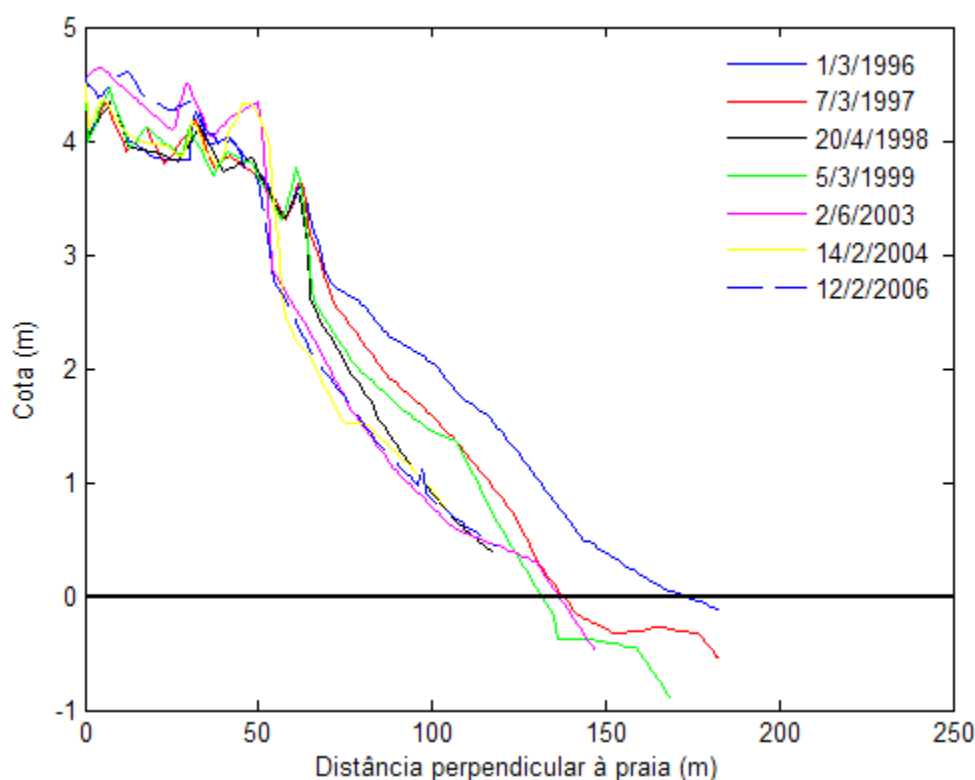


Figura 5 - Perfis praias no Farol da Conceição, exemplificando erosão permanente ao longo dos anos.
Modificado de Pereira et al. (2007). Exagero vertical de 40 vezes.

Vários autores (Buchmann em 2002, Martins et al. em 2004, entre outros) relataram a presença de extensos afloramentos de turfa (Figura 6) e 35 km de afloramentos de arenito

(Figura 7), na região do Farol da Conceição. Tais afloramentos são mais um indicativo da intensa erosão praial na região.

O indício mais marcante da erosão costeira no litoral central do RS foi a queda do antigo farol durante uma tempestade em 1993 (Figura 8) e o colapso da casa do faroleiro em 1999 (Figura 8 e Figura 9).



Figura 6 - Afloramento de turfa nas proximidades do Farol da Conceição. Foto de Francisco Buchmann.



Figura 7 - Afloramento de arenito de praia nas proximidades do Farol da Conceição. Foto de Francisco Buchmann.



Figura 8 - Farol da Conceição caído e ruínas da casa do faroleiro. Foto de Pedro Pereira.



Figura 9 - Casa do faroleiro antes do colapso. Foto de Lauro Calliari.

Dean et al. (1999) chamaram de hotspots as regiões da costa que erodem mais do que é esperado, levando em consideração as linhas de costa adjacentes.

Segundo McNinch (2004) existem três tipos de hotspots (Figura 10). O hotspot erosivo é definido como uma área da linha de costa que apresenta altas taxas de erosão e pode apresentar alta variância com relação as áreas no entorno (Figura 10 - A). Um hotspot acrescivo é uma área de alta acreção que pode também apresentar alta variância com relação as zonas adjacentes (Figura 10 - B). Um hotspot simples é uma região da linha de costa que apresenta alta variância e mínima alteração líquida com relação ao entorno (Figura 10 - C). Nesse caso, a alta variância costuma estar associada a tempestades, quando algumas regiões sofrem altas taxas de erosão e logo após o evento se recuperam em poucos dias, e seguem sem alterações líquidas significantes. As escalas espaciais e temporais das definições apresentadas variam de centenas de metros a quilômetros e de dias a décadas respectivamente.

Por conta deste comportamento anômalo com relação às praias adjacentes, a praia na região do farol da Conceição apresenta características de um hotspot erosivo, segundo a definição de McNinch (2004).

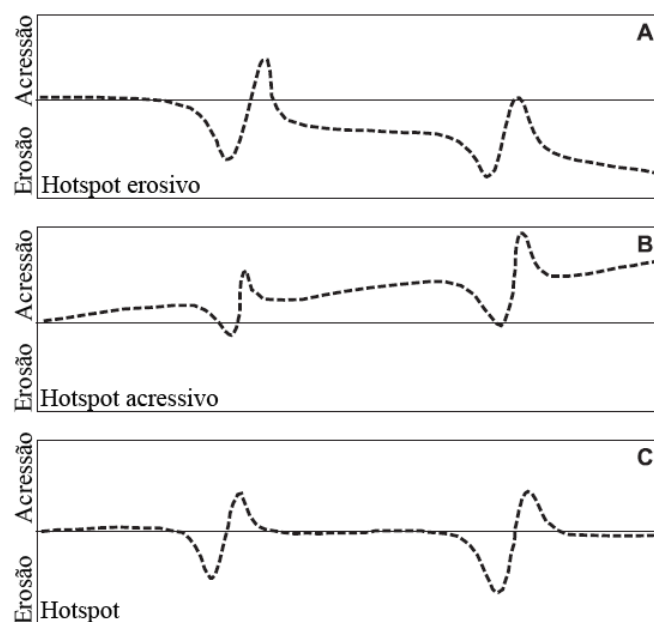


Figura 10 - Representação dos tipos de hotspots. A - hotspot erosivo. B- Hotspot acrescivo. C- Hotspot simples. (modificado de McNinch, 2004).

2. Objetivos

2.1 Objetivo Geral

Verificar como as características, geomorfológicas e sedimentológicas, e os processos costeiros associados à antepraia na região do Banco Capela influenciam no comportamento da costa adjacente.

2.2 Objetivos Específicos

- Caracterizar a morfologia real do banco capela através de levantamentos batimétricos detalhados.

- Descrever a estrutura e possíveis processos responsáveis pela formação da feição de fundo com base na sedimentologia avaliando a influência da morfodinâmica na distribuição sedimentar.

- Com base na sedimentologia e na batimetria procurar entender qual a influencia da feição nos processos da antepraia local avaliando a influência da topografia “real” da plataforma interna e antepraia na focalização de ondas na costa em situações modais e extremas, com diversas direções de ondas incidentes.

- Estabelecer relações entre a dinâmica local e a condição de hot-spot erosivo apresentada pela costa adjacente.

3. Caracterização da área de estudo

Em função da sua localização, a hidrodinâmica na costa do Rio Grande do Sul é regida principalmente pelos sistemas atmosféricos que dominam a região. De acordo com Saraiva et al. (2003), estes sistemas são dois centros de alta pressão: o Anticiclone do Atlântico Sul – mais ativo durante os meses de verão e o Anticiclone Móvel Polar - mais influente nos meses de Inverno. Este pode ser classificado como de alta energia. O vento predominante é o de nordeste, que é responsável pela geração de vagas (ondas de curto período) e correntes em direção ao quadrante SW. Os ventos sofrem, assim, uma variação sazonal bem acentuada. Os ventos dos três setores de N-NE, NE e de E-NE são mais frequentes e violentos de setembro a abril e mais raros e fracos de maio a agosto. Por sua vez, os ventos de S e W se apresentam principalmente de maio a outubro e são raros de novembro a abril (Motta 1969). Estes são responsáveis pela geração de ondas com períodos mais longos (swell) e correntes em direção ao quadrante NE.

3.1 Ondas

As ondas que atingem a costa do Rio Grande do Sul podem ser classificadas em três tipos, cuja ocorrência se dá muitas vezes concomitantemente: ondulações (*swell*), vagas (*sea waves*) e ondas de tempestade (*storm waves*).

As ondulações, que são as ondas de maior período, menos esbeltas e com maior poder de transporte de sedimentos, formadas geralmente no cinturão tempestuoso subpolar, são predominantemente provenientes de SE (Tomazelli e Villwock 1992). As vagas, que são geradas pelos ventos locais, provêm principalmente de NE, concordando com os ventos dominantes na região. As ondas de tempestades têm menor frequência de ocorrência, são formadas por fortes ventos durante tempestades que ocorrem dentro ou próximo à região costeira (Motta, 1969).

As principais medidas de ondas em águas rasas/ intermediárias na costa do RS são resultado de dois estudos: Motta (1963) na região de Tramandaí e Strauch (1998) em Rio Grande.

Motta (*op cit.*) determinou a altura máxima de ondas em Tramandaí baseado em dados obtidos entre outubro de 1962 e setembro de 1963, usando um medidor de ondas não direcional fixado na isóbata de 17,5m. A altura máxima observada foi de 7m em abril de 1963, e a altura significativa máxima (durante tempestades) de 4,8m.

Strauch (1998) estudou as ondas na desembocadura da Lagoa dos Patos com um ondógrafo direcional fundeado a 15m de profundidade. Os dados obtidos mostraram altura

significativa média de 1,0 m na direção 100° SE, correspondendo a um estado do mar do tipo vaga, e altura significativa média de 1,5 m na direção 160° SE, correspondendo a ondulações. Nesta direção foram observados os maiores picos de energia de ondas. Ainda foram observados em abril de 1998 os valores máximos de altura significativa alcançando 4,2 m, com direção de propagação de 140°.

Coli (1994) combinou a análise de dados de altura e direção de ondas obtidos através de navios de oportunidade (entre 1946 e 1979), com dados altimétricos do satélite Topex/Poseidon (ano de 1993), e determinou a variação espacial e temporal na altura e direção das ondas na região costeira e oceânica do Rio Grande do Sul. Seus resultados mostram que as ondas de inverno são maiores que as de verão. As ondas de nordeste, leste e sudeste possuem maior ocorrência na primavera e verão, enquanto que as de oeste e sudoeste se amplificam no outono e inverno. Os valores mais expressivos de altura média correspondem à direção sudoeste e, secundariamente as direções sul, oeste e norte. Quanto à média anual para cada um dos quadrantes de direção de propagação das ondas, os dados demonstraram uma grande diversidade nas direções, possuindo como ocorrência principal ondas provenientes de nordeste, seguidas pelas ondulações de sul. Através da análise dos dados do satélite Topex/Poseidon, foi possível averiguar que na porção oceânica sul da área de estudo predominam as maiores ondas em relação à porção norte da mesma. Abaixo da latitude de 33°S, os mapas históricos demonstram a permanência de núcleos de maiores alturas de ondas, os quais aumentam espacialmente e se intensificam no outono, atingindo um máximo no inverno.

Coli (2000) descreveu o clima de ondas de superfície para a região próxima aos Molhes da Barra de Rio Grande, com base em um arquivo histórico (1949 e 1979) composto por ondas estimadas visualmente a partir de navios de oportunidade, e dados de onda adquiridos por um ondógrafo direcional entre outubro de 1996 e agosto de 1997. A partir destes dados foi realizada uma estatística de curto e longo prazo. O autor concluiu que a onda característica de curto prazo teve altura significativa entre 1,0 e 1,5 m, período médio entre 5 e 6 s e direção predominante sudeste. Não foram encontradas alturas significativas de ondas maiores que 4 m e não houve período médio maior do que 12 s nos registros do arquivo instrumental. Embora os parâmetros de altura e período não tenham apresentado variações significativas entre as estações do ano, foram encontradas diferenças na forma do espectro da onda. Nos meses de verão a posição do pico espectral foi mais frequente na porção das vagas (8 a 10 s), enquanto que no inverno esteve nos períodos característicos de ondulação (10 a 14 s).

De forma complementar, Machado (2000) estimou a altura de ondas para um determinado tempo de recorrência, com dados coletados na região sul da Praia do Cassino (RS). O objetivo principal deste trabalho foi determinar a onda de projeto máxima para períodos de retorno de 1,

10, 20, 30,50 e 100 anos, visando fornecer subsídios para futuros trabalhos de engenharia costeira. O autor concluiu que as ondas em Rio grande apresentam dois regimes distintos. O primeiro corresponde a ondas locais ou vagas, com direção predominante SE, em torno de 100°, e o segundo também com direção predominante SE, mas em torno de 140°, correspondendo a ondas provenientes de tempestade ou swell. A maior onda significativa medida durante o período foi de 5,5 m e a onda máxima registrada foi de 7,6 m. A altura média significativa de 1,2 m e máxima de 2,0 m.

Com o objetivo de realizar uma comparação do campo de ondas oceânicas entre o litoral sul e norte do Rio Grande do Sul Strauch, et al (2009) analisaram séries de dados adquiridos com ondógrafo direcional waverider da Datawell, fundeado em outubro de 1996 nas proximidades da desembocadura da Lagoa dos Patos, em Rio Grande, e em novembro de 2006 na praia de Tramandaí, ambos na profundidade de 17 m. Neste trabalho são apresentados os dados medidos envolvendo altura significativa, período significativo, energia e direção de pico das ondas registradas. Os resultados indicam uma grande semelhança entre o comportamento do regime ondulatório de outono e de verão para estas duas localidades. As alturas significativas no verão em Tramandaí e Rio Grande se distribuíram com valores proporcionais entre 1,5 e 3,0 m de ESE a SSE, com predominância para a direção de SE em Tramandaí e SSE em Rio Grande. No outono em Tramandaí, os resultados indicaram alturas significativas com predominância para a direção de SSE, atingindo as maiores frequências os valores entre 1,0 e 2,0 m. Em Rio Grande as alturas significativas ocorrem no quadrante SE, atingindo valores máximos de 5,0 m com um progressivo aumento de frequência da direção E para SSE.

Pianca et al em 2010 estudaram o clima de ondas na plataforma continental brasileira ao longo do ano com base nos dados do modelo NWW3. Segundo os autores, nas adjacências do Rio Grande do Sul durante o verão a ondulação predominante vem de NE (28.4%) e de S (26.7%); sendo a ondulação de NE apresentando alturas entre 1 e 2m com períodos entre 6 e 8s, e as ondas de sul apresentando alturas de 1 a 3 m e períodos de 8 a 12s. As ondas de leste (22.2%) de apresentaram com alturas entre 1 e 2 m e períodos entre 6 e 8 s. No outono e no inverno, os autores concluíram que a ondulação dominante vem de sul (36.7%), com alturas entre 2 e 3 m e períodos entre 10 e 12s. Já na primavera as ondas de NE voltam a ser dominantes, com alturas entre 1 e 3 m e períodos de 6 a 8s, mas a ondulação de sul também é importante (25.5%) apresentando alturas entre 1 e 3 m e períodos entre 8 e 10s.

3.2 Correntes

Na costa do Rio Grande do Sul, especialmente ao largo da cidade de Rio Grande, os dois principais sistemas de correntes são: as litorâneas e a fluvial (desembocadura do canal de Rio

Grande) (Tomazelli e Villwock, 1992). Segundo os mesmos autores, as correntes oceânicas (Corrente do Brasil e Corrente das Malvinas), assim como as correntes de maré podem ser consideradas insignificantes.

Figueiredo Jr. em 1980 realizou dois fundeios na antepraia do RS, nas proximidades do Farol do Albardão, um na isóbata dos 21 m, entre dois bancos arenosos e o segundo na isóbata dos 13 m, em uma crista de um banco. Foram medidas variáveis oceanográficas como ondas, correntes (de superfície e fundo), temperatura e salinidade durante 36 horas em cada fundeio. O autor registrou uma entrada de frente fria, nessa ocasião as correntes longitudinais à costa acompanharam o vento de W e chegaram a velocidades de 82 cm/s na cava entre os bancos e 72 cm/s na crista próximo a superfície, e a 34 cm/s na cava e 50 cm/s na crista no fundo. Segundo o autor as velocidades de corrente ultrapassaram os valores críticos para o transporte dos sedimentos encontrados no local (areia fina a média), assim, as mesmas são capazes e transportam sedimentos ao longo da costa, podendo com o tempo ser responsáveis pela formação dos bancos de areia lineares que são bastante comuns em algumas regiões da mesma.

Calliari e Fachin (1993), estudando a dinâmica dos depósitos lamíticos associados à desembocadura da Laguna dos Patos utilizaram dados de um correntômetro fundeado a 3 metros do fundo durante o programa Geocosta- Sul II. O equipamento registrou a passagem de um sistema frontal de média intensidade (vento de 28 nós), e demonstrou que os valores de velocidades de correntes medidos a 3 m do fundo, podem atingir 30 cm/s.

Niedoroda et al. (1985) descrevem o comportamento geral esperado para as correntes na antepraia para diferentes direções de vento. Com relação aos fluxos perpendiculares à costa, os autores sugerem que quando o vento causa elevação do nível na costa, com uma corrente em direção à mesma na superfície, um fluxo de compensação, em direção ao mar, ocorre no fundo, como num sistema de *downwelling*. Na situação oposta, quando o vento causa fluxos ao largo na superfície, resultando em diminuição do nível na costa, um fluxo de compensação em direção à mesma ocorre no fundo, num processo de *upwelling*.

Costa (2009) estudou a variabilidade das correntes na plataforma interna (15 a 25 m de profundidade) da costa do Rio Grande do Sul. O autor chegou à conclusão que as mesmas estão relacionadas à escala sinóptica dos ventos locais, com tempo médio de resposta às variações no campo de vento de 2 a 4 horas. Ainda no mesmo estudo, o autor observa que existe um forte padrão de variabilidade sazonal nos fluxos costeiros, longitudinais e perpendiculares a linha de costa, com deslocamentos médios das águas costeiras para o sul no verão e primavera, e em direção norte nos períodos de outono e inverno. Os fluxos transversais respondem diretamente aos fluxos longitudinais, com velocidades em direção a linha de costa na superfície e ao largo

no fundo quando o deslocamento médio é para norte (*downwelling*), e ao largo na superfície e em direção a costa no fundo quando os fluxos são para sul (*upwelling*).

Fontoura (2004) constatou que as direções da corrente longitudinal na zona de surf são governadas principalmente pela direção e intensidade da componente longitudinal do vento na costa, com exceção quando esta é muito pequena ou nula, caso onde a direção das ondas na arrebentação passa a ser dominante. O autor registrou correntes com velocidades em torno de 0,40 m/s, sendo o valor máximo encontrado perto de 0,80 m/s para ambas as direções (SW e NE). Valores extremos foram observados com mais frequência nas correntes para nordeste confirmando o predomínio em intensidade destas sobre as correntes para sudoeste.

Lisniowski (2006) encontrou valores entre 0,26 e 0,66 m/s de correntes na zona de surf para o quadrante sul e entre 0,095 e 0,42 m/s de correntes para o quadrante norte. Jung (2007) mediu valores de corrente longitudinal durante o ano de 2007 e, em dias de vento sul, encontrou velocidades entre 0,18 e 0,66 m/s e em dias de vento nordeste, as velocidades estiveram entre 0 e 0,62 m/s.

3.3 Maré

A maré astronômica observada é mista com predominância diurna e tem altura máxima de 0,31 m (Möller et al. 1996), sendo assim considerada, de acordo com a classificação de Davies (1964), como sendo do tipo micro-maré.

Apesar de a maré astronômica ser pouco expressiva, a região de estudo conta com a significativa influência das marés provocadas por agentes meteorológicos (pode elevar o nível do mar em até 1,80 m segundo Calliari et al. 1998).

É chamada de maré meteorológica a elevação (ou abaixamento) do nível do mar na costa não prevista pela maré astronômica. Estas variações resultam da interação entre vários processos oceanográficos e meteorológicos, na costa do RS os principais são: ventos do quadrante S, que por efeito de Ekman tendem a empilhar água na costa (aumentando o nível), e do quadrante N tendem a afastar a água da costa diminuindo o nível; setup gerado por ondas; variações na pressão atmosférica.

Na costa do RS a frequência das marés meteorológicas esta intimamente ligada com a frequência da passagem de ciclones, já que estes são os responsáveis pela geração das maiores ondulações (*swell*) e comumente estão relacionados com situações de grandes pistas de vento (*fetch*).

A coincidência da maré meteorológica e da maré de sizígia de grande amplitude representa, para certos trechos da costa, uma combinação desastrosa em termos de erosão. É nestas situações que são observadas as maiores taxas de erosão localizada do RS (Calliari et al. (1998), Barletta (2000), Saraiva et al. (2003), Parise (2007)).

3.4 Caracterização dos sedimentos

Segundo Martins e Urien (1969) a cobertura sedimentar na plataforma rio-grandense é composta por: sedimentos lamíticos transportados pelo Rio da Prata, lamas de borda de plataforma externa, areias da plataforma de Buenos Aires e areias costeiras do Rio Grande do Sul. Segundo os autores, as lamas de plataforma são na sua maior parte constituídas por materiais antigos, transportados pelo sistema de drenagem das terras altas do Rio Grande do Sul, antes da formação de costa de barreira. Ainda no mesmo trabalho os autores afirmam não ser expressivo o aporte de sedimentos atualmente na região.

Martins et al. (1972) analisaram 106 amostras da plataforma e geraram o mapa de distribuição apresentado na Figura 11. Através do mapa vê-se que segundo os autores, a plataforma interna é predominantemente arenosa, areias médias a finas, sendo o material proveniente de sedimentação pleistocênica (reliquias), e retrabalhado nas regiões mais rasas (palimpsestos), assim como os sedimentos transicionais e finos da borda da plataforma. A única fácies considerada moderna é a fácies Patos, constituída por sequências areno-silticas e areno-argilosas, que segundo o trabalho, se restringe à zona de influência da desembocadura da Lagoa dos Patos.

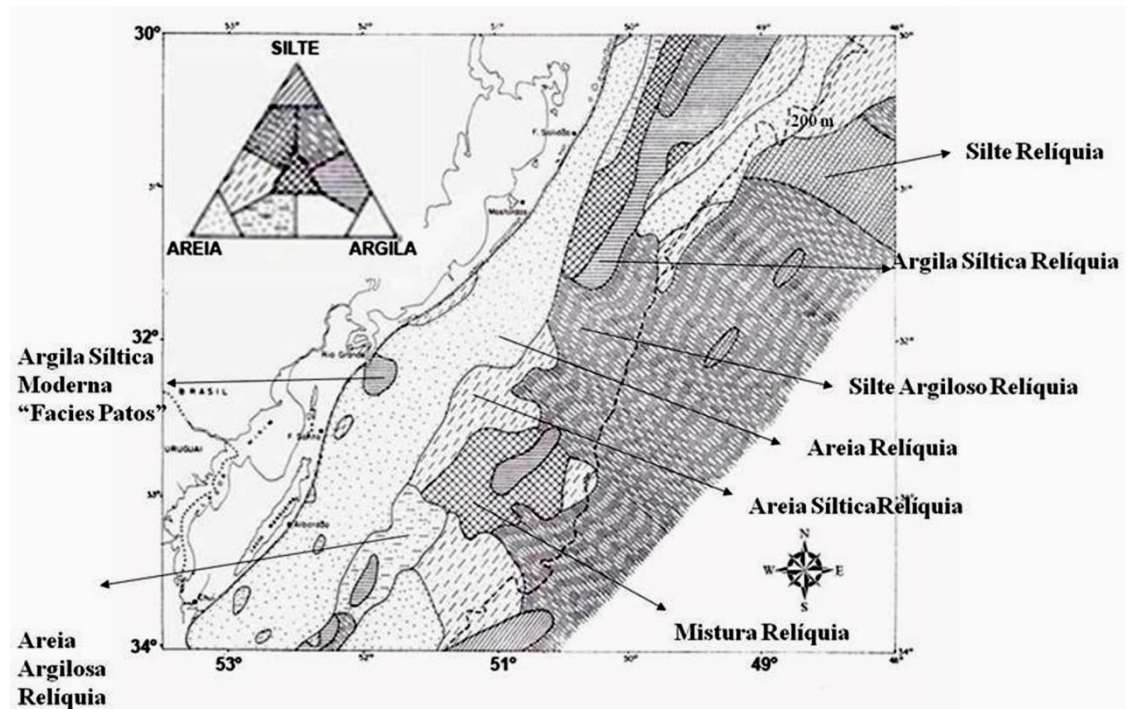


Figura 11 - Mapa faciológico da plataforma do RS. Modificado de Martins et. al. 1972.

Apesar de importantíssimos pela caracterização geral dos sedimentos na plataforma sul rio-grandense, os estudos citados anteriormente foram baseados em amostragens de grandes áreas, com baixos níveis de detalhe, principalmente nas zonas mais rasas da plataforma interna e antepraia pela dificuldade de acesso com embarcações de médio e grande porte.

3.5 Deriva litorânea de Sedimentos

Denomina-se deriva litorânea de sedimentos o deslocamento de sedimento ao longo da linha de costa. Essa transferência se dá basicamente pela atividade das ondas que incidem obliquamente à linha de costa (Tomazelli e Villwock 1992), além das correntes costeiras geradas pelo vento. No Rio Grande do Sul existe um fluxo de sedimentos principal que vai de SW a NE, consequência da ondulação proveniente de SE, e um fluxo de sedimentos secundário que vai de NE a SW, consequência das vagas, que vêm predominantemente de NE.

Lélis e Calliari (2006) estudaram as variações da linha de costa em torno das desembocaduras da costa gaúcha a fim de entender a influência dos molhes na evolução e configuração da linha de costa. Os autores encontraram setores com altas taxas de acreção à SW das duas principais desembocaduras, Lagoa dos Patos e Rio Mampituba (em Torres), e setores com baixas taxas de erosão a NE das mesmas. Segundo os mesmos, estes resultados são evidências geomorfológicas de que a deriva litorânea é bidirecional, porém o transporte líquido é para NE na costa estudada.

Segundo Toldo Jr. et al. (2006) pequenas variações na orientação da linha de costa (de 10° para 12°) podem ser responsáveis por alterações no transporte litorâneo, formando ‘jatos costeiros’, que transportam sedimento em direção a offshore quando a costa muda de orientação, causando assim aumento na largura da antepraia por deposição nestes pontos.

Martinho et al. (2009) focaram seu estudo em como a energia de ondas e as taxas de transporte longitudinal de sedimento podem ter influenciado a evolução das Barreiras do Rio Grande do sul nos últimos 5000 anos. Os autores mostraram que nas seções da linha de costa côncavas, que possuem a plataforma interna mais larga e com declividade mais suave, tanto a energia de ondas como as taxas de transporte longitudinal de sedimentos diminuem, produzindo um balanço positivo no aporte de sedimentos, o que, no tempo geológico pode ser responsável por formar uma barreira progradacional nessas regiões. Já nas regiões onde a linha de costa se torna convexa, com a plataforma interna mais estreita e íngreme, os autores mostraram um aumento na energia de onda e no transporte de sedimento ao longo da costa, apresentando um balanço negativo no aporte de sedimentos, condição que, a longo prazo, pode ter formado barreiras retrogradacionais nas projeções da costa do RS.

4. Metodologia

Para a caracterização da região do Banco Capela e da antepraia adjacente foram utilizados dois conjuntos de dados. O primeiro foi coletado na parte mais ao norte da área de estudo, em 2006 a bordo do Navio Oceanográfico Atlântico Sul, quando foram coletados dados de batimetria e amostras geológicas. A segunda coleta foi realizada com o auxílio do Navio Balizador (NB) Comte. Varella, da Marinha do Brasil, em duas pernadas, na primeira (de 25 a 27 de maio de 2009) foi feita a batimetria detalhada a bordo do navio, na segunda (de 5 a 7 de maio de 2009), foi realizada a batimetria detalhada a bordo do bote do navio e a coleta das amostras geológicas.

O planejamento dos perfis e dos locais das amostragens geológicas do segundo conjunto de dados foram feitos em gabinete previamente ao embarque com o Software ArcGIS®, utilizando como base cartográfica a carta náutica 2100 da DHN. As linhas foram planejadas com espaçamento de meia milha.

O NB utilizado nos cruzeiros não possuía estrutura para a instalação de equipamentos hidrográficos, então foi preciso confeccionar e adaptar uma estrutura para que fosse possível fixar o cano com o transdutor na parte externa do casco do navio.

4.1 Batimetria de detalhe



Figura 12 - Da esquerda para direita: Ecobatímetro, mochila do DGPS e computadores para acompanhamento da navegação.

A batimetria de detalhe foi realizada somente durante a coleta do segundo conjunto de dados.

Por questões de segurança o NB Cmte. Varella realizou a sondagem dos 23 aos 10 metros de profundidade, a sondagem na região mais rasa (dos 10 aos 4 metros aproximadamente) foi realizada a bordo do bote inflável do navio.

- Batimetria afastada da costa (de 23 a 10 metros de profundidade)

Para a coleta dos dados foi utilizado o ecobatímetro ODOM® Hydrotrack 200 kHz (Figura 12). O posicionamento foi adquirido através de um GPS diferencial Novatel, do tipo L2, com Beacon Receiver CSI- MBX -2. Os dados foram adquiridos digitalmente através do software COMLOG®. Foi realizado também um adensamento de dados na região dos principais cabeços relacionados ao ‘Banco Capela’, as linhas correspondentes a este adensamento serão mostradas na sessão dos resultados.

- Batimetria próxima a costa (de 10 a 4 metros de profundidade)

Os dados batimétricos na área rasa foram coletados com uma ecossonda de dupla frequência 50/200 kHz da marca Lowrance®, instalada no bote inflável do navio (Figura 13). Os perfis rasos praticamente mantiveram a orientação dos feitos pelo NB Cmte.Varella.



Figura 13- Bote no qual foram realizadas as sondagens na parte rasa. Nota-se a tela e a antena do GPS.

4.1.1 Processamento digital dos dados batimétricos

Os dados batimétricos foram submetidos a uma série de tratamentos antes se serem agregados na confecção do Modelo Digital de Terreno (MDT). Primeiramente foram excluídos os dados anômalos (spikes), os quais ocorrem principalmente nos momentos em que a embarcação muda bruscamente de rumo.

Após a remoção dos spikes, os dados foram filtrados através de um filtro de ‘passa-baixas’ para minimizar o ruído introduzido pela ondulação (por menor que fosse) durante a coleta de dados. Foi utilizado o filtro de cossenos ‘mylanczos’ (Thomson e Chow 1980), a frequência de corte utilizada foi 20 Hz e o número de pesos foi 40.

O passo seguinte à filtragem foi a redução dos dados a um mesmo referencial, processo que visa retirar diferenças de nível devido a maré, e nos levantamentos efetuados devido também ao vento e à pressão atmosférica.

Para este tipo de correção normalmente são utilizados dados de estações maregráficas, ‘amarradas’ a referenciais de cota conhecida em terra, localizadas o mais próximo possível da região da sondagem. Mas, por ser a costa do Rio Grande do Sul uma extensa barreira arenosa, sem recortes e/ou costões rochosos, faltam locais propícios para instalação de tais equipamentos e, portanto dados de nível do mar na referida costa inexistem. O único dado de nível disponível se trata de uma régua na Estação dos Práticos da Barra de Rio Grande (Figura 14), que se encontra dentro do estuário da Lagoa dos Patos e, portanto sofre grande influência do nível da Lagoa, o que não necessariamente se reflete na costa.

Como algum tipo de correção para as diferenças de nível nos diferentes momentos de sondagens deve ser feita, foi utilizado um método alternativo que será descrito a seguir.

Durante o Experimento Cassino (Holland et al. 2009) foi instalado um Nortek Doppler Profiler (NDP), nas adjacências da Estação Marinha de Aquicultura (EMA, Figura 14) da FURG, na Querência, ao sul do Balneário Cassino. O equipamento ficou instalado durante três meses, a uma profundidade de aproximadamente 7,5 metros. O aparelho era munido de um sensor de pressão para coletar dados de nível da água, e foi configurado para ao início de cada hora, coletar dez minutos de dado de altura da coluna d’água e calcular a média desses dados, o que resultou em uma série de três meses de dados horários de nível da água na costa.

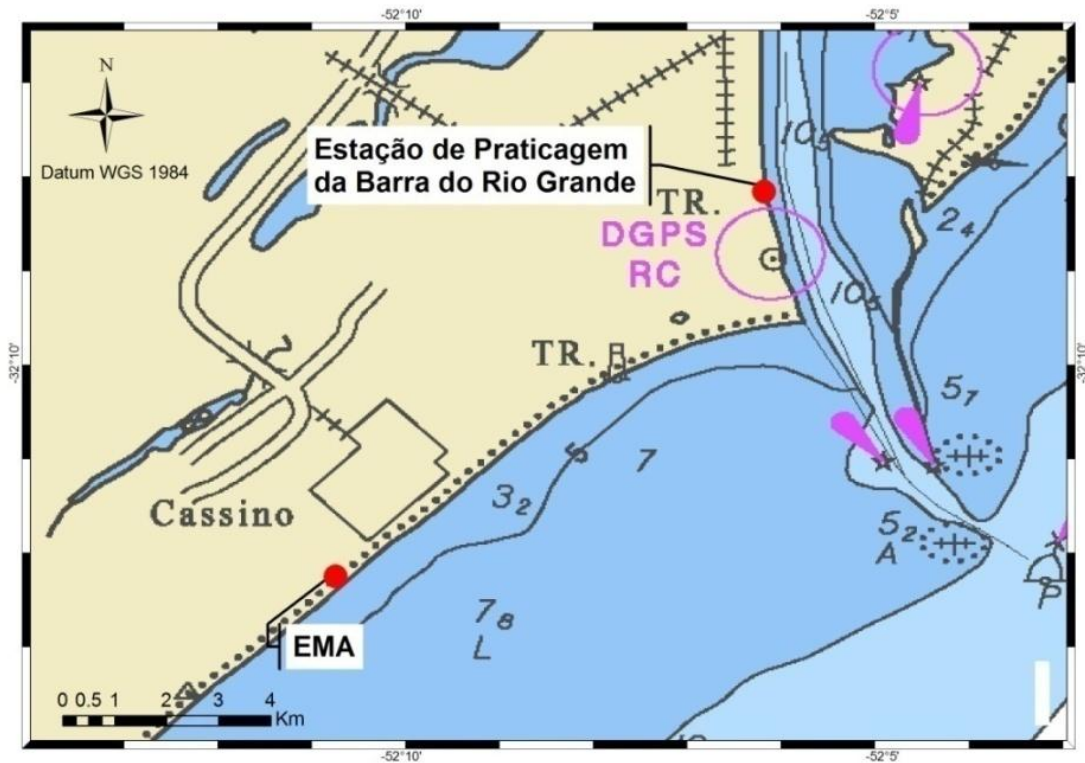


Figura 14 - Localização da Estação Marinha de Aquicultura (EMA) e Estação de Praticagem da Barra do Rio Grande.

Foi feita a correlação linear entre os dados de nível coletado dentro do estuário na Praticagem e os dados coletados pelo NDP. O resultado é mostrado na Figura 15:

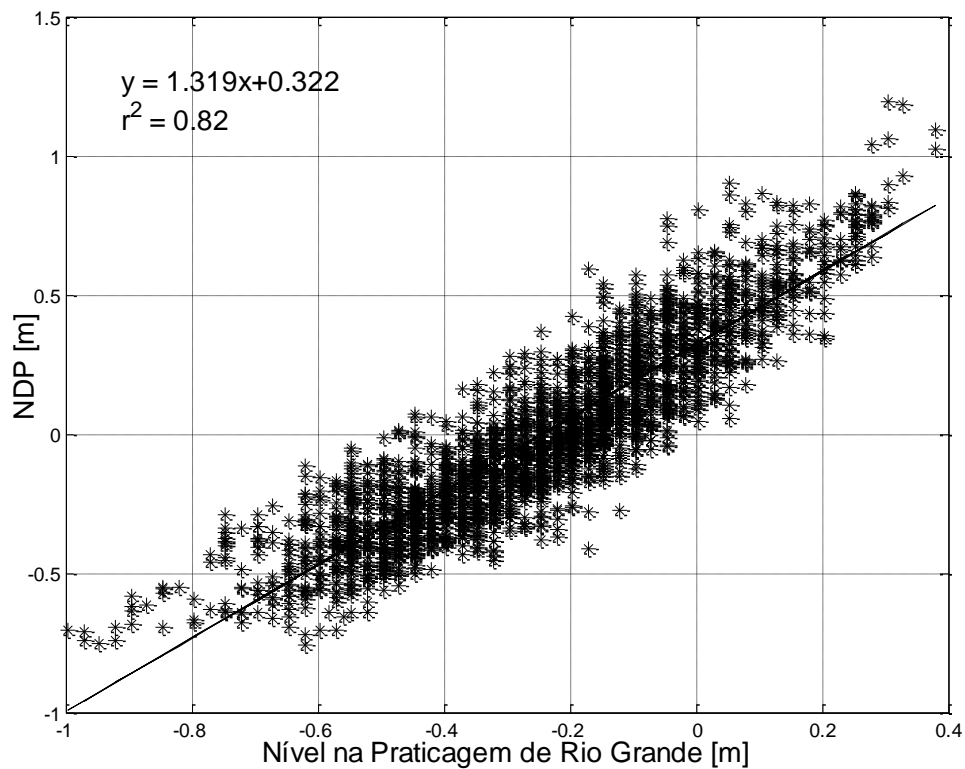


Figura 15 - Correlação linear entre os dados de nível medidos na Praticagem e os dados de nível na costa medidos pelo NDP.

A equação que descreve a relação entre os dados é:

$$y = 1.319x + 0.322$$

Equação 1 - Correlação linear entre os dados de nível coletados na Praticagem (x) e os medidos na costa pelo NDP (y).

Onde y seria o dado de nível na praia (NDP) e x o dado de nível no estuário (praticagem).

Foi encontrado um coeficiente de correlação (r^2) positiva de 0.82, o que é considerado alto, como pode ser visto nas figuras Figura 16 e Figura 17, os dados previstos pela equação coincidem bastante bem com os dados do NDP na costa.

A Equação 1 foi utilizada para calcular o nível do mar na costa para os momentos das sondagens, a partir dos dados de nível coletados no estuário nos mesmos instantes, e esses dados foram reduzidos dos dados de profundidade, retirando assim, a influência do nível da água no momento da sondagem do dado batimétrico.

Confeccionou-se assim o MDT, utilizando-se o módulo ArcMap© do SIG ArcGIS©, foi utilizada a ferramenta de interpolação Natural Neighbour.

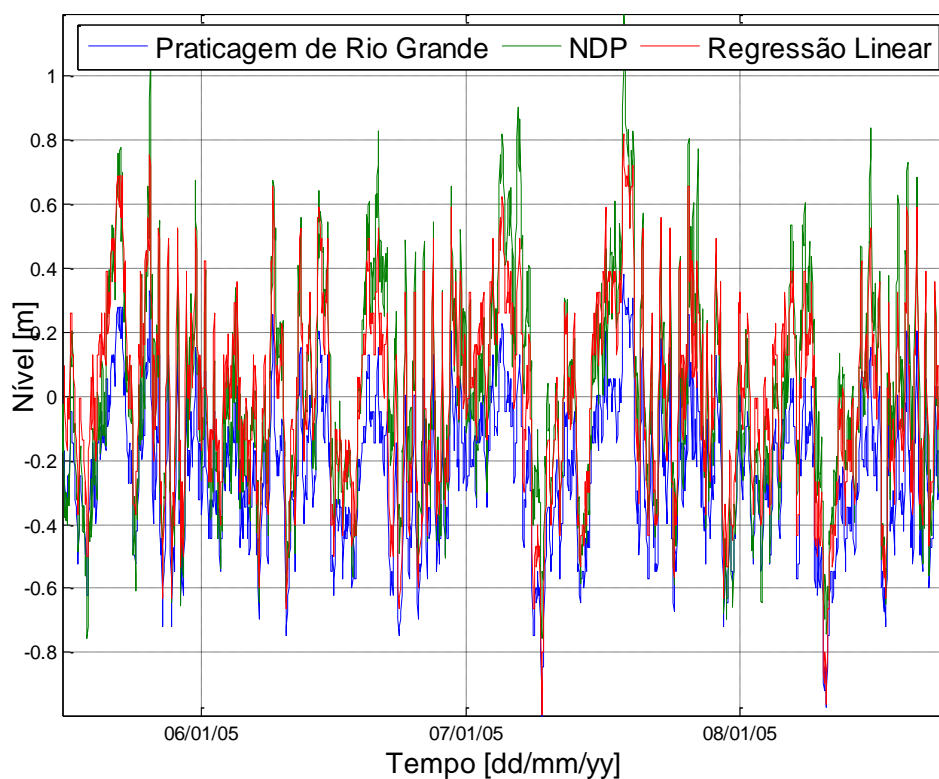


Figura 16 - Comparação entre os dados de nível medidos na praticagem (em azul), medido pelo NDP (em verde) e calculados pela equação 1 (vermelho).

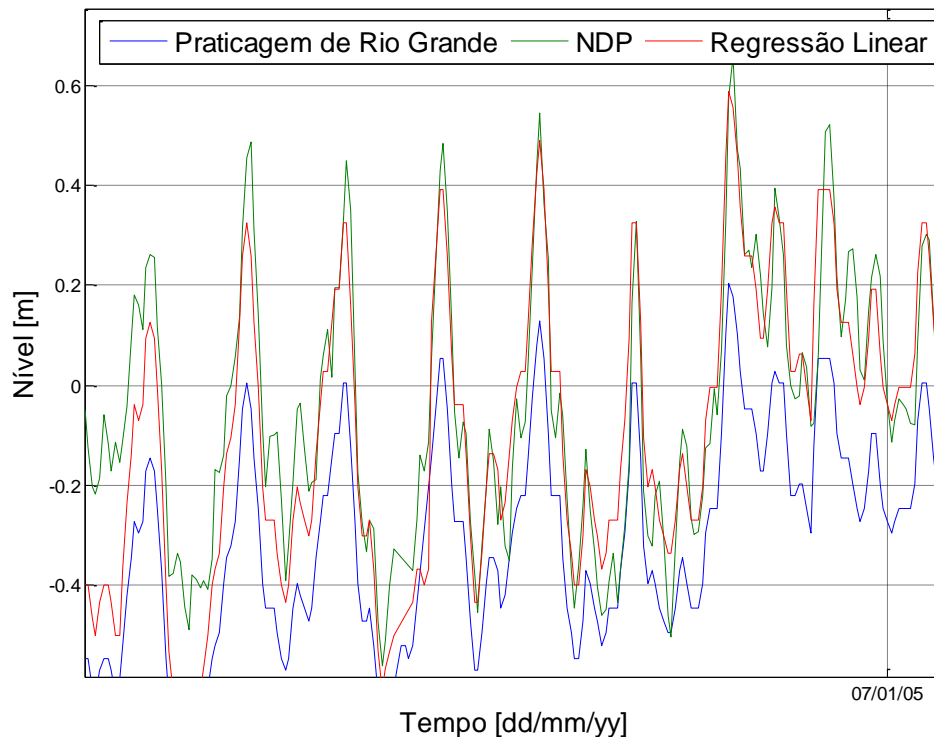


Figura 17 - Detalhe da comparação entre os dados de nível medidos na Praticagem (em azul), medidos na costa (em verde) e calculados com a equação 1 (vermelho).

4.2 Amostragem Geológica

Foram coletadas amostras dos sedimentos superficiais com uma draga do tipo Gibbs (Figura 18 – B) no primeiro conjunto de dados e com uma draga pontual do tipo Petersen (Figura 18 - A) na coleta do segundo grupo de amostras.

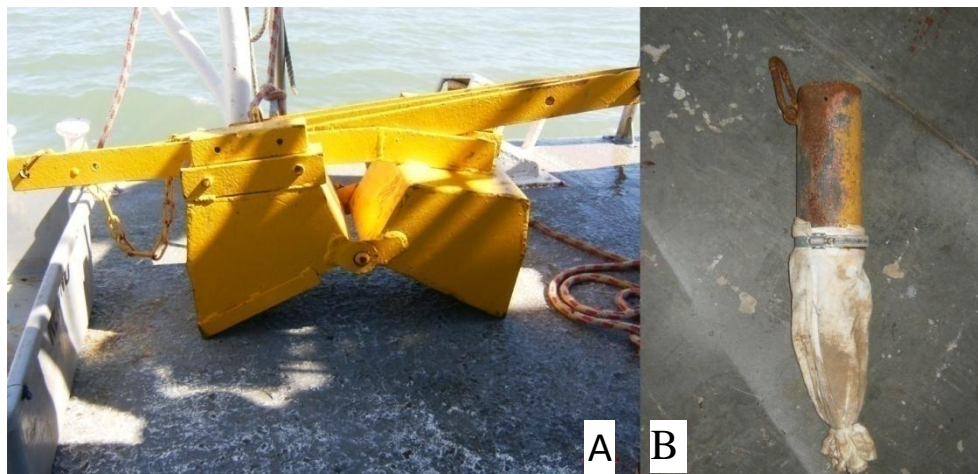


Figura 18 – A: draga de Petersen. B: draga Gibbs

Os sedimentos coletados foram encaminhados ao Laboratório de Sedimentologia/ LOG – IO/FURG, onde foram submetidos a análise granulométrica padrão, processados por peneiragem mecânica a $\frac{1}{4}$ de phi e pipetagem. Foram calculados os parâmetros estatísticos

(média, mediana, assimetria, seleção e curtose) para todas as amostras através do software SisGran©. Foi calculado também o percentual de CaCO_3 para todas as amostras.

Foram confeccionados mapas de distribuição de cada parâmetro estatístico para todas as amostras, com e sem CaCO_3 . Para tal, assim como o MDT, foi utilizado o software ArcGis® e sua ferramenta de interpolação Natural Neighbour.

4.3 Comportamento do campo de ondas incidentes

A influência da presença do banco na antepraia nas ondas incidentes foi estudada. Foi escolhido o modelo Refdif espectral de Kirby e Ozkan (1994). O modelo calcula a altura e direção de propagação de ondas em cada ponto de grade. Em suas equações contempla os principais processos de transformação sofridos pelas ondas em águas rasas: refração, difração, empolamento e dissipação por atrito com o fundo (Kirby e Ozkan op.cit.).

4.3.1 Casos modais

Foram simulados cinco casos modais, com $H_s = 1.5\text{m}$ e $T_p = 10\text{s}$, para tentar compreender qual a influência do Banco Capela na transformação das ondas incidentes em condições comuns. Entre as simulações somente as direções de propagação variaram entre 60°N e 210°N (Tabela 1). Na mesma tabela conta a orientação das grades utilizadas em cada simulação. As figuras das malhas serão apresentadas na seção dos resultados, para facilitar a visualização dos mesmos.

Tabela 1 - Parâmetros descritivos das ondulações das situações modais simuladas, sendo: Grade, o rumo do eixo Y da grade, H_s , altura significativa em metros, F_p Frequência de pico em Hertz, Dir, Direção de pico em graus, Spr, espalhamento direcional em graus.

	60° - ENE	90° - E	140° - SE	180° - S	210° - SSW
Grade (°N)	90	135	140	175	175
Hs (m)	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5
Fp (Hz)	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Dir (°)	60	90	140	180	210
Spr (°)	5	5	5	5	5

A utilização de diferentes malhas batimétricas para as diferentes direções de incidência foi necessária por conta de uma limitação do modelo, proveniente da utilização de coeficientes para satisfazer uma aproximação, que confina a direção de propagação da ondulação em $\pm 45^\circ$ com relação à direção principal de propagação Kirby e Ozkan (1994).

4.3.2 Estudos de caso

Foram escolhidos três eventos extremos para serem modelados. Os eventos foram escolhidos por terem tido seus efeitos na costa monitorados, quantificados na época em que ocorreram e por terem sido situações em que se verificaram altas taxas de erosão na região. Os parâmetros descritores da ondulação durante os eventos foram obtidos de simulações do modelo WW3 (Melo et al. 2008). Os dados correspondem a um ponto adjacente a cidade de Rio Grande, na isóbata dos 50m. A Tabela 2 apresenta os dados que descrevem o estado de mar cada evento simulado.

Tabela 2 - Parâmetros descritivos das ondulações nos eventos simulados, sendo: Hs, altura significativa em metros, Fp Frequência de pico em Hertz, Dir, Direção de pico em graus, Spr, espalhamento direcional em graus. Dados do modelo Wave Watch 3 (Melo et al. 2008).

	Evento 01	Evento 02	Evento 03
Hs (m)	4.653	6.203	9.221
Fp (Hz)	0.0924	0.0713	0.0734
Dir (°)	140.8	163.5	158.5
Spr (°)	40	21	26

Os dados da Tabela 2 para cada evento foram utilizados como entrada para o programa Specgen.f, que discretizou o espectro em 10 componentes, tanto de direções como de frequências, resultando em 100 componentes de onda (para cada caso), para a geração do espectro TMA (Bows et al. 1984) utilizado pelo modelo.

Em seguida foi gerada uma grade para os três estudos de caso, baseada nos dados coletados nos embarques descritos na seção 4.1, dados digitalizados da Folha de bordo 003 de 1963 da carta náutica n° 2100 da DHN (cedidos pelo Banco Nacional de Dados Oceanográficos), além de dados digitalizados da carta náutica n° 90 da DHN. Todos os dados estão referenciados com o datum WGS-1984.

A grade foi rotacionada -40° com relação ao norte de modo que seu eixo y ficasse aproximadamente paralelo às isóbatas. A figura da grade será mostrada na seção dos resultados.

A Tabela 3 resume os parâmetros de entrada utilizados nas simulações para cada caso de estudo, e seus significados.

Tabela 3 - Parâmetros de entrada do RefDif-S utilizados nas simulações dos eventos e seus significados.

Parâmetro	Valor utilizado
MR – número de elementos de grade no eixo x	3947
NR – número de elementos de grade no eixo y	2778
DXR – distancia entre os elementos em x	20 m
DYR – distancia entre os elementos em y	20 m
IU – sistema de medidas 1 = SI, 2= Americano	1
NTYPE – não linearidade. 0 = linear, 1 = composto, 2 = Modelo de Stokes	1
ICUR – dado de corrente presente. 0 = sem corrente, 1 = com corrente	0
IBC – condição de contorno. 0 = fechado, 1 = aberto	1
ODT - valor da profundidade de tolerância	50
ISPACE – controle de subdivisões em x. 0 = controlado pelo programa, 1= controlado pelo usuário.	0
ND – número de subdivisões em y.	5
IFF – dissipação, 1° liga camada de fundo turbulenta, 2° liga dissipação por fundo poroso, 3° liga camada de fundo laminar	1,0,0
ISP – subgrides (só para modelo monocromático)	0
IINPUT	1
IOUTPUT	1

Como saída, o modelo RefDif-S fornece uma matriz de alturas significativas onde cada elemento corresponde a um ponto de grade. Estes dados foram lidos através de um programa de processamento de dados, e associados às posições geográficas da grade inicial.

4.4 Águas Rasas e Intermediárias e profundidade de fechamento.

Segundo Komar (1998), as ondas quando se aproximam da costa e encontram águas menos profundas, passam a interagir com o fundo, primeiramente com menos intensidade, nas chamadas águas intermediárias, e à medida que a profundidade da coluna d'água diminui essa interação aumenta, com as características das ondas sendo alteradas e muitas vezes com transporte de sedimento resultando dessa interação, nas chamadas águas rasas essa interação é máxima. Esses limites das águas intermediárias e rasas são função do comprimento de onda, e por consequência de seu período, como pode ser visto nas equações abaixo (Komar op. cit.):

$$L_{\infty} = \frac{gT^2}{2\pi}, \text{ aproximação para águas profundas da equação de Dispersão,}$$

$$h < \frac{L_{\infty}}{4}, \text{ limite externo das águas intermediárias,}$$

$$h < \frac{L_{\infty}}{20}, \text{ limite externo das águas rasas,}$$

onde T é o período da onda, h a profundidade da coluna de água e L_{∞} o comprimento de onda em águas profundas.

O limite externo da zona de transporte transversal ativo é chamado de profundidade de fechamento (D_c). É a cota a partir da qual não ocorrem mudanças significativas no perfil de fundo (Almeida et al. 1999). Segundo Nicholls *et. al* (1998) esse limite depende de variáveis ambientais (ondas, maré, etc.) e com o tempo. Hallemeier (1997) sugeriu uma aproximação analítica para um valor de D_c dependente do tempo, baseado na teoria linear.

$$D_{c,t} = 2.28H_{e,t} - 68.5 \left(\frac{H_{e,t}^2}{g T_t^2} \right)$$

Equação 2 - Equação para D_c de Hallemeier (1997)

Sendo $D_{c,t}$ a profundidade de fechamento em t anos, $H_{e,t}$ altura significativa presente mais de 12% em t anos, e T_t o período associado.

Neste trabalho as profundidades de fechamento serão calculadas a partir dos dados de H_s e T_p utilizados na entrada do modelo, e não poderão ser tomadas como situações permanentes no ambiente, sendo apenas indicativas da abrangência do transporte transversal em cada caso de estudo.

A partir ainda dos dados do WW3 (dados de frequência de pico, nos casos extremos) durante os eventos simulados foram calculados os comprimentos de onda e os limites de águas intermediárias, rasas e a profundidade de fechamento para os três eventos estudados, além do caso modal, onde foi utilizado o mesmo período das simulações (10 s).

5. Resultados e Discussão

5.1 Batimetria

A Figura 19 mostra as linhas navegadas durante a aquisição de dados de batimetria. Destaca-se na figura a alta densidade de linhas sobre a região do Banco Capela, as quais chegaram a estar espaçadas a intervalos inferiores a 150 metros, tal densidade foi requerida para que o mapeamento da morfologia da feição ficasse com o alto nível de detalhe buscado nesse trabalho. A Figura 20 mostra a batimetria resultante da sondagem, após todo processamento descrito na seção 4.1.1.

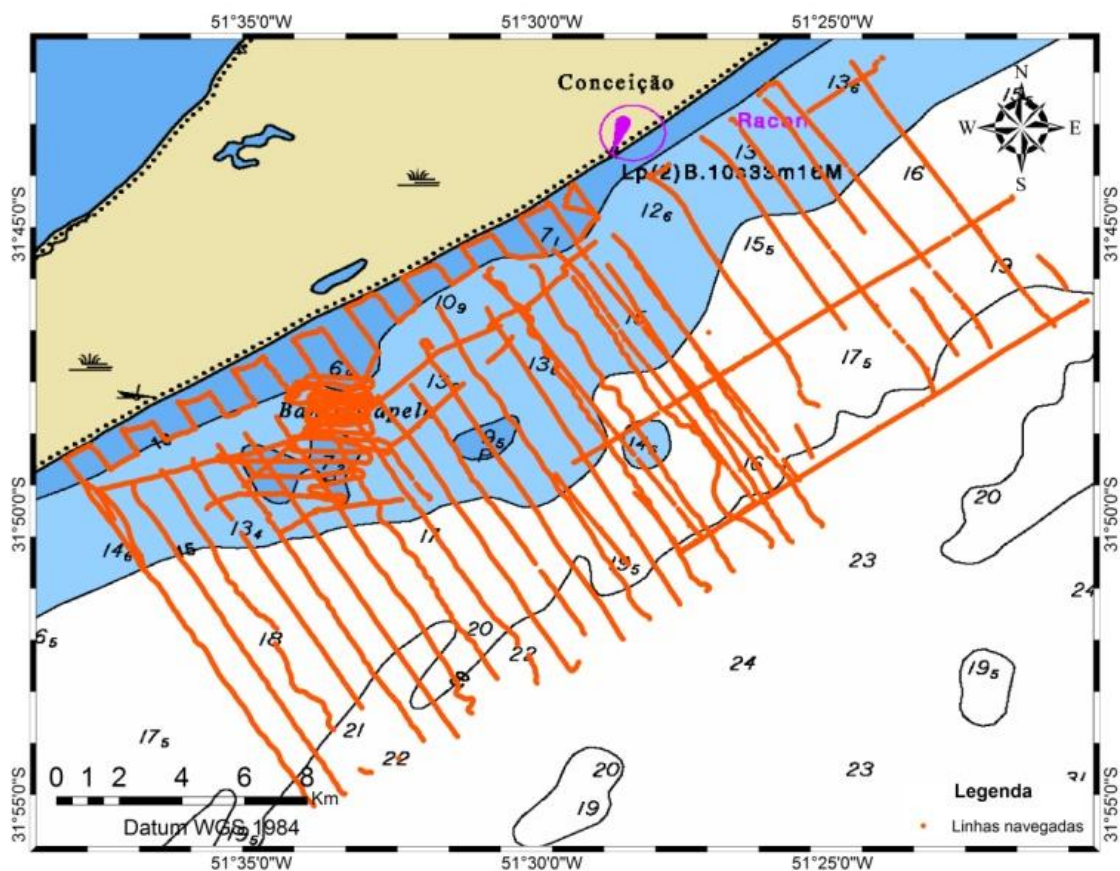


Figura 19 - Linhas navegadas durante a sondagem batimétrica.

Analisando a Figura 20 é possível observar claramente a presença do Banco Capela, a sul do Farol da Conceição, indicando que possivelmente deve ter ocorrido um erro de posicionamento quando Buchmann (2002) monitorando os afloramentos na costa do Rio Grande do Sul em busca de fósseis, não encontrou esta feição presumindo assim, a total erosão da mesma devido a intensa atividade hidrodinâmica na área.

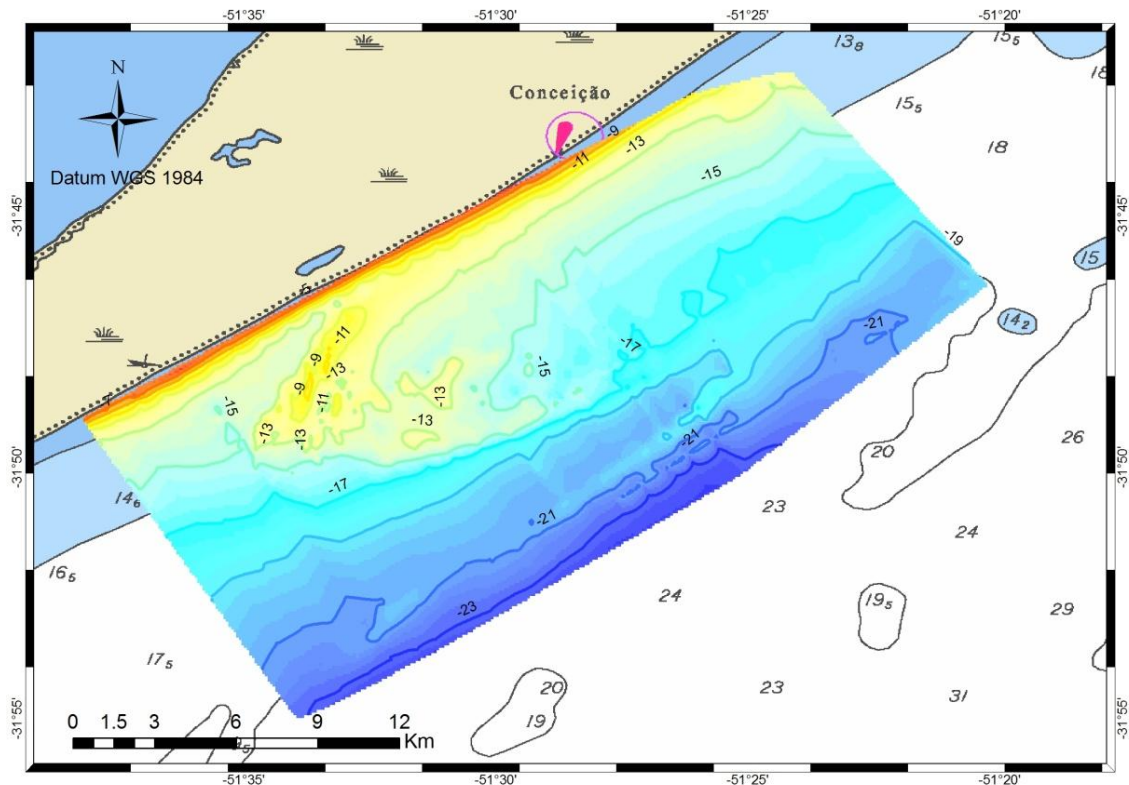


Figura 20 - Batimetria da região do Banco Capela.

Comparando o resultado encontrado na sondagem de 2009 (Figura 20) com os dados da carta náutica 2100 da DHN (Figura 21) nota-se que a localização da feição coincide nos dois conjuntos de dados, porém há uma grande discrepância no que se trata da morfologia do banco. Contudo, se compararmos a malha de dados utilizados nos dois casos, na Figura 19 as linhas navegadas na sondagem de 2009 e na Figura 21 os dados da folha de bordo 003 de 1963 da carta 2100, os pontos em vermelho são os dados que foram utilizados na confecção da carta náutica, observa-se que a malha de 2009 é muito mais densa, com pontos / linhas muito próximos, e a de 1963 é composta de pontos esparsos e sem linhas definidas. Tal diferença na densidade/disposição dos dados pode ser a responsável pela discrepância no resultado da morfologia do Banco Capela com base em cada um dos conjuntos de dados, sendo o conjunto de dados mais atual, mais próximo da realidade por conter maior quantidade de informações.

Mais detalhes sobre a feição ainda podem ser extraídos da Figura 20. Sua base encontra-se aproximadamente na isóbata dos 13m na parte mais rasa e 15 m na porção mais profunda. Sua morfologia geral é em formato de 'V' com a porção interna conectada à zona de surf, e com o vértice voltado para SW. As menores profundidades (-7,5 m) e as maiores declividades (Figura 23) encontram-se na face orientada NNE – SSW (a que se conecta à zona de arrebentação). O 'braço' oposto (ENE-WSW) é caracterizado por maiores profundidades (-11 m) e menores declividades (Figura 22). Nota-se também na Figura 22 a presença de 'picos', os

mais proeminentes na face mais próxima à praia, que apresentam declividades entre 0.4° e 0.5° (Figura 23).

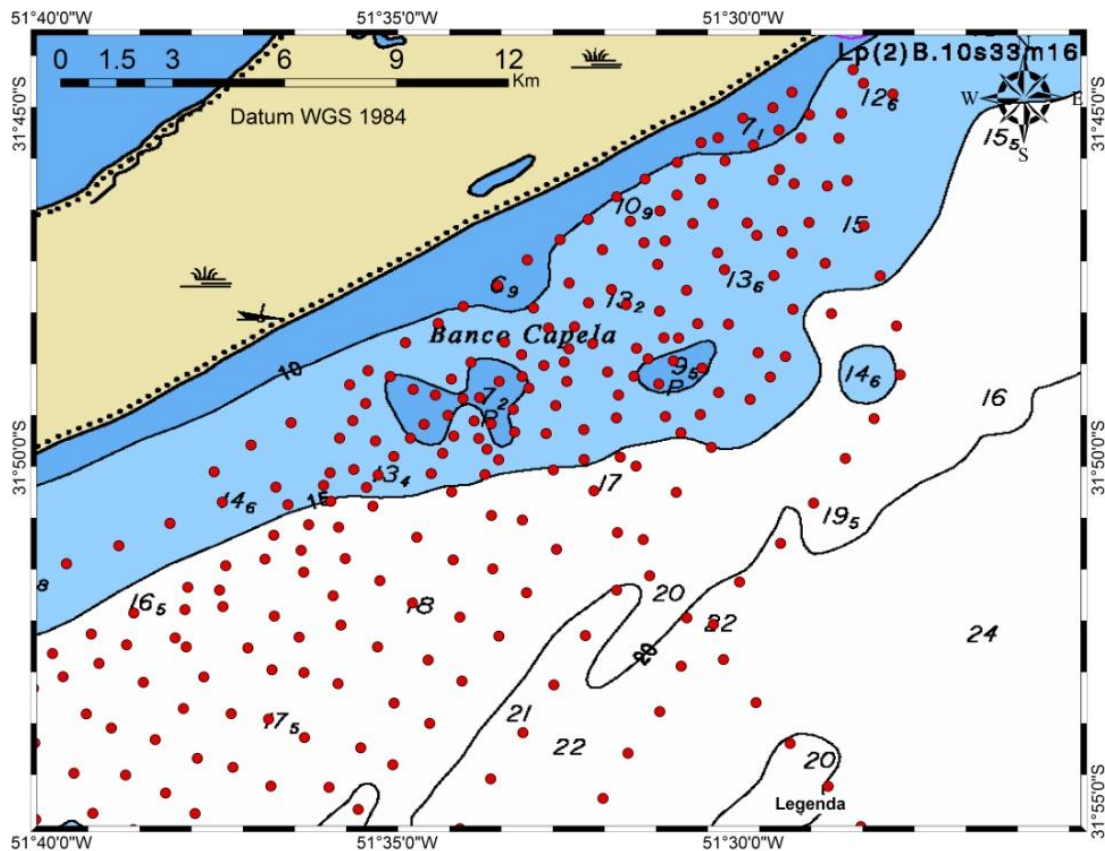


Figura 21 - Fragmento da Carta Náutica n° 2100 da DHN, detalhe no Banco Capela. Em vermelho estão os pontos da Folha de Bordo 003 de 1963 da carta 2100, dados do Banco Nacional de Dados Oceanográficos.

Bancos lineares oblíquos à costa são comuns em costas com intensos fluxos de maré e/ou gerados por vento (Stanley e Swift 1976). Segundo Swart et al. (2008) estas estruturas costumam se apresentar desde a antepraia até a plataforma externa, muitas vezes formando ângulos de 20° - 35° com a linha de costa. A orientação das cristas é a barlar, sendo a parte mais *offshore* da estrutura à barlar com relação à parte conectada à costa. A distância entre cristas sucessivas variam entre 2 e 8 km e o comprimento de cada crista varia entre 10 e 25 km. A altura varia entre 1 e 6 m e ocorrem em profundidades entre 4 e 20 m.

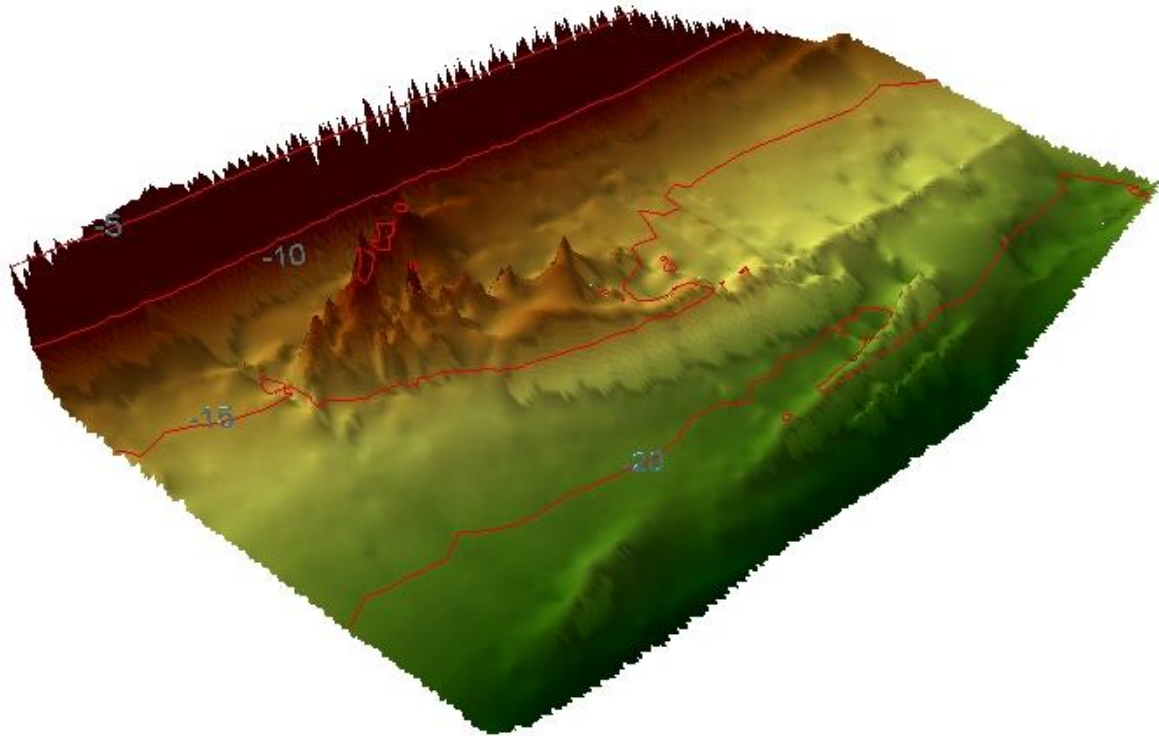


Figura 22 - Morfologia geral do Banco Capela e antepraia adjacente. Em vermelho as sobatimétricas. Exagero vertical de 200 vezes.

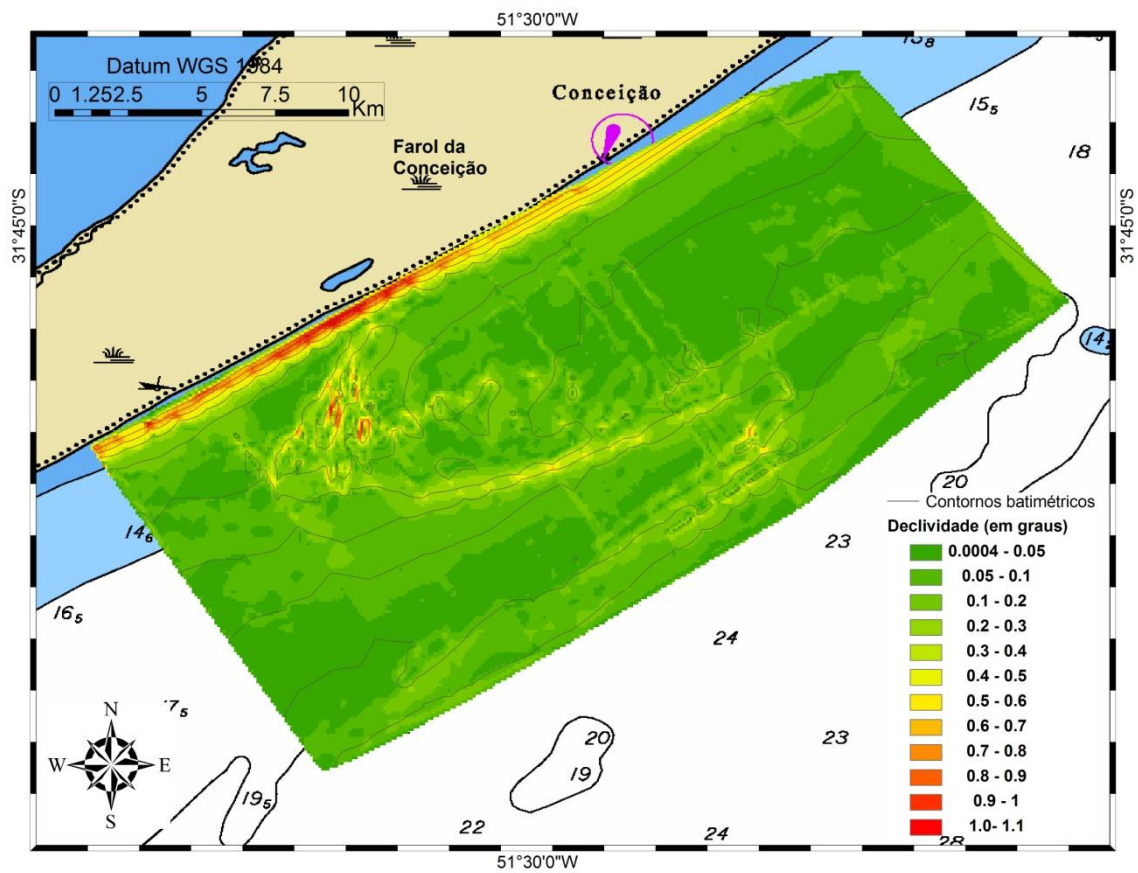


Figura 23 - Declividade do fundo em graus (°).

Os bancos lineares da costa do RS, estudados por Figueiredo Jr. (1975) e Calliari e Klein (1993) variam de cerca de 1 a 6 metros de altura podendo chegar até 10 metros (Figueiredo Jr. 1975), encontram-se distribuídos dentro de uma profundidade de 8 a 30 metros, podendo atingir aproximadamente 220 Km de extensão, estando por vezes ligados a praia ou então desmembrados desta. A orientação destes bancos é paralela ou subparalela a linha de costa, geralmente apresentando um ângulo de 35°. Sua composição mostra-se ser quase que exclusivamente composta por areias quartzosas com biodetrítos nas partes superiores dos bancos e cascalho biodetrítico de composição carbonática nas cavas dos mesmos.

As características de localização e dimensão do Banco Capela se encaixam relativamente bem nas definições de bancos lineares gerados por fluxos, porém a ausência de cristas sucessivas de mesma orientação, sua forma, com dois braços com diferente orientação (formato em 'V', Figura 20 e Figura 22), além da presença de 'picos' (Figura 22) com declividades entre 0.4 e 0.5 (Figura 23), valores muito maiores que os descritos na literatura como característicos da antepraia (em torno de 0.005, Niedoroda et al. 1985), sugerem que não se trata de uma feição totalmente gerada pela hidrodinâmica, mas sim que existe uma estrutura rígida, que interage com os fluxos e parcialmente barra o transporte litorâneo, tanto para NE como para SE, acumulando sedimentos em ambos os lados e assumindo a forma como se apresenta hoje, com declividades diminuído gradativamente dos picos do banco em direção ao assoalho da antepraia propriamente dita.

Nas Figura 24 e Figura 25 temos um fragmento de uma imagem LandSat 7. Por não termos as informações da data da imagem para obtermos a informação do vento gerador da hidrodinâmica registrada pelo satélite, utilizaremos a orientação da pluma da Lagoa dos Patos como indicador da direção do vento (SW da Figura 24). Como a mesma está direcionada para NE pode-se deduzir que existe uma corrente de SW para NE, que comumente é causada por ventos do quadrante sul (Costa 2009).

Na Figura 25 percebe-se nitidamente a mudança de coloração da água com uma forma bastante parecida com a do banco. A mudança de coloração é muito provavelmente uma concentração muito acentuada de sedimento em suspensão, e o fato da distribuição deste sedimento estar exatamente sobre o banco sugere que a hidrodinâmica, ao interagir com a feição, gera a turbulência responsável por suspender os sedimentos. E como a corrente que está gerando esta suspensão tem direção de SW para NE, é esperado que a pluma de sedimentos seja transportada em direção a NE.



Figura 24 - Fragmento de imagem de satélite Landsat 7. Destacam-se a pluma da Lagoa dos Patos (SW da imagem) se dirigindo para NE e o sedimento em suspensão sobre o Banco Capela (NE da imagem).

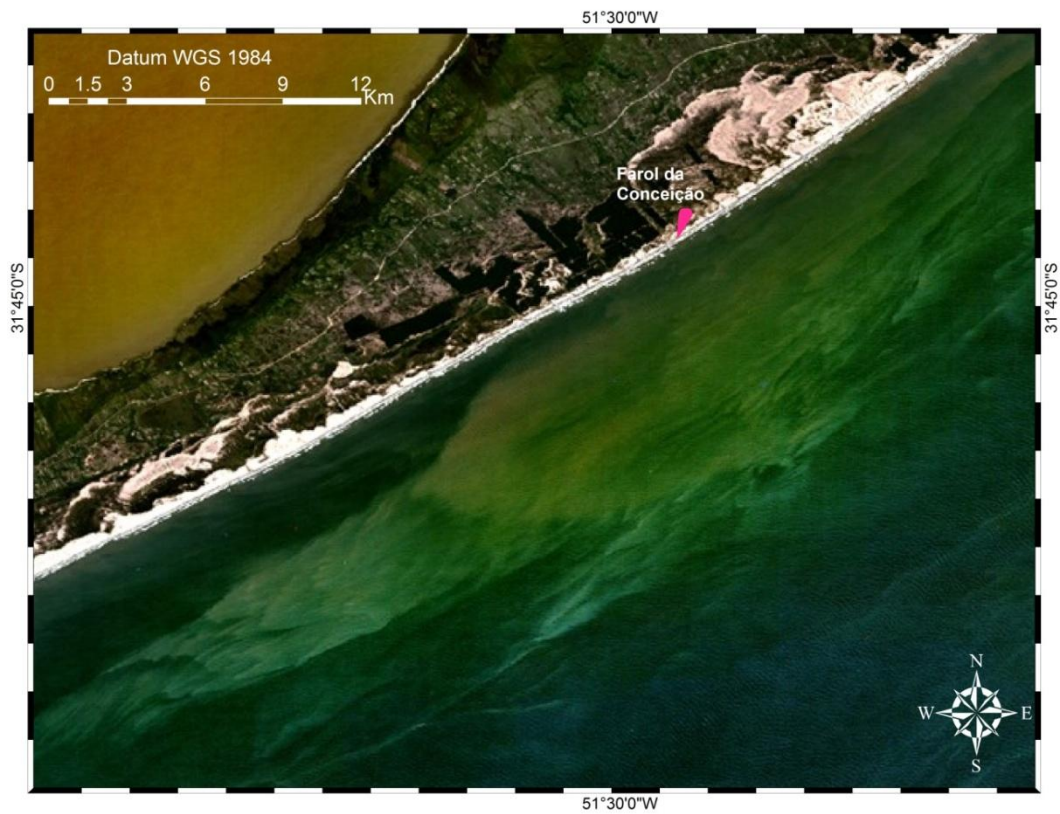


Figura 25 - Fragmento da mesma imagem da figura 30. Detalhe na região do Banco Capela.



Figura 26 - Exemplo de marca sedimentar formada pela interação entre a hidrodinâmica e uma estrutura rígida (*scour mark*). Neste caso, uma concha na zona do estirâncio na praia do Cassino. Foto de Pedro Pereira.

A interação entre a corrente costeira e a estrutura do banco parece ser do mesmo tipo da que forma ‘scour marks’ no entorno de fragmentos rochosos ou biodetríticos na zona de espraiamento (face da praia) (Figura 26), formando os dois braços a sotamar do núcleo duro. Seguindo este raciocínio, a posição dos braços do ‘V’, a NE do vértice, sugerem que o transporte líquido na região seja de SW para NE, confirmando as informações que encontramos na bibliografia (ver seção 3.5).

Já as feições que aparecem entre as isóbatas de 19 e 20 m (Figura 20 e Figura 22) se apresentam como formas alongadas, com a parte offshore à barlar, sem a presença de picos não uniformes, ângulos de aproximadamente 30° com relação à costa, características que levam a crer serem geradas pela hidrodinâmica (como descrito em Swart et al. (2008), e relatado por Figueiredo Jr. em 1980), em situações alta dinâmica, como durante tempestades, com ventos fortes dos quadrantes S- SW, que são bastante comuns nesta costa.

Buchmann (2002) descreve afloramentos de arenito de praia no estirâncio (Figura 27), na região próxima ao Farol da Conceição (a norte do Banco Capela) com extensão de 35 km. Utilizando técnicas de mergulho autônomo o autor identificou afloramentos até a isóbata dos 4

m. Além disso, o mesmo datou amostras do arenito, o qual apresentou a idade de $109 \pm 7,5$ ka, vinculada a gênese do sistema deposicional Laguna-Barreira 3, de Villwock et al. (1986).



Figura 27 - Arenito de praia pleistocênico a sul do farol da Conceição (de Buchmann, 2002)

Levando-se em conta que o banco está localizado numa região da costa que está sofrendo erosão a longo e curto prazo, onde a barreira IV se apresenta bastante estreita (Figura 28), chegando a barreira III a aflorar na praia (Figura 27), podemos especular que a estrutura dura na qual o sedimento se ancora formando o Banco Capela se trata de um parcel, uma estrutura associada a alguma antiga linha de praia, que por alguma razão, resistiu à força dos agentes erosivos e se conservou na atual antepraia, podendo ser parte tanto da barreira IV como da III, sendo necessários estudos estratigráficos e datação para se chegar a uma conclusão quanto à idade e a qual barreira pertence a estrutura.

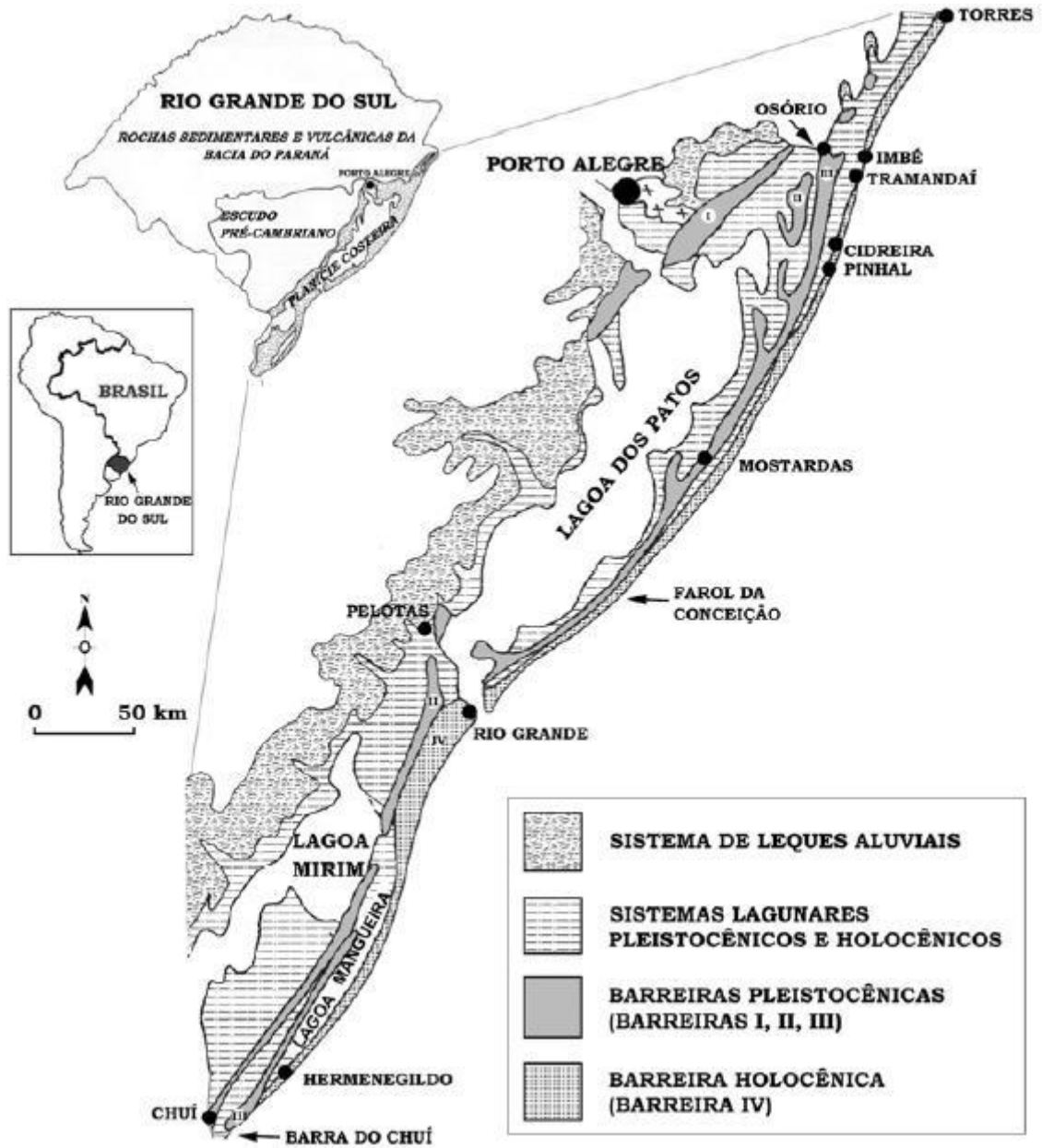


Figura 28 - Mapa geológico simplificado da planície costeira do RS. De Tomazelli e Villwock (2000).

5.2 Sedimentologia

Foram coletadas 149 amostras de sedimento pontuais (Figura 29). As amostras foram processadas como descrito na seção 4.2.

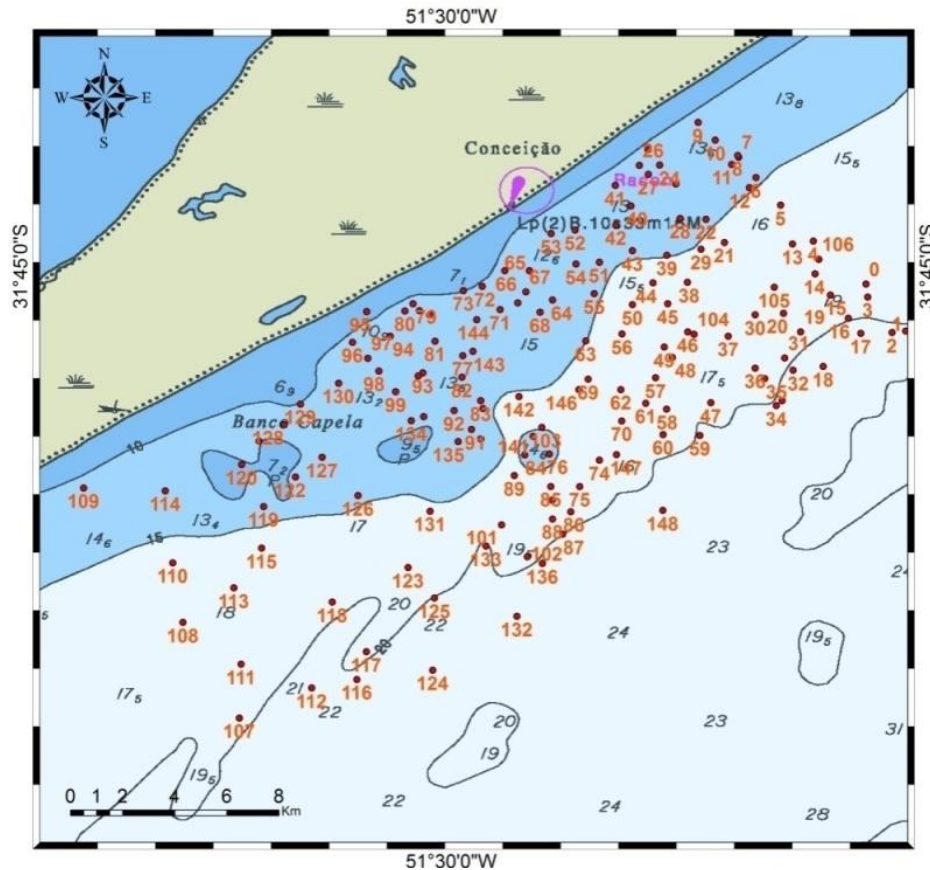


Figura 29 - Localização das amostras geológicas

A Figura 30 representa a distribuição espacial da mediana das amostras, os tons de verde indicam granulometria mais grossa, e os tons de rosa mais fina, as linhas em cinza representam a batimetria. Na zona perto da costa, antes da zona de arrebentação, observam-se duas grandes áreas com sedimentos mais finos (silte), uma a sul do banco e outra a norte do banco. Sobre o banco o sedimento predominante enquadra-se na classe areia, principalmente areia fina. Já na região adjacente ao banco, que é dominada pela presença de areia, encontram-se manchas de sedimento de tamanho silte.

O padrão clássico de distribuição de sedimentos na antepraia descrito por Niedoroda et al. (1985), onde o sedimento mais grossa se encontra mais próximo à costa (região mais rasa, mais influenciada pela fricção) e a mediana do tamanho de grão diminui gradativamente em direção à mar aberto, por conta na diminuição na energia da hidrodinâmica local não é observado. Pelo contrário, há duas grandes concentrações de sedimentos finos (a norte e a sul do banco) interrompidas por uma fácies arenosa com presença de cascalho (Figura 30 e Figura 34) sobre o

banco, e adjacente a essas áreas, uma gradação para sedimento de tamanho de areia é observada em direção às maiores profundidades.

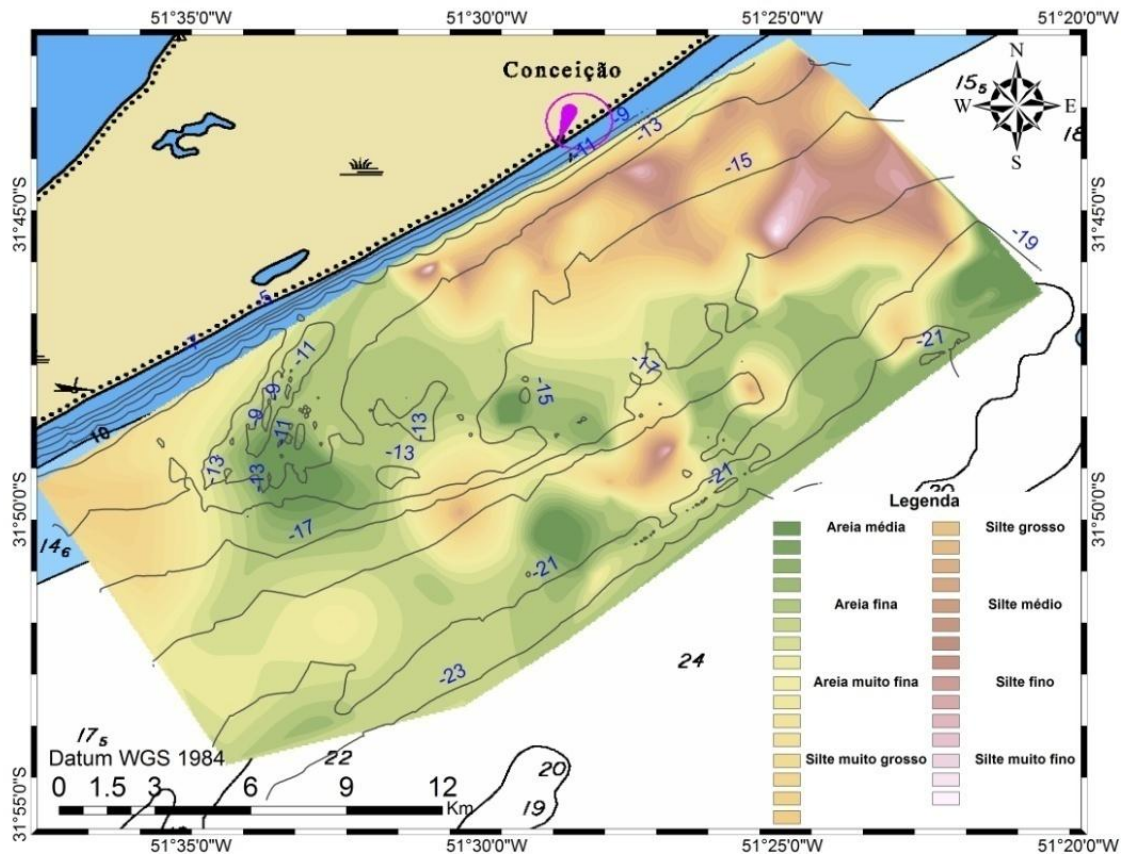


Figura 30 - Distribuição espacial da mediana do tamanho de grão.

Segundo Martins et al. (1972) a plataforma do Rio Grande do Sul não possui fontes terrígenas de areia, sendo toda areia que circula na plataforma se trata de sedimento já presente na própria plataforma. Ainda segundo o mesmo autor, os sedimentos finos próximo a costa (silte e argila) são provenientes da descarga fluvial.

A gradação de sul para norte (Figura 30), sendo o sedimento do tamanho silte dominante na zona a SW do banco, e a NE a parcela de argila ganhando importância, sugere que o transporte de sedimentos finos se dá de SW para NE, dando indícios que o sedimento de tamanho silte e argila encontrados na antepraia a sul e norte do banco vêm de alguma fonte a sul da região de deposição, muito provavelmente da descarga da Lagoa dos Patos, e é transportada e mantida na região pela hidrodinâmica, principalmente por correntes costeiras geradas por vento do quadrante sul. Tal constatação pode sugerir que a fácies Patos pode ser mais abrangente do que sugerido anteriormente por outros autores (Martins et al. em 1972 e Calliari e Fachin em 1993). No primeiro, os autores sugerem que a Fácies Patos se limita à zona de influência do canal de Rio Grande. No segundo os autores concluem que os fundos argilo-silticos e siltico-argilosos associados à Fácies Patos ocorrem ao sul da desembocadura lagunar, em função do predomínio de ventos do quadrante NE.

O mesmo padrão da mediana é identificado na distribuição do desvio padrão (σ , grau de seleção, Figura 31), sendo que os menores valores de σ (tons de verde) se encontram na parte central, sobre o banco, relacionados às amostras mais grossas, e os menores valores de seleção (tons de rosa) estando associados aos sedimentos mais finos a sul e norte do banco, e nas manchas de sedimento fino ao largo, com exceção de uma amostra grossa no topo banco (amostra 122).

Na Figura 31 temos a localização das 10 amostras selecionadas para exemplificar as diferentes distribuições granulométricas que aparecem entre as amostras.

A Figura 32 apresenta os histogramas e a Figura 33 as curvas de frequência acumulada de cada uma das amostras. Observando as duas figuras fica mais uma vez clara a heterogeneidade entre as amostras encontradas, o que é reflexo da diferença energética do agente transportador nos diferentes subambientes.

As curvas de frequência acumulada (Figura 33) nos permitem dividir as amostras em pelo menos dois grandes grupos, e dentro dos grupos temos algumas diferenças importantes.

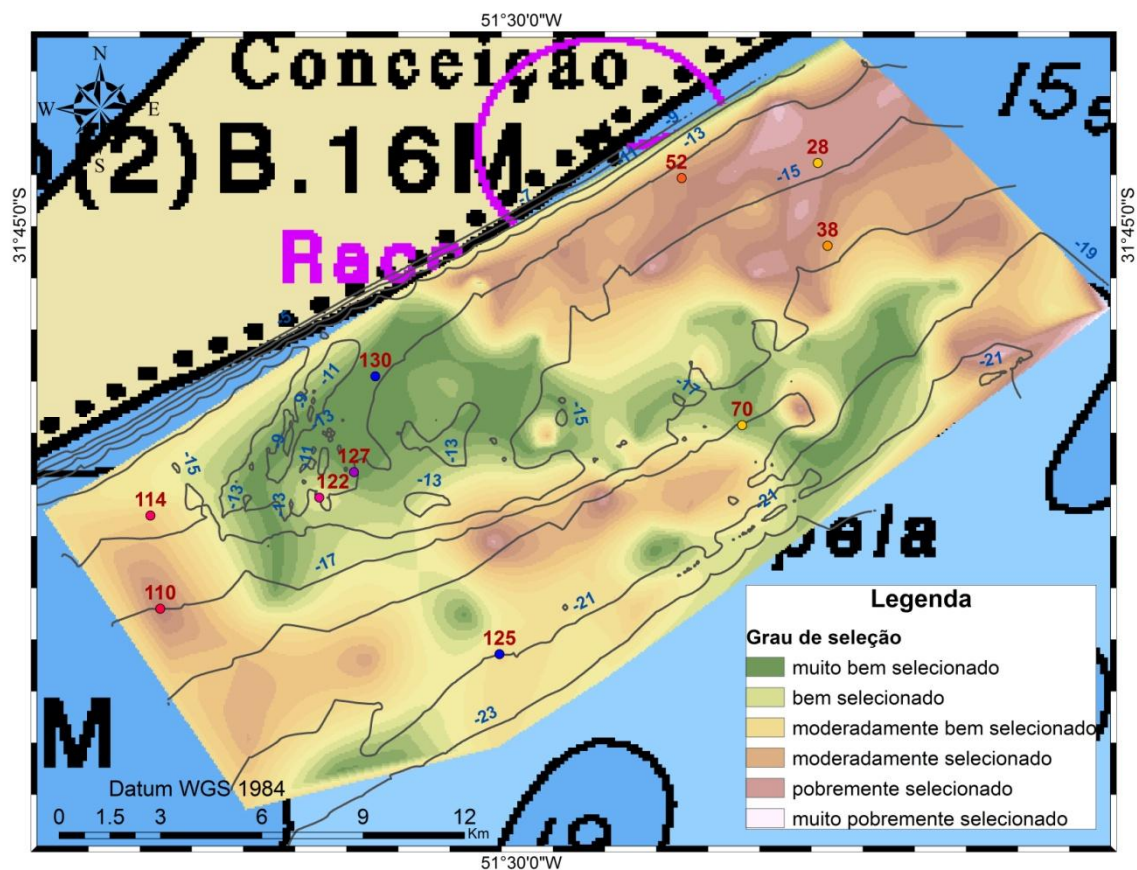


Figura 31 - Distribuição espacial do desvio padrão do tamanho de grão em phi. As linhas em cinza indicam as isóbatas. Os pontos são referentes às amostras selecionadas para exemplificar a distribuição granulométrica.

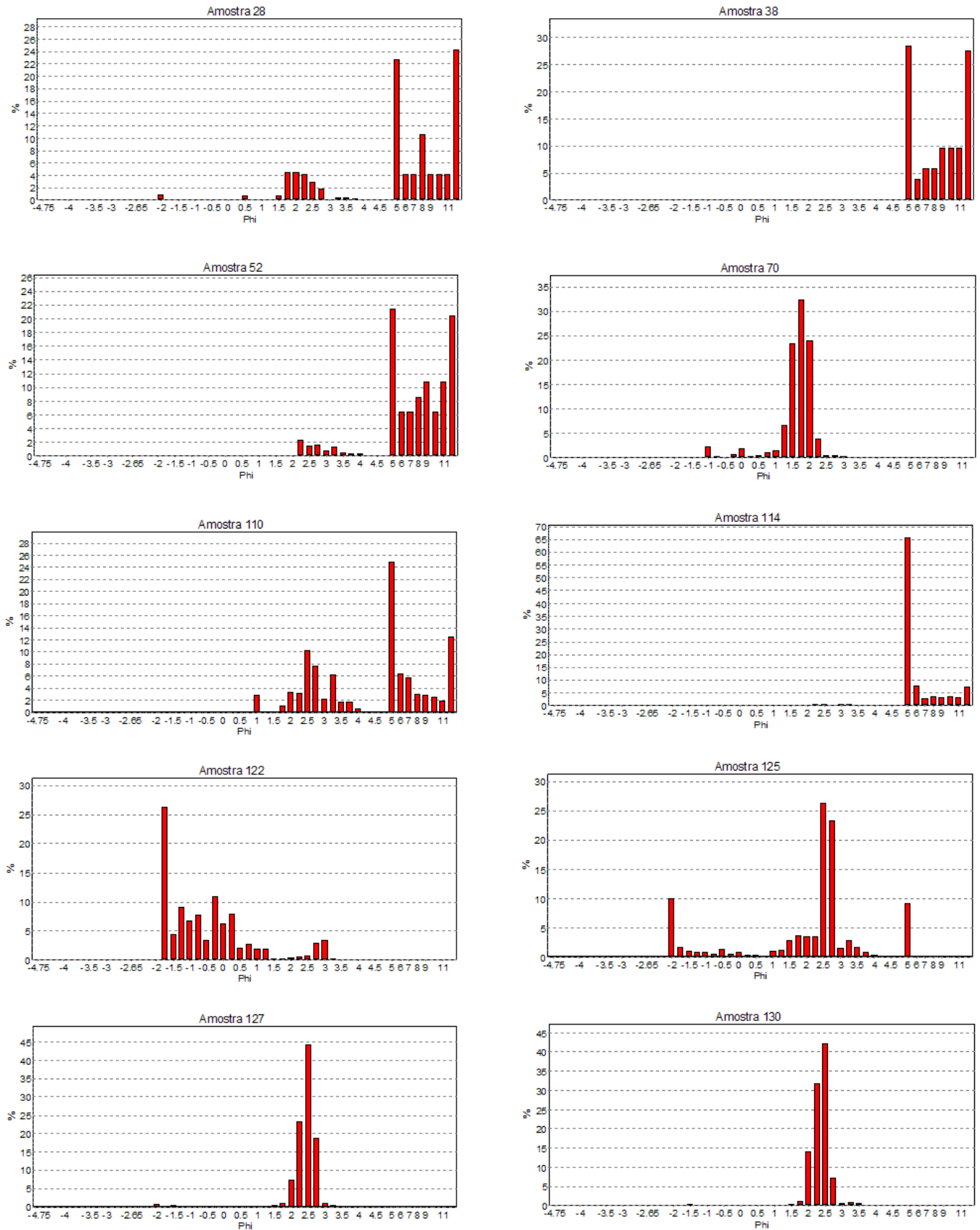


Figura 32 - Histogramas das amostras destacadas na Figura 31.

As amostras 70, 122, 125, 127 e 130 compõem o grupo de amostras de granulometria mais grossa, e relativamente melhor grau de seleção. A amostra 122 se diferencia por ser a mais grossa de todo o conjunto de amostras, sendo sua localização bastante próxima dos picos do banco e do que estamos chamando de vértice da estrutura à sudoeste. A presença de sedimento mais grosso sobre o banco e o alto grau de seleção se devem principalmente à alta energia turbulenta gerada pela interação entre a estrutura e a hidrodinâmica local (Figura 25), de maneira que sedimentos de granulometria mais fina antes depositados são remobilizados e os presentes na coluna d'água continuam em suspensão.

Já as amostras 127 e 130 se localizam na parte interna do 'V' formado pelo banco, suas curvas quase idênticas indicam que a hidrodinâmica nessa região seja relativamente uniforme. As outras duas amostras do primeiro grupo se localizam fora do banco, em direção ao largo, e através de seus histogramas (Figura 32) é possível observar a presença de material mais fino, mesmo que em pequena quantidade, o que sugere que na região ao largo do banco, há uma hidrodinâmica também intensa, pois predominam amostras grossas, porém, a turbulência é menor que sobre o banco.

O segundo grupo é composto pelas amostras a SW (114 e 1120) e NE (28, 38, e 52) do banco. A presença de sedimento tão fino nas adjacências da estrutura sugere que existam zonas de sombra geradas pelo banco, à NE quando a hidrodinâmica vêm do quadrante sul e a SW quando vem de do quadrante N-NE. Assim, o sedimento que não foi depositado ou que foi suspenso sobre o banco, sedimenta então nestas regiões de menor dinâmica.

As Figura 34 e Figura 35 mostram a distribuição faciológica na área de estudo, sendo a primeira das amostras integrais e a segunda das amostras após a retirada do carbonato de cálcio. Ao compararmos os mapas faciológicos entre si e ao mapa de distribuição de percentual de CaCO_3 nas amostras (Figura 36) é possível perceber que quase a totalidade das amostras grossas são compostas de material carbonático.

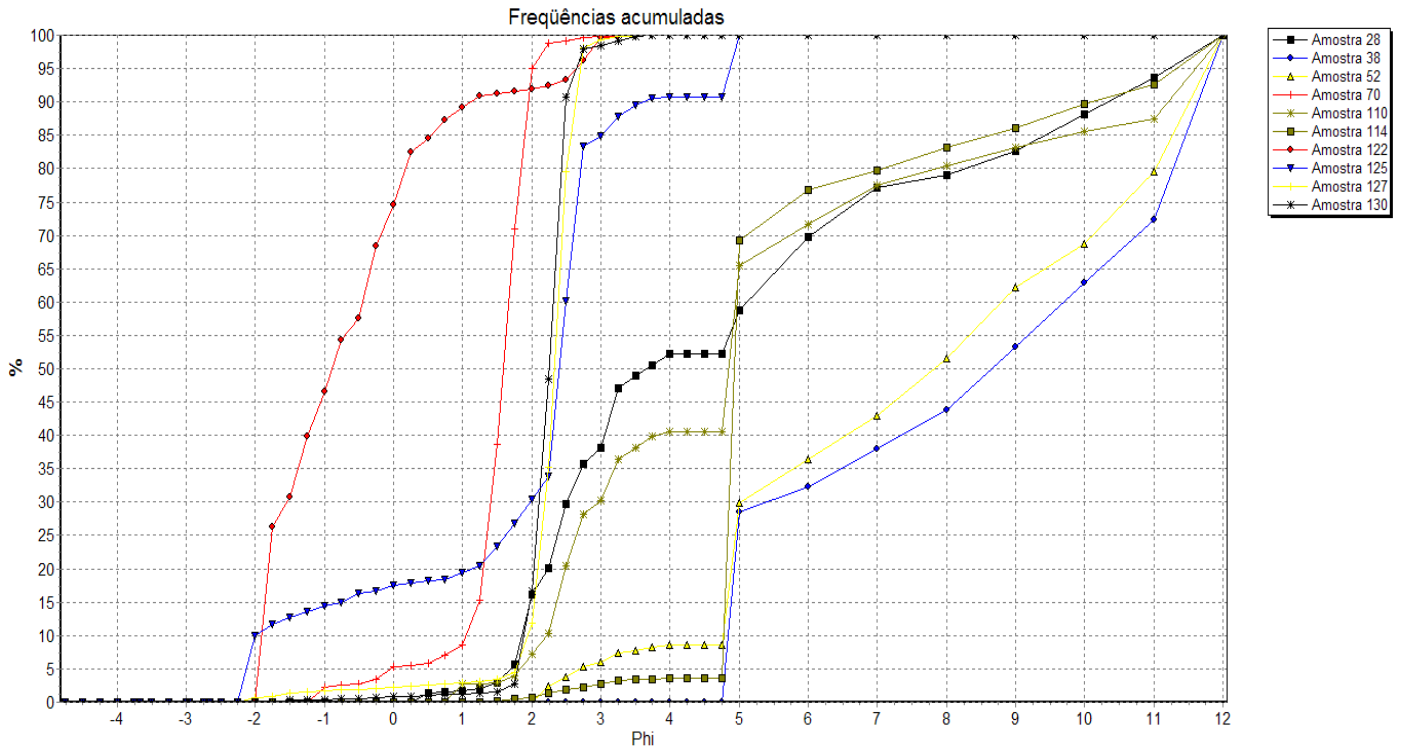


Figura 33 - Curvas de frequência acumulada das amostras destacadas.

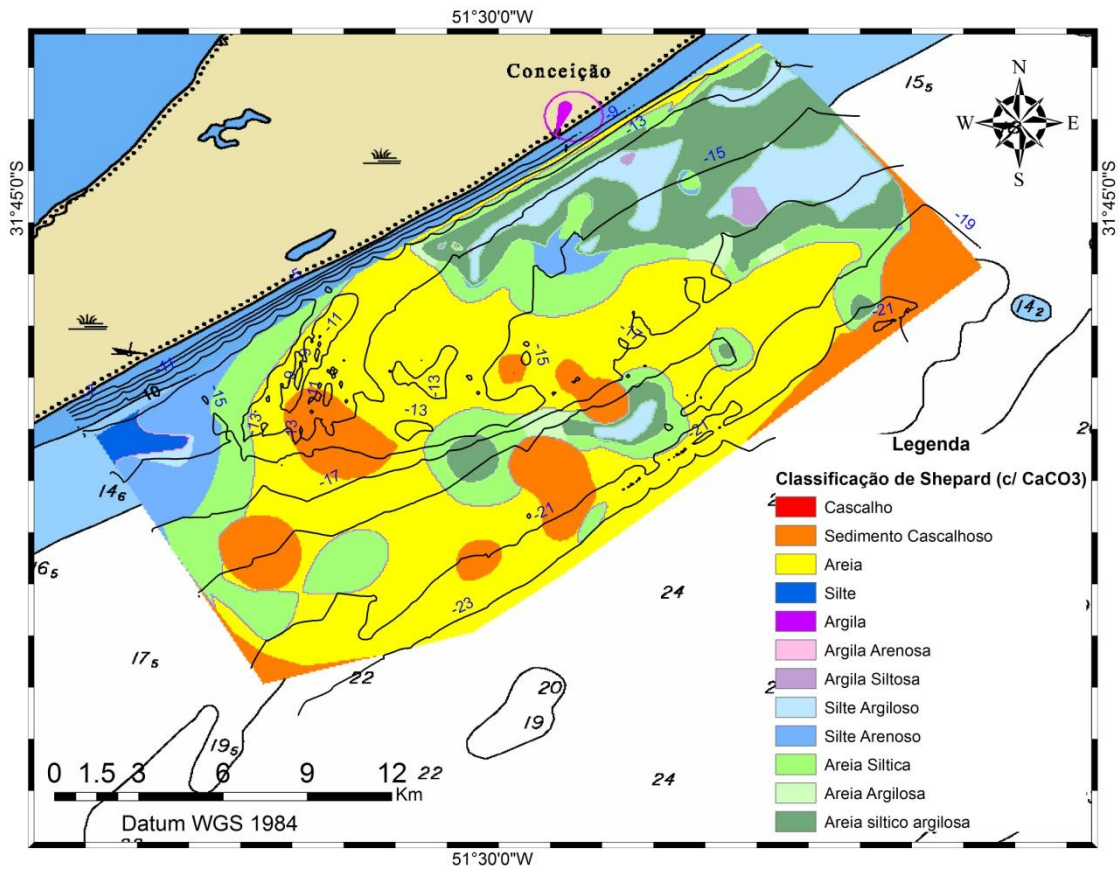


Figura 34 - Mapa faciológico, segundo Shepard, Modificado por Schlee.

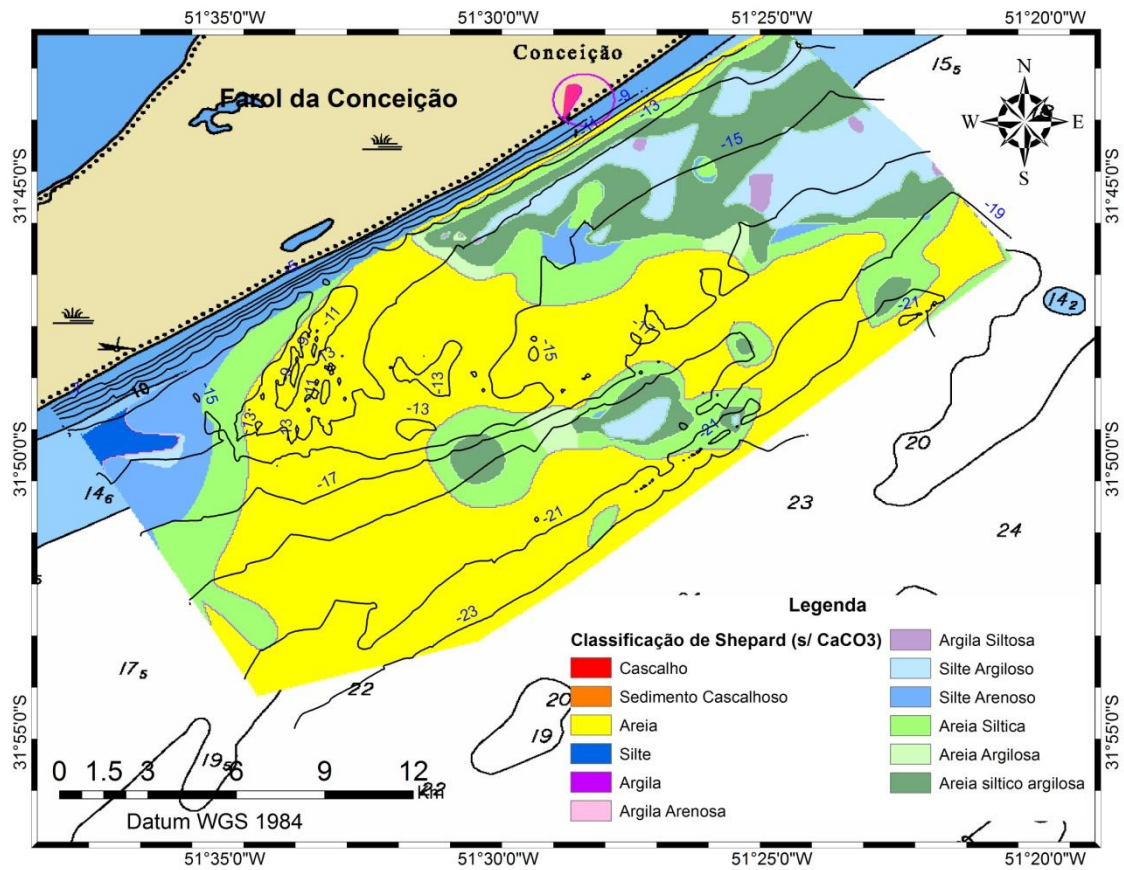


Figura 35 - Mapa de distribuição faciológico sem CaCO₃, segundo Shepard, Modificado por Schlee.

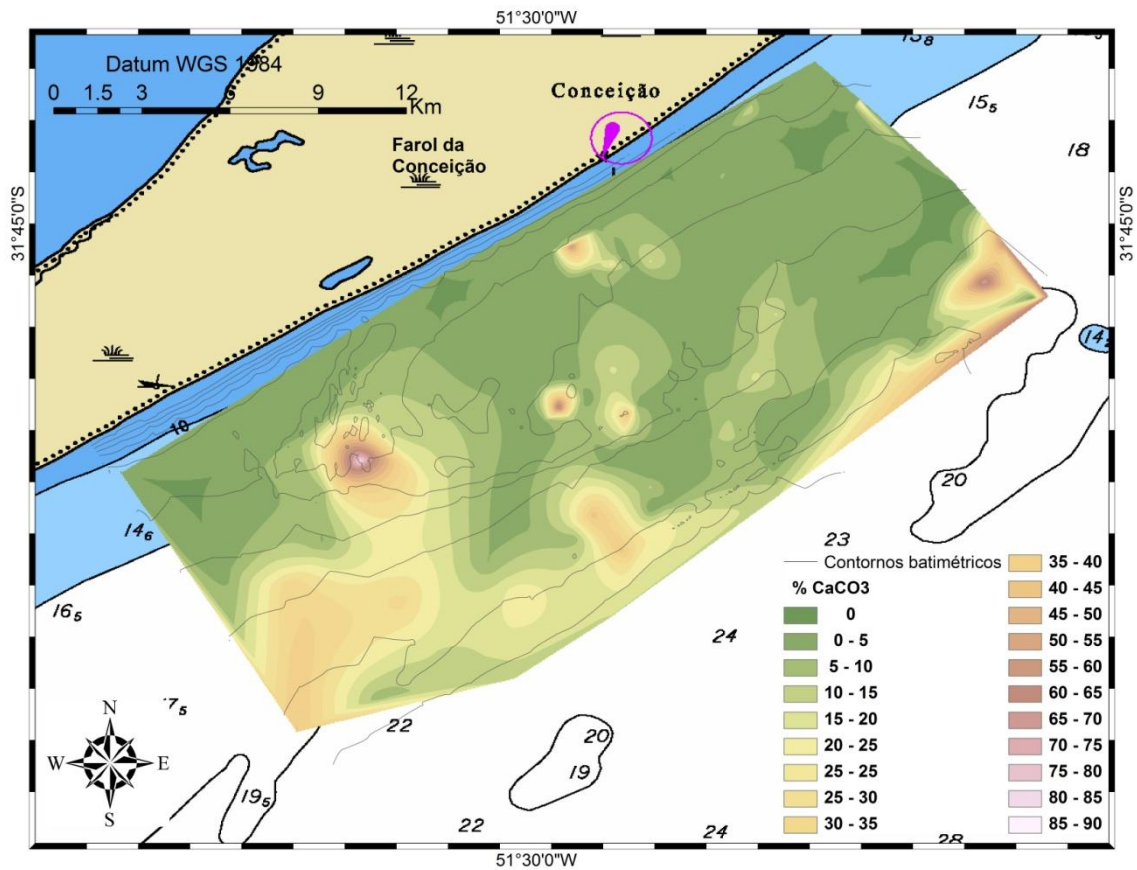


Figura 36 - Distribuição do percentual de carbonato de cálcio (CaCO₃).

Analisando visualmente as amostras que continham material grosso (Figura 37 e Figura 38) nota-se que o mesmo é composto essencialmente por fragmentos de conchas, porém a presença de arenitos de praia (*beach rocks*) é bastante marcante. Estes fragmentos de arenitos apoiam a hipótese de a estrutura rígida na qual toda a feição está ancorada se trata de um afloramento de arenito de praia que tem resistido à energia da hidrodinâmica local.

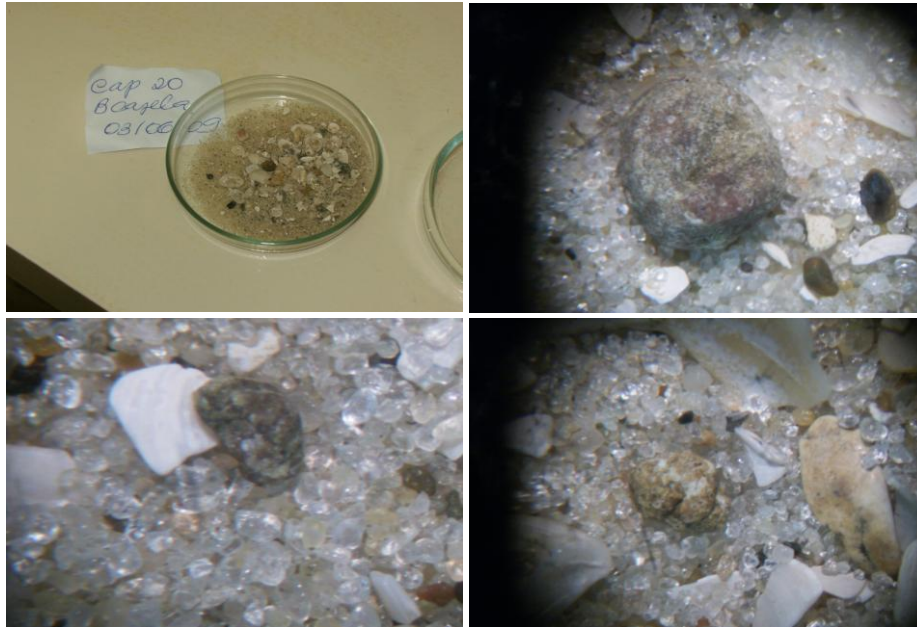


Figura 37 - Exemplo de fragmentos de conchas e arenitos de praia na amostra Cap_20 (amostra 126).



Figura 38 - Amostra 122 (Cap_16), fragmentos de concha e arenito de praia.

As Figura 39 e Figura 40 apresentam as distribuições de areia média e grossa na região de estudo.

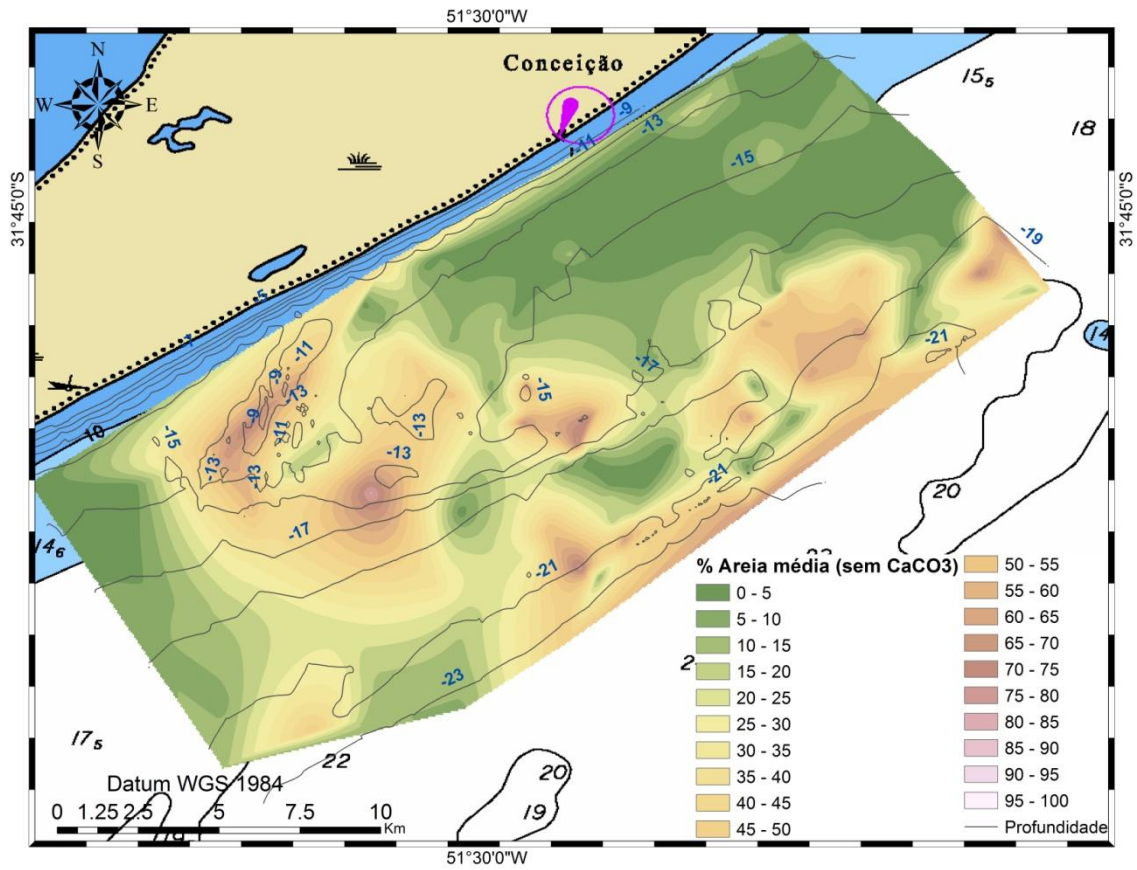


Figura 39 - Distribuição do percentual de areia média quartzosa (sedimento sem CaCO₃).

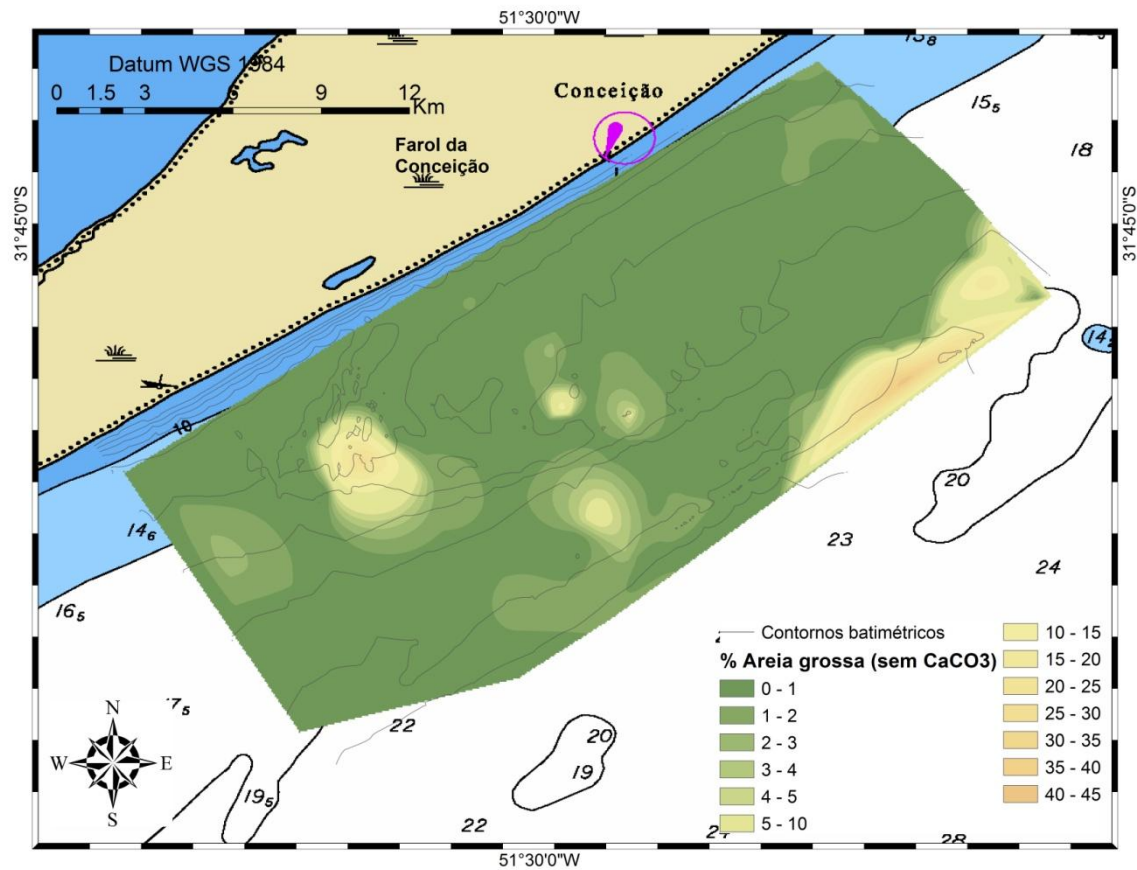


Figura 40 - Distribuição do percentual de areia grossa quartzosa (sedimento sem CaCO₃).

A presença de areia média e grossa na plataforma do Rio Grande do Sul tem sido associada por vários autores a uma rede de drenagem que se desenvolveu sobre a atual plataforma durante o último máximo Glacial, quando o nível do mar se encontrava na cota de -135 m (Kowsmann et al. 1977).

Calliari e Abreu (1984) encontraram um depósito que abrange aproximadamente 8km² de um sedimento terrígeno grosso apresentando grãos de quartzo angulosos e fragmentos de rocha revestidos por óxido de ferro sugerindo um ambiente fluvial pretérito. Os autores sugerem que tal depósito seja pleistocênico e provavelmente esteja associado a canais fluviais que drenavam a planície costeira durante a última grande regressão e que foram afogados ao curso da transgressão subsequente.

Abreu e Calliari (2005) analisando perfis sísmicos obtidos durante a Operação Geocosta Sul II reconstituíram um sistema de paleodrenagem nas proximidades do Parcel do Carpinteiro como mostra a Figura 41:

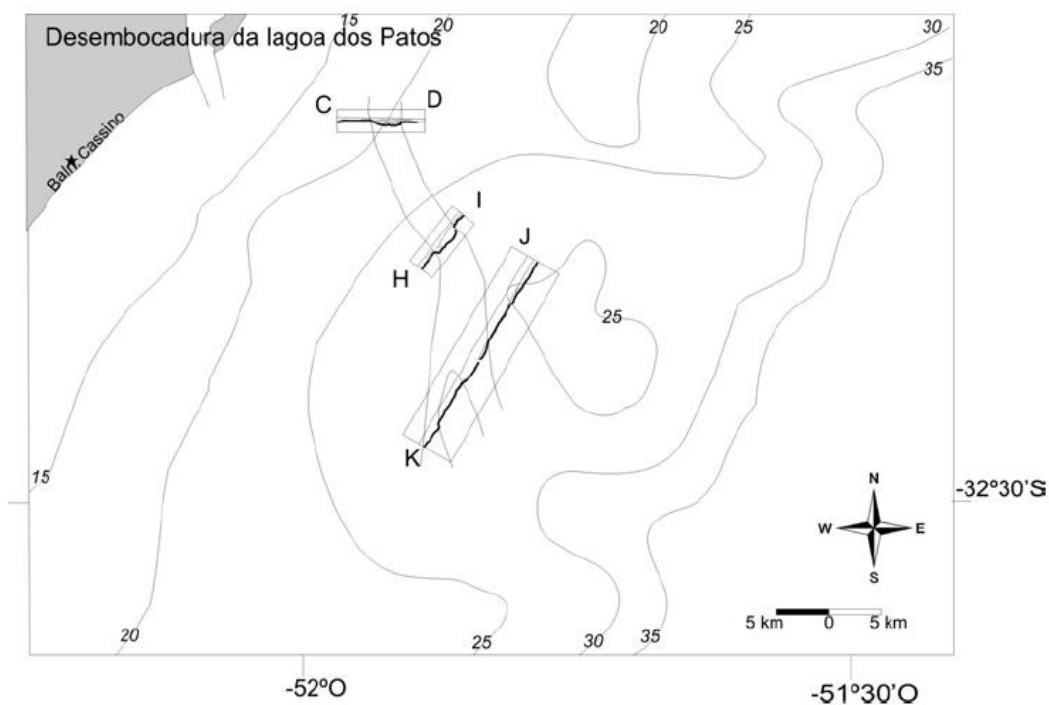


Figura 41 - Sistema de paleodrenagem na plataforma continental interna do Estado do Rio Grande do Sul, reconstituído da interpretação dos perfis sísmicos obtidos durante a Operação Geocosta Sul II. (de Abreu e Calliari, 2005)

Segundo Weschenfelder et al. (2008) as redes de drenagem dissecavam profundamente a planície costeira e a plataforma continental antes da instalação dos eventos transgressivos pós-glaciais subsequentes. Eram sistemas de passagem de fluxo pela plataforma continental exposta pelo evento de regressão forçada, ligando a rede de drenagem continental aos ambientes de

deposição na bacia marginal de Pelotas (Figura 42). Ainda segundo o autor a chamada Barra Falsa (aproximadamente 10 km ao norte do farol da Conceição, seta vermelha na Figura 42)

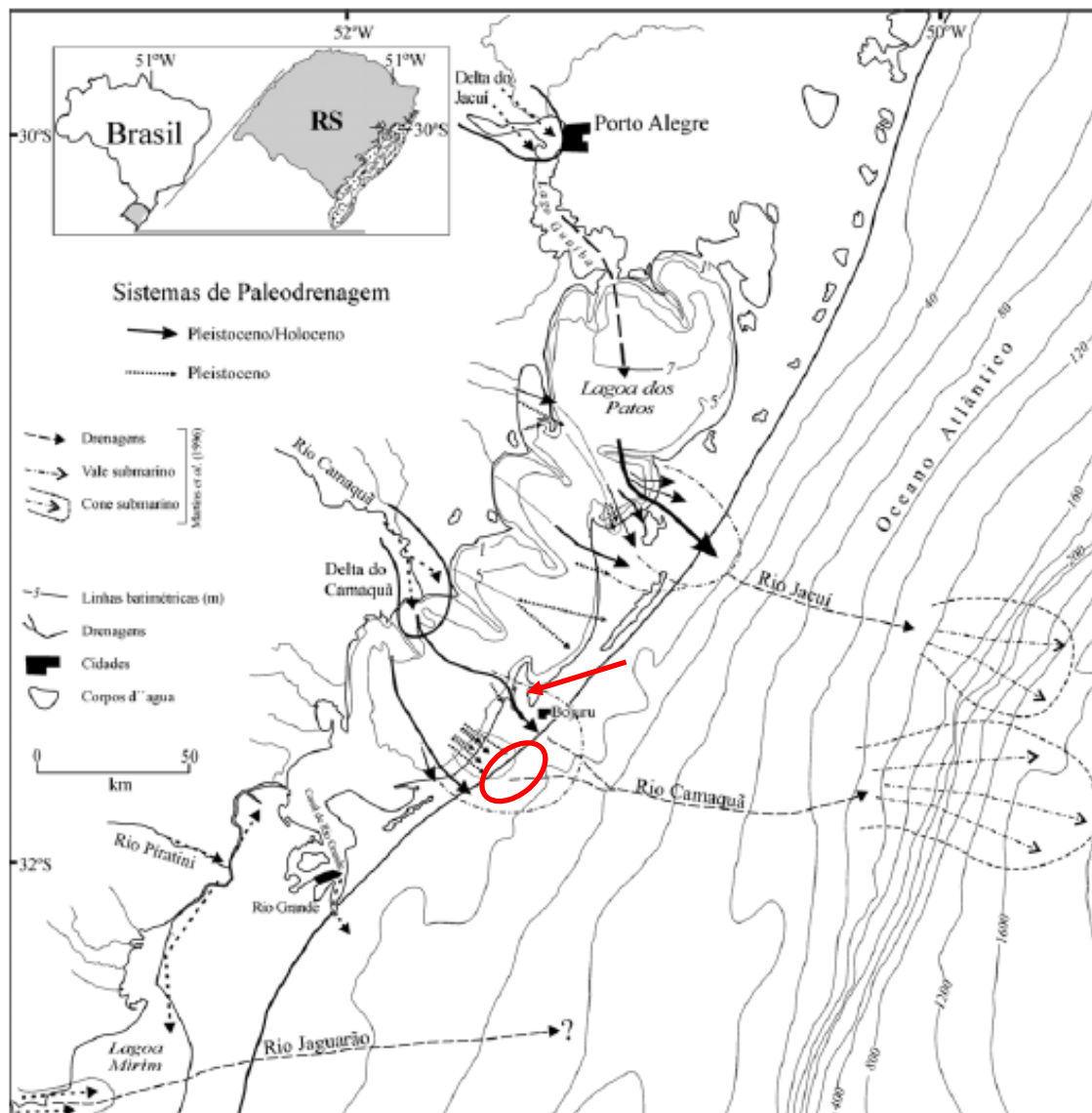


Figura 42 - Sistemas de paleodrenagens identificados nos registros sísmicos. Detalhes da plataforma continental e do talude. A seta vermelha indica a localização da Barra Falsa, e a elipse a área de estudo deste trabalho. Modificado de Weschenfelder et al. (2008).

Na comissão de junho de 2009 do projeto REPLAC (Recursos Minerais da Plataforma Continental, da CPRM), foi registrado em um perfil sísmico de 3,5 kHz um paleo-canal nas extremidade sul da área de estudo (Figura 43).

Weschenfelder e Aliotta (2005) analisaram perfis sísmicos dentro da Lagoa dos Patos, a Figura 44 mostra um paleo canal registrado pelos autores localizado a Sul da cidade de Bojuru, pouco a sul da área de estudo deste trabalho, dentro da laguna. Comparando o dados dos autores supracitados com o paleo canal registrado em 2009 nota-se grande semelhança de forma,

inclusive as fácies indicadas pelos autores em 2005 podem ser reconhecidas na Figura 43, além de estarem geograficamente bastante próximos e apresentarem aproximadamente a mesma escala de tamanho, na ordem das centenas de metros, fazendo crer que se tratam de estruturas esculpidas pelo leito do mesmo rio.

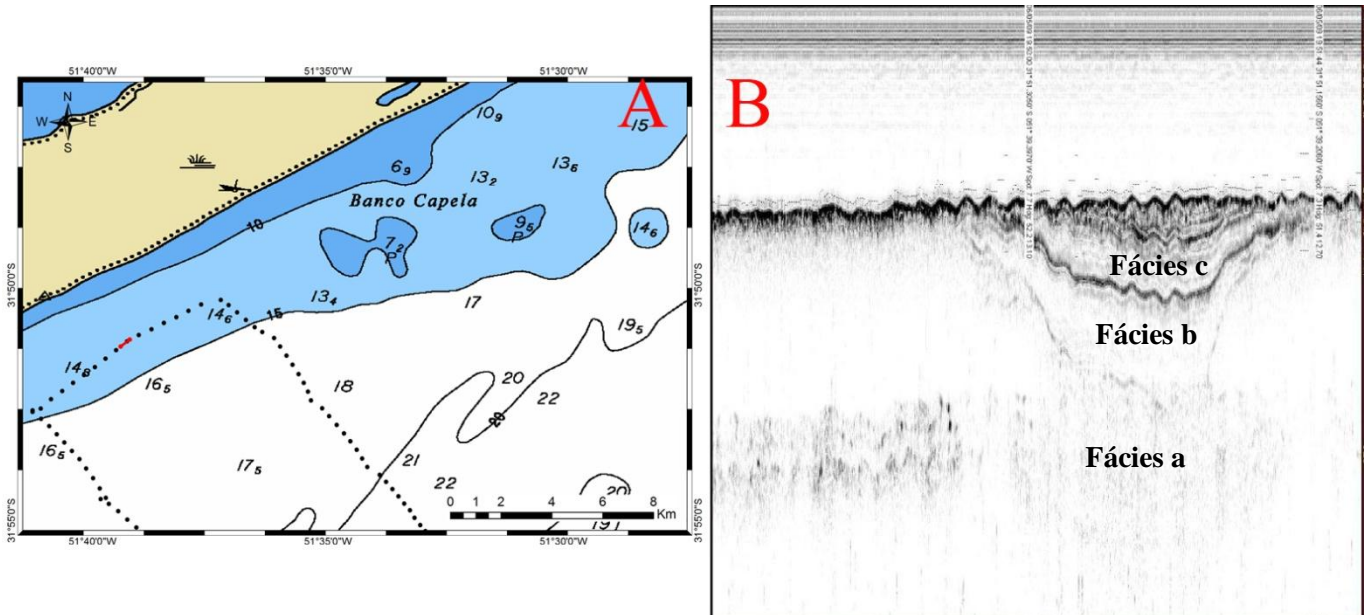


Figura 43 – A: Os pontos em preto representam alguns dos perfis sísmicos realizados no Projeto REPLAC. Os pontos em vermelho representam a localização do paleocanal. B: Registro sísmico do paleocanal.

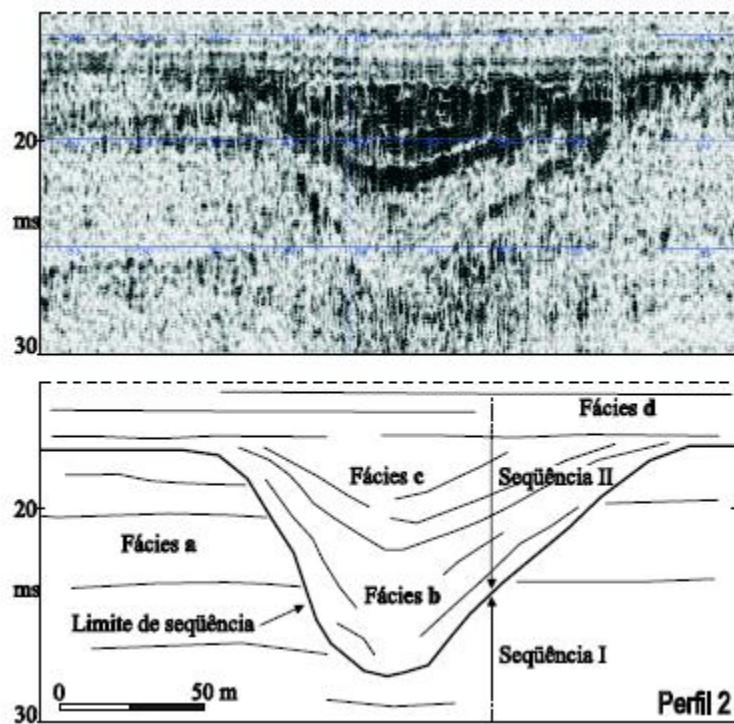


Figura 44 - Paleo canal dentro da Lagoa dos Patos, ao sul da cidade de Bojuru, latitude aproximada da área de estudo deste trabalho. De Weschenfelder e Aliotta (2005)

A presença dos paleocanais confirma as informações da Figura 42, assim, é possível que estes sistemas estejam associados à presença dos sedimentos quartzosos grosseiros (areia média e grossa) encontrados na região (Figura 39 e Figura 40), especialmente a grande concentração de areia média no braço que chega à zona de surf, que chega a 50 a 75% de algumas amostras (Figura 39).

Além disso, a possibilidade de ter havido sistemas de paleocanais pleistocênicos desembocando exatamente onde hoje em dia está localizado o Banco Capela levanta a hipótese de um possível ambiente estuarino na região. Tal fato poderia explicar a formação da estrutura rígida formada por arenito que acreditamos ser a base da estrutura em questão. As águas levemente ácidas vindas do continente, poderiam solubilizar parte do CaCO_3 presente na plataforma adjacente principalmente na forma de conchas de moluscos, além de já trazerem dissolvidas moléculas de carbonato de cálcio das rochas continentais. Ao encontrar águas oceânicas, que tendem a ser levemente alcalinas, o CaCO_3 disponível deixa de ser solúvel na água e tende a se precipitar, e neste processo, ao longo do tempo geológico, pode ter sido formado arenito, núcleo duro do Banco Capela.

5.3 Transformações do campo de ondas incidente

Nesta seção serão descritos os dados de altura de onda significativa (H_s) gerados nas simulações do RefDif-S, como descrito na seção 4.3.

5.3.1 Casos modais

- Ondulação de ENE ($60^\circ N$)

A Figura 45 apresenta a grade utilizada para esta simulação, que representa uma ondulação de ENE, com H_s 1.5 e T_p 10s. A grade foi rotacionada 90° para melhor desempenho do modelo como foi explicado na seção 4.3.1.

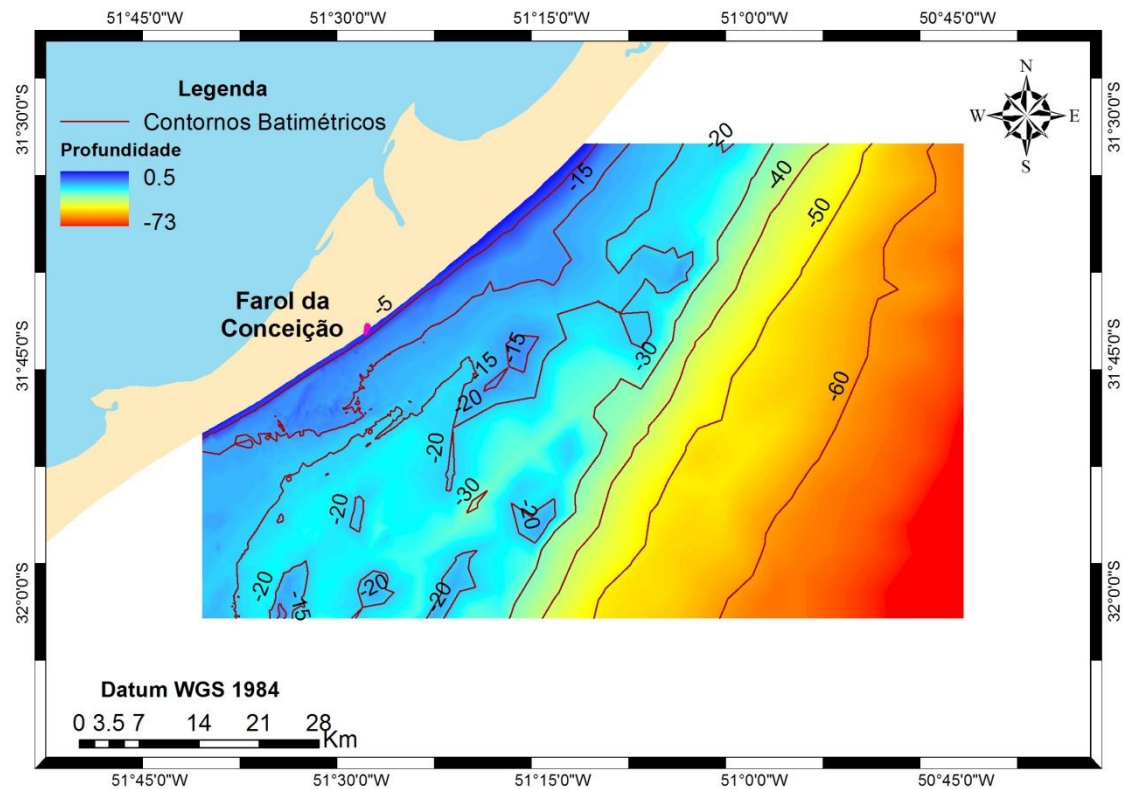


Figura 45 - Grade batimétrica rotacionada $-90^\circ N$.

A Figura 46 apresenta a distribuição das alturas de onda resultantes da simulação. Nas figuras das simulações, a seta indica a direção de incidência da ondulação no início da grade.

Na figura chama atenção os valores de altura de onda maiores que a altura inicial, o que significa que os efeitos da refração e do empolamento são maiores que o da dissipação com o fundo, até aproximadamente a isóbata dos 20m. Os principais pontos de convergência estão na plataforma interna, nas isóbatas entre 20 e 30m, relacionados aos altos topográficos que podem ser vistos na Figura 45. À medida que estes focos de onda se aproximam da costa ocorre uma gradual divergência, mas ainda assim a focalização ao largo gera gradientes de altura de onda notáveis na costa.

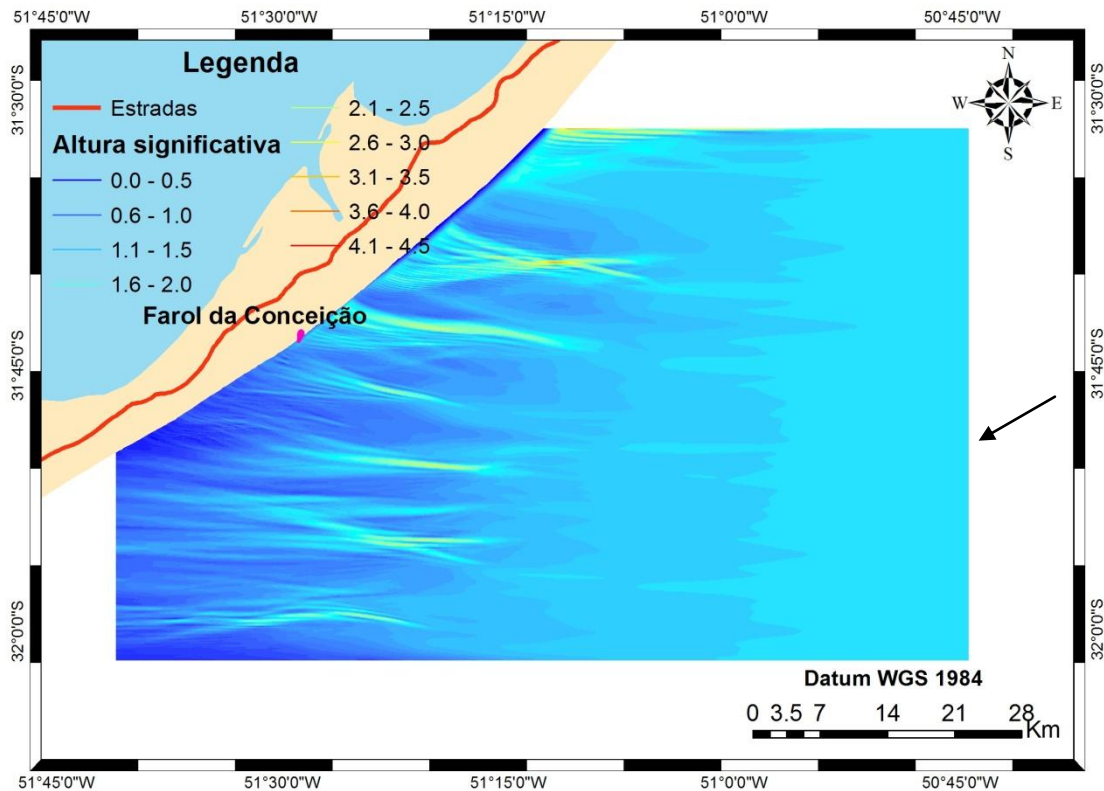


Figura 46 - Distribuição do Hs resultante da simulação das ondas provenientes de ENE.

Na Figura 47 está o detalhe na região do Banco Capela, com as alturas de onda normalizadas pela altura inicial (H_s/H_{si}). Nesta figura é possível ver que os focos de onda formados ao largo chegam espalhados na costa à NE (direita) do banco, mas com alturas entre 50 e 80% da altura inicial. Já na região sobre o banco e à SW nota-se um espalhamento mais intenso, além de alturas de onda muito menores (de 10 a 40% da altura inicial). Outro ponto importante é o ângulo de incidência de aproximadamente 30° com a linha de costa, que pode ser notado pelos feixes de mesma cor (altura de onda).

Na Figura 48 (perfis do campo de alturas normalizadas pela altura inicial) podemos comparar as alturas nos perfis antes do banco (p1, Figura 47) e depois do banco (p2, Figura 47) (o retângulo e a linha cinza representam respectivamente as áreas adjacentes ao Banco Capela e ao Farol da Conceição). Com essa comparação é possível analisar a perda de energia (dissipação) sofrida pela ondulação, representada pela diminuição da altura, nessa trajetória, além disso, o espalhamento do foco causado pelo banco também fica bem claro. É importante notar que pelo fato da ondulação não chegar normal ao p01, e sim com um ângulo aproximado de 30° , o efeito da batimetria na ondulação será percebido no p2 com um deslocamento a SW na ordem de 3 a 4 quilômetros.

De maneira geral, a ondulação alcança o p1 com menos energia de onda do que no início da grande (valores menores que 1, um, no eixo x). Isso indica que o papel da dissipação

de energia diminuindo a altura das ondas sobrepõe o aumento da altura pela convergência por refração e empolamento.

Com exceção da região do foco a NE, que chega ao p1 com 150% da energia inicial e alcança a praia do farol com 100% da altura do início da grade. Neste caso, nota-se que a convergência por refração é o processo dominante, sendo o referido foco formado pela convergência de ondas causada por uma feição nos 20 m de profundidade.

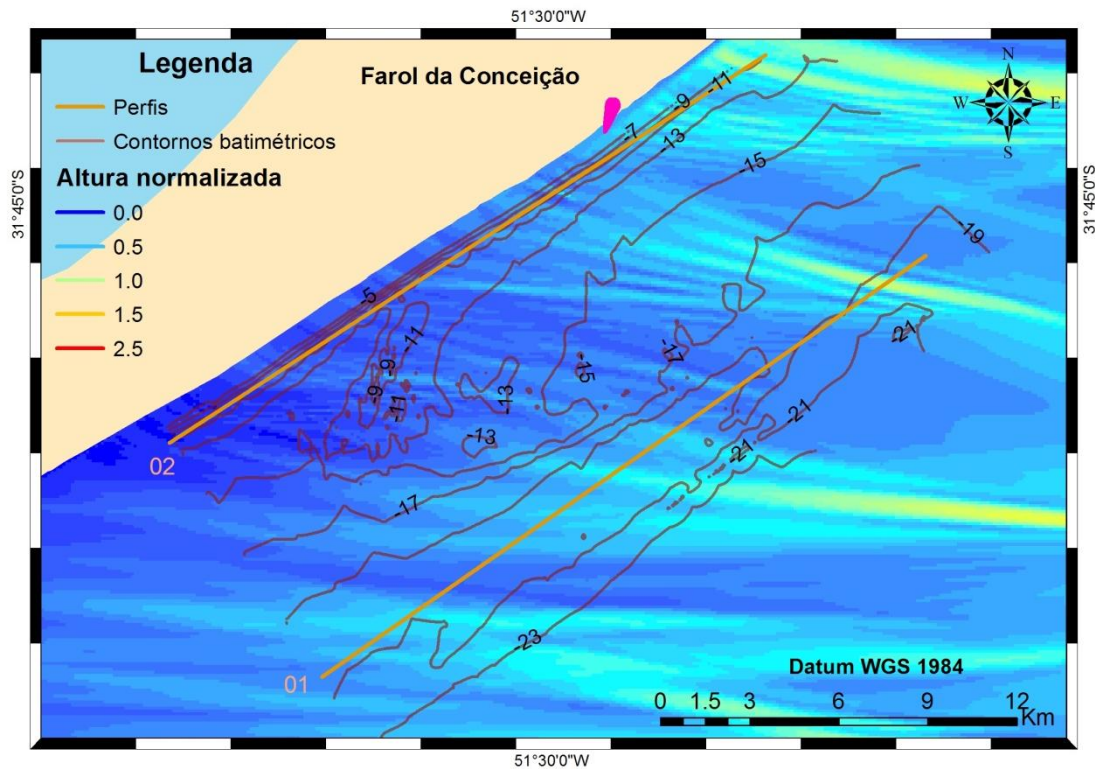


Figura 47 - Hs normalizado pela altura inicial (caso ENE). Detalhe no Banco Capela. Em laranja a localização dos perfis.

A ondulação que chega ao banco (destacada pelo retângulo cinza) é bastante dissipada, vai de 70 a 80% da altura inicial antes do banco a 40% depois do Banco. Na região a SW do banco encontramos a maior diferença entre os perfis, de 80 a 90% da altura inicial no perfil 01, temos 20% no p1, evidenciando extrema dissipação da ondulação de ENE no banco, processo que se reflete na costa a SW, num efeito de sombra, que pode ser notado na Figura 47 pelos tons de azul mais escuro na região ‘atrás’ do banco a SW. As diferenças entre os valores de altura entre os perfis indica que a dissipação, nesse caso, é mais importante que o empolamento ao longo dos perfis, e na região que sofre a influência do banco essa importância é ainda maior.

O gradiente de altura de onda na costa de NE para SW que pode ser visto na Figura 47 é responsável por um gradiente de pressão que é um dos mecanismos responsáveis pela formação de correntes longitudinais, como já foi explicado com mais detalhe na seção 1.2. Estas correntes

são responsáveis pelo transporte do sedimento que é colocado em suspensão pela quebra das ondas, este processo ocorrendo sistematicamente, sem uma compensação em sentido oposto pode ser um dos mecanismos responsáveis pela erosão localizada nas zonas adjacentes.

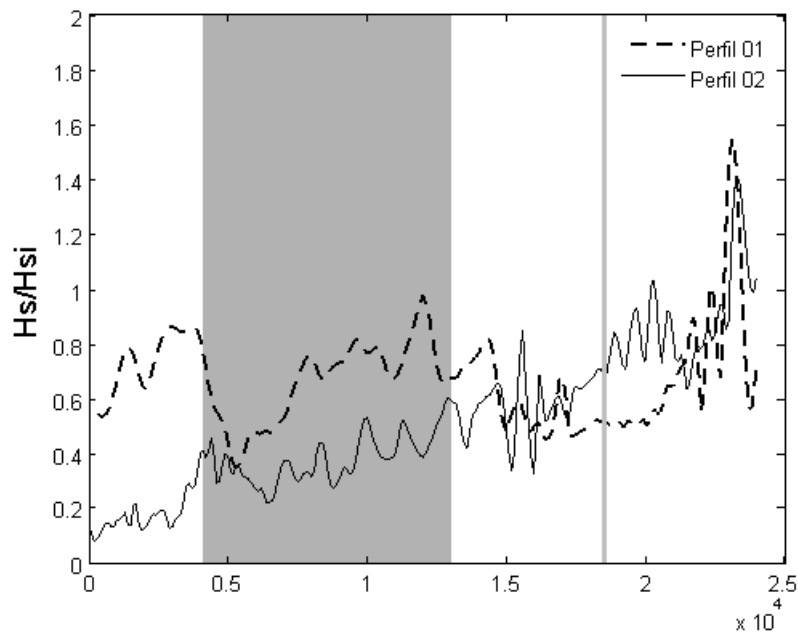


Figura 48 - Perfis 01(antes) e 02 (depois) do Banco Capela na distribuição das alturas de onda de ENE normalizadas.

- Ondulação de E (90°N)

A Figura 49 apresenta a grade utilizada para esta simulação, que representa uma ondulação de E, com H_s 1.5 e T_p 10s. A grade foi rotacionada -45° para melhor desempenho do modelo como foi explicado na seção 4.3.1.

Na Figura 50 está representada a distribuição das alturas de onda resultado da simulação da ondulação de E. Os principais pontos de convergência se encontram na plataforma interna, perto da isóbata dos 25m, assim como na simulação de ENE, evidenciando mais uma vez, que nessas profundidades os processos de transformação mais importantes são a convergência por refração e o empolamento.

Nesta situação é possível notar maiores gradientes de altura no p1, com focos de 130%, 160% e 260% da altura inicial intercalados com regiões de 50% da altura inicial. Estas diferenças evidenciam a importância da convergência por refração modulando as alturas.

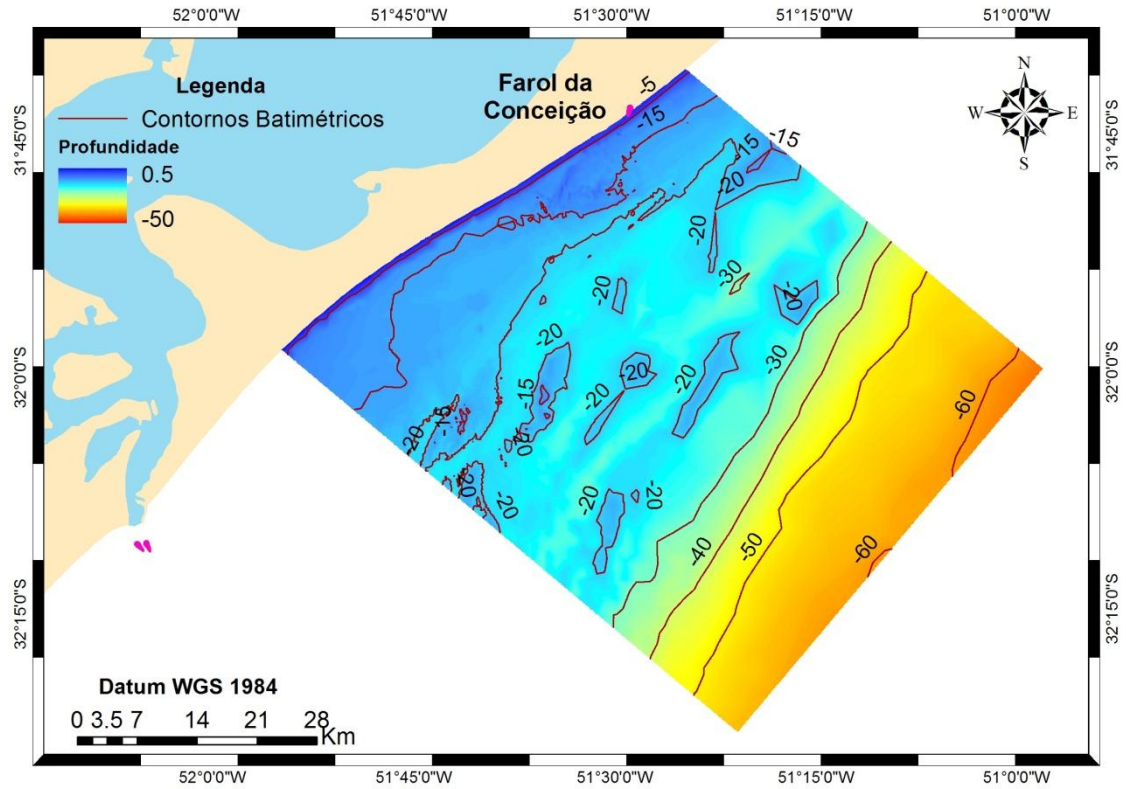


Figura 49 - Grade batimétrica rotacionada -45° N.

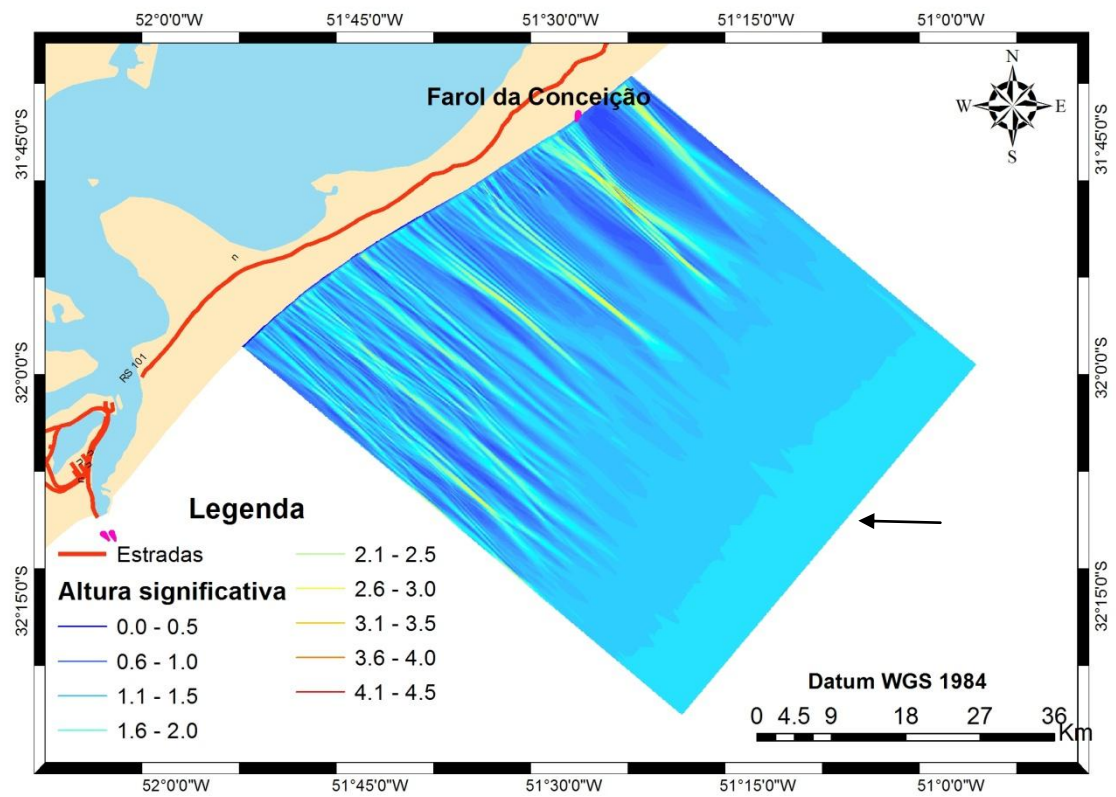


Figura 50 - Distribuição do H_s resultante da simulação das ondas provenientes de E.

No detalhe sobre o Banco Capela (Figura 51) se vê dois focos convergindo na isóbata de 23 m e divergindo novamente na isóbata de 17, esse fenômeno também pode ser notado nos

perfis (Figura 52), onde o expressivo (2.5 vezes a altura inicial) e estreito (aproximadamente 3km) pico que aparece no p1 logo a S do farol se espalha e o que vemos no p1 são dois focos, com alturas um pouco menores (1.5 a 1 vez a altura inicial) mas com abrangência espacial maior (aproximadamente 8km contando com os dois picos). Nesta situação percebemos que até a isóbata dos 17 m a convergência por refração e o empolamento têm papel extremamente mais significativo que a dissipação, a qual, a partir da cota de -17 m tem sua significância aumentada, mas ainda assim, não tanto como no caso anterior.

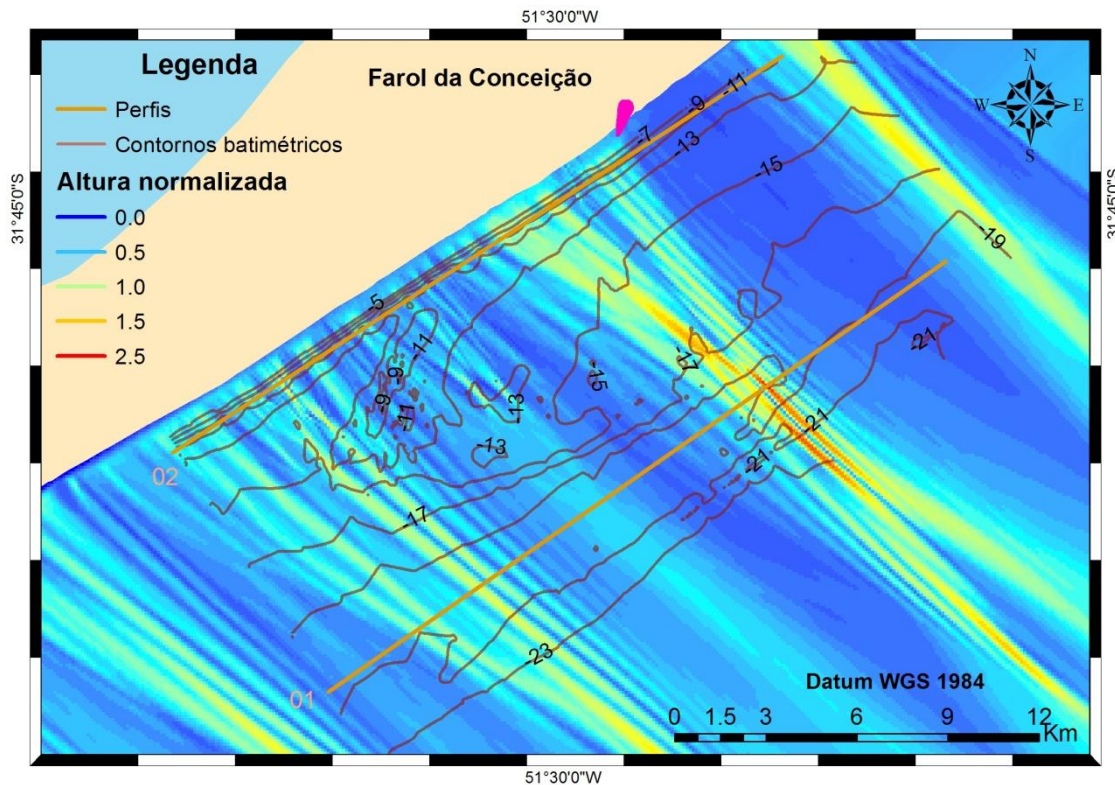


Figura 51 - Hs normalizado pela altura inicial (caso E). Detalhe no Banco Capela.

No extremo a SW (próximo dos km 5 e 6) mais um foco chega ao primeiro perfil com alturas de 1,6 vezes a inicial e é espalhado no banco, sendo esse processo mais visível na Figura 51.

Silva (2008), estudando a propagação de ondas monocromáticas no litoral norte do RS com o RefDif 1 (Kirby e Dalrymple 1994), e comparando simulações que consideravam a dissipação por atrito com o fundo e outras que ignoravam essa maneira de dissipação, concluiu que no caso de ondulações de E (90°), Hs de 2m e Tp 9s, a plataforma interna praticamente não atua como dissipador de energia devido à presença do fundo. Os resultados do autor concordam com os encontrados nesta simulação, onde vimos que a dissipação atua de maneira secundária até muito próximo da costa.

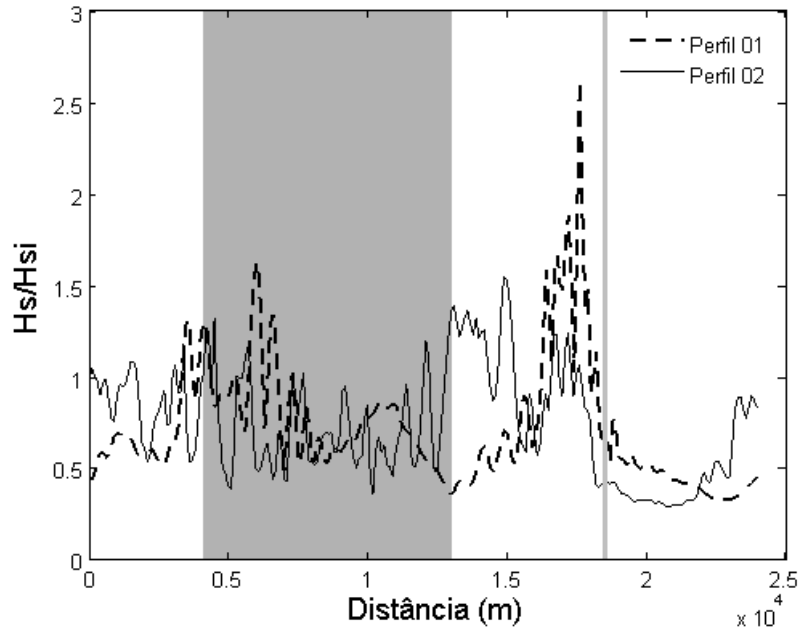


Figura 52- Perfis 01(antes) e 02 (depois) do Banco Capela na distribuição das alturas de onda de E normalizadas.

- Ondulação de SE (140°N)

A Figura 53 apresenta a grade utilizada para esta simulação, que representa uma ondulação de SE, com H_s 1.5 e T_p 10s. A grade foi rotacionada -40° para melhor desempenho do modelo como foi explicado na seção 4.3.1.

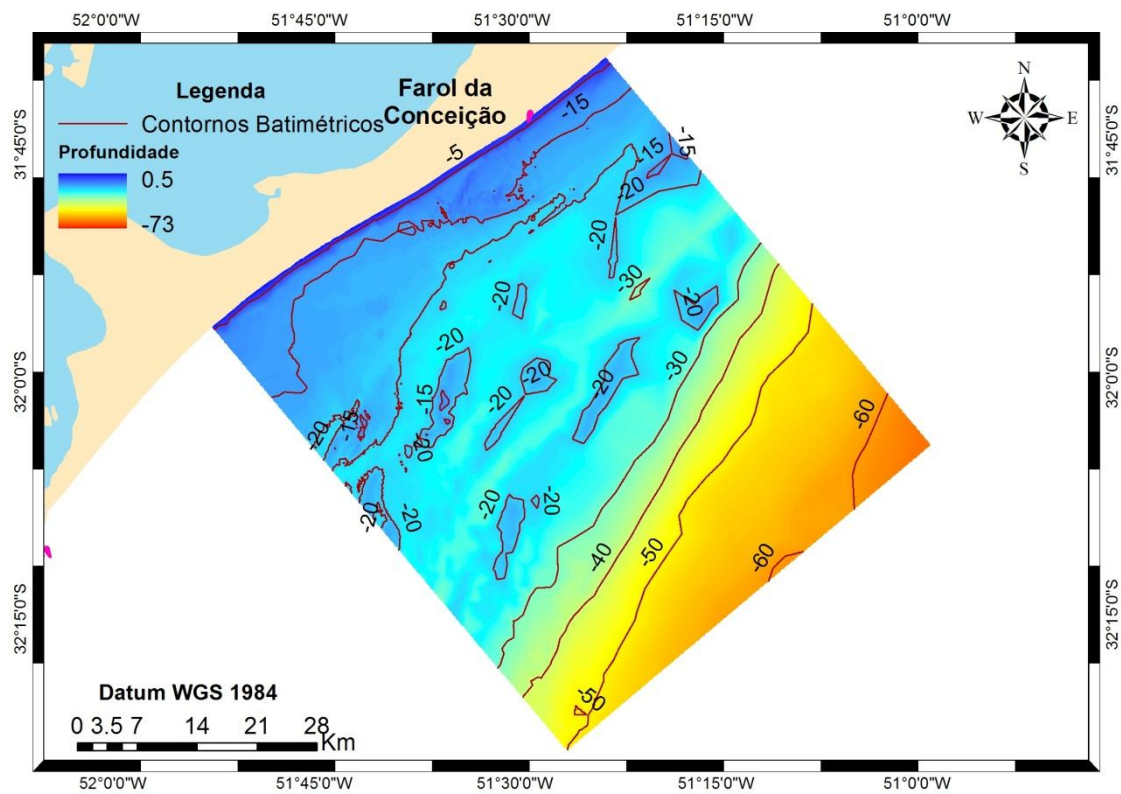


Figura 53 - Grande batimétrica rotacionada -40° N..

A Figura 54 representa a distribuição do H_s na simulação. As posições dos principais pontos de focalização são similares às das situações anteriores (focalização entre as isóbatas de 20 e 30 m). E a ondulação se aproxima da costa com direção normal à mesma.

Nas Figura 55 e Figura 56 nota-se a ondulação incidindo de maneira semelhante à ondulação de E, como focos de alturas extremas, intercalados com regiões de divergência, apresentando assim grandes gradientes laterais. Sendo este padrão, mais uma vez, consequência da refração gerando os focos de onda.

Na região do banco chegam dois focos de onda mais importantes (Figura 55), um que chega adjacente ao Banco Capela e outro que vai em direção ao Farol da Conceição, este segundo, sendo formado pela convergência de dois outros gerados por volta da isóbata de 25 m. Nas Figura 55 e Figura 56 fica claro o comportamento dos dois pontos. O foco que chega ao Banco Capela, em seu ‘braço’ voltado para mar aberto, com alturas máximas correspondentes a 1.4 vezes a altura inicial, é espalhado, e chega à costa (p1) na forma de pequenas áreas de concentração (entre 100 e 300m de comprimento), com alturas máximas de ainda 1.5 vezes do H_s inicial nas zonas de concentração e 0.5 vezes a energia inicial nas regiões de divergência. O foco que chega ao farol sofre uma pequena dissipação, e não sofre espalhamento.

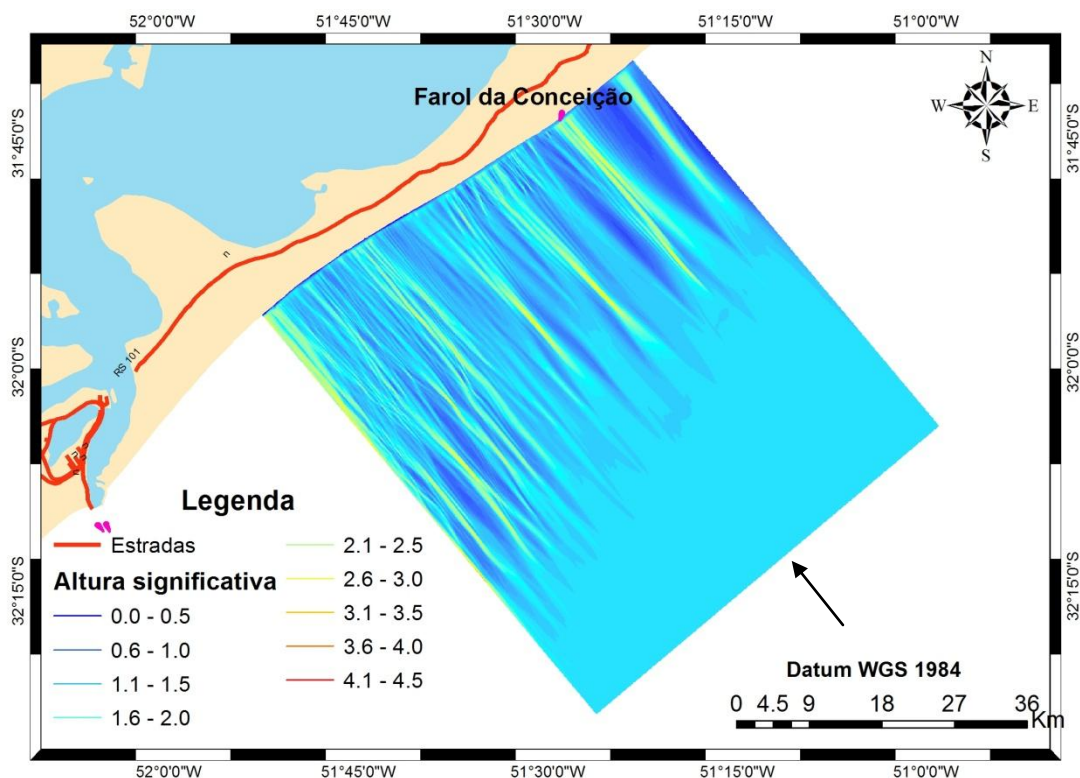


Figura 54 - Distribuição do H_s resultante da simulação das ondas provenientes de SE.

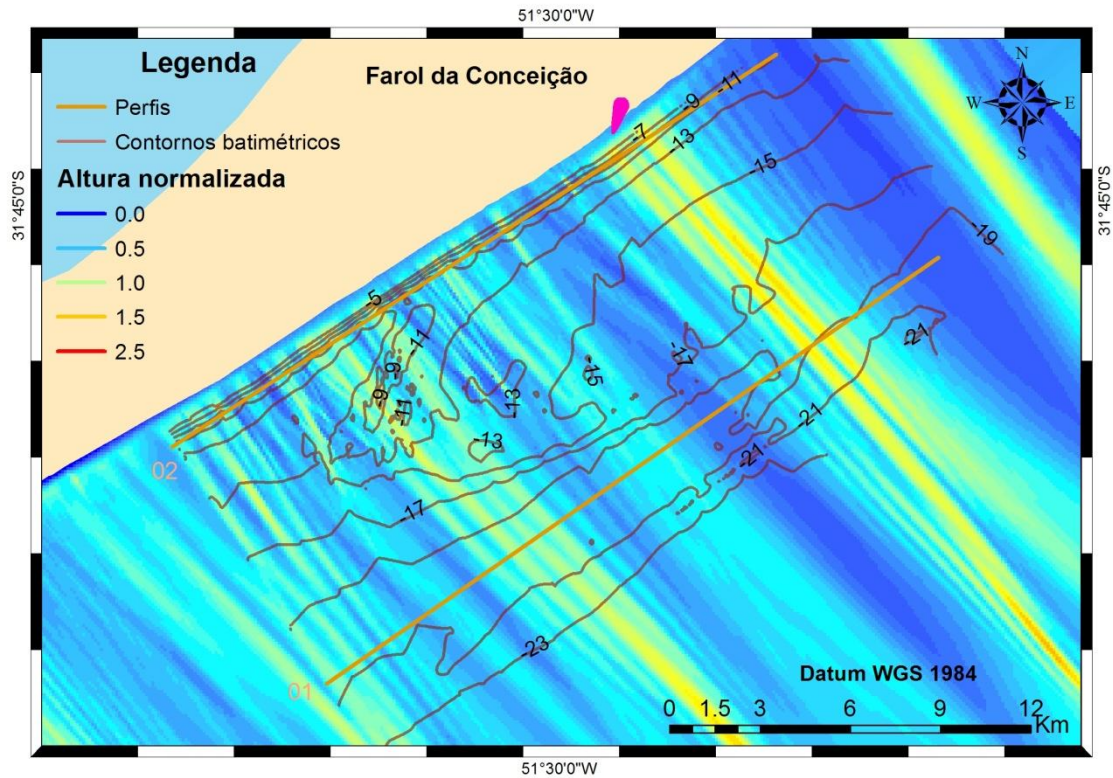


Figura 55 - Hs normalizado pela altura inicial (caso SE). Detalhe no Banco Capela.

Este efeito de espalhamento do foco no banco, mesmo sem grande atuação da dissipação, diminui (dentro da área de abrangência de tal espalhamento) os gradientes laterais de altura de onda, e diminuem assim a formação das correntes paralelas à costa que são, como já foi explanado anteriormente, as principais responsáveis pelo transporte de sedimentos suspensos pela ondulação, e conseqüentemente pela retirada de sedimentos do local atingido pela ondulação

Mais uma vez, em uma situação na qual a ondulação se aproxima da costa com direção normal, a dissipação desempenha papel secundário, quando comparada às alterações no campo de ondas regidas pelo empolamento, e principalmente pela refração.

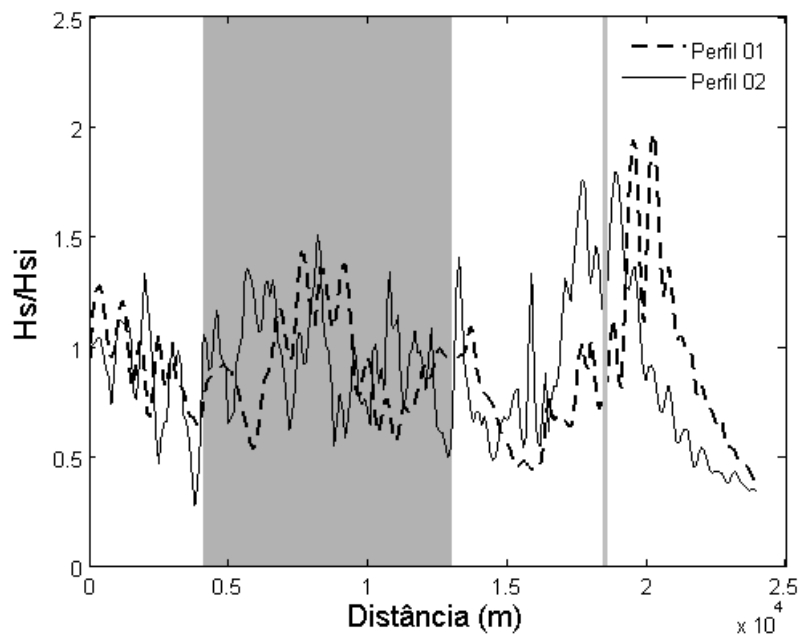


Figura 56- Cortes nas isobatimétricas de 18 (acima) e 6 (abaixo) metros na distribuição das alturas de onda de SE normalizadas.

Barletta em 2006 utilizou o RefDif-S (Kirby e Dalrymple, 1994) para investigar o comportamento de uma ondulação de SE, com 1m de Hs e 10s de Tp incidindo na costa do RS. Nas simulações do autor também pôde-se notar a focalização de ondas na região adjacente ao Farol da Conceição por volta da isóbata dos 25 m (Figura 57). O autor indica como responsável por essa focalização feições que o mesmo chama de parciais, porém não existem estudos sobre a estrutura e composição dessas feições, podendo se tratar de parciais ou bancos de areia lineares à costa. Ainda assim, as feições responsáveis pela focalização das simulações de Barletta (op.cit.) parecem ser as mesmas das simulações neste trabalho.

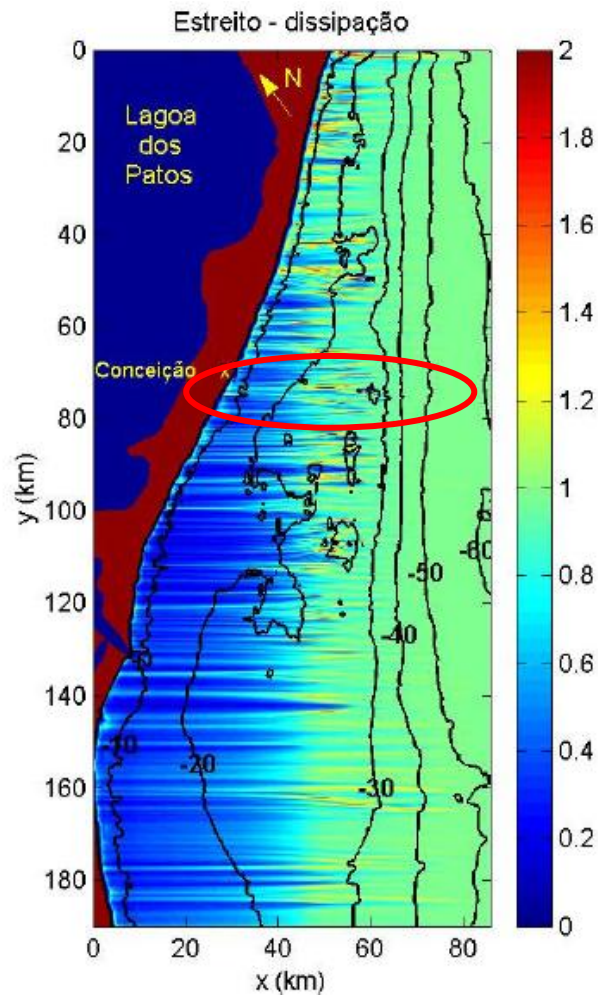


Figura 57 - Propagação de um espectro de onda com espalhamento direcional largo e dissipação turbulenta de energia. De Barletta (2006).

- Ondulação de S (180°N)

A Figura 58 apresenta a grade utilizada para esta simulação, que representa uma ondulação de S, com H_s 1.5 e T_p 10s. A grade foi rotacionada -5° para melhor desempenho do modelo como foi explicado na seção 4.3.1.

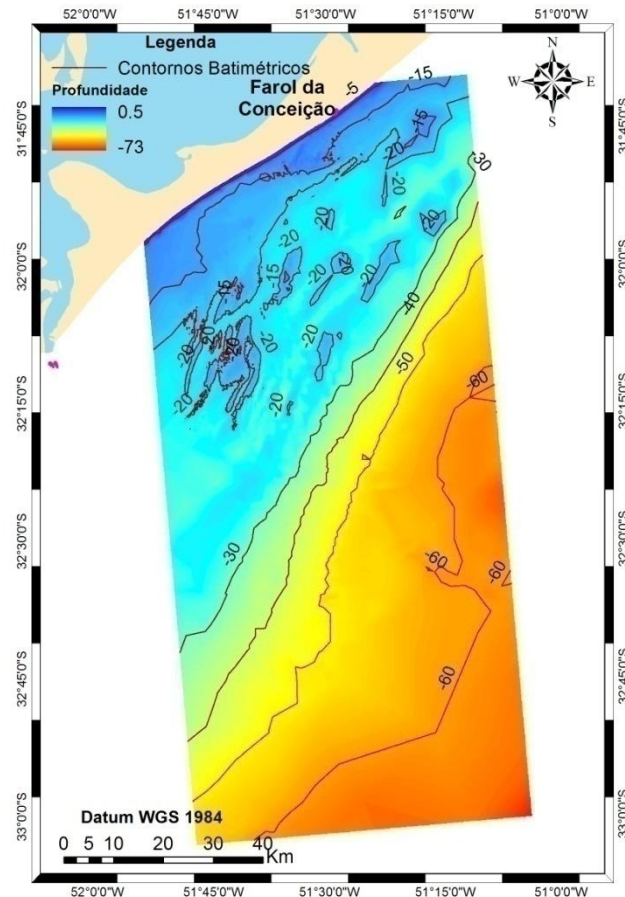


Figura 58 - Grande batimétrica rotacionada -5° N. Utilizada na simulação da ondulação de S e SW.

Na distribuição das alturas de onda vindas de sul (Figura 59) nota-se que a refração é um processo bastante presente, com convergência e divergência de ondas em grande parte da grade.

A intensa convergência que aparece no canto superior esquerdo da grade foi interpretada como um erro numérico gerado por uma refração extrema por conta da batimetria muito complexa na região, esta refração faz com que o ângulo de propagação das ondas extrapole a limitação do modelo da relação entre o ângulo de propagação e a direção do eixo x (ver seção 4.3.1). Para diminuir este efeito a grade foi rotacionada de modo que o mesmo erro não ocorresse na região de interesse e ficasse minimizado e o mais longe possível do Banco Capela.

O padrão principal de focalização das ondas entre os 20 e 30 m permanece, porém a energia que chega à costa neste caso é menor que nos anteriores, evidenciando a maior importância da dissipação, com relação ao empolamento e a refração. Esta diferença fica bastante clara nos perfis (Figura 61), aonde as alturas no p1 não chegam à altura inicial, sendo que as simulações anteriores chegaram a apresentar nessa região alturas 2.5 vezes a altura inicial (Figura 52 e Figura 56).

A maior importância da dissipação, nesta situação, pode ser explicada pelo fato de as ondas de sul se propagarem por uma área muito mais extensa desde as águas profundas até chegar à costa (Wright et al. 1987). Com o agravante de nesta região ao sul a plataforma interna ser bem mais larga e menos íngreme o que aumenta ainda mais a perda de energia por fricção com o fundo.

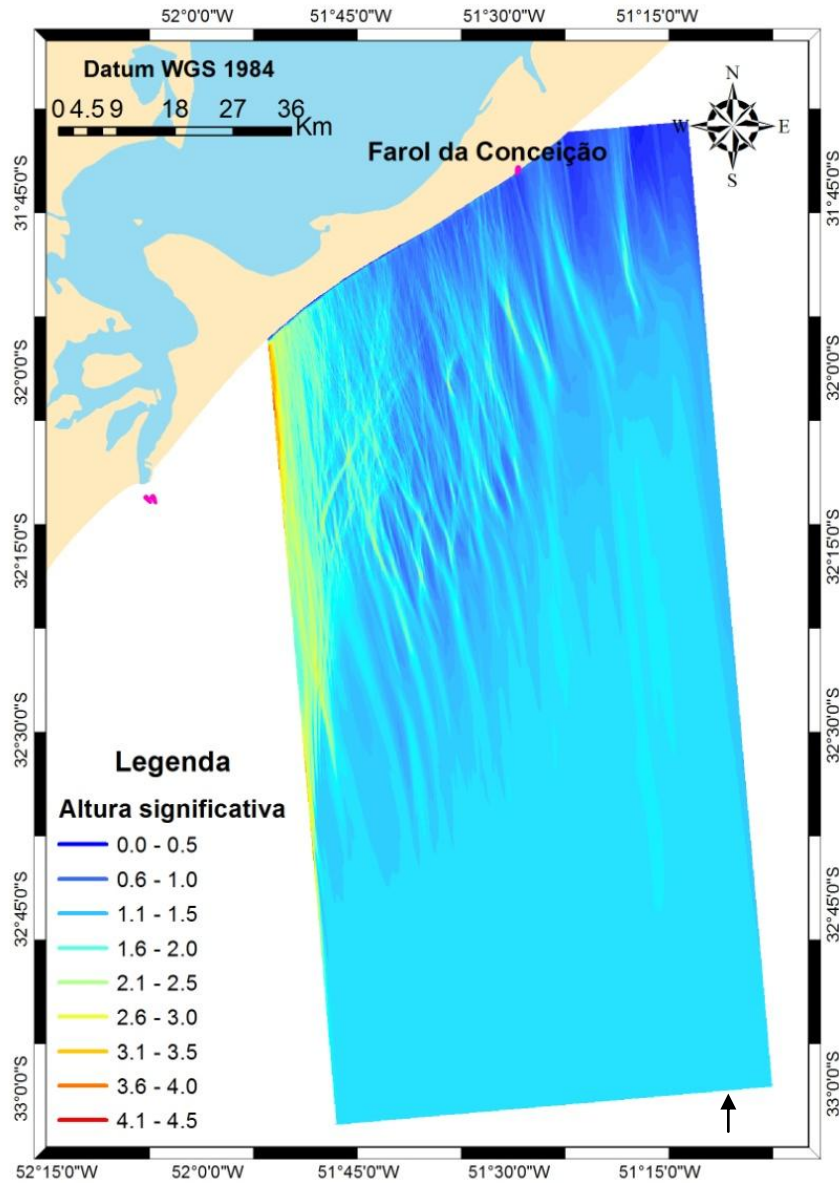


Figura 59 - Distribuição do Hs resultante da simulação das ondas provenientes de S.

A maior perda de energia por fricção com o fundo na plataforma interna larga e de pente suave da região sul do Rio Grande do Sul já foi reportada em outros trabalhos. Barletta (2006) em simulações espectrais para ondas de SE, com 1 HS e 10s de Tp encontrou maiores alturas atingindo a costa na região da projeção costeira do litoral central, onde a plataforma interna é mais estreita e íngreme, e menores alturas no embaiamento centrado na desembocadura da Lagoa dos Patos, onde a plataforma é mais larga e plana.

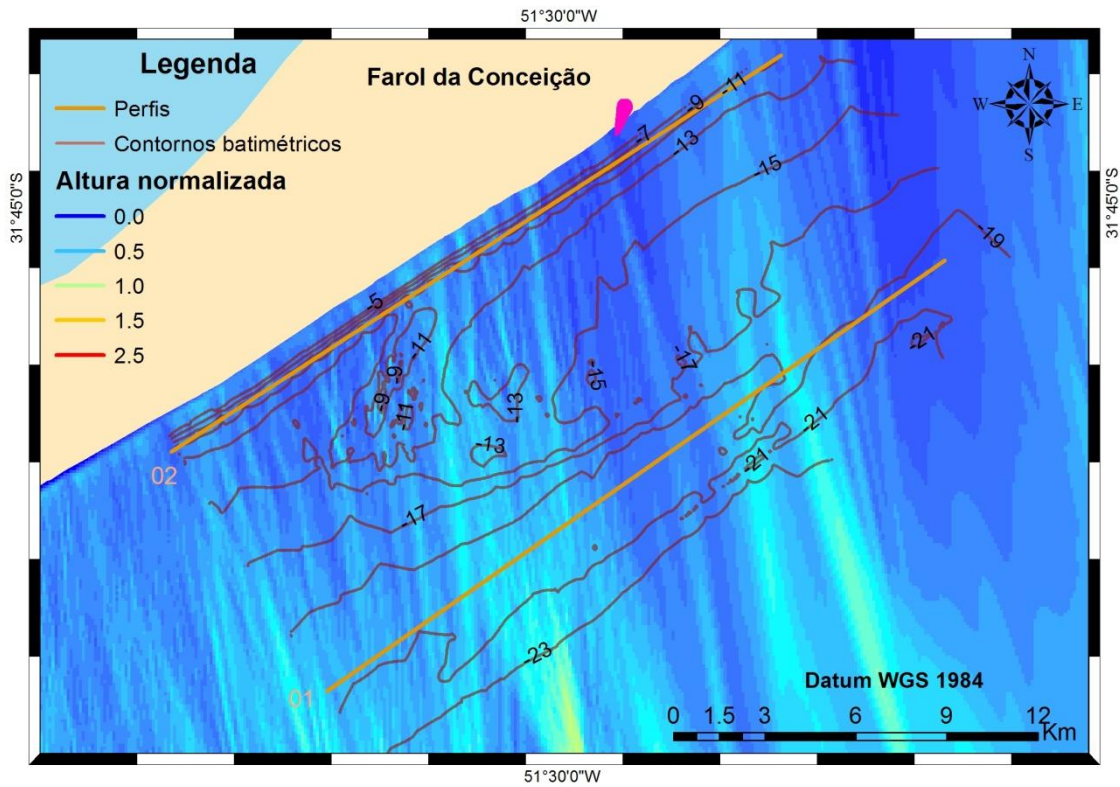


Figura 60 - Hs normalizado pela altura inicial (caso S). Detalhe no Banco Capela. Em laranja a localização dos perfis 01 (antes do banco) e 02 (depois do banco).

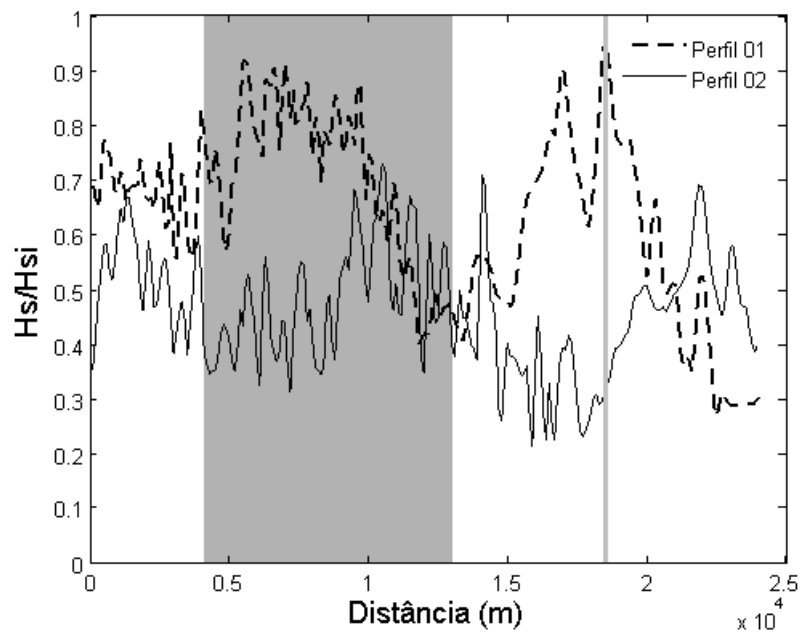


Figura 61 – Perfis 01(antes do banco) e 02(depois do banco) de distribuição das alturas de ondas normalizadas.

Nos perfis, nesse caso, ocorre o mesmo do que aconteceu no caso da ondulação de ENE, mas agora a ondulação se aproxima da costa com um ângulo maior que 90° , fazendo com que o efeito da batimetria na ondulação seja notado com um deslocamento para NE no P1.

Através dos perfis (Figura 60 e Figura 61) observa-se mais uma vez a dissipação da energia dos dois focos que alcançam o p1, principalmente daquele que chega ao farol, possivelmente por se localizar mais a NE, sendo maior ainda a superfície pela qual a ondulação se propaga.

Neste caso, como os focos são menos proeminentes e chegam ao p1 com alto grau de espalhamento, não é possível observar grande influência do Banco Capela nesta questão.

- Ondulação de SW (210°N)

A grade batimétrica utilizada nesta simulação é a mesma da simulação de sul (Figura 58).

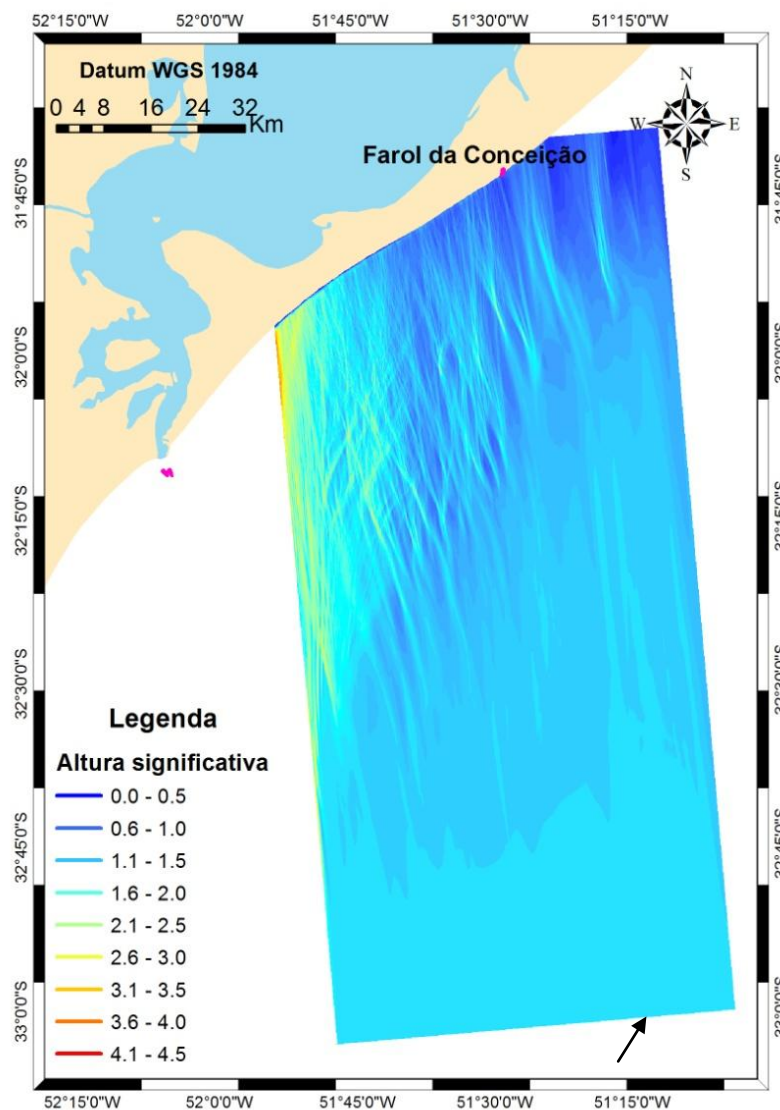


Figura 62 - Distribuição do Hs resultante da simulação das ondas provenientes de SW.

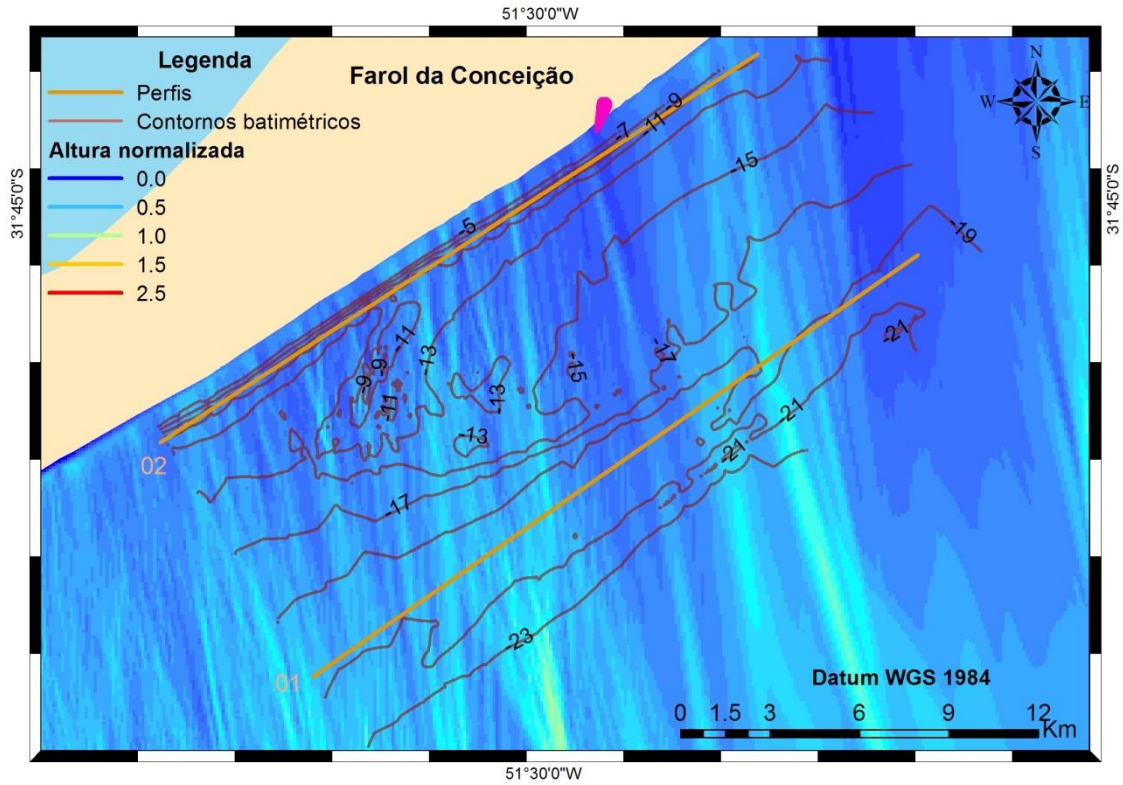


Figura 63 - Hs normalizado pela altura inicial (caso SW). Detalhe no Banco Capela.

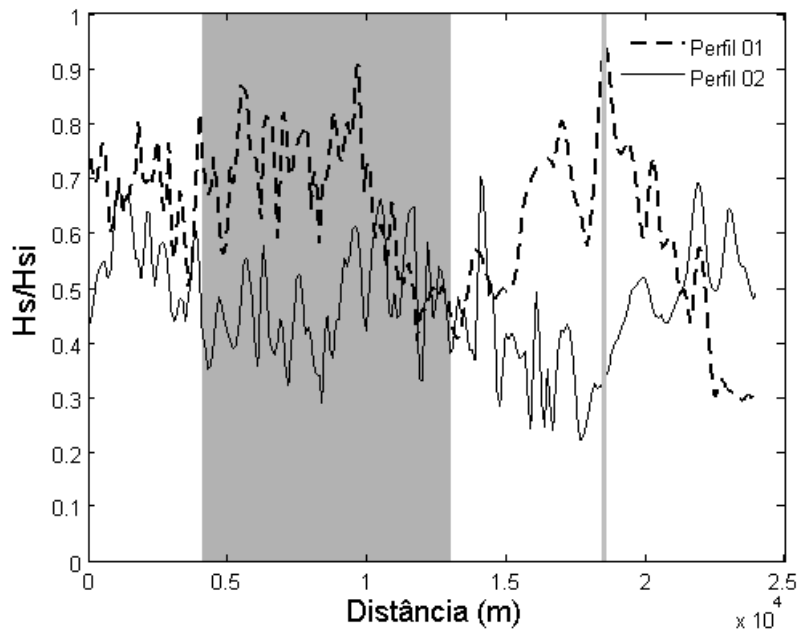


Figura 64 - Perfis 01 e 02, antes e depois do banco, respectivamente, de distribuição das alturas de onda vinda de SW normalizadas.

Os resultados da simulação da ondulação de SW são muito parecidos com os resultados da ondulação de S, inclusive o erro numérico no canto superior esquerdo da grade que foi descrito para a simulação de S aparece da mesma forma nesta de SW.

Como em todas as simulações, a refração é mais evidente a partir da isóbata dos 30 metros, e as feições que se encontram entre os 20 e 25 m são responsáveis pela formação dos focos que se direcionam à costa.

Na figura de detalhe nota-se mais uma vez o espalhamento do foco que alcança o Banco Capela. Nos perfis fica evidenciada a dissipação de energia que ocorre entre os mesmos. O comportamento dos picos também é bem parecido com a simulação da ondulação de S, com uma pequena diferença na altura de ondas, sugerindo que a dissipação age com ainda maior intensidade nessa situação.

- Considerações gerais sobre os casos modais

Nas simulações dos casos modais pudemos observar que as situações nas quais a ondulação incide normalmente à costa (E e SE) são aquelas que sofrem menos influência da dissipação, fazendo com que o aumento de altura de onda através do empolamento e da focalização pela refração ganhe importância e mais energia chegue à costa. E por outro lado, as situações onde a ondulação incide obliquamente à costa (NE, S, SW) são aquelas onde as ondas se propagam por maiores distâncias sobre a plataforma, fazendo com que a dissipação atue com mais intensidade e a energia que alcança a costa seja menor. O máximo da dissipação em cada situação simulada está resumido na tabela a seguir, lembrando que estes valores se referem a uma ondulação em águas profundas de 1,5 m de Hs e 10s de Tp, e a referência próxima a costa é o perfil 02 (aproximadamente 10m de profundidade):

Tabela 4 - Porcentagens da energia dissipada entre o início da grade e o p02 nos casos modais.

	60° - ENE	90° - E	140° - SE	180° - S	210° - SSW
% Dissipada	90	60	40	75	75

Nossos resultados concordam com os de Parise et al.(2009), que estudaram os padrões atmosféricos associados às maiores taxas de erosão na praia do cassino. Segundo os autores, ciclones gerados próximo à costa do Uruguai que seguem uma trajetória em direção a leste, confinados entre as latitudes 35° S e 42,5°S são os responsáveis pelas maiores taxas de erosão. Tais sistemas, quando se afastam da costa uruguaia são responsáveis pela geração de ondas de SE (por se localizarem a SE da costa do RS), que segundo as nossas simulações são realmente as que apresentam maiores riscos para a costa rio-grandense.

5.3.2 Eventos Extremos

Inicialmente, se observarmos as direções de incidência da ondulação nos três eventos extremos (141°N, 164°N e 159°N) percebe-se que elas confirmam os resultados dos casos modais, pois os três eventos causaram grandes impactos na costa e apresentam direções aproximadas de SE.

A Figura 65 apresenta a grade batimétrica utilizada nas simulações dos três eventos extremos.

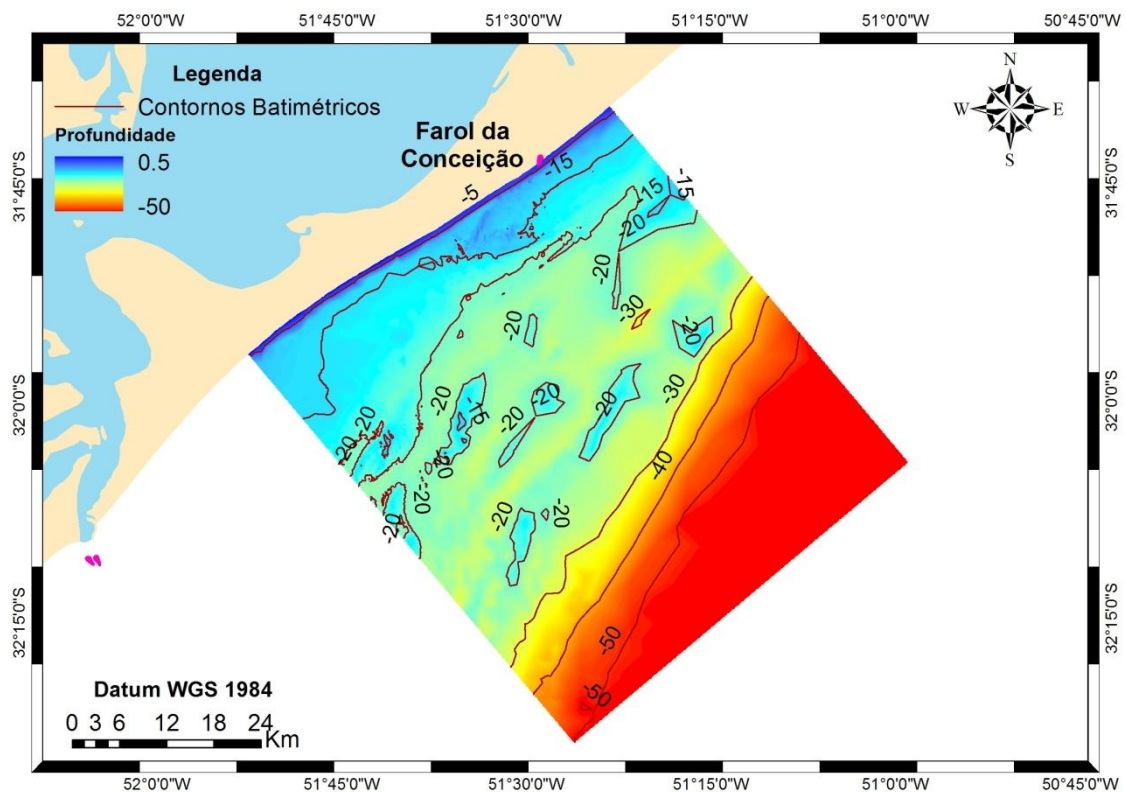


Figura 65 - Grade batimétrica utilizada nas simulações dos eventos.

- Evento 01 – 15/07/1993

O primeiro evento estudado ocorreu em julho de 1993 foi o responsável pela queda do Farol da Conceição (Figura 8). Calliari et al. (1998) monitoraram o efeito da tempestade na costa do RS. Segundo os autores, o evento causou alterações de $60\text{m}^3/\text{m}$ nas praias a sul do Farol do Albardão (litoral sul do Rio Grande do Sul). Os dados atmosféricos apresentados no trabalho mostraram uma queda brusca de pressão e ventos de SSE de até 73 km/h que foram responsáveis por uma elevação do nível na costa de 1.3m.

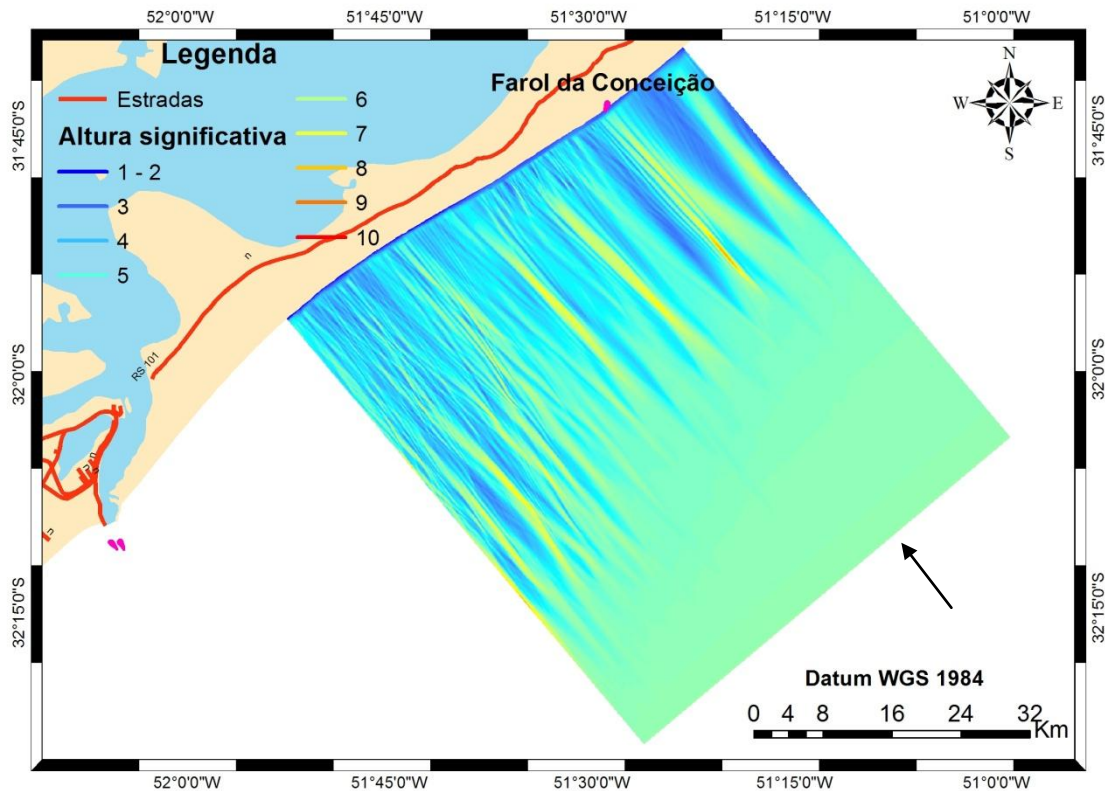


Figura 66 - Distribuição das alturas de onda na simulação do evento 1 (15/07/1993).

Na simulação do evento (H_s inicial de 4.65 m) notam-se aproximadamente os mesmos pontos de convergência, só que com maiores alturas de onda, que nas simulações dos casos modais (seção 5.3.1). Neste caso as alturas de onda chegam a pouco menos de 8 m, entre as isóbatas de 20 e 25 m, alcançando 170% da altura inicial. Evidenciando a importância do empolamento e da refração com relação à dissipação até esta profundidade.

Analisando as Figura 67 e Figura 68 nota-se que a altura da ondulação incidente no p1 se encontra no geral abaixo da altura inicial, somente os focos ultrapassam 100% da altura inicial. Este resultado, mais uma vez, evidencia a importância da focalização por refração na produção de maiores alturas de ondas.

O comportamento do foco ao passar pelo Banco Capela também é bastante parecido com os casos relatados anteriormente, porém, as ondas que chegam com H_s de 5.3 na parte externa do banco (120 % do H_s inicial, Figura 68), são espalhadas em focos que alcançam ao p1 com apenas 70% da altura de onda inicial, e comprimentos entre 300 e 400 m, intercalados com regiões de divergência com alturas de onda correspondentes a aproximadamente 45% da energia inicial (Figura 68). Nesta situação a dissipação desempenha um papel crucial, e o Banco Capela atua como protetor da costa, espalhando e diminuindo a energia que chega à zona de surf.

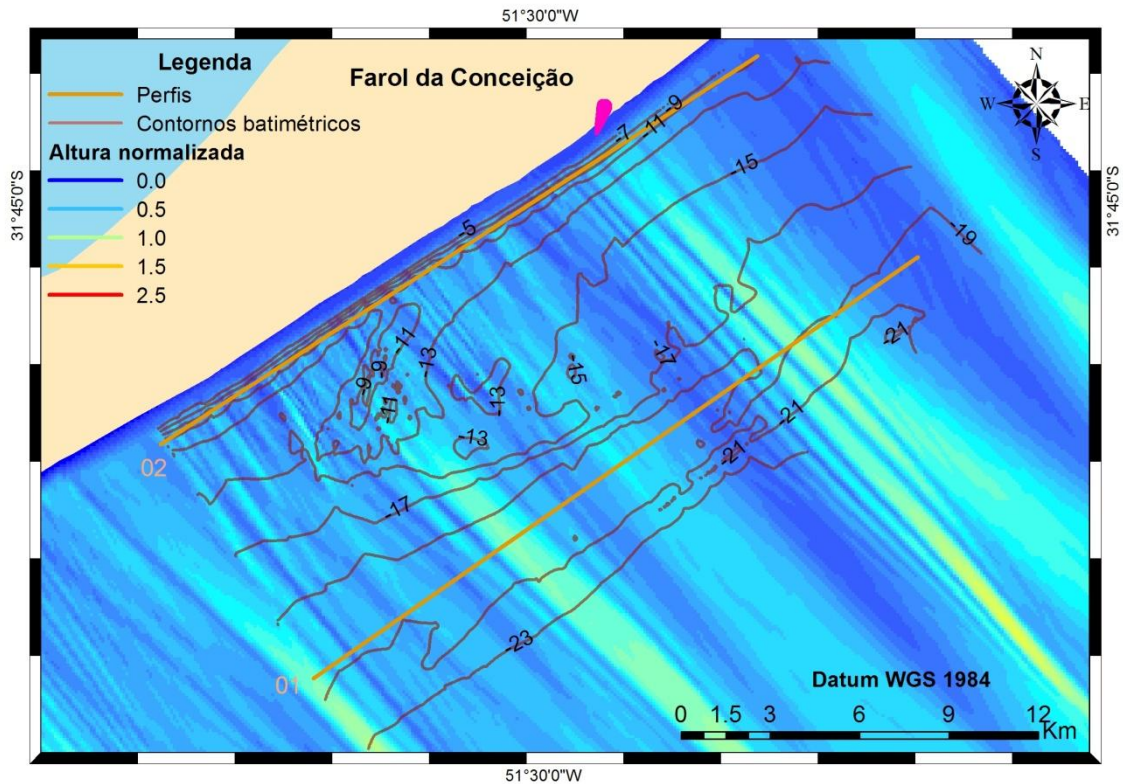


Figura 67 - Detalhe das alturas de onda na região do Banco Capela.

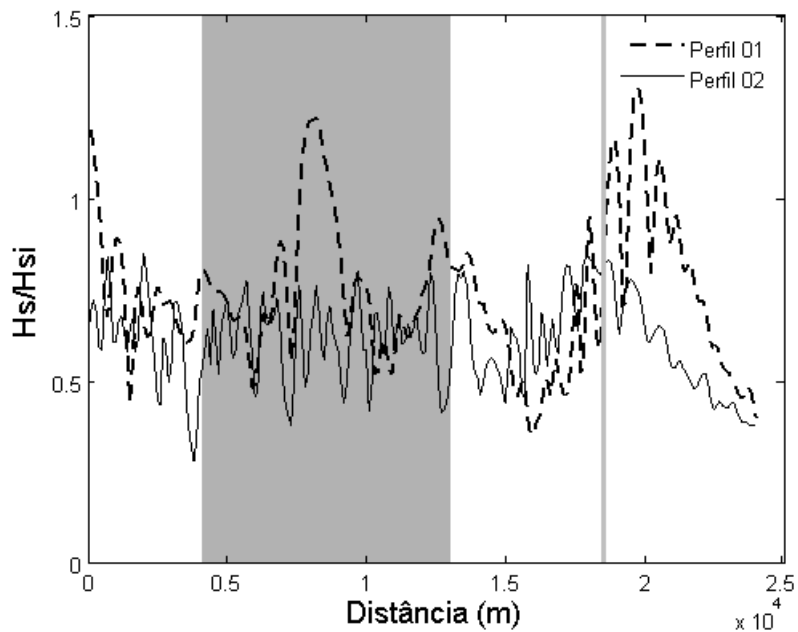


Figura 68- Perfis 01 e 02 (antes e depois do banco, respectivamente) de distribuição das alturas de onda normalizadas no evento 01.

No segundo foco, formado pela junção de outros dois (pouco a norte, na direção do farol), com 1200 m de extensão e aproximadamente 120% da altura inicial, chegam ao p1 ondas com aproximadamente 80% do H_s inicial (Figura 68). A dissipação também ocorre nesse caso,

porém não há espalhamento, e o foco que alcança a zona de surf adjacente ao farol com aproximadamente 2.7 m de altura significativa é contínuo.

Com a ausência do espalhamento se formam na costa a SW e a NE do foco no farol zonas de menor alturas de onda (Figura 67 e Figura 68), com 2 e 1.5 m respectivamente. O gradiente de alturas de ondas, como já foi explicado em situações anteriores, é um gerador importante de correntes longitudinais. A elevação do nível do mar de 1.3 m que ocorreu durante este evento fez com que a zona de surf se estendesse sobre a praia, alcançando o Farol da Conceição. A energia das ondas quebrando suspende o sedimento na praia e as correntes geradas pelo gradiente de altura transportam o sedimento para as zonas adjacentes, todos esses processos em conjunto parecem ter sido responsáveis pela desestabilização da base e queda do Farol da Conceição.

- Evento 02 – 21/07/1996

O evento que ocorreu entre 19 e 21 de julho de 1996 foi responsável pelos perfis de erosão máximos daquele ano (Barletta 2000). Segundo o autor, no Farol da Conceição o volume erodido foi de mais de 60 m³/m e a houve uma retração da linha de costa de quase 30 m (Figura 69). Ainda no mesmo trabalho, Barletta estimou visualmente alturas de ondas de 2,75 m na zona de arrebentação.

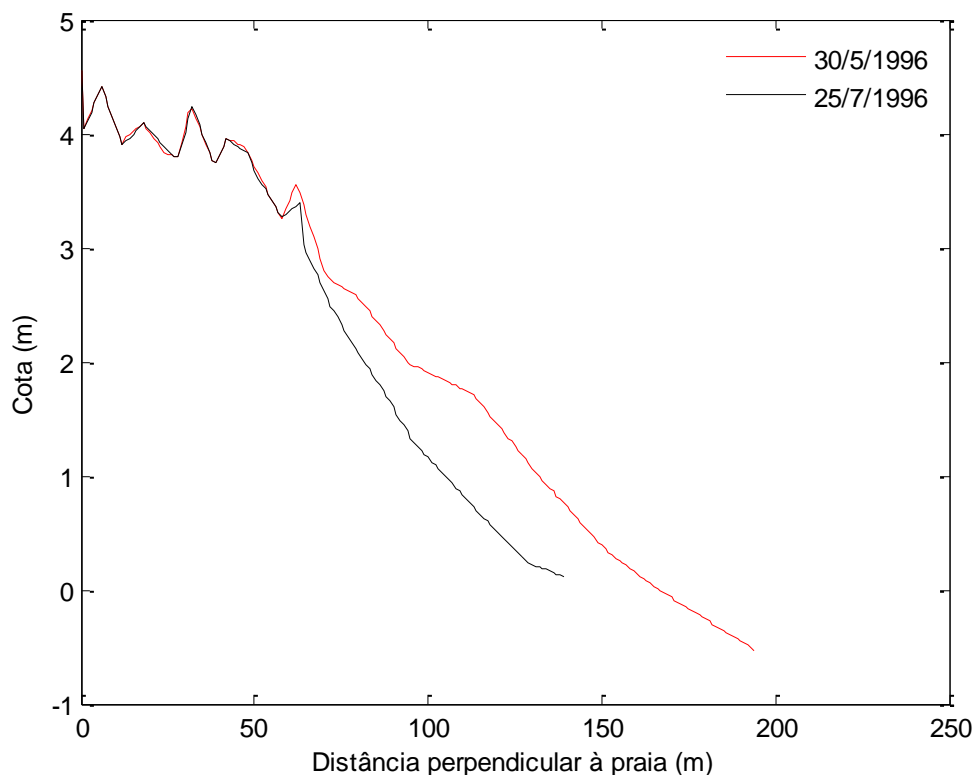


Figura 69 - Perfis transversais a costa, antes e depois da tempestade de julho de 1996. Dados de Barletta 2000.

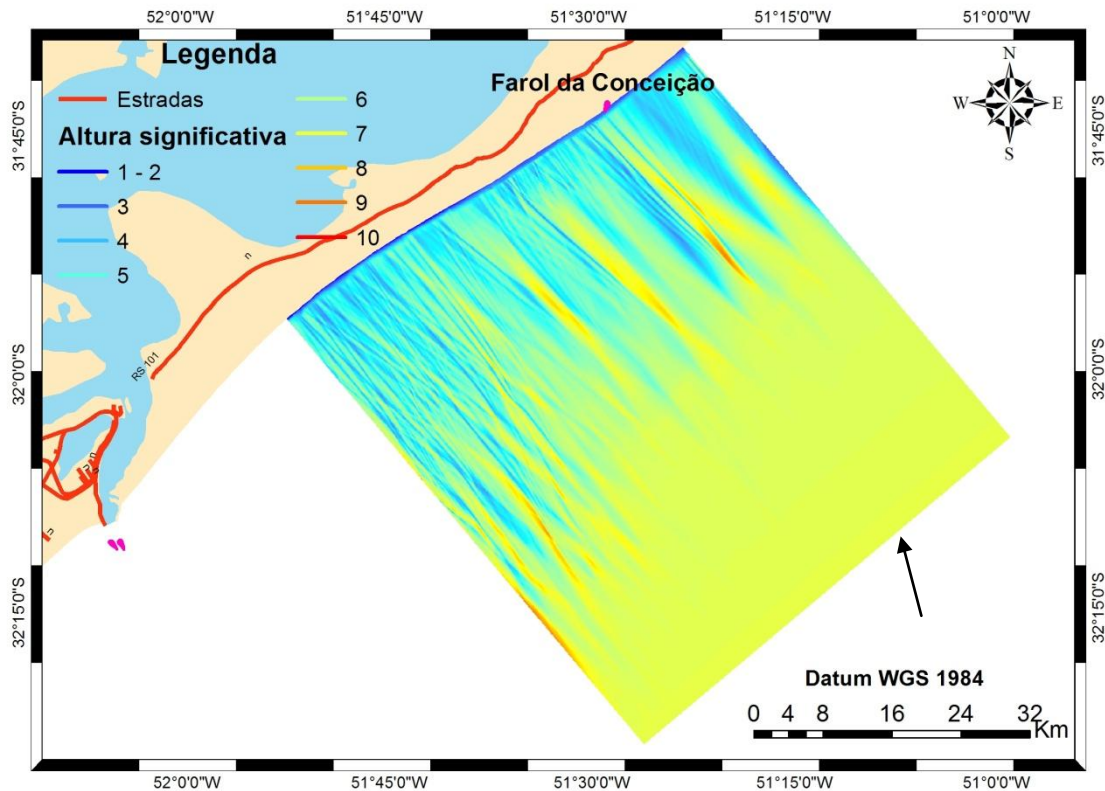


Figura 70- Distribuição das alturas de onda no evento 02 (21/07/1996).

O resultado da simulação do evento 02 (H_s inicial é 6.2m) é mostrado na Figura 70. Mais uma vez os padrões de refração se repetem, os pontos de focalização permanecem os mesmos, inclusive o foco do farol continua sendo formado pela junção dos mesmos dois focos aos 25 m. O espalhamento sobre o banco (Figura 71 e Figura 72) também mantém o padrão das simulações anteriores.

Neste caso, as alturas que alcançam o p1 são menores que a altura inicial, somente os focos chegando no máximo a 1,1 vezes a altura inicial, evidenciando a maior importância da dissipação com relação aos outros processos de transformação de ondas em águas intermediárias e rasas. À barlavento do banco (p1), o foco chega com menos de 95% do H_s original (Figura 72), e no p1 na região adjacente ao banco os focos apresentam alturas máximas de 65% do H_s original (o que representa H_s de 4m) e comprimento de no máximo 400m. Nesse caso a diferença entre as alturas nas áreas de convergência e divergência é menor que nos anteriores, sendo o H_s nas zonas de menor altura variando entre 45 e 50% da altura original. O foco no Conceição agora aparece como 2 subfocos compridos, de 1200 e 1500 m, e H_s que representam 110% da energia inicial no p1 e 60% no p2.

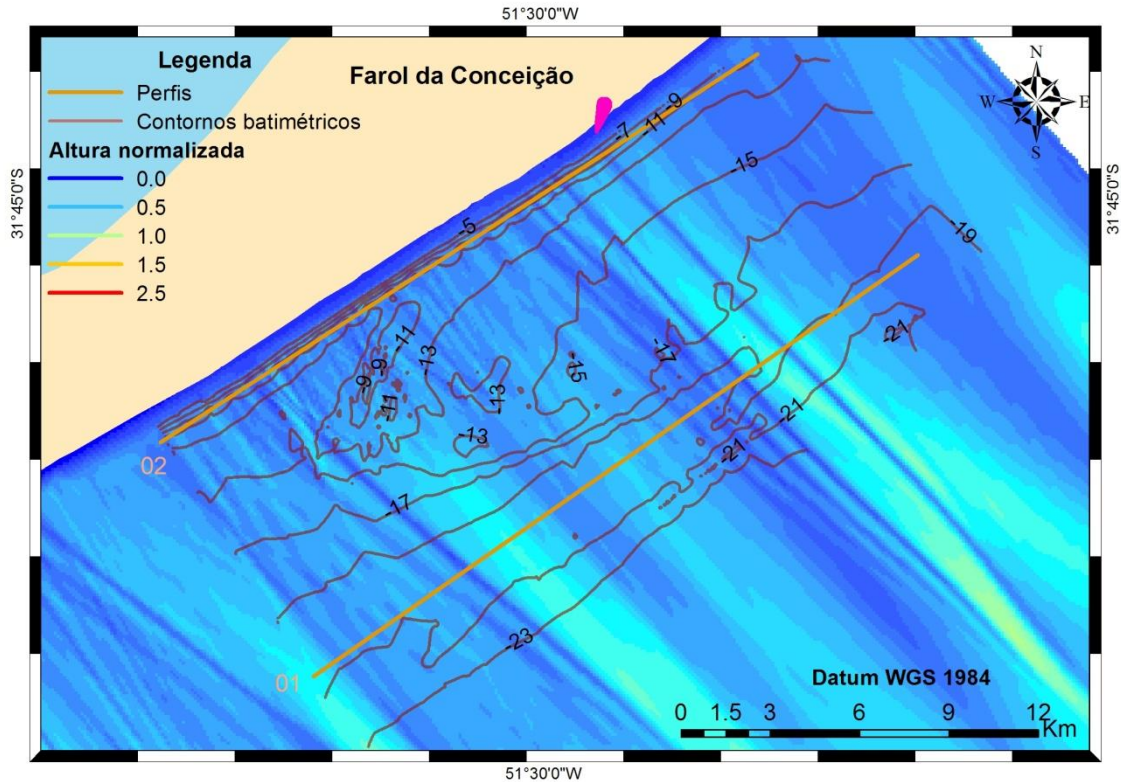


Figura 71- Hs normalizado pelo Hs do início da simulação (evento 02). Detalhe no Banco Capela.

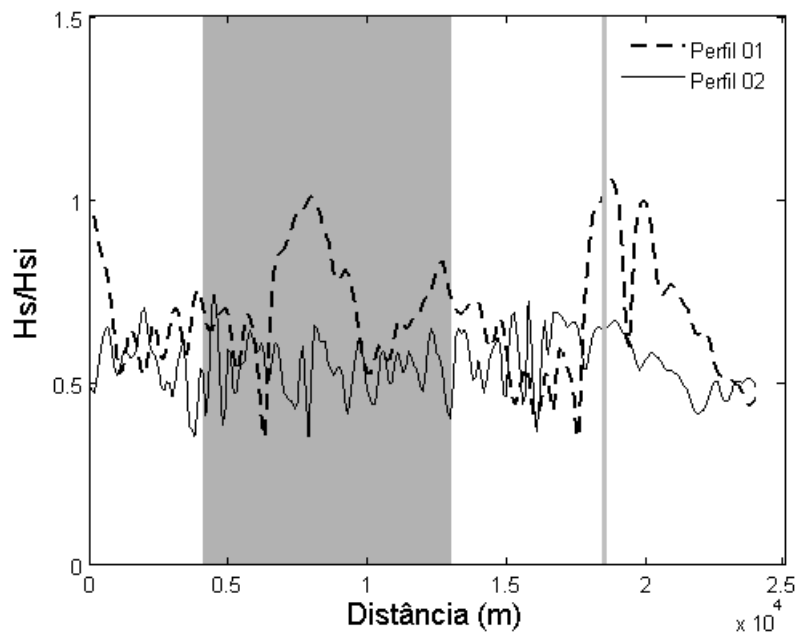


Figura 72- Perfis 01 e 02 (antes e depois do banco, respectivamente) de distribuição das alturas de onda normalizadas no evento 02.

Apesar de grande parte da energia de ondas considerada em águas profundas (altura inicial de 6,2 m) ser dissipada na plataforma interna e na antepraia, as ondas simuladas neste caso chegam à zona de surf (isóbata de 4m) com mais 2,5 m de altura significativa. Ondas dessa magnitude também são responsáveis por grandes variações de nível por setup, que é diretamente

proporcional à altura de onda, período e declividade da praia (Komar 1998), este aumento de nível na costa faz com que a ação das ondas se dê não só na zona de arrebentação, mas também na face praial. A taxa de erosão documentada por Barletta (2000) é provavelmente reflexo da atuação de tais ondas suspendendo sedimento na costa e este sendo transportado pelas correntes geradas devido às diferenças de nível.

- Evento 03 – 12 a 16/04/1999

O terceiro e mais extremo evento ocorreu no mês de abril de 1999 e foi estudado por Castelão (2000). Segundo o autor alturas significativas de 5,5 m na zona de arrebentação causaram retração de 14 metros nas dunas frontais no Farol da Conceição e erosão da ordem de 16 m³/m. Este foi o evento que provocou a queda da casa do faroleiro no Farol da Conceição (Figura 8 e Figura 9). Esta tempestade gerou danos costeiros em várias localidades do litoral do RS, como no balneário do Hermenegildo, onde a maior parte das obras de contenção e proteção costeiras, imóveis e bens públicos em frente a praia foram destruídos, conforme relatado em (Esteves et al. 1999).

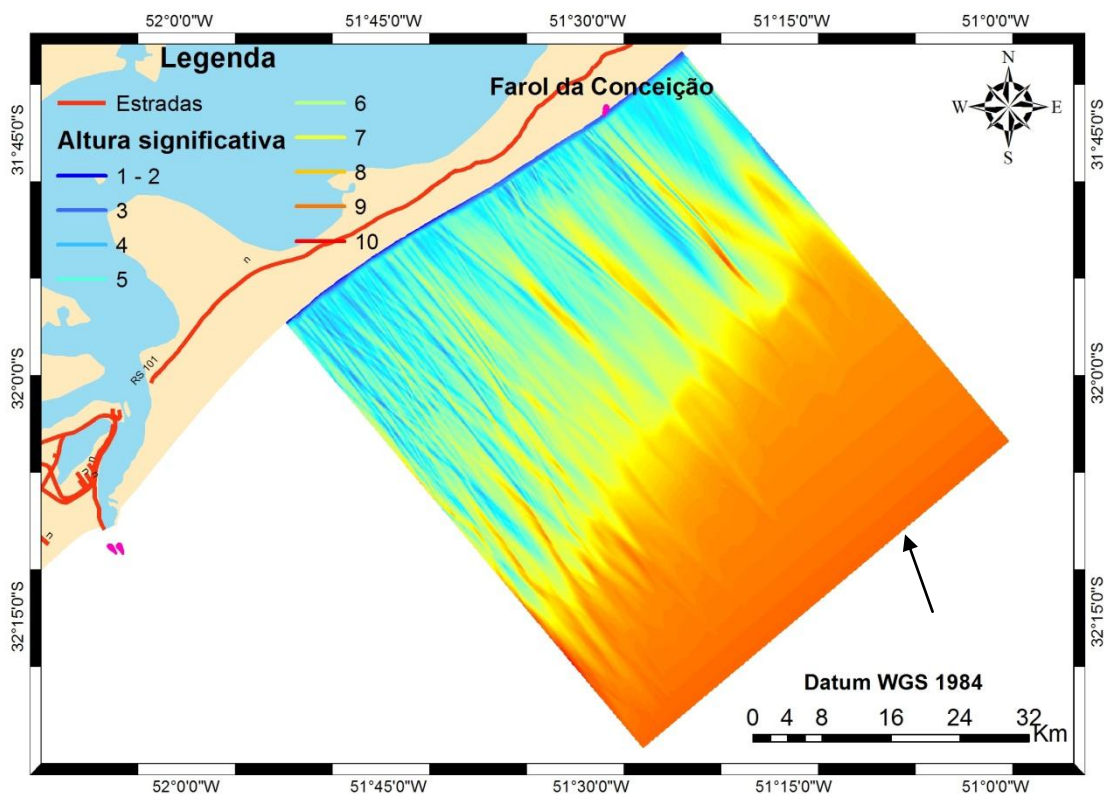


Figura 73- Distribuição das alturas de onda no evento 03 (16/04/1999).

Nesta última simulação (Hs de 9.2 m), o padrão de refração se repete mais uma vez, ou seja, as estruturas a partir dos 30m são as principais responsáveis pela focalização das ondas por refração, inclusive os dois focos que chegam ao Banco Capela e ao Farol da Conceição se formam da mesma maneira que nas situações anteriores. Sendo o foco que vai direção do farol

formado por dois que se unem entre os 20 e 25 m que vão à direção do farol e alcançam a costa como dois focos longos e contínuos (1400 e 1200 m de comprimento). E o outro foco formado aproximadamente na mesma isóbata chega à face à barlar do banco e é espalhado, alcançando a costa na forma de vários focos curtos (entre 300 e 500 m).

Neste ponto podemos concluir que independentemente da altura inicial da simulação, do período simulado e da direção de incidência das ondas, o Banco Capela não é responsável pela formação de nenhum foco de onda, sendo as feições topográficas localizadas na plataforma interna entre as profundidades de 20 e 30 m são as principais responsáveis pelos focos de onda que chegam à costa na região de estudo.

Esta observação discorda da conclusão de Barletta (2006) que estudou a propagação de ondas (tanto monocromáticas, como espectrais) sobre parcelas idealizadas com diversos modelos parabólicos. O autor concluiu que a presença de um parcel causa focalização de ondas atrás do mesmo. A intensidade da focalização e a distribuição de alturas atrás do parcel variam com a direção de incidência, largura do espectro, além do formato do parcel e sua distância com relação à costa. Esta diferença provavelmente pode ser explicada pela complexidade morfológica do Banco Capela, muito diferente dos parcelas idealizados com forma de cúpula utilizados nas simulações do referido autor.

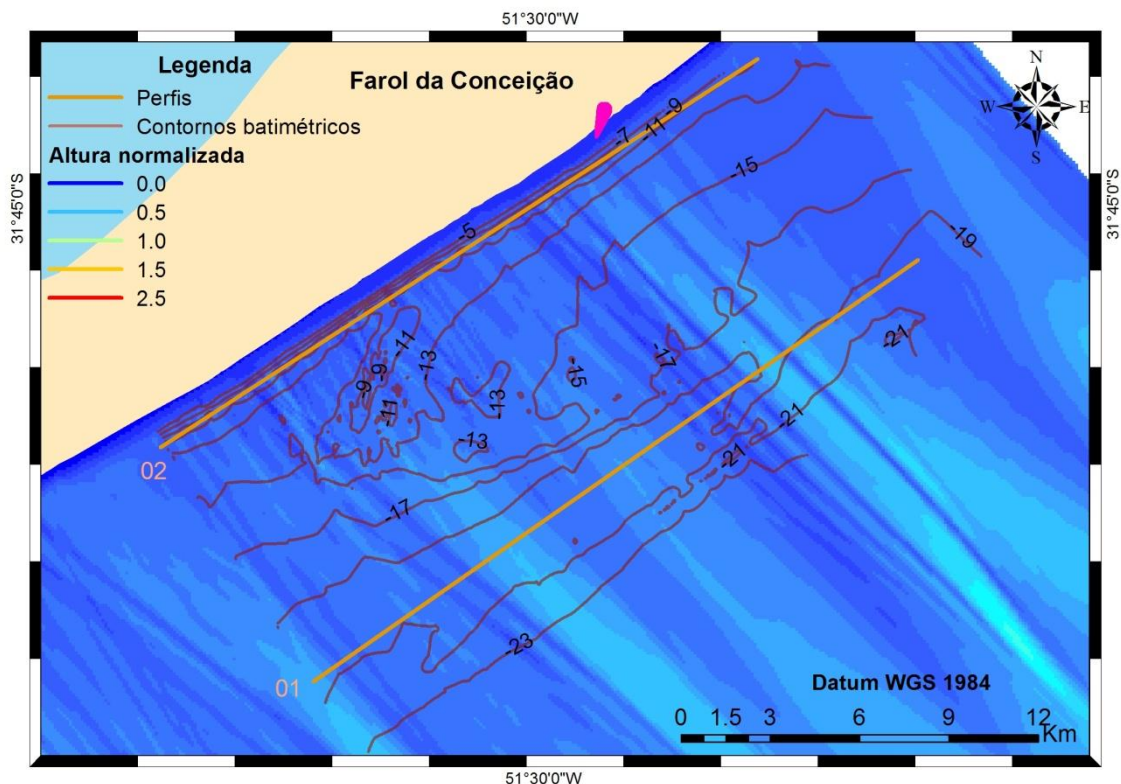


Figura 74 - Hs normalizado pelo Hs inicial da simulação (evento 03). Detalhe na região do banco

Quanto à altura de onda nos perfis 01 e 02 (Figura 75), este é o evento que chega com menores valores de H_s relativo, apresentando 60% e 65% para a ondulação chegando ao banco e nas adjacências do farol respectivamente no p1, e máximos de 50% nas duas situações no p1.

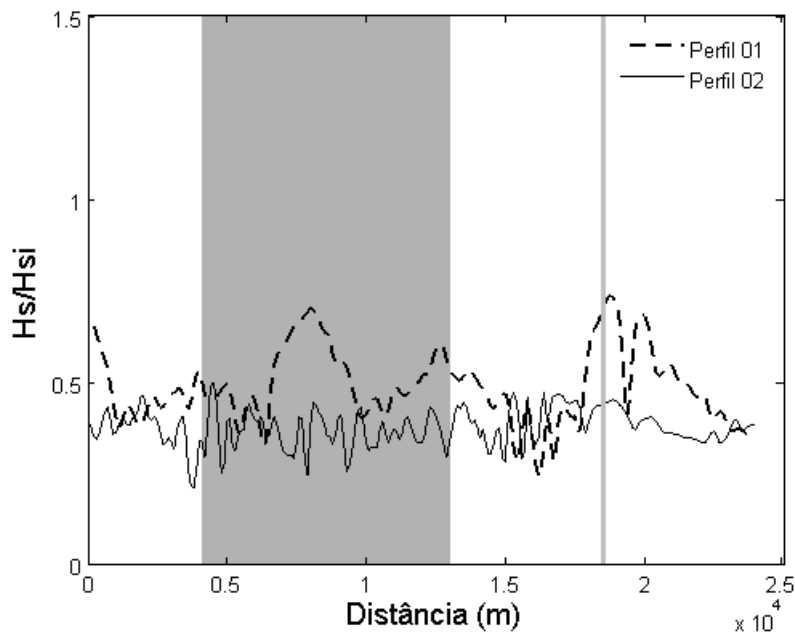


Figura 75- Perfis 01 e 02 (antes e depois do banco, respectivamente) de distribuição das alturas de onda normalizadas no evento 03.

As percentagens de energia dissipada casos modais (Tabela 4) e em cada evento extremo (Tabela 5), mostram claramente o aumento da importância da perda de energia por dissipação por atrito com o fundo com o aumento de H (o termo da dissipação é diretamente proporcional à amplitude, $H/2$) em relação ao aumento de altura através da focalização por refração e do empolamento. Com base nisso, podemos concluir que quanto mais extremo for um evento de onda, maior vai ser a importância do banco na dissipação dessas ondas antes de alcançarem a zona de arrebentação e, portanto maior o papel como protetor da costa contra onda extremas.

Tabela 5 - Porcentagens da energia dissipada entre o início da grade e o p02 nos eventos extremos0.

	Ev.01 (Hsi 4.65m)	Ev. 02 (Hsi 6.20 m)	EV.03 (Hsi 9.22 m)
% Dissipada	75	65	75

5.4 Limites das águas rasas/ intermediárias e profundidade de fechamento

Tabela 6 - Parâmetros de ondas utilizados e resultados das cotas limites para águas rasas e intermediárias para os três eventos. T_p – período de pico e L_∞ – comprimento de onda em águas profundas.

	Casos Modais	Evento 1	Evento 2	Evento 3
T_p (s)	10	10.82	14.02	13.62
L_∞ (m)	156	183	307	289
Águas intermediárias (m)	39	46	77	72
Águas rasas (m)	8	9	15	14
Profundidade de Fechamento	3	9	13	18

Como pode ser percebido através da Tabela 6, toda a área de estudo encontra-se dentro dos limites das águas intermediárias, o que significa que a movimentação das partículas de água devido à passagem das ondas ocorre até o fundo em toda a região de interesse. Já o limite das águas rasas (nas situações estudadas) e profundidades de fechamento se limitaram como mostram as Figura 76 e Figura 77:

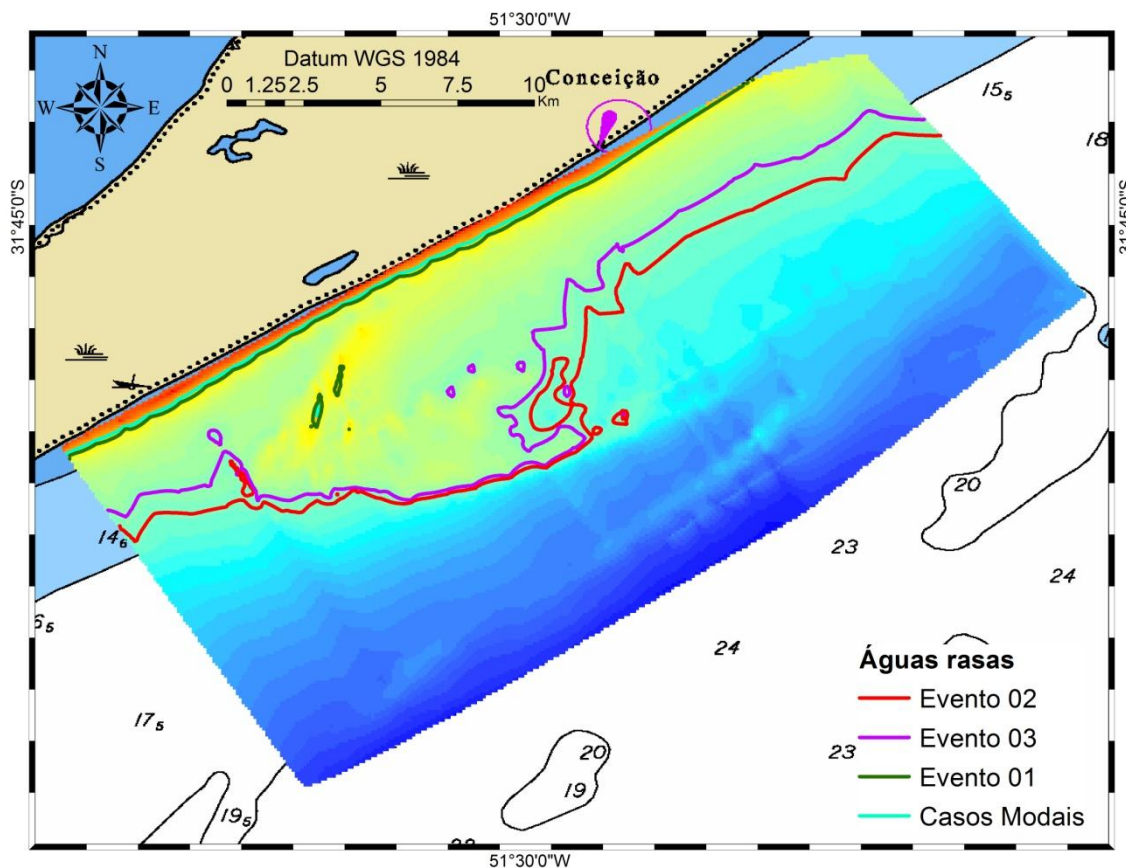


Figura 76 - Linhas de contorno mostrando os limites das águas rasas para os três eventos.

Wright et al. (1996) estudaram transporte de sedimentos perpendicular à costa em diversas situações hidrodinâmicas. Segundo os autores, a ondulação é a principal responsável pela ressuspensão de sedimentos em todas as situações estudadas (alta e baixa dinâmica). Ainda no mesmo estudo, chegaram à conclusão que o fluxo junto ao fundo em direção *offshore* que se

forma como compensação do *setup* (tanto gerado pelas ondas como pelo vento) na costa é um dos principais mecanismos de transporte de sedimento na direção *offshore* em situações de alta dinâmica. E um fluxo médio de dimensões bastante pequenas em direção à costa se mostrou a principal forçante de transporte de sedimentos nessa direção em momentos de baixa dinâmica.

Assim, o mapa de limites de águas rasas (Figura 76) serve como indicativo dos limites de onde as ondas estão interagindo com o sedimento e possivelmente suspendendo pelo menos a fração mais fina. Já os limites de profundidade de fechamento (Figura 77) indicam os limites esperados para o transporte de sedimentos na direção perpendicular à costa. Ambos sugerem que em situações modais, o banco Capela se encontra fora dos limites da região onde há um transporte sedimentar que se limita à zona de arrebentação. Porém, em situações extremas este transporte pode ocorrer até além dos limites da estrutura. Nesses casos, o Banco pode atuar como barreira física, em eventos moderados, evitando que o sedimento seja transportado ao largo do banco, este pode agir evitando o transporte *onshore*, e conseqüentemente o retorno do sedimento para o sistema praial. Essa interrupção no ciclo sedimentar pode causar um déficit negativo de sedimentos na parte *onshore* adjacente ao banco, assim como descrito para afloramentos de *beachrock* na antepraia por Vousdoukas et al. (2007).

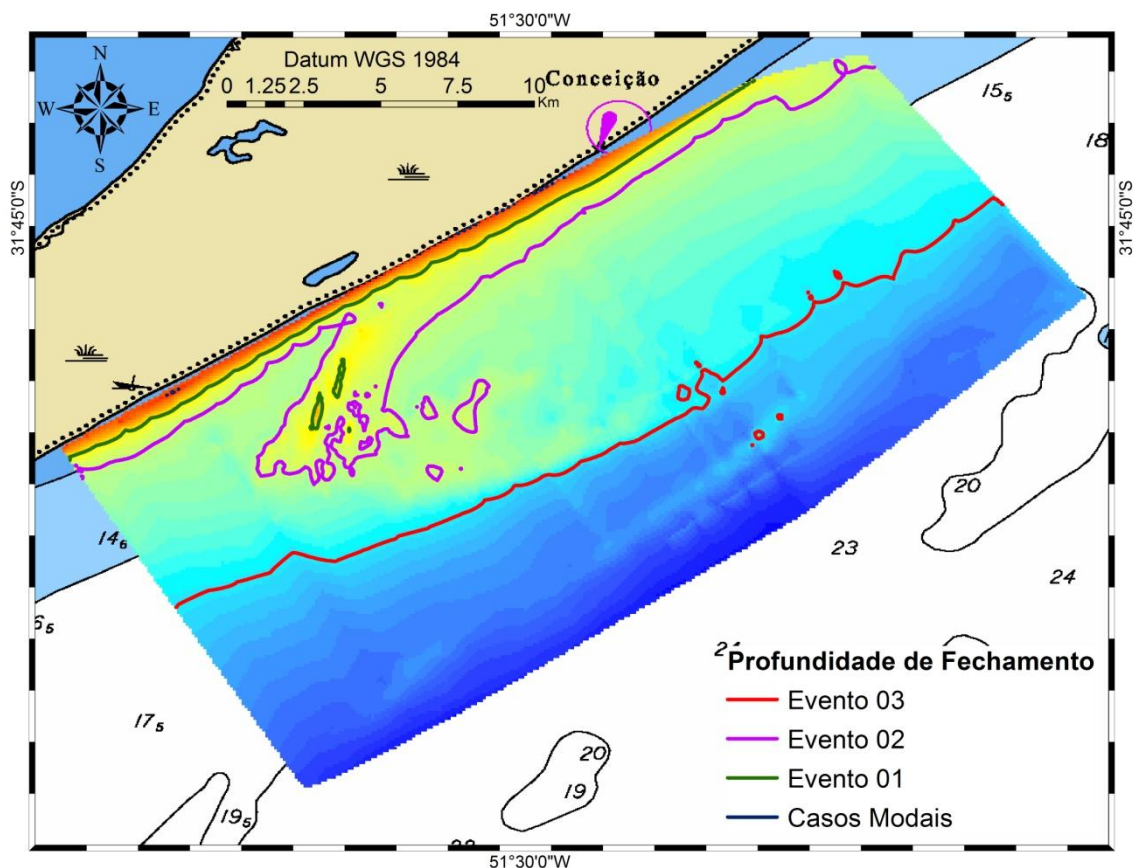


Figura 77 - Profundidade de fechamento para ondas com as características simuladas nos três eventos.

6. Conclusões

As diferenças entre a feição mapeada detalhadamente e a feição indicada nas cartas náuticas da DHN são consequência da falta de detalhe nas sondagens da base dados mais antiga, e não de alterações ao longo do tempo.

O Banco Capela não é uma feição do tipo banco linear conectado à praia formado exclusivamente pela hidrodinâmica. Aparentemente o banco se trata de uma feição ancorada em uma estrutura rígida, possivelmente um parcel de arenito de praia, moldada pela interação com a hidrodinâmica e o sedimento disponível no local.

O formato da feição, em ‘V’ com o vértice a SW e os braços a NE’, evidencia o transporte longitudinal líquido de SW para NE.

A presença de sedimentos finos (silte e argila), e sua distribuição no entorno da estrutura indicam que a Fácies Patos é mais abrangente do que proposto em trabalhos anteriores.

A ausência de finos exclusivamente sobre o banco indica que há a geração de uma zona de alta energia sobre o mesmo durante eventos de alta dinâmica, que não permite que sedimentos mais finos que areia sejam depositados sobre o banco, sendo estes depositados a SW e a NE da feição.

Em todas as situações simuladas (modais e extremas) a batimetria da plataforma interna, exclusivamente as feições localizadas entre 20 e 30 m de profundidade, é a responsável pela refração que gera os focos de onda que atingem a linha de costa.

O Banco Capela não é responsável pela formação de focos de onda em nenhuma situação estudada. A atuação do banco se dá através do espalhamento dos focos que o atingem, em todas as situações (modais e extremas), diminuindo o gradiente de alturas de onda na costa e a formação de correntes longitudinais à mesma, que são as responsáveis pelo transporte do sedimento remobilizado pelas ondas, e assim diminuindo a erosão localizada. Somente na simulação da ondulação proveniente de NE existe a formação de uma zona de sombra à SW do banco que pode ser responsável pela formação de correntes para essa direção. Assim, de certo modo o banco atua protegendo a costa de ondas extremas.

As ondulações provenientes de E e SE (sendo esta, a direção preferencial das tempestades na região) são as que menos sofrem dissipação ao longo da plataforma interna, por incidirem de maneira quase normal à costa, sobre uma plataforma interna estreita e íngreme, atingindo a antepraia com maior energia.

As ondulações provenientes de S e SW são as que mais sofrem dissipação, por percorrer maiores distância sobre a plataforma interna ao sul da região de estudo, que é mais larga e com pendente mais suave. Portanto atingem a costa com menos energia, e menores alturas.

Por outro lado, o sedimento que é transportado em direção ao mar além da feição em situações extremas e que tenderia a ser transportado de volta à costa em condições de bom tempo encontra no banco uma barreira física que impede que este ciclo se complete, sendo a estrutura, nesta situação, responsável por um déficit de sedimentos na praia adjacente.

Assim, concluímos que a presença do Banco na antepraia na região do Farol da Conceição influencia a dinâmica local de duas maneiras antagônicas no que diz respeito à condição de hot-spot erosivo: de um lado promove o espalhamento dos focos gerados na plataforma interna, diminuindo o efeito erosivo dos mesmos, e de outro, impedindo que o sedimento transportado para regiões além da estrutura à barlar retorne à costa e recomponha as praias erodidas.

7. Bibliografia

- Abreu, J. G., e Calliari, L. J. (2005). Paleocanais na plataforma continental interna do Rio Grande do Sul: evidências de uma drenagem fluvial pretérita. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(2), 123-132.
- Almeida, L. E., Rosauero, N. L., Toldo Jr., E. E., e Gruber, N. L. (1999). Avaliação da profundidade de fechamento para o litoral norte do Rio Grande do Sul. *XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Belo Horizonte.
- Barletta, R. C. (2000). Efeito da interação oceano-atmosfera sobre a morfodinâmica das praias do litoral central do Rio Grande do Sul.
- Barletta, R. C. (2006). Teste e Aplicação de Modelos Parabólicos de Refração - Difração com Ênfase na Propagação de Ondas Sobre Parcéis.
- Borzone, C. A., e Griep, G. H. (1991). Características do Sedimento Superficial Infralitoral da Região Costeira Adjacente à Desembocadura da Laguna dos Patos, RS, Brasil. *Pesquisas*, 18(1), 71-78.
- Bouws, E., Gunther, H., Rorenth, W., e Vincent, C. L. (1984). Similarity of the Wind Wave Spectrum in Finite Depth Water, Part I-Spectral Form. *Journal of Geophysical Research*, 89, 975-986.
- Buchmann, F. S. (2002). Bioclastos de Organismos Terrestres e Marinhos na Praia e Plataforma Interna do Rio Grande do Sul: Natureza, Distribuição, Origem e Significado Geológico.
- Calliari, L. J., e Abreu, J. G. (1984). Litologia da plataforma continental interna adjacente a cidade do Rio Grande (RS), através da interpretação de registros de sonar de varredura lateral e amostragem superficial. *Anais do XXXIII Congresso brasileiro de Geologia*. Rio de Janeiro.
- Calliari, L. J., e Fachin, S. (1993). Laguna dos Patos. Influência nos Depósitos Lamíticos' Costeiros. *Pesquisas em geociências*, 20(1), 57-69.
- Calliari, L. J., e Klein, A. H. (1993). Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas Entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas em geociências*, 20(1), 48 - 56.
- Calliari, L. J., Toldo Jr., E. E., Nicolodi, J. L., Speranski, N., Almeida, L. E., Lima, S. F., et al. (2006). Rio grande do sul. In D. Muehe, *EROSÃO E PROGRADAÇÃO DO LITORAL BRASILEIRO* (1a., p. 40). Brasília: Ministério do Meio Ambiente.
- Calliari, L. J., Tozzi, H. A., e Klein, A. H. (1998). Beach Morphology and Coastline Erosion Associated with Storm Surges in the Southern Brazil - Rio Grande to Chuí, RS. *Anais Da Academia Brasileira De Ciências*, 70(2), 231-247.
- Castelão, G. P. (2000). Estudo de um Ciclone Atmosférico Sobre a Confluência Brasil - Malvinas.

- Coli, A. B. (1994). Análise das alturas de onda ao longo do Rio Grande do Sul: dados históricos e altimétricos. Trabalho de graduação. *Curso de Oceanologia, Fundação Universidade Federal do Rio Grande - FURG, 58p.*
- Costa, R. L. (2009). Estudo sobre a variabilidade sazonal e da estrutura vertical das correntes costeiras da plataforma interna , ao largo de Rio Grande – RS .
- Dean, R. G., Liotta, R., e Simone, G. (1999). *Erosional Hotspots*. Tallahassee, FL: Office of Beaches and Coastal Systems.
- Dillenburg, S. R., Roy, P. S., Cowell, P. J., e Tomazelli, L. J. (2000). Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as Tested by the Shoreface Translation Barrier Model. *Journal of Coastal Research, 16(1), 71-81.*
- Esteves, L. S., Vranjac, M. P., Barletta, R. C., Pivel, M. A., Erthal, S., Vanz, A., et al. (1999). Impacto de um evento de alta energia nas obras de proteção costeira no Balneário do Hermenegildo, RS, Brasil. *VII Congresso da ABEQUA*. Porto Seguro - BA.
- Figueiredo Jr., A. G. (1975). Geologia dos Depósitos Calcários Biodetríticos da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul.
- Figueiredo Jr., A. G. (1980). Response of water column to strong wind forcing, southern brazilian inner shelf : implications for sand ridge formation. *Marine Geology, 35, 367 - 376.*
- Fontoura, J. A. (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. Programa de Pós Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Uni. *Porto Alegre, UFRGS. Doutorado, 281.*
- Gruber N. L .S; Corrêa, I.C. S.; Nicolodi, J. L. e Barboza, E. G. 2006. Morphodynamic limits of shoreface and inner shelf at the northern coast of Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research, SI 39 (Proceedings of the 8th International Coastal Symposium), 664 - 668.* Itajaí, SC, Brazil, ISSN 0749-0208.
- Hallermeier, R. J. (1977). *Calculating a Yearly Depth Limit to the Active Beach Profile*. Vicksburg, MS: Coastal Engineering Research Center U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station.
- Holland, K. T., Vinzon, S. B., e Calliari, L. J. (2009). A field study of coastal dynamics on a muddy coast offshore of Cassino beach, Brazil. *Continental Shelf Research, 29(3), 503-514.* doi: 10.1016/j.csr.2008.09.023.
- Kirby, J. T., e Dalrymple, R. A. (1994). *Combined Refraction/Diffraction Model. REF/DIF 1. Version 2.5. Program* (Vol. 4, pp. 0-171). Newark: Center of Applied Coastal Research. Department of Civil Engineering. University of Delaware.
- Kirby, J. T., e Ozkan, H. T. (1994). *Combined Refraction / Diffraction Model for Spectral Wave Conditions Documentation and User's Manual*. Newark.
- Komar, P. (1998). *Beach processes and sedimentation*. (Second Edi.). Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall, Inc.

- Kowsmann, R. O., Costa, M. P., Vicali, M. A., Coutinho, M. G., e Gambôa, L. A. (1977). *Modelo da sedimentação holocênica na plataforma continental sul brasileira. In Projeto REMAC - Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do Sul do Brasil. forma continental sul brasileira. In Projeto REMAC – Evolução sedimentar* (pp. 7 - 26). Rio de Janeiro: PETROBRÁS, CENPES, DINTEP.
- Lima, S. F., Almeida, L. E., e Toldo Jr., E. E. (2001). Estimativa da capacidade do transporte longitudinal de sedimentos a partir de dados de ondas para a costa do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em geociências*, 28(2), 99 - 107.
- Lisniowski, M. A. (2006). Variação Granulométrica nos Sedimentos em Suspensão Transportados Longitudinalmente na Zona de Surfe na Praia do Cassino (RS).
- Lélis, R. J., e Calliari, L. J. (2006). Historical Shoreline Changes Near Lagoonal and River Stabilized Inlets in Rio Grande do Sul State, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 2004(39), 301-305.
- Martinho, C. T., Dillenburg, S. R., e Hesp, P. (2009). Wave Energy and Longshore Sediment Transport Gradients Controlling Barrier Evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 25(2), 285 - 293. doi: 10.2112/06-0645.1.
- Martins, I. R., e Urien, C. M. (1969). Fisiografia y sedimentos del Rio Grande Continental plateau, Brasil. *INQUA Congress*. Paris.
- Martins, L. R., Martins, I. R., West, S., e Coastal, A. (2004). Presença de Turfa na Plataforma Continental do Rio Grande do Sul, 77-85.
- Martins, L. R., Melo, U., França, A. M., Santana, I., e Martins, I. R. (1972). Distribuição Faciológica da Margem Continental Sul Rio-grandense. *Anais do XXVI Congresso brasileiro de Geologia*, 115-131.
- McNinch, J. E. (2004). Geologic control in the nearshore: shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots. *Marine Geology*, 211, 121-141.
- Melo, E., Hammes, G. R., Franco, D., e Romeu, M. A. R. (2008) Aferição de desempenho do modelo WW3 em Santa Catarina. *Anais do III Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica (SEMENGO)*, pag 20, Rio Grande, RS.
- Motta, V. (1969). Relatório-diagnóstico sobre a melhoria e o aprofundamento do acesso pela barra de Rio Grande. Porto Alegre.
- 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. STRAUCH, J.C.
- Möller, O., Lorenzetti, J., Stech, J. L., e Mata, E. M. (1996). The Patos Lagoon summertime circulation and dynamics. *Continental Shelf Research*, 16(3), 335-351.
- Niedoroda, A. L., Swift, D. J., e Hopkins, T. S. (1985). The Shoreface. In R. A. Davis, *Coastal Sedimentary Enviroments* (Second., pp. 533-624). New York / Berlin / Heidelberg / Tokyo: Spinger-Verlag.

- Parise, C. K. (2007). Padrões atmosféricos sinóticos geradores de mares meteorológicas intensas e a resposta morfodinâmica da praia do Cassino.
- Parise, C. K., Calliari, L. J., e Krusche, N. (2009). Extreme Storm Surges in the South of Brazil: atmospheric conditions and shore erosion. *Brazilian Journal of Oceanography*, 57(3), 175-178.
- Pereira, P. S., Calliari, L. J., Barletta, R. C., Antiqueira, J. A., e Guedes, R. C. (2007). Variação Decadal dos Perfis Praiais do Farol da Conceição e terminal Turístico, Rio Grande do Sul, Brasil. *XII COLACMAR*. Florianópolis -SC.
- Pianca, C., Mazzini, P. L., e Siegle, E. (2010). Brazilian Offshore Wave Climate Based on NWW3 Reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(1), 53-70.
- Riggs, S. R., Cleary, W. J., e Snyder, S. W. (1995). Influence of inherited geologic framework on barrier shoreface morphology and dynamics. *Marine Geology*, 126, 213-234.
- Saraiva, J., Bedran, C., e Carneiro, C. (2003). Monitoring of Storm Surges on Cassino Beach. *Journal Of Coastal Research Special Issue*, 35, 323-331.
- Schupp, C. A., Mcninch, J. E., e List, J. H. (2006). Nearshore shore-oblique bars, gravel outcrops, and their correlation to shoreline change. *Marine Geology*, 233(1-4), 63-79. doi: 10.1016/j.margeo.2006.08.007.
- Silva, J. V. (2008). Análise numérica da propagação de ondas na costa do Rio Grande do Sul entre Torres e Mostardas.
- Speranski, N., e Calliari, L. J. (1999). Efeito do "Foco Estável" e a Erosão Costeira Localizada. *VII Congresso da ABEQUA*. Porto Seguro - BA.
- Stanley, D. J., e Swift, D. J. (1976). *Marine Sediment Transport and Enviromental Management* (p. 602). New York: John Wiley e Sons, Inc.
- Strauch, J. C. (1998). *Um Ano de Monitoramento de Ondas em Rio Grande*. Rio Grande: XI Semana Nacional de Oceanografia.
- Strauch, J. C., Cuchiara, D. C., Toldo Jr, E. E., & Almeida, L. E. (2009). O Padrão das Ondas de Verão e Outono no Litoral Sul e Norte do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 14, 29-37.
- Swart, H. E., Walgreen, M., Calvete, D., e Vis-Star, N. C. (2008). Nonlinear modeling of shoreface-connected ridges; Impact of grain sorting and interventions. *Coastal Engineering*, 55, 642 - 656. doi: 10.1016/j.coastaleng.2007.11.007.
- Thieler, E. R. (1996). *Shoreface Processes in Onslow Bay* (pp. 23-32). Carolina Geological Society.
- Thomson, R. E., e Chow, K. Y. (1980). Butterworth and Lanczos-Window Cosine Digital Filters: With application to data processing on the Univac 1106 computer. Sydney.
- Toldo Jr., E. E., Almeida, L. E., Nicolodi, J. L., e Martins, L. R. (2005). Retração e Progradação da Zona Costeira do Estado do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 3, 31-38.

- Toldo Jr., E. E., Almeida, L. E., Nicolodi, J. L., Absalonsen, L., e Gruber, N. L. (2006). O Controle da Deriva Litorânea no Desenvolvimento do Campo de Dunas e da Antepraia no Litoral Médio do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em geociências*, 33(2), 35 - 42.
- Tomazelli, L. J., e 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 em geociências*, 19, 1-26.
- Tomazelli, L. J., e Villwock, J. A. (2000). O Cenozoico do Sul: geologia da planície costeira. do Rio Grande J. A. 2000. In: Holz, M. e De Ros, L.F (eds.). In M. Holz e L. F. De Ros, *Geologia do Rio Grande do Sul* (pp. 375-406). Porto Alegre: CIGO/UFRGS.
- Tomazelli, L. J., e Villwock, J. A. (2005). Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras : o Exemplo da Costa do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 109-115.
- Villwock, J. A., e Tomazelli, L. J. (1995). *Geologia costeira do Rio Grande do Sul* (pp. 1-45). Porto Alegre.
- Villwock, J. A., Tomazelli, L. J., Loss, E. L., Dehnhardt, E. A., Horn Fº, N. O., Bachi, F. A., et al. (1986). Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In J. Rabassa, *Quaternary of South America and Antartic Peninsula*. (pp. 79- 97). Rotterdam: A.A. Balkema.
- Vousdoukas, M., Velegrakis, a., e Plomaritis, T. (2007). Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth-Science Reviews*, 85(1-2), 23-46. doi: 10.1016/j.earscirev.2007.07.002.
- Weschenfelder, J., e Aliotta, S. (2005). Elementos Arquiteturais do Substrato da Lagoa dos Patos Revelados por Sísmica de Alta Resolução. *Pesquisas em geociências*, 32(2), 57 - 67.
- Weschenfelder, J., Toldo, E. E., e Baitelli, R. (2008). Paleocanais como Indicativo de eventos Regressivos Quaternários do nível do Mar no Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26, 367-375.
- Wright, L. D., Boon, J. D., Kim, S. C., e List, J. H. (1996). Modes of cross-shore sediment transport on the shoreface of the Middle Atlantic Bight. *Marine Geology*, 96, 19-51.
- Wright, L. D., Kim, C., Hardaway, C., Kimball, S. M., e Green, M. O. (1987). Shoreface and Beach Dynamics of the Coastal Region from Cape Henry to False Cape, Virginia.
- Zembruscki, S. G., Barreto, H. T., Palma, J. C., e Milliman, J. D. (1972). Estudo preliminar das províncias geomorfológicas da margem continental brasileira. *Anais do XXVI Congresso brasileiro de Geologia*, 187-209.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)