

DIFERENTES ABORDAGENS METODOLÓGICAS PARA ANÁLISE
DAS CONSEQUÊNCIAS DE MARÉS DE TEMPESTADE:
AMBIENTES PRAIAIS ANTROPIZADOS E NATURAIS

Charline Dalinghaus¹, Alexandre Schweitzer¹, Arthur de Oliveira Hernandez¹, Guilherme Vieira da Silva², Jonas Gomes Oliveira³, Paula Gomes da Silva¹, Pedro Jose da Costa Ribeiro³, Rafael Sangoi Araujo⁴, Antonio Henrique da Fontoura Klein¹

1. Introdução

Analisar a evolução costeira em escala de eventos significa avaliar a resposta da praia aos processos que agem em um intervalo de tempo variando de um único evento, como uma tempestade, até variações sazonais das condições ambientais (COWELL & THOM, 1994). As praias são constantemente remodeladas

¹Laboratório de Oceanografia Costeira, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, SC, Brasil, e-mail: **oc.charline@gmail.com; aleturtle@gmail.com; ohz.arthur@gmail.com; silvapgomes@gmail.com; antonio.klein@ufsc.br**

²Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil, e-mail: **oc.guilhermevs@gmail.com**

³Chicago Bridge and Iron, Florianópolis, SC, Brasil, e-mail: **jonasgml@gmail.com; pedrojcribeiro@gmail.com**

⁴Laboratório de Oceanografia Geológica, Centro de Ciências Tecnológicas da Terra e do Mar, Universidade do Vale do Itajaí, Itajaí, SC, Brasil, e-mail: **rsangoi@univali.br**
@ Autor de correspondência: **<oc.charline@gmail.com>**

1
pela ação das ondas, ventos e marés e, apesar disto, reconhecidamente os eventos de tempestades são os maiores e mais drásticos agentes das modificações na morfologia costeira (CARTER, 1988). De acordo com o conceito de tempo de resposta, quanto maior a energia do ambiente mais rápido ocorrerão as respostas no transporte de sedimentos líquidos e conseqüentemente na variação da morfologia (COWELL & THOM, 1994).

Tempestades são distúrbios atmosféricos caracterizados por centros de baixa pressão e ventos intensos (USACE, 2002). Quando há campos de pressão atmosférica e ventos que induzem a tensão de cisalhamento na superfície do oceano, ocorre geração de ondas, bem como um aumento em curto prazo no nível da água acima do nível médio do mar (CARTER, 1988). Essa sobre-elevação do nível do mar, associada a ondas de tempestade é conhecida como maré de tempestade (USACE, 2002), popularmente também chamada de “ressaca”. Esse tipo de inundação costeira é ainda mais relevante quando a frente da tempestade coincide com o período de maré de sizígia local (USACE, 2002).

Além do vento, com destaque à pista de vento, direção, intensidade e duração, também outros fatores influenciam nas marés de tempestades, como as ondas, a topografia local e as características das tempestades (CARTER, 1988). Dessa forma, as praias estão constantemente sofrendo alterações morfológicas resultantes de variações no regime energético incidente e desequilíbrios no suprimento sedimentar local (SHORT, 1999) e a recomposição destas frente a estes eventos se torna um problema quando a intensa ocupação da área costeira pelo homem interfere na dinâmica do local (MUEHE, 2005).

A erosão costeira, segundo Muehe (2006), é visível ao longo de todo o litoral do Brasil onde há predomínio de processos erosivos sobre os de acresção e equilíbrio. Klein et al. (2006) demonstram que o mesmo acontece no Estado de Santa Catarina, onde o principal agente causador da erosão é a ocupação indevida da orla pelo homem, agravada pelas frequentes marés de tempestades que atingem a região durante eventos de tempestades tropicais e extratropicais.

A Ilha de Santa Catarina, entre 1991 e 2001, foi submetida a 18 tempestades que geraram marés de tempestades e, com isso, grande erosão costeira, todas ocorridas durante situações de maré de sizígia (SIMÓ & HORN FILHO, 2004). Rudorff et al. (2006) apontaram 26 registros de marés de tempestades entre 1997 e 2003 em Santa Catarina. Krueger (2011) num período de 10 anos (2000-2010) apresentou uma média de seis eventos por ano no litoral catarinense onde um total de 20, nos anos analisados, ocorreu somente na região oceânica de Florianópolis, capital do Estado.

O estudo dos processos físicos e da variação morfológica da praia é de grande interesse no entendimento dos mecanismos que ocorrem nas praias durante eventos de marés de tempestades e na previsão da evolução da linha de costa. Neste contexto, este capítulo ilustra o uso de diferentes metodologias de análise do resultado da ação das marés de tempestades na linha de costa e no perfil praiial, através de dois estudos de caso desenvolvidos em praias do litoral de Santa Catarina, Sul do Brasil, sendo o primeiro num ambiente intensamente urbanizado (Enseada do Itapocorói) e o segundo num ambiente com características naturais preservadas (Barra da Lagoa).

2. Área de Estudo

Em Santa Catarina os municípios mais vulneráveis às marés de tempestades, estão localizados no litoral centro-norte do estado (RUDORFF et al., 2006). Entre eles, destaca-se o município de Florianópolis como um dos mais afetados por esses eventos (KRUEGER, 2011) e a Enseada do Itapocorói, a qual vem sendo muito estudada nos últimos anos devido a problemas gerados pela erosão crônica que acontece em parte do arco praiial (JICA, 1990; HOEFEL & KLEIN, 1997; ARAUJO et al., 2010) (Figura 1).

Dessa forma, como primeiro estudo de caso, localizada no litoral norte de Santa Catarina, encontra-se a Enseada de Itapocorói, esta dividida em três praias: Itajuba, no município de Barra Velha, indo desde o promontório de Itajuba até o meio da Enseada; Piçarras, do meio da Enseada até a foz do rio Piçarras e; Praia Alegre, pertencente à Penha, que vai da foz do rio até o promontório da Ponta da Penha. Esta praia foi classificada por Klein & Menezes (2001) como estágio morfodinâmico dissipativo na sua porção mais ao sul (Praia Alegre) e refletivo nas porções centrais e norte da Enseada onde aumenta o grau de exposição às ondas de sul e sudeste. Na porção intermediária se encontra uma zona de erosão acentuada (ZEA) descrita por Araujo et al. (2010).

Como praia estudada no segundo estudo de caso, localizada no município de Florianópolis, em contraste, está o arco praiial Moçambique – Barra da Lagoa, sendo aqui abordado um pequeno trecho da praia denominado localmente de “*Camping da Barra*” onde destacam-se a ocorrência de sedimentos turfáceos expostos junto à linha de costa, evidenciando processos erosivos. Essa porção foi classificada como intermediária com areia de granulometria fina por Leal (1999).

Em Santa Catarina os ventos são predominantemente de Nordeste, porém de menor intensidade e são interrompidos por ventos frios, úmidos e fortes de sul e sudeste, conhecidos como “ventos sul”, menos frequentes mas mais intensos, os quais podem mudar a direção para as chamadas “lestadas”, períodos marcados por maiores índices pluviométricos (MONTEIRO & FURTADO, 1995). Araujo et al. (2003) descrevem a ocorrência de um espectro bimodal com ondas do tipo vagas provenientes de leste com período de 8 segundos e altura média significativa de 1,25 metros (m) e ondas do tipo marulhos provenientes de sul com período de 12 segundos (s), aumentando a altura de onda do verão para o inverno, variando de 1,25 a 2m. Ondas de direções sul são predominantes no outono e inverno, ondas de direção leste no verão e na primavera ocorre um balanço de ambas. Apesar disto, como registrado por Melo Filho et al. (2006), alturas de ondas individuais, de até 13,8m, já atingiram o litoral de Santa Catarina, causando fenômenos de marés de tempestades e prejuízos para a população. Santa Catarina possui um regime de micromaré mista, com predominância semidiurna, tendo uma altura média de 0,8m com máximas de 1,2m e mínimas de 0,3m nas marés de sizígia e quadratura respectivamente, podendo alcançar até 1m acima do nível previsto em condições de marés meteorológicas. (TRUCOLLO, 1998).

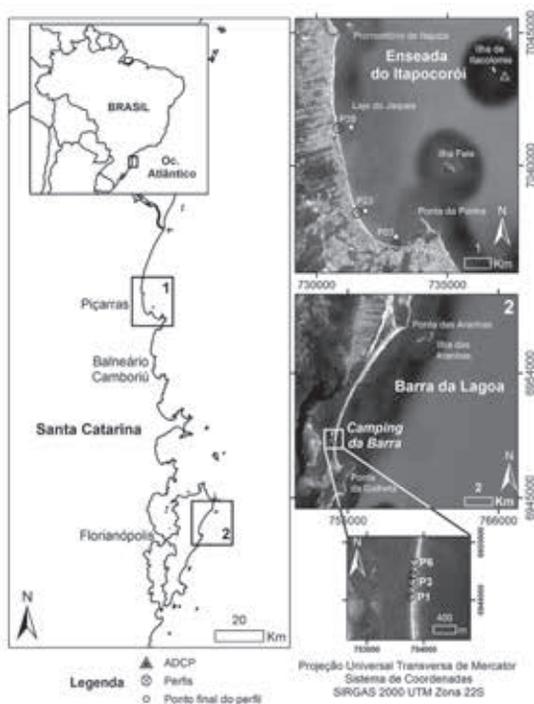


Figura 1: Área de aplicação das metodologias dos dois estudos de caso. Destaque para os perfis de praia analisados e o ponto de fundeio do ADCP na Enseada do Itapocorói e para os perfis analisados na Barra da Lagoa. Imagens: Google Earth.

3. Estudo de Caso I: Enseada do Itapocorói

Para este estudo de caso foram utilizadas diferentes metodologias para análise de marés de tempestades em um período de tempo de um mês. Ao mesmo tempo em que ondas eram medidas, perfis de praia foram aquisitados no intuito de observar as mudanças do volume praial de acordo com as diferentes frentes de ondas que chegavam na Enseada. Para o evento de maior altura de onda registrado foram identificados os padrões meteorológicos associados e, por fim, este foi modelado para simulação da variação dos perfis em ambiente computacional.

3.1 Parâmetros de ondas e nível do mar

No dia 19 de agosto de 2011 foi realizado o fundeio de um ADCP com frequência de 600 kHz voltado para cima a uma profundidade de 16,8m (abaixo do nível médio do mar – *datum* IBGE) na Enseada do Itapocorói (ver Figura 1). Com o equipamento foi realizada a aquisição a superfície do mar a uma frequência de 4Hz (0,25s) durante 20 minutos a cada 1 hora, obtendo assim os parâmetros de altura significativa (H_s) e período de pico (T_p) (Sverdrup & Munk, 1947) e direção das ondas. O pré-processamento dos dados foi realizado no *software* do equipamento, padronizando a qualidade do dado. A fim de identificar possíveis inconsistências nas medições, a relação sinal – ruído foi analisada segundo a metodologia apresentada por Pedersen & Dolle (2002). Como critério, foi adotado que qualquer valor com a relação sinal – ruído menor que 3dB seria excluída da série, entretanto, em nenhum momento este limite foi atingido. Em seguida, a declinação magnética ($18^{\circ}45'O$) foi descontada dos dados para orientar as medições ao Norte magnético (NOAA, 2013). Os dados foram retirados nos momentos em que o equipamento estava fora da água, entrando ou saindo da posição de fundeio. Foram ainda identificados valores considerados fora das condições ambientais (ondas acima de 5m). A cronologia de aquisição de dados foi conferida e dados repetidos foram descartados da análise. Por fim, foram identificados e excluídos valores discrepantes da série, valores que fossem $\pm 4\sigma$, correspondendo a 0,006% da série de dados para uma distribuição normal.

Os resultados dos parâmetros de ondas medidos na área de estudo estão apresentados na Figura 2. Nota-se que na primeira semana de fundeio foram obtidas as maiores alturas significativas de ondas, chegando a 3m com período de pico de mais de 15s e

1

direção Sudeste. No dia 29 de agosto outro evento com ondas de aproximadamente 2m atingiu a Enseada do Itapocorói. Este foi caracterizado por um estado de mar bimodal, período de pico de 8s de Leste em conjunto com ondas de Sudeste com período de pico de 15s. A bimodalidade é identificada pela mudança brusca nas séries de período e direção de pico quando um estado de mar passa a ser mais energético que o outro. Em seguida, as ondas que chegam à área de estudo se mantêm de Sudeste/Leste-Sudeste até que, em 13 de setembro a altura de onda reduz para menos de 1m, variando a direção entre Nordeste e Sul-Sudeste. Essas ondas são geradas próximas à área de estudo por ventos locais, com períodos de cerca de 5s. Com a manutenção dos ventos entre Nordeste e Sul-Sudeste, a altura de onda aumenta, bem como o período de pico, mantendo-se na direção Leste até o final do período de fundeio.

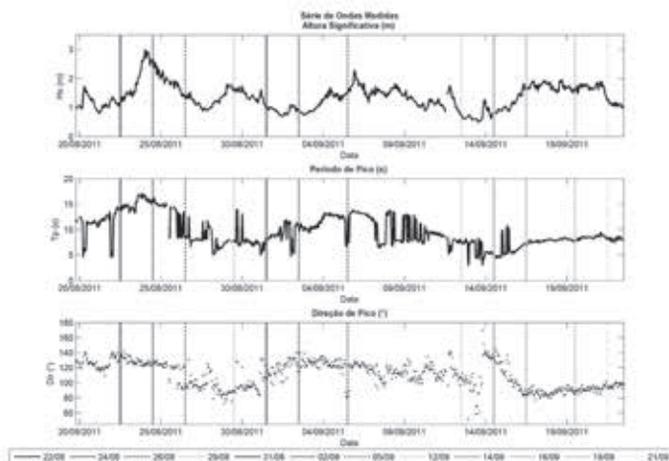


Figura 2: Séries de (a) altura significativa, (b) período de pico e, (c) direção de pico de ondas medidas na Enseada do Itapocorói entre agosto e setembro de 2011. As linhas representam os momentos de aquisição de perfis de praia.

Através da análise das ondas medidas foi possível observar na Enseada do Itapocorói que ondas de Sul-Sudeste apresentam períodos de pico mais longos (12-15s), já ondas do quadrante Leste apresentam períodos de 8s, corroborando com Araújo et al. (2003). Além disso, foi observada a presença de mares bimodais, com sobreposição de ondas de Sul-Sudeste com ondas de Leste. Essa observação foi feita nos dados medidos através da mudança rápida (horas) nas séries de período de pico e direção de pico, bem como pela análise dos espectros de ondas.

Juntamente com as ondas, dados de nível do mar foram medidos pelo ADCP. Essa série temporal de nível (Figura 3) foi utilizada para calcular a maré meteorológica (MM) e a maré astronômica (MA) (Figura 4). Os valores de maré meteorológica para o período analisado foram obtidos através da metodologia do filtro de Godin (GODIN, 1972), com o intuito de retirar os sinais de alta frequência da série. A maré astronômica, por meio de suas constituintes harmônicas foi calculada através do *software* PACMARÉ desenvolvido por Almirante Franco (FRANCO, 2009) (Tabela 1).

Tabela 1: Tabela com as principais constantes harmônicas de maré e suas respectivas amplitudes e fases (GMT).

Constante Harmônica	Amplitude (m)	Fase (graus)
Q1	0,03	352,13
O1	0,11	56,18
P1	0,05	92,71
K1	0,06	181,68
N2	0,05	162,57
M2	0,28	126,51
S2	0,21	168,77
K2	0,04	198,58
M3	0,04	272,05
MN4	0,04	149,14
M4	0,09	240,14
MS4	0,05	8,44

Pode-se observar que para o período estudado, o maior valor de maré meteorológica foi registrado no mesmo dia das maiores ondas (24 de agosto). Neste caso, o nível da maré somado às ondulações, que ao chegarem à praia percorrem parte da faixa de areia até determinada altura (*runup*), é chamado de cota de inundação. No caso de praias arenosas, os eventos de inundação muitas vezes vêm associados à erosão, o que gera problemas em áreas onde a ocupação humana no litoral é intensa.

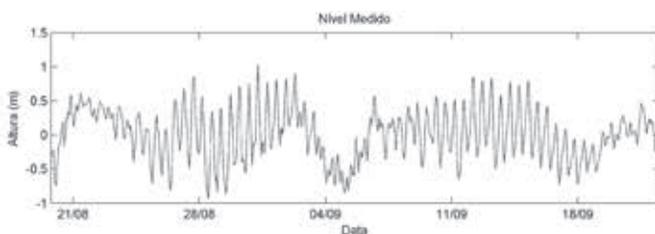


Figura 3: Série temporal de nível do mar adquirida pelo ADCP.

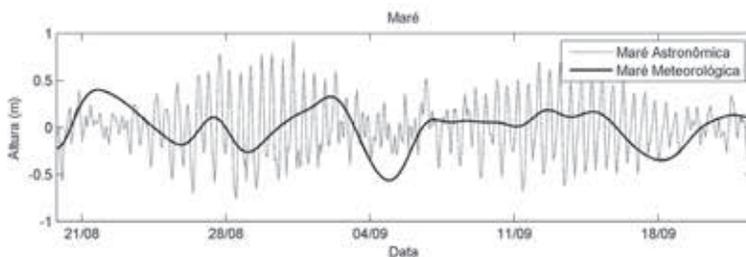


Figura 4: Maré Astronômica e Maré Meteorológica durante o período analisado.

3.2 Padrões Meteorológicos

A partir dos dados medidos de ondas e da variação da maré, foram identificados e analisados os padrões meteorológicos responsáveis pela geração do primeiro evento na Enseada do Itapocorói, onde se registrou a elevação da altura das ondas e do nível da maré meteorológica no período estudado. Para este evento, que culminou em uma maré de tempestade, foi realizada uma análise da trajetória da ciclogênese com o auxílio de cartas sinóticas.

Identificar os eventos meteorológicos que ocasionam tempestades e que geram marés de tempestades é fundamental para tentar prever este tipo de eventos no futuro. Estudos realizados por Gan & Rao (1991) e confirmados por Sinclair (1994) e Parise et al. (2009) constataram que existem dois centros de máxima atividade ciclônica na América do Sul. Estes dois padrões meteorológicos (padrões I e II), conforme a trajetória dos ciclones extratropicais, são responsáveis pela geração de marés de tempestades no Sul do Brasil. Um terceiro (padrão III) foi posteriormente identificado por Sinclair (1995) e Parise et al. (2009) ao estudar a climatologia das ciclogêneses no Hemisfério Sul, e em um estudo semelhante, Sinclair (1996) encontrou um quarto padrão, sendo este um anticiclone localizado a leste do Brasil (Figura 5). Estes estão descritos a seguir:

- a) PADRÃO I: Ciclogênese ao sul da costa da Argentina com deslocamento para leste e trajetória limitada entre as latitudes de 47,5°S e 57,5°S.
- b) PADRÃO II: Ciclogênese ao sul da costa do Uruguai com deslocamento para leste e trajetória limitada entre as latitudes de 35°S e 42,5°S.
- c) PADRÃO III: Ciclogênese ao sul da costa do Uruguai com deslocamento para sudeste e trajetória limitada entre as latitudes de 35°S e 57,5°S.
- d) PADRÃO IV: Centro de alta pressão gerando ventos de leste.

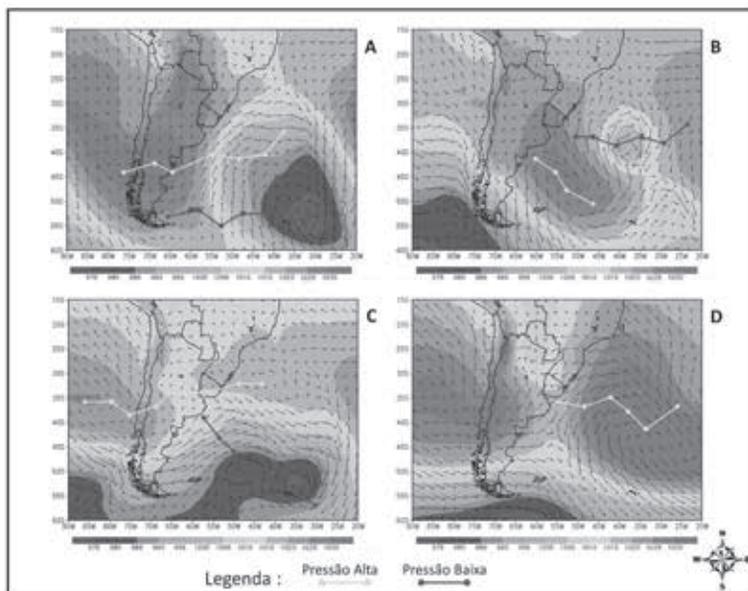


Figura 5: a) Padrão I, b) Padrão II, c) Padrão III e d) Padrão IV. A linha clara representa o ciclone e a linha escura anticiclone.

Com o auxílio de um SIG (Sistema de Informação Geográfica), imagens geradas a partir de dados de reanálise do NCEP/NOAA (Grade de 2,5 x 2,5 lat/lon) foram georreferenciadas e traçadas as trajetórias do evento. Procurou-se identificar a máxima e a mínima da pressão ao nível médio do mar para assim fazer a análise do tipo de padrão meteorológico (ver Figura 5). Para o evento foi medida a pista de vento decorrente de cada padrão meteorológico bem como a variação da direção da pista ao longo da duração da maré de tempestade, para assim relacionar qual padrão e qual a direção da pista de vento ocasionam a maior variação da maré meteorológica na Enseada.

O padrão tipo I pôde ser observado a partir do dia 19 de agosto e se estendeu até o dia 23 de agosto, este identificado na Figura 6 como a trajetória do ciclone em linha vermelha e do anticiclone em linha verde. O padrão muda a partir do dia 24, se estendendo até o dia 26 de agosto. Neste período o evento meteorológico passa a ser o padrão tipo IV (na Figura 6 trajetória do anticiclone em azul) um centro de alta pressão gerando ventos de Leste. Estes ventos não adicionam mais energia às ondas, tipo marulhos, pelo fato de elas serem geradas muito distantes da Enseada, mas indicam uma modificação na direção de propagação destas, pois a partir do dia 25 as ondas passam a vir de Leste.

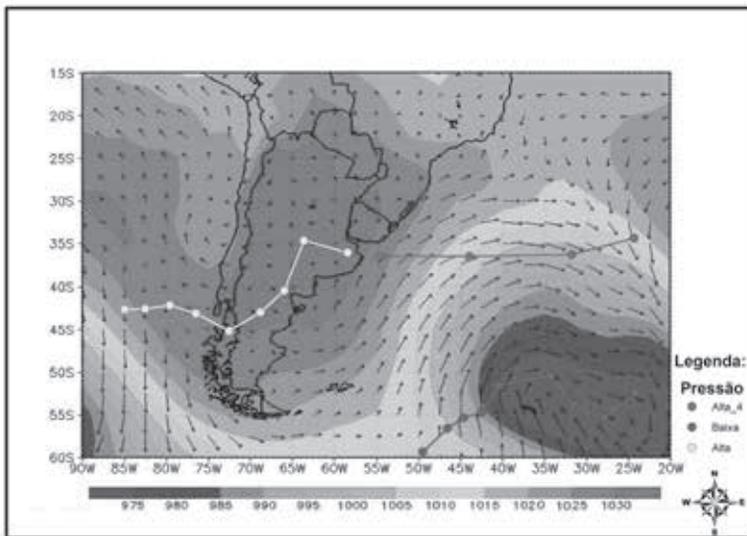


Figura 6: Ciclogênese padrão tipo I – de 19 a 23 de agosto de 2011. A linha cinza mais clara representa a alta pressão do padrão IV, linha branca alta pressão e linha cinza mais escura a baixa pressão. Estas linhas indicam a trajetória do ciclone (baixa pressão) e anticiclone (alta pressão).

A finalidade da identificação dos padrões meteorológicos é verificar a influência de cada um destes na maré meteorológica dentro da Enseada. Estudos sobre o assunto realizados por Trucolo (2006) na região de São Francisco do Sul identificaram que a resposta do nível do mar à tensão de cisalhamento do vento sul longitudinal à costa, com magnitude de 1N/m^2 , pode gerar um aumento no nível do mar de 1,6 centímetro com um tempo de resposta de 6 horas.

Para fazer a análise do efeito do vento de cada padrão meteorológico foram extraídos dois pontos da base de dados de reanálise do NCEP – NOAA, um ponto ao Norte do Golfo de San Matias na Argentina na Latitude 40S e Longitude 55W (Ponto A) e outro ponto ao Leste do Estado de Santa Catarina no Brasil na Latitude 27,5S e Longitude 42,5W (Ponto B), identificados na Figura 7. A escolha da localização destes pontos relaciona-se ao fato destes encontrarem-se próximos à quebra da plataforma continental onde a direção das ondas não sofre refração pela interação com a profundidade e as ondas seguem a direção do vento que as gerou.

A intensidade e a direção do vento foram analisadas no ponto A do dia 19 ao dia 22, período onde o padrão foi do tipo I e a direção da pista de vento foi predominantemente de Sudoeste (Figura 7). A partir da identificação da direção da pista de vento com seu respectivo dia, percebe-se que no dia 23 o padrão passa a ser tipo IV e a pista de vento passa a ter direção de Leste. A análise do ponto B é, portanto, realizada a Leste do estado de Santa Catarina, porque neste período na região do ponto A os ventos do padrão IV ainda possuem direção predominante de Norte (Figura 8). A extensão das pistas de vento foi acima dos 1600 km atingindo um máximo aproximado de 2800 km no dia 20 com velocidade do vento a 19,88 m/s (Tabela 2).

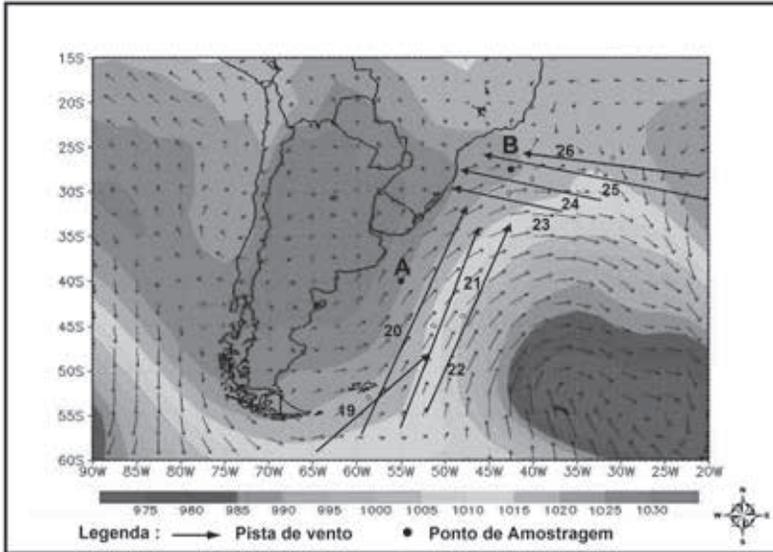


Figura 7: Trajetória da pista de vento dos dias 19 a 26 de agosto de 2011.

Tabela 2: Direção, comprimento, padrão meteorológico, velocidade média e tensão de cisalhamento da pista de vento.

Nº Dias	Data	Comprimento (Km)	Padrão	Velocidade média (m/s ²)	Direção Vento	Tensão cisalhamento (N/m ²)
1	19/08/2011	1622	1	10,71	SW	0,26
2	20/08/2011	2861	1	19,88	SW	0,87
3	21/08/2011	2698	1	14,78	SW	0,45
4	22/08/2011	2630	1	7,06	SW	0,07
5	23/08/2011	2191	1	8,44	E	0,13
6	24/08/2011	1598	4	13,97	E	0,33
7	25/08/2011	2539	4	12,94	NE	0,27
8	26/08/2011	2015	4	10,4	NE	0,16

A partir da comparação da direção e intensidade do vento nos dois pontos (A e B), com uma defasagem de 6 horas de antecedência ao registro da maré, com a maré meteorológica medida na Enseada, observa-se que ventos predominantemente provenientes de Sudoeste e Sul a partir do dia 20 causam uma maré meteorológica positiva, aumentando em até 0,43m o nível acima da maré astronômica. Este aumento se estende até o dia 23, quando a pista de vento passa a vir de Leste, causando a diminuição do nível e ocasionando uma maré meteorológica negativa a qual atingiu seu nível mínimo no dia 26 com -0,40m. No mesmo padrão, a direção das ondas foi predominantemente de Sudeste do dia 19 ao dia 24 e com ondas de Leste do dia 24 ao dia 26 (ver Figura 2).

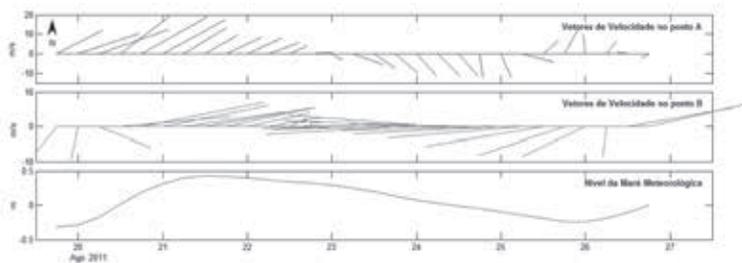


Figura 8: Intensidade e direção do vento no ponto A e B em comparação com o nível da maré meteorológica na Enseada do Itapocorói.

A maré meteorológica na Enseada que ocorreu no período de 19 a 26 de agosto de 2011, onde teve um aumento significativo na altura das ondas a partir do dia 22, coincidiu com o aumento da velocidade do vento a partir do dia 19, com velocidade média de 10,71m/s induzindo uma tensão de cisalhamento na água de 0,26N/m² (Tabela 2). O pico da tempestade foi no dia 24 de

agosto, em resposta ao vento do dia 20 com velocidade média de 19,88m/s induzindo uma tensão de cisalhamento na água de 0,87N/m² e do dia 21 com velocidade de 14,78m/s e uma tensão de cisalhamento de 0,45N/m². Neste evento as ondas medidas no ADCP chegaram a alturas significativas de até 3m com a direção predominantemente de Sudeste do dia 19 ao dia 24 e com ondas de Leste do dia 25 ao dia 26 (ver Figura 2).

A configuração da ciclogênese que gera marés de tempestade na Enseada é um centro de baixa pressão a Leste e um de alta pressão a Oeste, formando uma pista de vento. Constatase que as células anticiclônicas dos padrões de ciclogênese I, assim como II e III, muitas vezes estacionam-se a Leste do Brasil se tornando um padrão tipo IV. Assim sendo, nota-se que o evento que registrou a maior altura (3m) de ondas acontece devido ao fato da pista de vento formada pelo padrão tipo I ser maior que a pista gerada por outros padrões, sendo este imediatamente precedido por um evento do padrão IV. Dessa forma conclui-se que a intensificação das alturas de ondas coincide com a direção e tamanho da pista de vento, relacionando-as com a resposta positiva da maré meteorológica a ventos provenientes da direção Sudoeste e Sul e conseqüentemente à maré meteorológica, e com uma resposta negativa a ventos de Norte agindo na região da Argentina.

Gan & Rao (1991) e Sinclair (1995) analisando ciclones extratropicais apresentaram resultados semelhantes ao verificar que a região da ciclogênese acontece a Leste da Argentina e Sul do Uruguai. Assim como Truccolo (2006) que identifica uma maré meteorológica positiva em resposta ao vento Sul longitudinal à costa e uma maré meteorológica negativa em resposta ao vento Norte longitudinal à costa.

3.3 Perfil Praial

Durante o mesmo período de fundeio do ADCP, foi realizado um esforço de medição de perfis de praia subaéreos em três pontos (P3, P23 e P39) da Enseada do Itapocorói (ver Figura 1) com frequência média de 3 dias, de acordo com a Tabela 3.

Tabela 3: Dias de aquisição dos perfis 03, 23 e 39.

Perfil/data	22/08	24/08	26/08	31/08	02/09	05/09	12/09	14/09	16/09	19/09	21/09
Perfil 03	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Perfil 23	x	x		x	x	x	x	x		x	x
Perfil 39		x	x	x	x	x	x	x	x	x	X

Metodologias de perfil praial são utilizadas no intuito de medir a dinâmica das praias numa variedade de escalas de tempo em resposta a variações sazonais de processos costeiros, como as diferentes exposições do ambiente à energia de ondas (Araujo et al., 2010).

Neste contexto a medição de perfis foi realizada com auxílio de uma estação total, sendo esta posicionada a partir da triangulação com referenciais de nível (RNs) próximos a cada ponto de medição. Cada perfil analisado parte de um RN e segue um azimute predefinido, sendo utilizadas estacas (balizas) de metal para a orientação. Os perfis foram realizados até a cota aproximada de -1m em relação ao nível médio do mar, em busca de atingir, pelo menos, a cota zero em relação ao *datum* do IBGE.

Os dados obtidos em forma de coordenadas geográficas (x,y,z) foram transformados em distância e cota através de processos trigonométricos. O volume da praia (acima da cota zero IBGE) foi calculado para cada levantamento e os dados foram comparados com os perfis medidos no dia 24 de agosto a fim de identificar as variações volumétricas da praia. Foi escolhido este dia por ser o primeiro dia em que todos os perfis analisados foram medidos.

Os resultados dos perfis medidos e a variação destes em relação ao perfil medido dia 24 de agosto podem ser visualizados na Figura 9. Esta indica que o ponto 3, por estar localizado em uma zona mais protegida da praia, apresenta as menores variações de volume, sendo inferiores a 2 m^3 .

O ponto 23, representativo da região intermediária, está localizado ao norte da ZEA e, por outro lado, é o que apresenta a maior variação de volume. Entre os dias 23 e 24 de agosto o perfil perdeu mais de 2m de largura e quase 15 m^3 do seu volume subaéreo. Esta perda está associada às maiores alturas de ondas que assolaram a Enseada e atingiram seu pico na madrugada entre esses dois dias (ver Figura 2 e Figura 9). Após a passagem do evento com as maiores alturas de ondas (29 de agosto), observa-se que o perfil recupera parte do seu volume, entretanto segue com volume inferior ao inicial. No dia 31 de agosto este perde novamente cerca de $2,5 \text{ m}^3$ em relação ao dia 29 do mesmo mês e, a partir de então o perfil segue, pelo menos pelos próximos 5 dias aumentando seu volume. Neste período foram medidas ondas com altura significativa menor que 1,5m. No dia 12 de setembro, observa-se novamente uma perda volumétrica (em relação ao dia 05 do mesmo mês) associada ao evento de maior energia ocorrido entre os dias 05 e 09 de setembro com ondas que superaram 1,5m durante boa parte deste período, chegando a quase 2,5m no dia 06. Entre os dias 12 e 14, foram medidas as menores ondas do período (0,5m) e o perfil 23 recuperou aproximadamente $1,5 \text{ m}^3$. No dia 19 de setembro, após mais de três dias com ondas acima de 1,5m o perfil volta a perder volume e no dia 21, com a continuação do evento de ondas acima de 1,5m o perfil segue perdendo volume subaéreo.

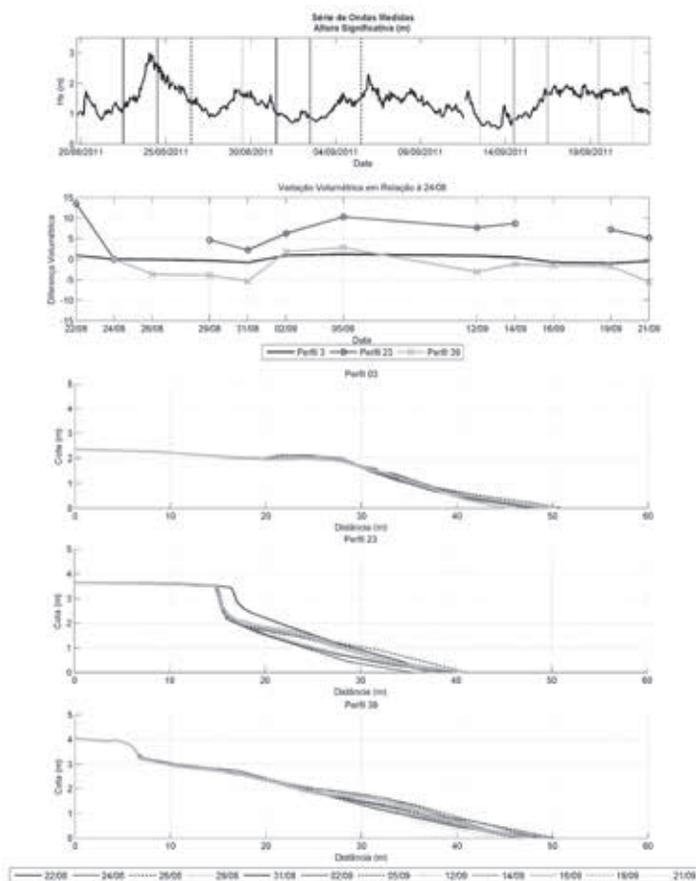


Figura 9: (a) Série de alturas significativas de ondas, (b) Variação volumétrica da porção subaérea dos perfis medidos na Enseada do Itapororó tendo como referências os volumes dos perfis do dia 24/08/2013, (c) Perfis medidos - P03, (d) Perfis medidos - P23, (e) Perfis medidos - P39.

O ponto 39 está localizado em uma saliência na praia causada pela presença da Laje do Jaques, região que ainda mantém duna e vegetação preservadas (ver Figura 1). Esta região da praia foi descrita por Pérez (2006) como a região onde se observam as correntes mais intensas e, conseqüentemente, as maiores taxas de

transporte. Neste perfil, foi observada uma perda de volume aéreo da praia entre o dia 24 (primeiro levantamento) e 31 de agosto. Entre 24 e 26 de agosto ocorreu a maior perda volumétrica de cerca de 4m^3 em função do evento com maiores alturas de ondas ocorrido entre os dias 23 e 24 do mesmo mês. A partir do dia 26, ondas de Leste atingem a área de estudo e transportam material da porção mais distal da saliência em direção ao Sul devido à obliquidade que as ondas chegam a esta, conseqüentemente reduzindo o volume sedimentar até o dia 31 de agosto, corroborando com Pérez (2010) que mostra que ondas de leste geram correntes da porção distal da saliência em direção ao Sul. Deste dia em diante, as ondas mudam sua orientação para Sudeste, reduzindo a obliquidade da onda e transportando material da porção Sul da Enseada em direção ao perfil 39, como apresentado por Pérez (2010) fazendo com que este aumente seu volume até o dia 5 de setembro. Entre o dia 5 e o dia 12 outro evento de maior energia chega à Enseada com ondas que atingem alturas próximas a 2,5m, reduzindo novamente o volume subaéreo da praia. A partir do dia 12, ondas de menor altura estão presentes e, embora essas sejam provenientes de Leste, não são capazes de erodir o perfil de praia. No dia 21 de setembro o perfil novamente apresenta erosão da porção subaérea de praia, chegando a 5m^3 menos que o perfil de referência do dia 24 de agosto.

Fucella & Dolan (1996) indicam que a maior parte da erosão do perfil praiar ocorre nas primeiras 6 horas de tempestade e aproximadamente 50% da perda ocorrida é recuperada nas primeiras 12 horas após a tempestade. Embora a medição de perfil de praia tenha ocorrido apenas em sua porção subaérea, foi possível observar que eventos de maior energia são capazes de erodir rapidamente esta porção do perfil, corroborando com os autores. No perfil 23,

1
por exemplo, um evento erodiu quase 15m^3 em 2 dias e, durante todo o período de monitoramento subsequente (28 dias) o perfil não foi capaz de recuperar a sua porção aérea. Com a não recuperação do perfil em pouco tempo, como descrito por Fucella e Dolan (1996), eventos sucessivos com maiores alturas de ondas ocorrendo em curto espaço de tempo podem causar problemas ainda maiores ao passo que podem erodir ainda mais a porção subaérea da praia gerando uma redução da faixa de areia da praia e, em alguns casos, erosão de ruas, calçadas e propriedades.

3.4 Modelagem Numérica

Como ferramenta para a simulação da variação dos perfis de praia durante os eventos de tempestade foi utilizado o módulo de perfil transversal – PETRA do Sistema de Modelagem Costeira (SMC) desenvolvido pelo IH – Cantabria (GONZALEZ et al., 2007). O PETRA é um modelo numérico que resolve, para um perfil de praia, as equações de propagação de ondas, geração de correntes e transporte de sedimentos dentro da zona de surfe (GONZALEZ et al., 2007). Além disso, o modelo computa as mudanças na batimetria associadas às variações espaciais do transporte de sedimentos, permitindo estimar o retrocesso da linha de costa e identificar áreas de erosão ou acumulação em função do transporte de sedimentos transversal à costa (IH CANTABRIA, 2001). A magnitude do transporte é função das características do meio (hidrodinâmica, sedimento e batimetria) e das condições hidrodinâmicas (ondulação e correntes induzidas por ondas) (IH CANTABRIA, 2001). O modelo tem como objetivo estimar a resposta do perfil perante a ocorrência de um evento de tempestade, podendo ser utilizado em simulações de curto prazo (até 96 horas) (IH CANTABRIA, 2001).

Em geral, admitem-se condições hidrodinâmicas estacionárias durante um intervalo de tempo determinado que geram uma variação na batimetria (perfil). Com o novo perfil recalculam-se as condições hidrodinâmicas e os novos fluxos de transporte, utilizando a discretização pelo método de diferenças finitas (IH CANTABRIA, 2001). Esse ciclo é repetido até a finalização do evento que se deseja simular.

O PETRA utiliza como dados de entrada a batimetria no domínio de cálculo (perfil); as características do sedimento (densidade, porosidade, ângulo de atrito interno, mediana do tamanho de grão); as características da água (temperatura e densidade); e as condições de mar (altura significativa de onda, período de pico, ângulo de incidência, maré meteorológica, maré astronômica e tempo de duração dessas propriedades) (IH CANTABRIA, 2001).

Como dados de entrada para a modelagem das respostas do perfil praiial a eventos de tempestade foram utilizados os dados de ondas e perfis praiiais apresentados nas seções 3.1 e 3.3. De forma a completar o perfil ativo também foram utilizados os dados de perfis de antepraia coletados entre os meses de maio de 2009 a fevereiro de 2010 para o Projeto Piçarras (DELFIN et al., 2010). Foram escolhidos arbitrariamente os perfis de antepraia que melhor se encaixavam aos perfis subaéreos de 2011. Os perfis completos foram obtidos através da união entre perfis subaéreos (2011) e perfis de antepraia (2010). A região entre o final do perfil subaéreo e o início do perfil batimétrico (antepraia) foi interpolada utilizando o perfil de equilíbrio de Dean (1977), conforme a Equação 1:

$$h=Ay^m \quad (\text{Equação 1})$$

Onde h corresponde à profundidade, A é um parâmetro determinado em função do diâmetro do sedimento da praia e y é a distância transversal à costa. Utilizando a classificação proposta por Klein & Menezes (2001) para a Enseada de Itapocorói, alterou-se o valor da variável m para cada perfil. Os valores de m usados foram os apresentados por Short (1999). Utilizou-se 0,78 para a região dissipativa (P03), 0,67 para a região intermediária (P23) e 0,40 para a região considerada refletiva (P39). Extrapolando até o extremo norte da Enseada os resultados do cálculo da profundidade de fechamento apresentado por Van den Heuvel et al. (2008), observou-se que todos os perfis de antepraia ultrapassam a profundidade de fechamento interna.

Através da análise realizada para os perfis de praia e dos parâmetros de onda medidos na Enseada conforme apresentado nas seções 3.1 e 3.3 determinou-se como evento extremo o evento ocorrido entre os dias 21 e 24 de agosto. Com o intuito de representar no modelo esse evento de maiores alturas de ondas foram utilizados 32 estados de mar com intervalos de 3 horas, totalizando 96 horas para as simulações. Esse período foi utilizado para os perfis P03 e P23, já para o perfil P39 foi utilizado o período entre 23 e 26 de agosto. O perfil P39 foi analisado considerando o intervalo entre os dias 23 e 26 de agosto por não existirem dados medidos para este perfil no dia 22 de agosto.

Foi realizada a propagação de ondas para toda Enseada a partir do ponto do ADCP utilizando o SMC, através do módulo OLUCA, que corresponde ao módulo de propagação de ondas baseado no modelo REF-DIF de Kirby e Özkan (1994) (GONZALEZ et al. 2007; Sprovieri et al., 2010). O modelo de ondas foi devidamente calibrado e validado para o período do experimento. Os valores de H_s , T_p , direção da ondulação incidente em

relação ao azimute dos perfis foram obtidos através da extração da série temporal de ondas no ponto final de cada perfil analisado (i.e. ponto do perfil mais distante da costa) (ver Figura 1).

Na composição dos casos entre perfis e tempestades o modelo PETRA permite escolher qual formulação utilizar para o cálculo de dissipação de energia. Para todos os perfis selecionados foram rodados quatro cenários, cada um utilizando uma formulação diferente ([1] Battjes & Jansen (1978), [2] Thornton & Guza (1983), [3] Rattanapitikon & Shibayama (1998) e [4] Larson (1995), possibilitando inferir qual modelo de dissipação de energia de onda por quebra representa melhor o ambiente da Enseada do Itapocorói. Foram realizados testes de sensibilidade dos parâmetros disponíveis e os resultados de calibração e comparação entre os modelos são apresentados na forma de coeficiente de determinação (R^2) e erro quadrático médio (EQM). Os parâmetros R^2 e EQM foram calculados através da relação entre a cota do perfil medido e a cota do perfil simulado.

A calibração realizada para os três perfis mostra como resultado que a reprodução do modelo do ambiente simulado ultrapassa 97% independente do modelo de dissipação de energia utilizado. Analisando os valores da cota medida após o evento e a cota simulada (Figura 10) percebe-se que os diferentes modelos têm valores mais convergentes nas maiores cotas, esse comportamento explica-se pelo fato de que a porção subaérea do perfil, i.e. duna, foi a parte que sofreu menor mobilização durante a ação de ondas de alta energia, pois geralmente está em cotas acima do alcance da ação das ondas. A comparação entre os coeficientes de determinação (R^2) e erros quadráticos médios (EQM) para cada perfil analisado e cada modelo de dissipação de energia pode ser encontrada na Tabela 4.

Tabela 4: Tabela comparativa de coeficiente de determinação (R^2) e EQM para os perfis P03, P23 e P39 utilizando os diferentes modelos de dissipação de energia. Nível de confiança de 95%.

	P03				P23				P39			
	RS	BJ	TG	L	RS	BJ	TG	L	RS	BJ	TG	L
R^2	0,98	0,99	0,97	0,99	0,98	0,97	0,97	0,97	0,98	0,99	0,97	0,99
EQM (m)	0,18	0,16	0,28	0,15	0,26	0,34	0,53	0,34	0,37	0,31	0,42	0,30

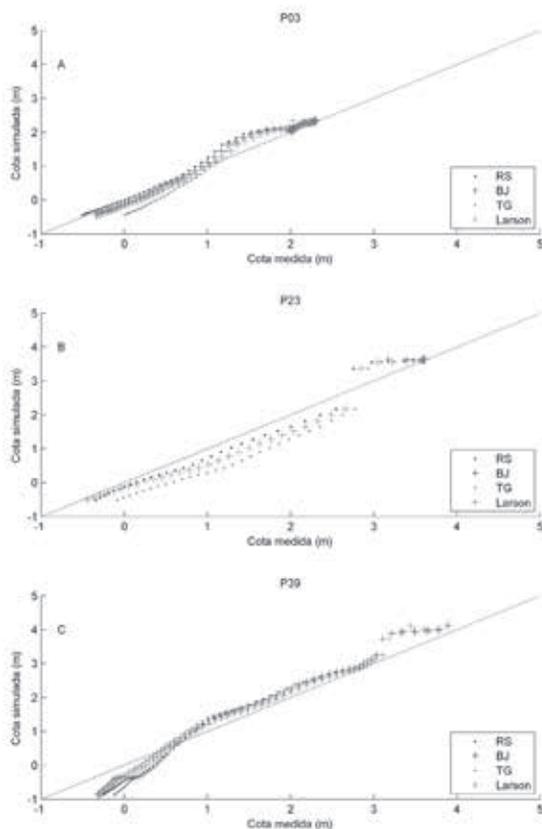


Figura 10: Gráfico de dispersão da cota medida e cota simulada para cada um dos modelos de dissipação de energia de onda.

Por localizar-se na porção mais ao sul da Enseada, na Praia Alegre, o perfil P03 é protegido de eventos de tempestade de Sul/Sudeste. Tempestades provenientes destes quadrantes causam menor impacto nessa região da Enseada devido ao promontório adjacente (Ponta da Penha). Os resultados das simulações utilizando os diferentes modelos de dissipação de energia podem ser observados nas Figura 10A e Figura 12A. Embora todos os modelos tenham apresentado coeficientes de determinação maiores que 0,97 é possível observar que o modelo de Larson (1995) consegue reproduzir com maior semelhança as modificações que ocorreram no P03.

O perfil P23 apresenta uma maior variação de profundidade, e sua zona de surfe é bem próxima à face praial. Durante eventos de tempestade existe a tendência de formação de bancos, porém não há sedimento disponível em quantidade suficiente na forma de pós-praia ou duna frontal para o desenvolvimento dos bancos, resultando em retração da linha de costa. Considerando os resultados obtidos para o perfil P23 (Figura 10B e Figura 12B) percebe-se que todos os modelos estimam um maior volume de sedimento na parte subaérea do perfil do que o dado obtido em campo. Isso pode ser explicado pelo fato dos perfis que compõem o dado de entrada do modelo serem uma combinação entre os dados de antepraia de 2010 e dados subaéreos de 2011. O perfil P23 foi o perfil que apresentou maior defasagem entre o final do perfil subaéreo e o começo do perfil de antepraia, defasagem explicada pelo intervalo de um ano entre as amostragens próximas a ZEA. Tendo isso em consideração e que os modelos tendem a calcular a forma de equilíbrio do perfil, esse volume extra calculado por todos os modelos pode ser considerado como uma tentativa do modelo de colocar o sistema em equilíbrio. Considerando os valores do coeficiente de determinação (R^2) e o erro médio quadrático (EQM) (Tabela 4), pode-se afirmar que o perfil

1

que melhor se ajusta aos dados medidos em campo é o gerado utilizando o modelo de dissipação de energia de Rattanapitikon & Shibayama (1998), pois ele suaviza a declividade do perfil enquanto os outros modelos tendem a não gerar retrações significativas na linha de costa.

A região norte corresponde à parte mais exposta da Enseada (Figura 11) e sujeita às maiores ondulações incidentes (P39). Os perfis da porção norte da Enseada, praia de Itajuba, possuem sedimento disponível para remobilização no pós-praia, sendo possível observar a formação de berma, e na antepraia existe formação de bancos. Os perfis simulados, através das quatro alternativas de formulações, enquadram-se no prisma praiado do perfil medido (Figura 12C).

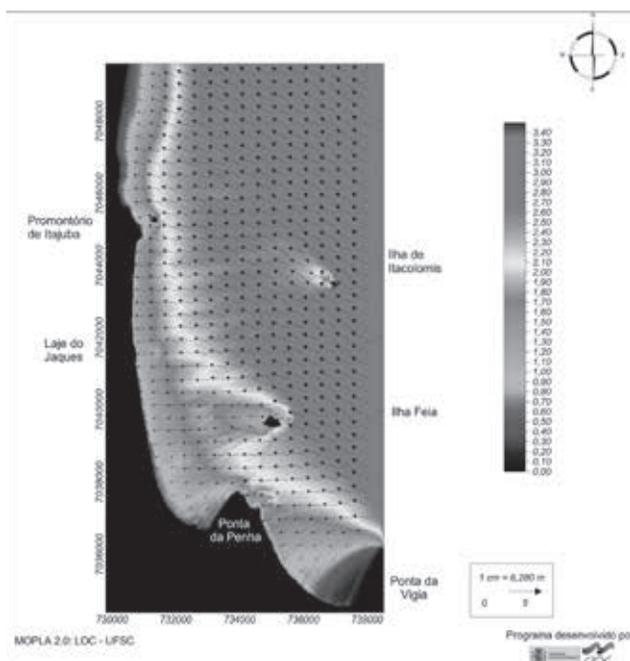


Figura 11: Propagação de ondas através do módulo OLUCA-SP do SMC. Caso simulado com H_s de 2,9 metros, T_p de 15,61 segundos e direção de 116,58 (Sudeste).

Para a análise das respostas dos perfis de praia a eventos de tempestade conclui-se que, para Enseada do Itapocorói, os modelos de Battjes & Jansen (1978) e Larson (1995) mostraram-se mais eficientes na reprodução dos casos analisados. Estes modelos tendem a produzir resultados mais semelhantes entre si, apresentando pequenas diferenças no coeficiente de determinação (R^2) e no EQM (Tabela 4). Entretanto o modelo de Larson (1995) é capaz de reproduzir a formação de bancos (Figura 12C). O modelo de Thornton & Guza (1983) tende a apresentar resultados mais acentuados, superestimando a influência da variação na batimetria (Figura 12A e Figura 12B). E o modelo proposto por Rattanapitikon & Shibayama (1998) tende a suavizar o perfil, atenuando gradientes de declividade que possam existir, sendo mais eficaz para perfis de praias dissipativas (Figura 12A).

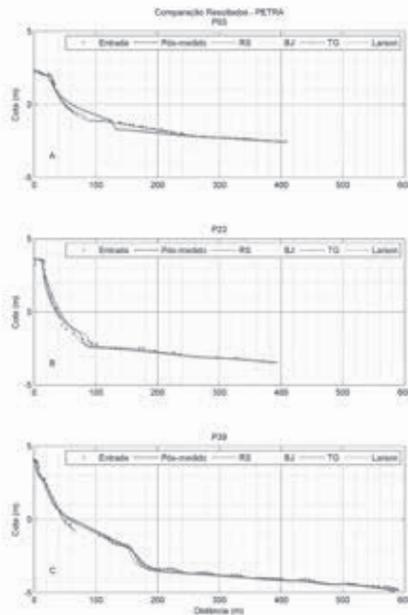


Figura 12: Resultado das simulações através do PETRA. [A] P03; [B] P23; e [C] P39.

Por fim, observando os resultados medidos e simulados conclui-se que a modelagem numérica é uma ferramenta eficiente ao ser aplicada em estudos de marés de tempestades, desde que se tenham bons dados de entrada para o modelo utilizado. Caso haja um conjunto de dados para calibrar o modelo de forma correta, os resultados podem ser extrapolados também para outras áreas da Enseada. Dessa forma, a modelagem numérica passa a ser uma importante ferramenta no suporte da tomada de decisões na gestão costeira e fazer previsões para o futuro no caso de ocorrência de eventos extremos.

4. Estudo de Caso II: Camping da Barra

Durante eventos extremos, como tempestades tropicais e extratropicais, praticamente todas as praias apresentam alguma susceptibilidade à erosão. O problema em si não é a erosão costeira e sim quando esta traz prejuízos socioeconômicos para a população. Assim sendo, diferentemente do primeiro estudo de caso, neste, a praia é analisada com apenas uma metodologia de avaliação de marés de tempestades. Por ser um trecho do litoral pouco ocupado, estes eventos não são intensamente estudados como o exemplo da Enseada do Itapocorói, ou seja, marés de tempestades e, conseqüentemente, erosão costeira ocorrem, mas com menores ou nenhuma consequência para a população.

Neste contexto, o monitoramento do comportamento da posição da linha de costa na praia do Camping da Barra buscou identificar os impactos gerados em escala de eventos, por conta da incidência das ondas em períodos de marés de tempestades. Levantamentos topográficos de perfis transversais à praia e registros da posição do indicador da linha de costa foram realizados em função da previsão da incidência de ondas.

Para definir quando ir a campo e obter dados da morfologia da praia representativos do momento prévio a um evento de alta energia, diariamente foi verificada a previsão de ondas gerada no modelo WaveWatch III (WWIII), disponibilizada *online* pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) (<<http://www.cptec.inpe.br/ondas>>). Quando foi indicado pela previsão ondas acima de 3m de altura significativa junto à costa, registros da situação morfológica da praia foram realizados, representando a condição prévia à incidência das ondas. Após os trabalhos de campo a verificação da previsão de ondas passou a buscar o momento com uma menor agitação marítima para voltar a campo e obter as informações da condição morfológica da praia posterior a incidência das ondas de tempestade, permitindo conhecer a variação do evento. Para tal, a metodologia de localização precisa GPS – RTK foi adotada.

4.1 Método GPS-RTK

O método GPS-RTK é empregado para registrar dados dos perfis transversais, aplicando o posicionamento relativo estático rápido que é um método confiável e preciso (MONICO, 2008), além de eficaz e versátil (SCHWEITZER, 2013). Os registros da posição do indicador da linha de costa também utilizaram o método GPS-RTK, aplicando o posicionamento relativo cinemático em tempo real, que permite registrar com agilidade a posição da linha de costa (ROCHA et al., 2008; BAPTISTA et al., 2011; SCHWEITZER, 2013).

O indicador da posição da linha de costa utilizado foi a base da escarpa da duna frontal, por se tratar de uma feição que proporciona uma representatividade considerável nas respostas da praia frente à incidência de ondas em eventos de alta energia (SCHWEITZER & KLEIN, 2012). A base da escarpa conforme indicado por Boak & Turner (2005) é um indicador bastante estável e representativo de processos erosivos.

As análises da variação na posição da linha de costa foram realizadas em ambiente SIG com utilização da ferramenta DSAS 4.0 (THIELER et al., 2009). O emprego do DSAS através da opção SCE (*Shoreline Change Envelope* – Variação Total da Linha de Costa) permite calcular a distância em metros entre as linhas de costa mais distante e a mais próxima da referência digital (*baseline*) (HIMMELSTOSS, 2009). Já na opção NSM (*Net Shoreline Movement* – Movimento da Linha de Costa no Tempo), o DSAS calcula a distância entre a linha de costa mais antiga e a mais recente dentre os anos analisados (HIMMELSTOSS, 2009).

Para as análises dos perfis transversais, os registros dos pontos obtidos em coordenadas geográficas (x, y, z), foram transformados em valores de distância e cota dos perfis, onde z é a cota. Os valores de distância foram obtidos pela transformação das posições (x, y) em distâncias entre cada ponto e a posição inicial (x', y') do perfil. Esta distância pode ser obtida por:

$$D = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2}$$

Assim D é a distância entre o ponto inicial e o ponto em questão no perfil.

O cálculo do volume (m^3/m) dos perfis foi realizado com tratamento matemático por integrais trapezoidais, que cria e calcula áreas de trapézios dentro do perfil, calcula e soma os volumes desses trapézios e, programadas em uma rotina de cálculos computacionais fornecem os valores de volume.

Assim, a partir da previsão de ondas com alturas significativas maiores que 3m pelo CPTEC, utilizaram-se os registros de altura máxima e direção das ondas obtidas pela boia ID ARGUS 69150 que é mantida pela Marinha do Brasil como parte do

programa *Global Ocean Observing System* (GOOS) da UNESCO (<<http://www.ioc-goos.org>>). Esta encontra-se fundeada a 140 quilômetros da costa a Sudeste da Ilha de Santa Catarina. Dessa forma, o acompanhamento das direções e alturas das ondas em águas profundas permitiu monitorar, a partir das grandes energias que se dirigiam à costa, o comportamento dos perfis transversais e da posição da linha de costa do mesmo primeiro evento analisado no estudo de caso anterior (Figura 13).

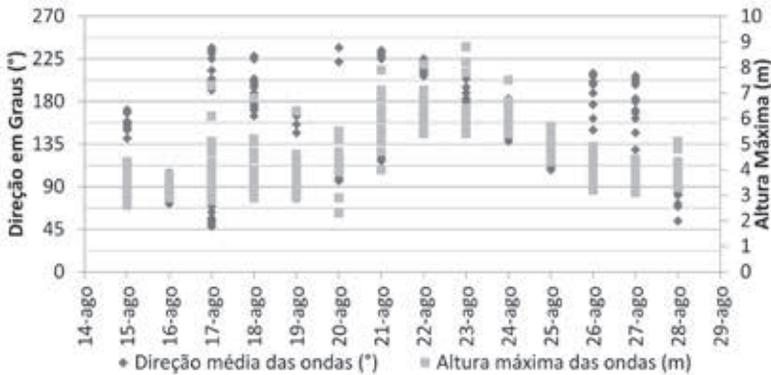


Figura 13: Alturas máximas de ondas registradas durante o período de estudo pela Boia Santa Catarina da Marinha do Brasil, dados e localização disponíveis em <<http://www.mar.mil.br/dhn/chm/meteo/prev/dados/dados.htm>>. Fonte: Schweitzer (2013).

No evento que ocorreu entre 15 (primeiro campo) e 28 (segundo campo) de agosto as ondas predominantes foram de Leste e Sudeste, com alturas máximas que ultrapassaram 7m provenientes de Sul e Sudoeste. As direções passaram então gradativamente de Sudeste até Leste com a altura das ondas diminuindo. A partir do dia 28 as alturas de ondas diminuiram para em torno dos 3m até o momento em que foi realizado o levantamento posterior ao evento.

Neste evento, no Camping da Barra, em todos os perfis analisados (ver Figura 1), o volume (m^3/m) diminuiu (Tabela 5). As variações negativas verificadas nos perfis transversais se refletem na variação da linha de costa, onde resultados negativos (-0,5m) na análise com o método NSM da linha de costa indicam a movimentação da base da escarpa terra adentro. Isto é consequência das ondas provenientes de Sul com influência de Sudoeste por 4 dias com altura máxima superior aos 6m, ultrapassando por vezes os 8m, que causaram a retirada do sedimento do perfil e influenciaram levemente a posição da linha de costa. Na Figura 14A com detalhe na Figura 14B, se verifica a espacialização das linhas de costa pré e pós-evento.

Tabela 5: Volumes (m^3/m) dos perfis nos levantamentos para o monitoramento do evento e respectiva diferença verificada.

Perfil	15/ago	28/ago	Diferença
P1	65,5	56,4	-9,1
P2	72,6	69,1	-3,5
P3	73,0	69,1	-3,9
P4	58,0	51,3	-6,7
P5	39,6	33,1	-6,5
P6	73,9	71,7	-2,2

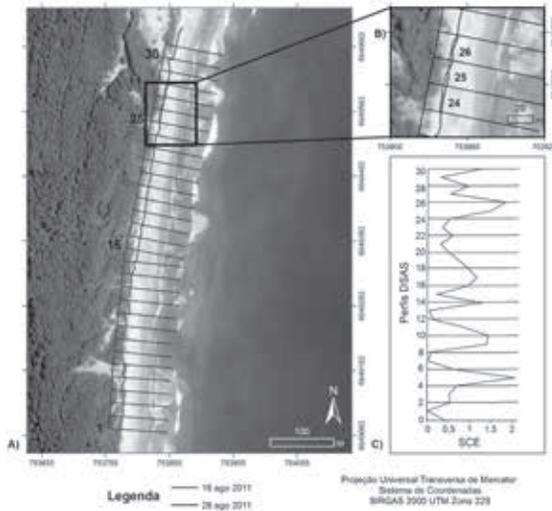


Figura 14: Variação da base da escarpa em metros no evento para o Camping da Barra. A) dados registrados antes e depois do evento, indicação dos perfis DSAS em 1, 15, 25 e 30; B) Detalhe da variação do indicador nos perfis DSAS 24, 25 e 26 e; C) Gráfico da variação analisada pelo método SCE no DSAS.

A redução do volume dos perfis frente à incidência das ondas durante os eventos é o comportamento esperado, pois o sedimento do pós-praia e da duna frontal é disponibilizado para a formação dos bancos que dissipam a energia das ondas, assim como é esperado o retorno do sedimento ao pós-praia nos períodos de baixa energia (SHORT, 1999). Resultados encontrados por Schweitzer (2013) analisando o mesmo local demonstram que, durante cinco eventos analisados no período de um ano, ocorreu redução do volume na grande maioria dos perfis de forma individual para cada evento, entretanto ao analisar os eventos como um todo foi verificada uma variação positiva no volume em todos os perfis transversais. No mesmo período foi verificada uma pequena variação em direção a terra da posição da linha de costa, o que pode sugerir uma tendência erosiva em longo prazo, atenuada por processos sazonais da dinâmica costeira.

O método GPS-RTK possui uma boa precisão para obtenção de dados de perfis transversais e linha de costa, incluindo cotas altimétricas adquiridas próximas ao nível do mar. Dessa forma, os resultados por ele apresentados indicam que mesmo em ambientes naturais, as marés de tempestade também causam erosão/retração da linha de costa.

5. Considerações Finais

Uma série de metodologias para análise de marés de tempestade com base em diferentes tipos de dados foi apresentada no decorrer deste capítulo. Destas, tanto as análises baseadas em medições de campo, como aquelas em dados de reanálise atmosférica e simulações de perfil podem ser consideradas de grande valia para a compreensão de eventos extremos, podendo ser aplicadas nas diferentes costas ao longo do globo para entender eventos passados e futuros. Cabem, ainda, algumas considerações sobre as metodologias utilizadas:

- A análise de dados medidos em campo como ondas, perfil de praia e linha de costa é bastante conhecida na literatura e segue sendo utilizada em muitos estudos. Dados medidos em campo são sempre uma forma confiável de se avaliar as condições físicas de um ambiente de maneira a reconhecer também suas condições atípicas;

- Estudos de padrões meteorológicos associados às marés de tempestades são relativamente recentes e poucos foram os trabalhos que utilizaram este tipo de análise. No entanto, compõem parte importante das análises de eventos de tempestade, uma vez que estão relacionados à sua causa auxiliando na previsão deste tipo de eventos;

- Uma análise robusta para quantificar o comportamento do perfil de praia através de modelagem numérica foi apresentada no trabalho. A simulação das respostas dos perfis de praia a um evento de tempestade através do modelo SMC (módulo PETRA) mostrou que o modelo adotado é capaz de computar com bastante eficácia, para a Enseada do Itapocorói, as alterações sofridas pelos perfis de praias devido ao transporte de sedimentos transversal a linha de costa durante a ação de eventos de maior energia. Assim, considera-se que modelos numéricos de transporte de sedimentos, desde que bem calibrados, são ferramentas importantes na análise de tempestades de maré e de suas consequentes respostas passadas e futuras na costa.

A escolha do método a ser empregado depende do objetivo do estudo e disponibilidade de dados, recursos e infraestrutura. Dados medidos são importantes para a compreensão do ambiente, entretanto nem sempre estão disponíveis e, em geral são gerados para curtos períodos de tempo, dessa forma a análise de dados de modelos (meteorológicos e oceanográficos) serve como ferramenta complementar ao estudo, que possibilitam uma análise de maior escala (temporal e espacial) e permitem, quando bem ajustados, a análise de diferentes cenários de um mesmo ambiente.

A utilização integrada das diferentes metodologias propostas permite o conhecimento completo das marés de tempestade, desde a sua formação, desenvolvimento e as suas consequências junto à costa. Independente do tipo de ambiente praias, as marés de tempestade podem causar erosão/retração da linha de costa, porém com maior intensidade conforme o aumento do grau de antropização do local, indicando a influência desta sobre os processos praias.

Agradecimentos:

Os autores agradecem a UNIVALI pelo apoio de campo nas medições dos perfis subaéreos e linha de costa e a Chicago Bridge and Iron (CBI) pela participação no projeto. A pesquisa teve o apoio do Fundo Clima - MMA (35/2012), Projeto SMC (048/2012), CAPES (Rede Riscos Costeiros 09/2009 e Projeto Professor Visitante Especial A047_2013), CNPQ (Univerval/2008 [Proc. No. 471068/2008-0] e CTTrans/44-2008 [Proc. No. 575008/2008-3] e Bolsa de Produtividade em Pesquisa – Nível 2 [Proc. No. 303550/2012-0]), PRH-PB240 (PETROBRAS) e Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Santa Catarina.

6. Referências bibliográficas

ARAUJO, R. S.; SPROVIERI, F. C.; FREITAS, D.; KLEIN, A. H. F. Variação da Morfologia Praial e Identificação de Zonas de Erosão Acentuada (ZEA) na Enseada do Itapocorói - SC. **Brazilian Journal Of Aquatic Science And Technology**, 14(1), p.29-38, 2010. Doi: <http://dx.doi.org/10.14210/bjast.2010v14n1>

ARAUJO, C. E. S.; FRANCO, D.; MELO, E.; PIMENTA, F. Wave Regime Characteristics of the Southern Brazilian Coast. *In: International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries (COPEDEC)*, 6., 2003, Colombo, Sri Lanka. **Anais... [S.I.:s.n.]. CD-ROM.**

BAPTISTA, P.; CUNHA, T.; BERNARDES, C.; GAMA, G.; FERREIRA, O.; DIAS, J.A. A precise and efficient methodology to analyse the shoreline displacement rate. **Journal of Coastal Research**, Florida, v. 2, n. 27, p. 223-232, 2011.

BATTJES, J. A.; JANSSEN, J. P. F. M. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. *In: Proceedings 16th International Conference Coastal Engineering*, Houston, TX, ASCE, New York. 1:569–589, 1978. ISSN 2156-1028.

BOAK, A. C.; TURNER, I.L. Shoreline Definition and Detection: A Review. **Journal of Coastal Research**, v. 21, n. 4, p. 688-703, 2005.

CARTER, R. W. G. **Coastal Environments: An Introduction to physical, Ecological, and Cultural Systems of Coastlines**. 617 p., London: Academic Press, 1988. ISBN 0-12-161855-2.

COWELL, P.J.; THOM, B.G. Morphodynamics of coastal evolution. *In*: CARTER, R.W.G.; WOODROFFE, C.D. (Org). **Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics**, p. 33-86, 1994. Cambridge: Cambridge University Press. ISBN 9780521598903.

DEAN, R.G. **Equilibrium Beach Profiles: U.S. Atlantic and Gulf Coasts. Department of Civil Engineering**. Ocean Engineering Report Nº. 12, University of Delaware, Newark, DE, 1977.

DELFIN, V.; CECCONELLO, C.; TESSLER, T.; ARAUJO, R. S.; CARVALHO, J. L. B.; KLEIN, A. H. F. Levantamento do Perfil da Antepraia com Uso de Moto Aquática e ADCP (“*Acoustic Doppler Current Profilers*”) como Compensador de Ondas. *In*: Congresso Brasileiro de Oceanografia, 3, 2010. Rio Grande do Sul (RS). **Anais... [S.I.:s.n.]. CD-ROM**.

FRANCO, A. S. **Marés: Fundamentos, Análise e Previsão**. 2 ed., 344 p., 2009. Base de Hidrografia da Marinha em Niterói - BHMN, Niterói, RJ, Brasil. ISBN 9788572930581.

FUCELLA, J.E.; DOLAN, R. Magnitude of Subaerial Beach Disturbance During Northeast Storms. **Journal of Coastal Research**. Fort Lauderdale, Florida, Spring, v. 12, n. 4, p. 420-429, 1996. ISSN 0749-0208.

GAN, M. A.; RAO, B. V. Surface cyclogenesis over South America. **American Meteorological Society**. Monthly Weather Review, 119(5):1293-1302, 1991. Doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119<1293:SCOSA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119<1293:SCOSA>2.0.CO;2)

GODIN, G. **The Analysis of Tides**. University of Toronto Press, 264 p., 1972.

GONZALEZ, M.; MEDINA, R.; GONZALEZ-ONDINA, J.; OSORIO, A.; MÉNDEZ, F.J.; GARCIA, E. An Integrated coastal modeling system for analyzing beach processes and beach restoration projects, SMC. **Computer & Geosciences**, 33:916-931, 2007. Doi:10.1016/j.cageo.2006.12.005

HIMMELSTOSS, E. A. "DSAS 4.0 Installation Instructions and User Guide" *In*: Thieler, E.R.; Himmelstoss, E.A.; Zichichi, J.L.; Ergul, Ayhan, 2009. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 — An ArcGIS extension for calculating shoreline change: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278.

HOEFEL, F. G.; KLEIN, A. H. F. **Parecer Técnico Sobre as Potencialidades da Enseada do Itapocorói e Imediações como Área Fonte de Sedimento para o Engordamento Artificial da Praia de Piçarras (SC)**, 1997. Universidade do Vale do Itajaí, Faculdade de Ciências do Mar, Itajaí – SC.

IH CANTABRIA, INSTITUTO DE HIDRÁULICA AMBIENTAL DA CANTABRIA. **Sistema de Modelado Costero, SMC: Manual de Referencia – Petra 2.0**, 90p., 2001. Universidad de Cantabria y Dirección General de Costas, Ministerio de Medio Ambiente. Cantabria, España.

JICA. Feasibility Study on the Flood Control Project in the Lower Itajaí River Basin: Final Report, Supporting Report: Japan International Cooperation Agency, 1990.

KIRBY, J. T.; ÖZKAN, H. T. **Combined refraction/diffraction model for spectral wave conditions. Ref/Dif s version 1.1. Documentation and user's manual**. Report N°. CACR-94-04, Center Applied Coastal Research, University of Delaware, 1994.

KLEIN, A. H. F.; MENEZES, J. T. Beach Morphodynamics and Pro- le Sequence for a Headland Bay Coast. **Journal of Coastal Research**, West Palm Beach, Florida, v. 17, n. 4, p. 812-835, 2001. ISSN 0749-0208.

KLEIN, A. H. F., MENEZES, J. T., DIEHL, F. L.; ABREU, J. G. N., POLETTE, M., SPERB, R. M., SPERB, R. C. SANTA CATARINA. *In*: MUEHE, D. (Org.). **Erosão e progradação do litoral brasileiro**, 476 p., 2006. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. Brasil. ISBN 85-7738-028-9.

KRUEGER, J. **Análise dos parâmetros meteorológicos e oceanográficos dos eventos de ressaca, ocorridos entre Janeiro de 2001 a Dezembro de 2010, no estado de Santa Catarina**. 2011. 77 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Oceanografia). Universidade do Vale do Itajaí. Itajaí, SC, Brasil.

LARSON, M. Model for decay of random waves in the surf zone. **Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering**, v. 121, n. 1, p.1–12, 1995.

LEAL, P. C. **Sistema Praial Moçambique Barra da Lagoa, Ilha de Santa Catarina, Brasil: Aspectos morfológicos, morfodinâmicos, sedimentológicos e ambientais**. 1999. 125 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, SC, Brasil, 1999.

MELO FILHO, E.; HAMMES, G. R.; FRANCO, D. Estudo de caso: A ressaca de agosto de 2005 em Santa Catarina. *In*: SEMINÁRIO E WORKSHOP EM ENGENHARIA OCEÂNICA, 2., Rio Grande. Anais... Rio Grande, 2006.

MONICO, J.F.G. **Posicionamento pelo GNSS – Descrição, Fundamentos e Aplicações**. 2ed. São Paulo: UNESP, 2008. 476 p. .

MONTEIRO, M. A.; FURTADO, S. M. A. O clima do trecho Florianópolis – Porto Alegre: Uma abordagem dinâmica. **Geosul**, Florianópolis, v. 19, n. 20, p. 117-133, 1995.

MUEHE, D. Aspectos gerais da erosão costeira no Brasil. **Revista Mercator**, v. 4, n. 7, p. 97-110, 2005.

MUEHE, D. (Org.). **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. Brasil, 2006, 476 p. ISBN 85-7738-028-9.

NOAA. **Estimated Value of Magnetic Declination**. NOAA. [2013]. Disponível em: <<http://www.ngdc.noaa.gov/geomagmodels/struts/cal-cDeclination>>. Acesso em: 12 dez 2013.

PEDERSEN, T.; DOLLE, A. Wave Height Measurements Using Acoustic Surface Tracking. **Proceedings Oceans**, Biloxi, MS, pp.1747-1754, 2002. Doi:10.1109/OCEANS.2002.1191898

RATTANAPITIKON, W.; SHIBAYAMA, T. Energy dissipation model for regular and irregular breaking waves. **Coastal Engineering**, v. 40, n. 4, p. 327-346, 1998.

ROCHA, C. P.; ARAÚJO, T. C., MENDONÇA, F. J. O. Aplicação de técnicas de posicionamento GPS tridimensional para localizar linhas de costa: Estudo de caso na praia de Boa Viagem, Recife/PE, Brasil. **Revista da Gestão Costeira Integrada**, 8(2), p.127-137, 2008. Doi: 10.5894/rgci139

RUDORFF, F.M.; BONETTI, J.; MORENO D. Maré de Tempestade. In: HERRMANN, M. L. de P. (Org.) Atlas de Desastres Naturais de Santa Catarina. 1º. ed. Florianópolis: Copy laser Gráfica Digital. SC, Brasil. 1: 117-120, 2006.

PARISE, C. K.; CALLIARI, L. J.; KRUSCHE, N. Extreme storm surges in the south of Brazil: Atmospheric conditions and Shore erosion. **Brazilian Journal of Oceanography**, 57:175-188, 2009.

PÉREZ, M.R (2010). **Estudio de la Estabilidad de las playas em la Enseada de Itapocorói**. 2010. 184f. Tesina (Master Universitario em Gestión Integrada de Zonas Costeiras), Departamento de Ciencias y Técnicas del Agua y del Medio Ambiente, Instituto de Hidráulica Ambiental “IH Cantabria”, Santander, España, 2010.

SCHWEITZER, A. **Monitoramento da linha de costa: uma análise de métodos e indicadores aplicados em investigações na escala de eventos**. 2013. 145 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, SC, Brasil, 2013.

SCHWEITZER, A.; KLEIN, A. H. F. Avaliação de indicadores da posição da linha de costa para monitoramento da evolução costeira. In: WORKSHOP ANTROPICOSTAIBEROAMERICA, 2., 2012, Montevideo. **Livro de resumos Montevideo**. Universidad de la Republica Uruguay, 2012. 50 p.

SHORT, A.D. **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**. Wiley, England, 1999. 379 p. ISBN: 978-0-471-96570-1.

SIMÓ, D. H.; HORN FILHO, N. O. Caracterização e distribuição espacial das “ressacas” e áreas e risco na ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. **GRAVEL**, 2:93-103, 2004.

SINCLAIR, M. R. An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. **Mon. Wea. Rev.** v.122, n.10, p. 2239-2256, 1994.

SINCLAIR, M.R. A Climatology of Cyclogenesis for the southern Hemisphere. **American Meteorological Society, Monthly Weather Review**, 123:1601–1619, 1995.

SINCLAIR, M. R. A Climatology of Anticyclones and Blocking for the Southern Hemisphere. **American Meteorological Society, Monthly Weather Review**, 124:245–264, 1996.

SPROVIERI, F. C.; FONTOURA, J. A. S.; CALLIARI, L. J.; BARLETTA, R. C. Modelagem Numérica do transporte de areia na praia do Cassino – RS, Brasil. In: SEMINÁRIO E WORKSHOP EM ENGENHARIA OCEÂNICA, 4., 2010. FURG, Rio Grande/RS.

SVERDRUP, H. V.; MUNK, W. H. Wind, Sea and Swell: Theory of Relations for Forecasting, Washington, U.S.Navy Hydrographic Office, Publication N° 601, 1947.

1

THIELER, E. R.; HIMMELSTOSS, E. A.; ZICHICHI, J. L.; ERGUL, A. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0- An ArcGIS extension for calculating shoreline change: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278, 2009.

TRUCCOLO, E.C.; FRANCO, D.; SCHETTINI, C.A.F. The low frequency sea level oscillations in the northern coast of Santa Catarina, Brazil. **Journal of Coastal Research**, 39(SI):547-552, 2006. ISSN 0749-0208.

THORNTON, E. B.; GUZA, R. T. Transformation of wave height distribution. **Journal of Geophysical Research**. 88:5925-5983, 1983. Doi: 10.1029/JC088iC10p05925

USACE (US ARMY CORPS OF ENGINEERS), Water Levels and Long Waves. (2002) *In*: USACE. Coastal Engineering Manual – Chapter 5, Part II. Vicksburg, Mississippi: EM 1110-2-1100. 76p.

VAN DEN HEUVEL, S.; HOEKSTRA, R.; ZEEUW, R.; ZOON, A. **Case Study Piçarras Beach: Erosion and Nourishment of a Headland Bay Beach**. Final Report. Delft, Holland, 2008.