

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

Ana Paula da Silva

**REGISTRO DA DIREÇÃO DE ONDAS PREDOMINANTES  
DURANTE O HOLOCENO TARDIO**

Florianópolis  
2018



Ana Paula da Silva

**REGISTRO DA DIREÇÃO DE ONDAS PREDOMINANTES  
DURANTE O HOLOCENO TARDIO**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Santa Catarina como parte dos requisitos para obtenção do Grau de Mestre em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Henrique da Fontoura Klein

Florianópolis  
2018

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor, através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Silva, Ana Paula da

Registro da Direção de Ondas Predominantes Durante o Holoceno Tardio / Ana Paula da Silva ; orientador, Antonio Henrique da Fontoura Klein, 2018.

140 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Ciências Físicas e Matemáticas, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Florianópolis, 2018.

Inclui referências.

1. Oceanografia. 2. Proxy Paleoceanográfica. 3. Atlântico Sul Subtropical. 4. Cordões de Dunas Frontais. 5. Fluxo Direcional de Energia de Ondas. I. Klein, Antonio Henrique da Fontoura. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia. III. Título.

Ana Paula da Silva

**REGISTRO DA DIREÇÃO DE ONDAS PREDOMINANTES  
DURANTE O HOLOCENO TARDIO**

Esta dissertação foi julgada adequada para obtenção do título de “Mestre em Oceanografia”, e aprovada em sua forma final pelo Programa de Pós-Graduação em Oceanografia.

Florianópolis, 31 de agosto de 2018

---

Prof. Dr. Antonio Henrique da Fontoura Klein  
Coordenador do PPGOceano/UFSC

**Banca examinadora:**

---

Prof. Dr. Antonio Henrique da Fontoura Klein  
Orientador, UFSC

---

Prof. Dr. Antonio Fernando Harter Fetter Filho  
PPGOceano/UFSC

---

Prof. Dr. Tércio Ambrizzi  
IAG/USP

---

Prof. Dr. Christopher Hein  
Virginia Institute of Marine Science (VIMS)



## **Agradecimentos**

Aos meus pais, Márcia e Rogério, por serem meus alicerces. Por sempre estarem ao meu lado de modo incondicional, apoiando e influenciando a ser uma pessoa e profissional melhor.

Ao meu orientador, Prof. Antonio Klein, por todos os ensinamentos desde a graduação. O momento em que busquei esta orientação mudou a minha carreira profissional e terei sempre muito orgulho desta escolha. Muito obrigada pela oportunidade de desenvolver esta pesquisa.

Aos professores Antonio Fetter, Christopher Hein, Jarbas Bonetti, Fernando Méndez, José Maria Landim Dominguez, Janete Abreu, Carla Bonetti, Ricardo Meireles, e Duncan Fitzgerald pelas contribuições nas diversas fases desta pesquisa. Certamente elas ajudaram a guiar a construção deste trabalho.

Aos amigos e colegas do Laboratório de Oceanografia Costeira e do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da UFSC por todo o apoio científico e psicológico durante esta jornada. Em especial, gostaria de ressaltar as colaborações diretas de Micael Broggio, Bruna Pandolpho, Arthur Antônio Machado, Charline Dalinghaus, e José Maurício. Cada mapa, rotina de programação, referência ou discussão que vocês dedicaram a este trabalho auxiliou na evolução desta pesquisa.

Aos amigos e familiares que me acompanharam durante este tempo, estendendo a mão nos momentos difíceis e celebrando as conquistas alcançadas. Muito obrigada por tornarem o mundo um lugar melhor.

Ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia pelo suporte na minha formação como Mestre em Oceanografia.

Ao Ministério do Meio Ambiente (MMA) e à Agência Brasileira de Cooperação (ABC) pelo suporte financeiro através do projeto SMC-Brasil – Capacitação de Gestores Costeiros.





“Somewhere, something incredible is waiting to be known.”  
Carl Sagan



## RESUMO

O presente estudo apresenta uma avaliação da orientação de linhas de costa pretéritas para servirem como indicadores (*proxy*) da direção da ondulação predominante que incidiam na costa sul do Brasil durante o Holoceno Tardio. Para isto, foi utilizada uma série de dados de orientação de cordões de dunas frontais formados nos últimos 2700 anos na Planície da Pinheira (Santa Catarina-BR). O estudo se fundamenta no modelo de equilíbrio em forma em planta para praias de enseada, que afirma que a linha de costa se orienta de acordo com a direção da ondulação predominante no ponto de difração, logo, uma série de orientação de cordões poderia fornecer a direção do fluxo médio de energia de ondas incidente nas linhas de costa pretéritas. Para verificar esta hipótese, foi utilizado o modelo numérico de propagação de ondas OLUCA-SP (SMC-BR) e a série de dados de ondas de reanálise de 60 anos (1948-2008), com resolução horária (base de dados do SMC-BR), para a batimetria atual e a batimetria de uma praia reconstruída (2000 anos atrás). Os resultados da propagação se mostraram similares entre os dois ambientes utilizados. As ondulações de 45-180° chegam à enseada com orientação para leste (86-96°). Os setores de 85 a 150° foram identificados como às direções predominantes e regentes da dinâmica praial da Pinheira devido à maior energia e potencial de transporte de sedimento longitudinal que os demais quadrantes no interior da enseada. A partir da orientação de 67 cordões na região central, as quais variaram entre 87 a 99°, observou-se ciclos de alternância entre as direções de ondas no Atlântico Sul nos últimos 2700 anos, variando entre os setores E-SE a S-SE. As zonas de geração de ondas no Atlântico Sul sofreram migrações meridionais, com predomínio de ondas de S-SE associado a fortalecimento dos gradientes de pressão e dos ventos de oeste em médias latitudes, enquanto os quadrantes E-NE a SE com períodos mais curtos se formam em zonas de geração mais próximas ao continente pela interação de sistemas frontais com a ASAS enfraquecida, e fortalecem os ventos de NE que favorece a formação de dunas parabólicas. Os padrões atmosféricos e de ondulação são coincidentes a períodos de SAM positivo (negativo) e La Niña (El Niño) com ondulações de S-SE (E-SE), bem como as divergências da temperatura do ar na superfície entre os hemisférios. Deste modo, confirma-se a hipótese que cordões de dunas frontais são *proxies* da direção de ondas predominantes no passado e das correspondentes forçantes atmosféricas e climáticas.

**Palavras-Chave:** *Proxy* Paleoceanográfica, Atlântico Sul Subtropical, Fluxo Direcional de Energia, Cordões de Dunas Frontais, SMC-BR.



## ABSTRACT

The study presents an evaluation of the former shorelines orientation as proxies to the predominant wave direction that incided on Southern Brazilian coast during the Late Holocene. For this, it was used a foredune ridge orientation series formed in the last 2700 years BP in Pinheira Strandplain (Santa Catarina-BR). The study is based on the Equilibrium Beach Planform Model for embayed beaches, which states that the shoreline is oriented according to the predominant wave direction at the diffraction point. Thus, a foredune ridge orientation series could provide the direction of the mean wave energy flux incident on the previous coastlines. To verify this hypothesis, the OLUCA-SP wave propagation model (SMC-BR) and the 60-year reanalysis wave data series (1948-2008), with hourly resolution (SMC- BR), was applied for the current and a reconstructed bathymetry from a former beach (2000 years BP). The results of the propagation were similar between both environments used. Waves from 45-180° reach the embayment with Easterly orientation (86-96°). The 85 to 150° sectors were identified as the predominant and regent directions of Pinheira beach dynamics due to high energy and potential of longitudinal sediment transport. Using the orientation of 67 foredune ridges mapped in the central region, ranging from 87 to 99°, it was observed cycles of predominant wave direction changes in the South Atlantic over the last 2700 years BP, varying between E-SE to S-SE. The South Atlantic wave generation zones experienced meridional migrations, in which S-SE waves predominance was associated with strengthening of the pressure gradients and westerly winds in middle latitudes. On the other side, E-NE to SE quadrants, with shorter peak periods, were formed in generation zones closer to the South American continent, through the interaction of frontal systems with the weaker ASAS, also resulting in a strengthening of the NE winds. Atmospheric and wave patterns are coincident with periods of positive SAM (negative) and La Niña (El Niño), as well as inter-hemispheres divergences of surface air temperature.

**Key Words:** Paleoceanography Proxy, Subtropical South Atlantic, Mean Directional Wave Energy Flux, Foredune Ridges, SMC-BR.



## LISTA DE FIGURAS

|   |    |
|---|----|
| Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.....  | 17 |
| Figura 2: Curvas do nível relativo do mar para a costa catarinense baseadas em modelos de predição reológica (MILNE <i>et al.</i> , 2005) e datações de paleo-indicadores do nível do mar (ANGULO <i>et al.</i> , 2006) com erro vertical de 1m.....  | 18 |
| Figura 3: Representação esquemática do modelo de 6 estágios evolucionários da planície da Pinheira.....   | 20 |
| Figura 4: (a) Reboita (2008) - Regiões favoráveis à formação de ciclones na costa leste da América do Sul (Alta densidade ciclogênica nas cores mais quentes); (b) Machado (2014) - Distribuição da ciclogênese de sistemas extratropicais geradores de eventos extremos entre 1948 a 2013 na costa do RS. .... | 23 |
| Figura 5: Ilustração unificando as informações sobre padrões meteorológicos e zonas de geração do Atlântico Sul. ....   | 27 |
| Figura 6: Fluxo de energia médio efetivo representado pelo método ESTELA para a região de Santa Catarina. ....  | 27 |
| Figura 7: Rosas direcionais de altura de onda reconstruídas no interior da enseada da Pinheira .....  | 29 |
| Figura 8: Mapa do Fluxo Médio Direcional de Energia reconstruído em diversos pontos da área de estudo. O tamanho das flechas indica a intensidade do fluxo de energia.....  | 29 |
| Figura 9: Fluxograma da metodologia aplicada neste estudo.....  | 32 |
| Figura 10: Mapeamento dos cordões da Planície da Pinheira em ambiente SIG, utilizando como base a ortofotografia do município de Palhoça do ano de 2010.....  | 34 |
| Figura 11: Mapeamento das linhas de costa a partir da base da duna frontal para os anos de 1938, 1957, 1978, 2003, 2006 e 2010. ....  | 34 |
| Figura 12: Representação esquemática da obtenção da orientação a partir do ângulo azimutal nos cordões.....   | 35 |
| Figura 13: (a) Perfil sísmico na plataforma continental de Santa Catarina (MAHIQUES <i>et al.</i> , 2010), onde as linhas horizontais marcam intervalos de 10 metros de profundidade. (b) Perfil sísmico da   |    |

|   |    |
|---|----|
| plataforma de Santa Catarina da cota de ~3 a 60m (Cooper <i>et al.</i> , 2018).<br>.....  | 38 |
| Figura 14: Representação do perfil praiial segundo as equações do perfil de equilíbrio de Dean e a equação obtida pelos dados da carta náutica.   | 39 |
| Figura 15: Representação do transecto de GPR pós-processado e disponibilizado a partir do estudo de Hein <i>et al.</i> (2013), com a identificação de feições paralelas, na sua maioria similares entre si..  | 41 |
| Figura 16: Mapeamento do perfil correspondente ao cordão identificado para reconstrução. ....   | 41 |
| Figura 17: Representação do perfil pretérito reconstruído (em vermelho) e do perfil atual (em azul). ....   | 42 |
| Figura 18: Reconstrução da Linha de Costa. Na imagem à esquerda, observa-se o cordão mapeado (linha vermelha) na ortofotografia de 2010. Na imagem à direita, observa-se a reconstrução da linha de costa pretérita juntamente as ilhas e demais contornos que representam a área de estudo há 2000 anos atrás..... | 43 |
| Figura 19: Batimetria da praia atual e pretérita no <i>software</i> SMC 3.0, extensão do SMC-BR, com as isolinhas batiméricas em azul. ....   | 43 |
| Figura 20: Batimetria do perfil central da linha de costa até a desembocadura da enseada no <i>software</i> SMC-BR.....   | 44 |
| Figura 21: Relação entre o $T_p$ e a profundidade considerada águas profundas para cada onda.....   | 46 |
| Figura 22: Interface do SMC-Tools com o ponto DOW selecionado na cota de 111m, nas coordenadas 797451 E, 6910664 S. ....  | 47 |
| Figura 23: Malhas de propagação no <i>software</i> SMC 3.0, extensão do SMC-BR. (a) Malha geral e aninhada de 60°, (b) malhas de 90°, (c) malhas de 120° e (d) malhas de 150°.....  | 50 |
| Figura 24: Localização dos pontos de interesse para reconstrução das ondas após propagação no <i>software</i> SMC-Tools, extensão do SMC-BR. (a) Praia atual; (b) praia pretérita. ....   | 52 |
| Figura 25: Representação da frente dos cordões na região central (setas pretas), discriminando o número de cordões ao longo dos quilômetros de planície.....  | 58 |



|  |    |
|--|----|
| Figura 26: Distribuição da orientação dos cordões de dunas frontais pela provável idade de formação ao longo de toda a extensão da região central (acima), e dos últimos 2700 anos AP (presente = 1950) com linhas de costa recentes (abaixo). .....                                 | 59 |
| Figura 27: Análise multivariada dos parâmetros de onda ( $H_s$ , $T_p$ , e Direção ( $\Theta$ )) e sua distribuição de acordo com a frequência de ocorrência, para o ponto DOW.....  | 60 |
| Figura 28: Variação direcional do fluxo médio de energia distribuída (eixo vertical) ao longo dos pontos de interesse (eixo horizontal, representado pelas suas respectivas profundidades) para a praia atual (gráfico superior) e para a praia pretérita (gráfico inferior).. ..... | 62 |
| Figura 29: Gráficos de distribuição da energia ao longo da propagação (profundidade apresentadas na legenda de cores) pelos setores direcionais (45-180°N).....  | 64 |
| Figura 30: Representação da superfície oceânica durante a propagação de um caso de onda de NE na área de estudo.....   | 65 |
| Figura 31: Representação da superfície oceânica durante a propagação de um caso de onda de E na área de estudo.....  | 67 |
| Figura 32: Representação da superfície oceânica durante a propagação de um caso de onda de SE na área de estudo. ....  | 68 |
| Figura 33: Representação da superfície oceânica durante a propagação de um caso de onda de S na área de estudo para praia atual (superior) e pretérita (inferior).....   | 70 |
| Figura 34: Distribuição da direção do fluxo de energia (linha superior, eixo vertical direito) pelos setores de propagação (eixo horizontal) e distribuição da intensidade do fluxo de energia (eixo vertical esquerdo) pelos setores de propagação para praia atual.....            | 72 |
| Figura 35: Distribuição da direção do fluxo de energia no exterior e na entrada da enseada para praia atual e pretérita. Pontos em vermelho com rótulo de dados em negrito representam a praia atual, pontos em cinza representam a praia pretérita. ....                            | 73 |
| Figura 36: Distribuição da direção na cota de 5m na região central da enseada (curvas superiores) para a praia atual (vermelho) e pretérita (cinza). Abaixo, distribuição do fluxo médio de energia para a praia atual (vermelho) e pretérita (cinza) na cota de 5m. ....            | 73 |

|   |    |
|---|----|
| Figura 37: Distribuição do volume potencial de sedimento para o transporte na região central da praia atual (linha cinza sólida) e pretérita (linha preta tracejada).....   | 74 |
| Figura 38: Variação da direção da ondulação no Holoceno Tardio: ~2700 a 1600 AP – S-SE; 1600 a 800 AP – E-SE, com formação de dunas parabólicas entre ~1600 e 1200 AP e giro para SE a partir de 1200 AP; 700 a 100 AP – cobertura por dunas parabólicas; e nos últimos ~100 anos – oscilação entre E-SE.....   | 76 |
| Figura 39: Direção média do clima de ondas nas bases de dados DOW e ROW, indicando tendência gradual de giro horário, e direção do fluxo médio de energia em águas profundas, limitado entre os ângulos direcionais efetivos (85 -150°N), para as bases DOW, ROW e as direções observadas a partir da linha de costa.....   | 76 |
| Figura 40: Sequência de gráficos apresentando a variação decadal dos parâmetros: Anomalia da Velocidade, Cisalhamento Horizontal, Tensão de Cisalhamento na superfície dos ventos de oeste, pressão do centro da ASAS e do centro da Baixa Subpolar, gradiente de pressão entre os centros permanentes, e série de direção de ondas em águas profundas proveniente dos cordões, e mapas ilustrativos de períodos com redução e aumento do gradiente de pressão e da tensão de cisalhamento na superfície..... | 83 |
| Figura 41: Reconstruções da série temporal de variabilidade do SAM nos últimos 1000 anos. PaleoR – linha azul; Abram <i>et al.</i> (2014) – linha amarela; Villalba <i>et al.</i> (2012) – linha cinza; e 20CR NOAA – linha vermelha.....   | 87 |
| Figura 42: Registro da direção da ondulação em águas profundas (preto) nos últimos 3 mil anos em comparação aos registros de anomalia de temperatura da superfície para o hemisfério norte (azul), hemisfério sul (vermelho) e a diferença entre estas anomalias (preto) nos últimos ~2000 anos.....  | 91 |
| Figura 43: Desenho esquemático indicando a direção de incidência da ondulação na enseada para cada período (acima) em acordo as prováveis zonas de geração de ondas no Atlântico Sul (abaixo) indicadas pela intensidade do fluxo de energia de onda, resumindo as condições de variabilidade da ondulação e dos padrões climáticos e atmosféricos durante os últimos 2700 anos.....  | 93 |

## LISTA DE SÍMBOLOS

|                                  |   |
|----------------------------------|---|
| <b>A</b>                         | Amplitude da onda   |
| <b>C</b>                         | Celeridade da onda  |
| <b>C<sub>g</sub></b>             | Celeridade de grupo   |
| <b>C<sub>n</sub></b>             | Coefficientes empíricos dependentes de $\beta$ do modelo parabólico   |
| <b>d<sub>ij</sub></b>            | Distância entre o dado extremo inicial (N) e o subconjunto R  |
| <b>D<sub>50</sub></b>            | Diâmetro médio da partícula de sedimento  |
| <b>E</b>                         | Energia de onda   |
| <b>F</b>                         | Fluxo médio de energia de onda  |
| <b>G</b>                         | Aceleração da gravidade ( $m/s^2$ )   |
| <b>H</b>                         | Profundidade local da água  |
| <b>H<sub>b</sub></b>             | Altura de Onda na quebra  |
| <b>H<sub>s</sub></b>             | Altura significativa  |
| <b>H<sub>s12</sub></b>           | Altura significativa de onda excedida 12 horas ao ano   |
| $\overline{H_s}$                 | Altura significativa de onda média ao ano   |
| <b>K</b>                         | Coefficiente de proporcionalidade empírico ( $K = 1,4e^{(-2,5D_{50})}$ )  |
| <b>k</b>                         | Índice de quebra  |
| <b>n</b>                         | Porosidade do sedimento   |
| <b>P0</b>                        | Ponto de partida do modelo parabólico   |
| <b>R</b>                         | Raios tirados a partir da linha de ondas predominantes ligados a outros pontos ao longo da periferia da praia     |
| <b>R0</b>                        | Linha de controle que une o ponto de difração até extremidade final da parte retilínea da praia                   |
| <b>T</b>                         | Período da onda   |
| <b>T<sub>p</sub></b>             | Período de pico   |
| <b>T<sub>p12</sub></b>           | Período de pico de onda excedido 12 horas ao ano  |
| $\overline{T_p}$                 | Período de pico médio ao ano  |
| <b>v<sub>i</sub></b>             | Valor relacionado à heterogeneidade do dado   |
| <b>X<sub>i</sub></b>             | Parâmetro analisado no caso selecionado   |
| <b>Y</b>                         | Distância do ponto de controle para o prolongamento na praia do limite retilíneo                                  |
| <b><math>\alpha_b</math></b>     | Ângulo de quebra de onda relativo à linha de costa  |
| <b><math>\alpha_{min}</math></b> | Ângulo mínimo empiricamente definido formado pelo ponto de controle com o alinhamento retilíneo do final da praia |
| <b>B</b>                         | Ângulo formado entre as linhas de crista (obliquidade) de onda predominantes e a linha de controle R0             |
| <b><math>\rho</math></b>         | Densidade da água   |
| <b><math>\rho_s</math></b>       | Densidade do sedimento  |
| <b>j</b>                         | Elevação do nível do mar  |
| <b><math>\Theta</math></b>       | Ângulo de direção do fluxo de energia; ângulo formado entre a linha de crista de onda e os demais raios R         |
| <b><math>\gamma</math></b>       | Dissipação da energia para o componente <i>j</i>  |



## LISTA DE ABREVIATURAS

|                 |  |
|-----------------|--|
| <b>AAO</b>      | Oscilação Antártica  |
| <b>ASAS</b>     | Alta Subtropical do Atlântico Sul  |
| <b>CESM</b>     | <i>Community Earth System Model</i>  |
| <b>DHN</b>      | Diretoria de Hidrografia e Navegação   |
| <b>DOW</b>      | <i>Downscaled Ocean Waves</i>  |
| <b>E</b>        | Leste  |
| <b>ENOS</b>     | El Niño/ Oscilação Sul   |
| <b>EQM</b>      | Erro Quadrático Médio  |
| <b>GEBCO</b>    | <i>General Bathymetric Chart of the Oceans</i>                                 |
| <b>GOS</b>      | <i>Global Ocean Surge</i>  |
| <b>GOT</b>      | <i>Global Ocean Tides</i>  |
| <b>GOW</b>      | <i>Global Ocean Waves</i>  |
| <b>IH</b>       | Instituto Hidráulico da Cantabria  |
| <b>LME</b>      | <i>Last Millennium Ensemble</i>  |
| <b>MaxDiss</b>  | Máxima Dissimilaridade   |
| <b>MMA</b>      | Ministério do Meio Ambiente  |
| <b>MOPLA</b>    | Modelo Integral de Propagação de Ondas,<br>Correntes e Morfodinâmica em Praias |
| <b>N</b>        | Norte  |
| <b>NCAR</b>     | <i>National Center for Atmospheric Research</i>                                |
| <b>NCEP</b>     | <i>National Center for Environmental Prediction</i>                            |
| <b>NE</b>       | Nordeste   |
| <b>NMM</b>      | Nível Médio do Mar   |
| <b>NRM</b>      | Nível Relativo do Mar  |
| <b>OLUCA-SP</b> | Modelo de Propagação de Ondas Espectral  |
| <b>PC</b>       | Pontos de Controle   |
| <b>RBF</b>      | <i>Radial Basis Function</i>   |
| <b>S</b>        | Sul  |
| <b>SAM</b>      | Modo Anular do Hemisfério Sul  |
| <b>SE</b>       | Sudeste  |
| <b>SMC</b>      | Sistema de Modelagem Costeira  |
| <b>SWAN</b>     | <i>Simulating Waves Near Shore</i>   |
| <b>WWIII</b>    | <i>Wave Watch III</i>  |
| <b>ZCIT</b>     | Zona de Convergência Intertropical   |



## SUMÁRIO

|            |   |           |
|------------|---|-----------|
| <b>1</b>   | <b>INTRODUÇÃO</b> .....   | <b>13</b> |
| <b>1.1</b> | <b>Pergunta de Pesquisa</b> .....                                     | <b>15</b> |
| <b>1.2</b> | <b>Hipótese</b> .....   | <b>15</b> |
| <b>1.3</b> | <b>Objetivos</b> .....  | <b>16</b> |
| 1.3.1      | Objetivo geral .....  | 16        |
| 1.3.2      | Objetivos específicos.....  | 16        |
| <b>2</b>   | <b>ÁREA DE ESTUDO</b> .....   | <b>17</b> |
| <b>2.1</b> | <b>Evolução da Planície</b> .....                                     | <b>18</b> |
| <b>2.2</b> | <b>Formação Sedimentológica</b> .....                                 | <b>21</b> |
| <b>2.3</b> | <b>Hidrodinâmica</b> .....  | <b>22</b> |
| 2.3.1      | Sistemas Sinóticos Geradores de Ondas no Atlântico Sul.....           | 22        |
| 2.3.2      | Dinâmica Costeira .....   | 28        |
| <b>2.4</b> | <b>Morfodinâmica</b> .....  | <b>30</b> |
| <b>2.5</b> | <b>SÍNTESE: Área de Estudo</b> .....                                  | <b>30</b> |
| <b>3</b>   | <b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....                                      | <b>32</b> |
| <b>3.1</b> | <b>Análise da Orientação dos Cordões</b> .....                        | <b>33</b> |
| 3.1.1      | Mapeamento .....  | 33        |
| 3.1.2      | Cálculo da Orientação .....   | 35        |
| 3.1.3      | Período de Formação dos Cordões de Dunas Frontais .....               | 36        |
| <b>3.2</b> | <b>Análise da Batimetria</b> .....                                    | <b>37</b> |
| 3.2.1      | Variação do Nível do Mar na Costa Catarinense.....                    | 37        |
| 3.2.2      | Análise das Mudanças na Batimetria da Plataforma .....                | 37        |
| 3.2.3      | Análise dos Perfis Praiais .....                                      | 38        |
| 3.2.4      | Reconstrução do Ambiente Pretérito .....                              | 42        |
| <b>3.3</b> | <b>Quantificação da Variação Direcional do Fluxo de Energia</b> ...   | <b>44</b> |
| 3.3.1      | Base de Dados .....   | 45        |
| 3.3.2      | Análise e Seleção do Ponto DOW em Águas Profundas.....                | 46        |
| 3.3.3      | Propagação das Ondas – Modelo OLUCA.....                              | 47        |
| 3.3.4      | Reconstrução do Fluxo Direcional Médio de Energia em Águas Rasas..... | 51        |
| 3.3.5      | Simulação das Correntes – Modelo COPLA .....                          | 52        |
| 3.3.6      | Simulação do Potencial de Transporte de Sedimento.....                | 53        |
| <b>3.4</b> | <b>Análise da Variabilidade Atmosférica no Atlântico Sul</b> .....    | <b>54</b> |
| <b>3.5</b> | <b>Premissas aplicadas ao Estudo Paleoclimático das Ondas</b> .....   | <b>55</b> |

|          |  |            |
|----------|--|------------|
| <b>4</b> | <b>RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>  | <b>58</b>  |
| 4.1      | <b>Análise da Orientação dos Cordões.....</b>  | <b>58</b>  |
| 4.2      | <b>Análise Hidrodinâmica .....</b>   | <b>60</b>  |
| 4.2.1    | Análise do Clima de Ondas em Águas Profundas.....  | 60         |
| 4.2.2    | Análise Descritiva da Propagação das Ondas em Setores<br>Direcionais .....               | 61         |
| 4.3      | <b>Quantificação do Fluxo Direcional Médio de Energia.....</b>                           | <b>71</b>  |
| 4.4      | <b>Registro da Variação da Direção da Ondulação<br/>Predominante..l .....</b>            | <b>74</b>  |
| 4.5      | <b>Padrões Atmosféricos de Larga Escala e Alternância das Zonas<br/>de Geração .....</b> | <b>78</b>  |
| 4.6      | <b>Mudanças Climáticas e Flutuações da Direção de Onda<br/>Predominante .....</b>        | <b>86</b>  |
| <br>     |  |            |
| <b>5</b> | <b>CONCLUSÕES.....</b>   | <b>95</b>  |
| 5.1      | <b>Limitações do Trabalho.....</b>   | <b>96</b>  |
|          | <br>   |            |
|          | <b>REFERÊNCIAS.....</b>  | <b>98</b>  |
|          | <br>   |            |
|          | <b>APÊNDICE A.....</b>   | <b>112</b> |
| 1.       | <b>Estabilidade em Planta para Praias de Enseada.....</b>                                | <b>112</b> |
| 1.1.1.   | Fluxo Direcional Médio de Energia.....   | 115        |
| 2.       | <b>Estabilidade em Perfil de Equilíbrio .....</b>  | <b>116</b> |
| 3.       | <b>Planícies Costeiras e Cordões Litorâneos .....</b>                                    | <b>119</b> |
|          | <b>APÊNDICE B.....</b>   | <b>121</b> |
|          | <b>APÊNDICE C.....</b>   | <b>125</b> |



## 1 INTRODUÇÃO

Cordões de dunas frontais são formações sedimentares paralelas à linha de costa, desenvolvidas ao longo do processo de progradação sucessiva da planície costeira, onde o surgimento de dunas frontais incipientes isola as dunas anteriores da praia ativa, permitindo que se estabeleçam como cordões arenosos (OTVOS, 2000). Cada cordão é um registro impresso dos processos sedimentares que ocorreram em uma praia durante um determinado período. Deste modo, uma sequência de cordões arenosos é uma longa série de dados da evolução costeira e seus processos atuantes (TAMURA, 2012).

Neste contexto, as planícies de cordões arenosos têm sido utilizadas ao redor do mundo como registros de variações do nível relativo do mar e variações climáticas (VAN HETEREN *et al.*, 2000; BILLY *et al.*, 2015; MILANA *et al.*, 2016; DILLENBURG *et al.*, 2017), ocorrência de eventos extremos (BUYNEVICH *et al.*, 2007; NOTT *et al.*, 2009; TAMURA *et al.*, 2017), frequência de precipitação (NOOREN *et al.*, 2017), eventos paleosísmicos (KELSEY *et al.*, 2015), variações na linha de costa e da taxa de progradação (BROOKE *et al.*, 2008; OLIVER *et al.*, 2017), e de mudanças na deriva litorânea devido a alterações no clima de ondas (GOODWIN *et al.*, 2006; DOMINGUEZ *et al.*, 2006, DOMINGUEZ; BITTENCOURT, 2007).

Devido à característica dos cordões de armazenarem as informações da geometria das praias pretéritas, modelos de análise de estabilidade praial como o modelo parabólico de forma em planta para praias de enseada (HSU; EVANS, 1989; GONZÁLEZ; MEDINA, 2001), podem ser aplicados à forma dos cordões, permitindo a identificação dos processos que governaram o ambiente passado. Segundo o modelo parabólico, as características geométricas da praia em planta são regidas pelo ângulo de incidência das ondas no ponto de difração, e consequentemente pelo transporte longitudinal de sedimentos associado a corrente de deriva litorânea gerada pela obliquidade das ondas em relação à costa. Logo, as características geométricas dos cordões são o registro da direção da ondulação que predominou durante a progradação da enseada.

O fluxo direcional médio de energia de ondas não apenas registra sua direção na orientação da linha de costa, como também armazena em sua trajetória de propagação as informações da sua zona de geração. Goodwin *et al.* (2006), por exemplo, apresentou o processo de formação de cordões arenosos na Baía de Iluka-Woody (New South Wales) dentro

dos últimos 3000 anos, evidenciando variações na progradação e realinhamento da linha de costa associadas a oscilação cíclica da frente de ondas dominante na costa leste australiana, que se alternou entre os quadrantes sul e leste.

Estas oscilações direcionais da ondulação predominante são condicionadas por fatores influenciadores dos sistemas sinóticos geradores de ondas, como os índices climáticos. As distintas fases de La Niña e El Niño, por exemplo, tendem a ocasionar a geração de ondulações mais de leste e de sul, respectivamente, devido a alterações nos campos de ventos na costa australiana (RANASINGHE *et al.*, 2004; GOODWIN, 2005). Assim, sugeriu-se que foram episódios multicentenais de alternância da dominância de La Niña e El Niño que ocasionaram a oscilação da direção das ondas que formaram os cordões da Baía de Iluka-Woody (GOODWIN *et al.*, 2006), estando em acordo com outras séries de ocorrência de ENOS ao longo do Holoceno (REIN *et al.*, 2004).

Projeções do clima de ondas dos séculos XX e XXI apontam para o aumento da altura significativa de onda e período de pico das ondulações geradas em altas latitudes nos oceanos austrais, associadas à migração das tempestades em direção aos polos, e levando a um incremento da contribuição das ondulações do setor sul se propagando para regiões tropicais (YOUNG, 2011; HEMER *et al.*, 2013a,b; SEMEDO *et al.*, 2013). No Atlântico Sul, devido à escassez de medições de longo-prazo da ondulação, séries de reanálise têm sido frequentemente utilizadas, e indicam uma tendência de giro horário da direção da ondulação predominante a partir da segunda metade do século XX (REGUERO *et al.*, 2013; DALINGHAUS, 2016). Esta tendência é associada a variações em índices climáticos como o Modo Anular do Hemisfério Sul (SAM) (ou Oscilação Antártica (AAO), que tem sido apontada como o mais proeminente dos índices climáticos no processo de geração de ondas no Atlântico Sul, e em sua fase positiva tende a fortalecer as zonas de geração das altas latitudes (REGUERO *et al.*, 2013). Tradicionais índices como El Niño-Oscilação Sul (ENOS) em suas fases negativas (La Niña) tendem a influenciar a contribuição das ondulações do quadrante sul no Atlântico Sul, contudo, estudos questionam a dominância deste modo de variabilidade por não apresentar fortes correlações com o clima de ondas da região (REGUEIRO *et al.*, 2013; PEREIRA; KLUMB-OLIVEIRA, 2015).

Devido à natureza cíclica das flutuações ambientais e das dinâmicas associadas, reforça-se a necessidade de uma avaliação da

variabilidade do clima de ondas em longo prazo através de estudos paleoambientais. No Brasil, um estudo paleoambiental no litoral nordestino mostrou que houve uma migração da deriva litorânea para sul, durante o período medieval, identificada através da orientação de cordões arenosos na costa leste da Bahia, em resposta a uma migração da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) em direção ao sul, que fortaleceu as ondulações de leste-nordeste (DOMINGUEZ; BITTENCOURT, 2007), e alterou a linha de costa passada. Apesar da relevância de pesquisas como esta perante as mudanças climáticas globais e as consequências iminentes na zona costeira, ainda são escassas as produções científicas brasileiras neste âmbito.

Dentro desta conjuntura, o presente trabalho tem o intuito de contribuir com os estudos paleoambientais na costa brasileira. Este estudo objetiva verificar as possíveis alternâncias dos padrões de ondas predominantes durante o Holoceno Tardio no Atlântico Sul, através da identificação das direções das ondulações que governaram a orientação dos cordões da planície da Pinheira (SC), e discutir as condições climáticas que favoreceram a predominância dos distintos quadrantes direcionais da ondulação. Considerando as perspectivas do cenário atual e futuro de aquecimento global, o conhecimento sobre as alternâncias climáticas do passado associadas a variações no clima de ondas pode contribuir com importantes analogias às projeções para o futuro.

## 1.1 Pergunta de Pesquisa

Uma sequência de orientação de linhas de costa de praias de enseada pretéritas, preservadas em cordões de dunas frontais, seria um registro (*proxy*) da alternância da direção da ondulação predominante durante a formação da planície costeira?

## 1.2 Hipótese

A linha de costa de praias de enseada se orienta com respeito ao ângulo de incidência da ondulação predominante ao chegar à entrada da enseada, logo, esta é uma *proxy* para identificar a variação da direção das ondas que predominaram durante a formação de uma planície de cordões em forma de enseada, durante o Holoceno Tardio.

## 1.3 Objetivos

### 1.3.1 Objetivo geral

Identificar as direções do fluxo médio direcional de energia de onda utilizando como *proxy* as orientações dos cordões de dunas frontais que compõe a planície costeira da Pinheira, através da aplicação de modelos numéricos de propagação de ondas, com o intuito de verificar a existência de alternância na direção da ondulação predominante incidente na enseada ao longo do Holoceno Tardio.

### 1.3.2 Objetivos específicos

- Identificar a variabilidade direcional das linhas de costa pretéritas utilizando a orientação dos cordões na porção central da planície costeira;
- Quantificar a variação direcional do fluxo médio de energia de ondas ao alcançar a enseada da Pinheira para os distintos quadrantes direcionais de ondas do Atlântico Sul;
- Identificar as alterações direcionais da ondulação predominante em águas profundas no Atlântico Sul durante o Holoceno Tardio;
- Identificar relação entre a variação da ondulação predominante com mudanças atmosféricas e climáticas no Holoceno Tardio.

## 2 ÁREA DE ESTUDO

A Planície Costeira da Praia da Pinheira está localizada na porção central do litoral do Estado de Santa Catarina, no município de Palhoça, próximo à porção sul da Ilha de Santa Catarina (Figura 1). Nas regiões adjacentes a área de estudo encontram-se duas planícies fluviais, a do rio Maciambú e da Madre, ao norte e ao sul, respectivamente. É composta por uma enseada simétrica com aproximadamente 8,5 km de extensão e 5,2 km de largura, inserida em uma barreira arenosa formada pelo aporte de sedimento e regressão do nível do mar durante o Holoceno Tardio (~5000 anos AP (antes do presente (1950))) (Hein *et al.*, 2013).

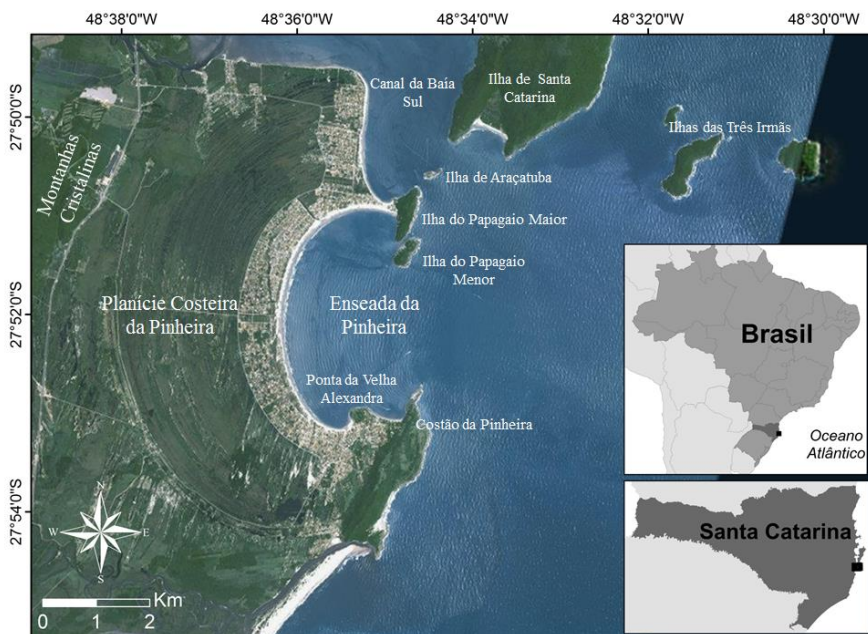


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo (Fonte: Base de dados ESRI, DigitalGlobe, Geoeye, imagem do ano de 2010 - ArcGis 10.2).

## 2.1 Evolução da Planície

Após a última glaciação, o nível relativo do mar (NRM) ao longo da costa da América do Sul aumentou em uma taxa de aproximadamente 0,15 cm/ano, alcançando o nível atual há 6,9 – 7,7 mil anos AP na época Holocênica, e continuou subindo até alcançar a elevação máxima 5,5 – 6 mil anos AP, entre 1 a 4 m acima do nível médio do mar (NMM) atual (MILNE *et al.*, 2005; ANGULO *et al.*, 2006).

Angulo e Lessa (1997) e Angulo *et al.* (2006) produziram curvas do NRM no sul do Brasil através de um gastrópode (*Petalococonchus varians*), utilizado como um confiável paleo-indicador por viver incrustado em promontórios rochosos em variações verticais de ~ 1m de ocupação, na região entre marés (ANGULO *et al.*, 1999). Segundo os autores, a máxima elevação do NRM para a costa catarinense foi alcançada em meados do Holoceno aproximadamente há 5,8 mil anos AP, e tem desde então gradualmente reduzido cerca de 0,6 m/1000 anos com leves oscilações até o NMM atual (Figura 2).

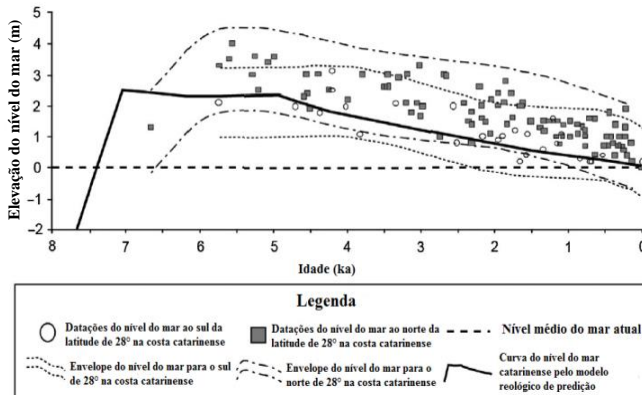


Figura 2: Curvas do nível relativo do mar para a costa catarinense baseadas em modelos de predição reológica (MILNE *et al.*, 2005) e datações de paleo-indicadores do nível do mar (ANGULO *et al.*, 2006) com erro vertical de 1m. (Adaptado de Hein *et al.*, 2016)

Nos últimos 6-5 mil anos AP, a linha de costa da praia da Pinheira progradou por aproximadamente 5,2 km através de expressivo aporte sedimentar, o qual se acredita ser proveniente da plataforma interna adjacente, e que resultou na justaposição lateral de cordões de dunas frontais formando uma barreira costeira regressiva (ver item “Apêndice A – 3. Planícies Costeiras e Cordões Litorâneos”)

(FITZGERALD *et al.*, 2007, HEIN *et al.*, 2013). A testemunhagem realizada por Amin e Dillenburg (2010) a uma profundidade de 3,2 e 3,8 m em um cordão a aproximadamente 3 km da costa, foi datada em 3200 – 2730 anos AP pelo método do  $^{14}\text{C}$ . Hein *et al.* (2013) realizaram perfurações ao longo da planície onde foram encontrados 10 exemplares de moluscos característicos da antepraia localizados em profundidades entre aproximadamente +1 a -8,3m em relação ao NMM. As datações, que também foram feitas pelo método do radiocarbono, revelaram que toda a sequência sedimentar da Pinheira se enquadra dentro da época Holocênica.

A evolução da planície se deu em estágios, como apresentou Hein *et al.* (2013) (Figura 3). No estágio inicial, entre 6 e 5 mil anos AP, o nível do mar alcançou seu máximo e as ondas quebravam contra o embasamento rochoso das montanhas a oeste. Entre 5 e 3,3 mil anos AP atrás, foi iniciada a regressão do nível do mar seguida pela progradação da planície através do suprimento de sedimento proveniente da plataforma interna. Ainda prévio aos 3,3 mil anos AP, ocorreu uma migração em direção a terra em forma de múltiplos bancos entremarés, devido à perturbação na taxa ou direção da mudança do nível do mar. Entre 3,3 e 2,8 mil anos AP, ocorreu um lento aumento do nível do mar ou uma estabilização que permitiu a acresçam vertical de sedimentos dos bancos, formando barreiras subaéreas separadas por múltiplos *inlets*, e costeadas por uma laguna de aproximadamente 3 a 4 m de profundidade com um canal de maré de 250 m de largura, provavelmente conectada aos rios adjacentes a planície. A partir dos últimos 3,3 mil anos, o nível do mar reiniciou a regressão e a planície voltou a progradar em forma de cordões de dunas frontais até alcançar a forma atual.

Em relação a sua taxa de progradação, desde metade do Holoceno, a planície da Pinheira progradou cerca de 1 a 2 m/ano depositando uma camada sedimentar com espessura de 4 a 6 m na antepraia e 1 a 3 m na face da praia (HEIN *et al.*, 2013). Segundo Amin e Dillenburg (2010), nestas condições cerca de 60 cordões foram formados nos últimos 3 mil anos AP, ou seja nos aproximadamente últimos 3 km próximos a linha de costa atual, o que acarretaria em um período de 50 anos de formação entre cada cordão. Hein *et al.* (2013) estima cerca de 500 cordões formados ao longo de toda a barreira regressiva considerando um espaçamento médio de 10 m entre as cristas e a largura total de aproximadamente 5 km da planície, o que acarretaria em um período de formação de 10 anos entre cada cordão.

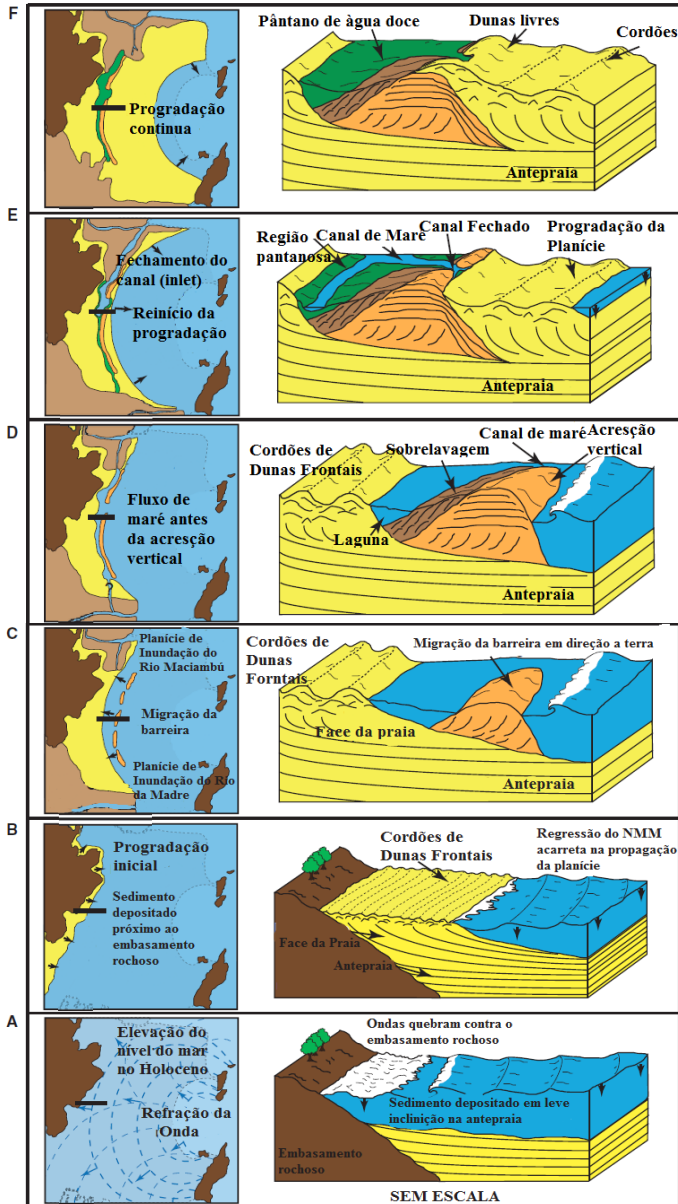


Figura 3: Representação esquemática do modelo de 6 estágios evolucionários da planície da Pinheira. À esquerda, apresentam-se os mapas em planta, à direita, os cortes transversais em visão tridimensional (Adaptado de Hein *et al.*, 2013).



## 2.2 Formação Sedimentológica

A plataforma costeira adjacente ao litoral catarinense apresenta entre 130 e 150 km de extensão, com declividade moderada de  $0,3^\circ$  nas proximidades de desembocaduras de rios e de  $1,4^\circ$  próxima a promontórios rochosos (KLEIN; MENEZES, 2001). Mais especificamente para a área de estudo, a plataforma continental interna apresenta uma declividade entre  $0,1$  e  $0,2^\circ$ , reduzindo para  $0,001^\circ$  aproximadamente a 5 km da costa (ANGULO *et al.*, 2009). A quebra da plataforma ocorre em uma profundidade de 130 m, e sua cobertura sedimentar - caracterizada por areia, areia lamosa, areia-silte-argila e lama - ocorre sob a região correspondente às bacias de Pelotas e de Santos (GRÉ, 1989).

A província costeira de Santa Catarina apresenta terras altas formadas pelo embasamento rochoso das montanhas das Serras do Mar e Geral (HORN FILHO, 2010). A intensa ação do intemperismo sobre este embasamento rochoso produziu espessas camadas de saprólito (HEIN *et al.*, 2013). A erosão destas camadas, por sua vez, tem abastecido os sistemas de drenagem ao longo do Quaternário, e suavizado as reentrâncias dos recortes costeiros através da formação de pequenas planícies compostas por lagunas barreiras ou por cordões arenosos regressivos, pleistocênicos e/ou somente holocênicos, alimentadas pelos sedimentos provenientes dos rios e/ou da plataforma continental adjacente (DOMINGUEZ *et al.*, 1987; FITZGERALD *et al.*, 2007; DOMINGUEZ, 2009).

A barreira regressiva da Pinheira é uma formação sucessiva de cordões de dunas frontais, com cerca de 1 a 2 m de altura, separados por baixadas pantanosas com 1 a 2 m de profundidade e depósitos esparsos de menos de 1 m de espessura de lama (FITZGERALD *et al.*, 2007). Na região sul da barreira da Pinheira próxima ao sistema praia-duna atual, uma formação de dunas livres migra para sudoeste recobrando os cordões por cerca de 2 km de largura e 4 km de extensão (HESP *et al.*, 2007; 2009).

O sedimento que compõe a planície (cordões e sistema praia-duna atual) é majoritariamente quartzoso, com classificação granulométrica de areia fina ( $2\phi$  -  $3\phi$ ) bem selecionada (FITZGERALD *et al.*, 2007; AMIN; DILLENBURG, 2010; HEIN *et al.*, 2013). Sedimentos finos com características de silte ou argila não ocorrem nos primeiros 8 m da coluna sedimentar das cristas dos cordões (HEIN *et al.*, 2013). Amin e Dillenburg (2010) consideraram a distribuição

sedimentar homogênea ao longo da planície, havendo apenas uma sutil diminuição do tamanho de grão de sul para norte.

## **2.3 Hidrodinâmica**

### *2.3.1 Sistemas Sinóticos Geradores de Ondas no Atlântico Sul*

Na região tropical do Atlântico Sul, os ventos são predominantemente de leste e dirigidos pelas variações nos posicionamentos da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical). A ASAS é um centro de alta pressão semi-permanente localizado nas proximidades de 30°S, com a maior amplitude espacial da região, alcançando aproximadamente 2000 km de diâmetro. Este sistema é responsável pelos ventos predominantes dos quadrantes norte e nordeste na região costeira do sul e sudeste do Brasil (NIMER, 1989). Já os anticiclones extratropicais (ou altas de retaguarda) se aproximam da costa do Brasil mediante a variação da posição da ZCIT – mais ao norte (sul) nos meses de inverno (verão) – e causam intensificação dos ventos de nordeste.

Na costa sul e sudeste da América do Sul, a aproximação de sistemas sinóticos extratropicais perturbam a estabilidade da ASAS. Em latitudes médias, instabilidades no cinturão de ventos de oeste ocasionam ondas baroclínicas que levam a formação de sistemas frontais, com escala espacial de cerca de 3000 km (SARAIVA *et al.*, 2003). Como resultado da quebra dessas ondas formam-se os ciclones extratropicais que levam a inversão dos ventos de norte/nordeste para sul/sudeste. Estes sistemas fazem o transporte das massas de ar quente para o sul e da frente de ar frio para o norte (PEZZA; AMBRIZZI, 2003).

Dentro desta área de abrangência, algumas regiões se destacam pela maior frequência ciclogênica. Gan e Rao (1991) avaliaram cerca de 14600 cartas sinóticas do período de janeiro de 1979 a dezembro de 1988, identificando duas regiões favoráveis ao desenvolvimento de ciclones. Posteriormente, estudos de Sinclair (1995; 1996) reforçaram a alta densidade ciclogênica na latitude de 40°S, com um foco secundário em cerca de 30°S, e identificaram um padrão anticiclônico a leste do Brasil. Reboita (2008) reiterou os estudos até o momento realizados e apresentou uma terceira zona de ciclogênese (Figura 4):

- (i) Padrão I: Ciclogênese na costa sul da Argentina, em torno de  $42.5^{\circ}\text{S}$  e  $62.5^{\circ}\text{W}$  (Golfo de São Matias), durante o verão;
- (ii) Padrão II: Ciclogênese na costa do Uruguai, em torno de  $31.5^{\circ}\text{S}$  e  $55^{\circ}\text{W}$ , durante o inverno;
- (iii) Padrão III: Ciclogênese na região sul/sudeste do Brasil, entre  $25$  e  $30^{\circ}\text{S}$ ;
- (iv) Padrão IV: Anticiclogênese ao leste da costa do Brasil, gerando ventos de leste.

Ao analisar 66 anos de dados de velocidade de vento, Machado (2014) observou 93 eventos extremos que afetaram a costa do Rio Grande do Sul, 81 foram ciclones extratropicais com 87,65% da formação ocorrendo entre os paralelos de  $30$  e  $40^{\circ}\text{S}$ , com trajetórias preferenciais para sudeste e leste (Figura 4). Os demais eventos correspondem a 12 anticiclones que geraram ventos intensos devido ao elevado gradiente de pressão formado entre a célula anticiclônica e a baixa pressão que a acompanha. Hernandez (2017) constatou que as células anticiclônicas que acompanham os padrões ciclogenéticos, muitas vezes se estacionam a leste do Brasil se tornando um padrão tipo IV, aumentando o período da tempestade e gerando maiores alturas de ondas devido ao aumento e estabilidade da pista de vento.

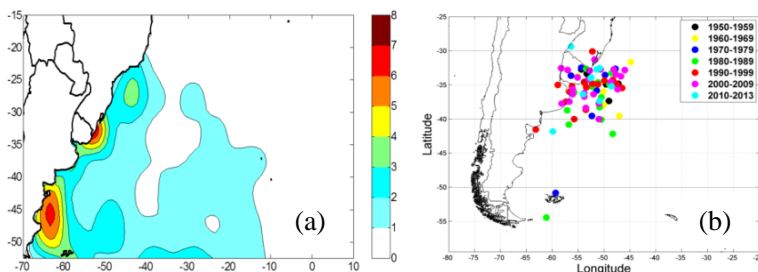


Figura 4: (a) Reboita (2008) - Regiões favoráveis à formação de ciclones na costa leste da América do Sul (Alta densidade ciclogênética nas cores mais quentes); (b) Machado (2014) - Distribuição da ciclogênese de sistemas extratropicais geradores de eventos extremos entre 1948 a 2013 na costa do RS.

Os sistemas sinóticos acima descritos são condicionadores da geração de ondas no Atlântico Sul. Alves (1996) utilizando um ondógrafo direcional fundeado na cota de 18m na costa de São Francisco do Sul (SC) entre janeiro e junho de 1996, e Araújo *et al.* (2003) com os dados de um ondógrafo fundeado a 35km da Ilha de

Santa Catarina na cota de 80m, entre dezembro/2001 e janeiro/2003, identificaram 4 estados de mar principais:

(1) Lestada (cerca de 60 % das ocorrências): direção leste e leste-sudeste, com  $T_p$  (período de pico) de 5 a 10s e  $H_s$  de 0,3 a 1,5m, geradas pelo campo de ventos de um anticiclone extratropical que, em geral, permanece estacionado sobre o litoral da Região Sul durante alguns dias. No estágio inicial as ondulações apresentam características do tipo vagas (4 a 6s) com direção de origem coincidente com o vento local, mas com as condições estacionárias, as pistas de ventos persistentes geram marulhos da ordem de 10s ou mais, e direção de origem não coincidente com a do vento local.

(2) Marulhos de sul-sudeste (cerca de 21%): direção sul-sudeste, com  $T_p$  de 7 a 15s e  $H_s$  de 0,5 a 2,1, geradas pela ação de ciclones extratropicais formando pista de vento entre as latitudes de 40 e 60°S, desde próximos a costa Uruguaia até regiões localizadas de 2000 a 5000km da costa.

(3) Vagas de Leste-Nordeste (7,21 %): direção de leste-nordeste com  $T_p$  de 3 a 8s e  $H_s$  de 0,3 a 1,5m, geradas quando a ASAS encontra-se enfraquecida, possibilitando a passagem ocasional de sistemas frontais que formam fortes gradientes de pressão, resultando na intensificação dos ventos de nordeste em alguns trechos do litoral.

(4) Vagas de Sul-Sudeste (5,15 %): direção de sul-sudeste com  $T_p$  de 4 a 8s e  $H_s$  de 0,5 a 2,25m, geradas por ciclones extratropicais que se deslocam para nordeste, varrendo o litoral brasileiro com ventos de grande intensidade, e resultando na geração local de ondas do quadrante sul. O ciclone segue uma trajetória parabólica realizando um desvio para sudeste em latitudes mais baixas, já sobre o Atlântico Sul, onde estaciona e continua a formação de ondas de sudeste.

Já Miranda (2013) utilizando o mesmo ondógrafo analisou dados de ondulações longínquas no período de 28 de janeiro de 2002 a 12 de agosto de 2005. Através da técnica de agrupamento (*cluster*), o autor

identificou 56 eventos dispersivos de ondas, distribuídos em 7 grandes e distantes núcleos de geração de ondas:

- (1) Zonas geradoras de ondulações no Oceano Índico, responsável por 9,8% das ondulações.

*Núcleo A:* Sul do Oceano Índico, a mais distante de todas as áreas, agrupou 2 eventos dispersivos;

*Núcleo B:* Sudoeste do Oceano Índico, zona de origem de 3 eventos durante o inverno e primavera.

- (2) Zona geradora de ondulação no sul e sudeste do Atlântico, responsável por 21,6% dos eventos de ondas.

*Núcleo C:* Sudeste do Atlântico Sul, região ativa durante todo o ano, contendo 5 eventos de ondas;

*Núcleo D:* Extremo sul do Atlântico, próximo a Antártica, contém 6 eventos ativos durante inverno e primavera.

- (3) Zonas geradoras de ondulações no sul e sudoeste do Atlântico, responsável por 68,6% das ondulações identificadas.

*Núcleo E:* O centro-sul do Atlântico Sul é a região mais ativa dentre todas, atuando principalmente no outono e inverno, sendo responsável por 15 dos eventos identificados;

*Núcleo F:* Área a nordeste da passagem de Drake, próxima ao extremo sul da América do Sul é a segunda mais ativa, atuando principalmente no verão e outono, responsável por 12 eventos;

*Núcleo G:* No mar de Weddel, com maior atividade no outono e inverno, responsável por 9 eventos de ondas.

Além destes, Melo *et al.* (2006) mostrou que a combinação de pistas de vento locais com pistas longínquas pode gerar eventos ainda mais energéticos. Em agosto de 2005, uma severa ressaca associada à existência de um extenso “corredor” de vento de leste-sudeste sobre o oceano direcionado para a costa sul do Brasil ocorreu. Este corredor foi causado pelo gradiente de pressão que se desenvolveu entre um intenso anticiclone mais a sul e um centro de baixa pressão a norte. Posteriormente, o centro de baixa evoluiu para um bem formado ciclone nas proximidades da costa com ventos “locais” bastante intensos. Este episódio gerou  $H_s$  (altura significativa) de até 7,2m, sendo que a maior altura de onda individual de zero-ascendente medida pelo ondógrafo atingiu o valor recorde de 13,8 m (“A Rainha das Ondas”).

Estudos regionais, como o realizado por Dalinghaus (2016) ao largo da Ilha de Santa Catarina utilizando dados de reanálise das últimas

décadas (1948-2008), apontam uma tendência de rotação do fluxo direcional médio de energia em direção as ondulações de S-SE. Mudanças nos valores de altura média significativa e período de pico também tem sido relatadas com uma tendência de aumento de 6mm/ano na altura de onda média no sul do Brasil em conjunto a um giro horário na direção do fluxo médio de energia ao largo da América do Sul, o qual os autores atribuem a migração das zonas de ciclogênese em direção ao polo, intensificando a geração de ondas em médias a altas latitudes (REGUERO *et al.*, 2013). Em larga escala espacial, projeções do clima de ondas também tem indicado um aumento em altura e período especialmente das ondulações geradas nos oceanos austrais, reforçando a contribuição e alcance destas ondas nos oceanos ao norte no próximo século (YOUNG *et al.*, 1999; 2011; HEMER *et al.*, 2013a,b).

Na Figura 5, os trabalhos acima descritos estão representados espacialmente, mostrando um acoplamento dos padrões meteorológicos apresentados e das zonas de geração de ondas acima relatadas. Os sistemas sinóticos (linhas tracejadas, vermelho – anticiclone / azul – ciclone) distribuídos ao longo da costa sul da América do Sul e a ASAS estão associados à geração de ondas mais próximas à costa (quadrados azuis) e com maior frequência de ocorrência. Ondulações longínquas associadas a ciclones extratropicais nas regiões da frente polar e no sul da África e Índico (quadrados verdes) também alcançam o litoral sul do Brasil, mas são menos frequentes. As zonas de geração predominantes, observadas na figura 5, condizem com os resultados obtidos de regiões de geração do fluxo médio de energia efetivo transmitido até a Ilha de Santa Catarina (Figura 6), durante o período de 1993 a 2012, analisado através do modelo ESTELA (análise fornecida pelo Prof. Dr. Fernando Méndez, baseado na metodologia apresentada por PÉREZ *et al.*, 2014).

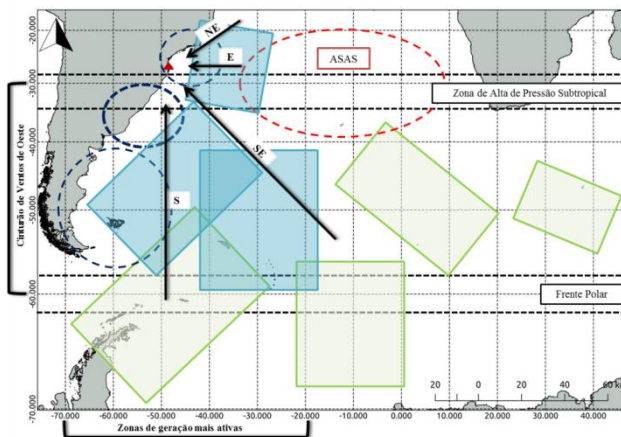


Figura 5: Ilustração unificando as informações sobre padrões meteorológicos e zonas de geração do Atlântico Sul. Círculos pontilhados em azul representam as regiões de ciclogênese; círculo vermelho representa a Alta Subtropical do Atlântico Sul; quadrados azuis representam as regiões de geração de ondas predominantes; quadrados verdes representam as regiões de geração de ondulações longínquas, setas pretas indicam a direção das ondulações (NE, E, SE e S), e o triângulo vermelho na costa do Brasil próximo à latitude de 30°S aponta a área de estudo.

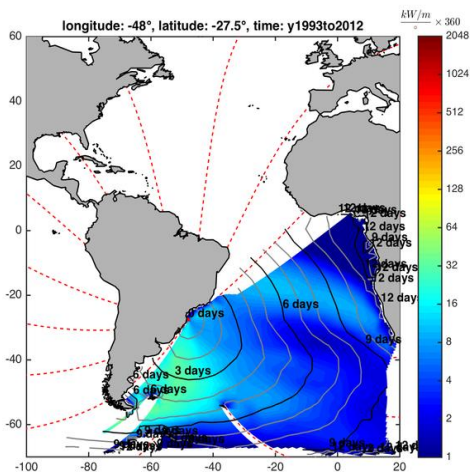


Figura 6: Fluxo de energia médio efetivo representado pelo método ESTELA para a região de Santa Catarina. A área colorida representa o fluxo de energia em  $\text{kW/m}^2$ , sendo as regiões mais claras e amareladas as que possuem a maior quantidade de energia transmitida. As linhas vermelhas representam as direções divididas em 16 setores, e as pretas e cinzas o tempo de viagem das ondas em dias (fornecida pelo Prof. Dr. Fernando Méndez, baseado na metodologia apresentada por PÉREZ *et al.*, 2014)

### 2.3.2 Dinâmica Costeira

A área de estudo se encontra em regime de micro maré predominantemente semi-diurno. A altura média da onda de maré é 0,8m com amplitude máxima de 1,2 m (TRUCOLLO, 1998). Com essas características, a costa de Santa Catarina pode ser classificada como uma costa dominada por ondas (DAVIS; HAYES, 1984), que experimenta maiores efeitos da oscilação do nível do mar quando há ocorrência de eventos meteorológicos somados a marés astronômicas de sizígia (KLEIN; MENEZES, 2001; HERNANDEZ, 2017).

O clima de ondas na área de estudo foi analisado por Silva (2016), que reconstruiu as alturas de ondas da série de dados de reanálise DOW (*Downscaled Ocean Waves – SMC-BR*) (1948-2008) no interior da enseada. A análise mostrou que na região norte, as ondas mais frequentes incidem com  $135^\circ$  (SE) com altura média de 0,67 m, já no setor central, 80% das ondas chegam de leste ( $90^\circ$ ) e 20% chegam de leste-sudeste ( $115^\circ$ ), com altura média de 0,82 m. Por fim, no setor sul, 80% das ondas alcançam a linha de costa com direção de leste – nordeste ( $65^\circ$ ) e 20% de nordeste ( $45^\circ$ ), e altura média de 0,53 m (Figura 7).

O fluxo de energia direcional médio total (ondulações de  $45$  a  $180^\circ$ ) ao se aproximar da enseada é de  $\sim 126^\circ$ , começando a rotacionar ao passar pelos promontórios (Figura 8), se orientando paralelamente a batimetria e chegando à costa com orientações distintas no norte, centro e sul da linha de costa ( $\sim 151^\circ$ ,  $94^\circ$  e  $31^\circ$  respectivamente) (SILVA, 2016). A região central da linha de costa recebe as maiores intensidades do fluxo de energia de ondas, provenientes majoritariamente de E-SE. Esta porção da enseada se enquadra como a porção exposta à ondulação e orientada pela direção das ondulações predominantes que alcançam o ponto de difração (ver “Apêndice A – 1. Estabilidade em Planta para Praias de Enseada”).



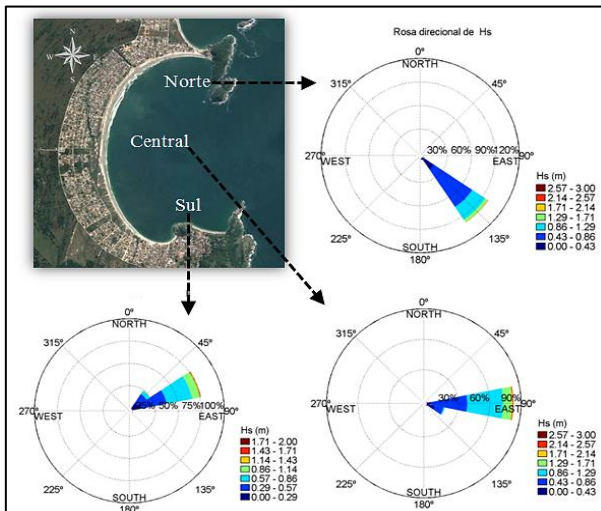


Figura 7: Rosas direcionais de altura de onda reconstruídas no interior da enseada da Pinheira (Fonte: SILVA, 2016).

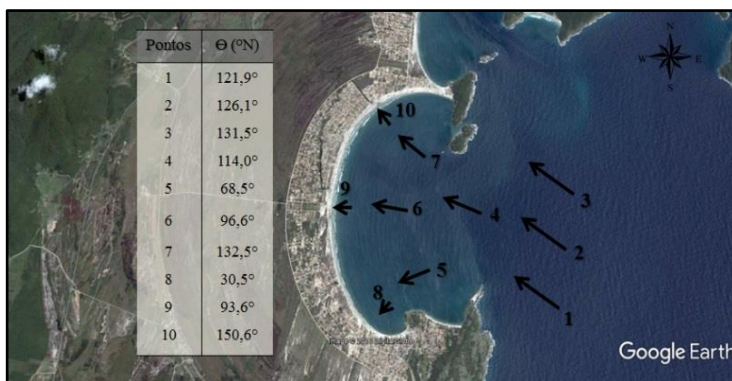


Figura 8: Mapa do Fluxo Médio Direcional de Energia reconstruído em diversos pontos da área de estudo. O tamanho das flechas indica a intensidade do fluxo de energia (Fonte: SILVA, 2016).

## 2.4 Morfodinâmica

Pacheco (2015) e Klein *et al.* (2016) classificaram a praia da Pinheira como intermediária em estágio de terraço de baixa-mar, que se encontra entre o estado dissipativo e refletivo com energia de onda moderada a alta (0,5 a 2,5 m), com areia fina a média e com a ocorrência de 0 a 1 bancos submersos dos tipos transversal ou terraço de baixa-mar (SHORT, 1999). Com uma análise mais detalhada, Pacheco (2015) identificou o grau de embaçamento de 0,38, com 481 cúspides, 48 correntes de retorno e com larguras médias das zonas de surfe e espriamento de 56 e 27 m, respectivamente, entre os anos de 2003 e 2015.

Quanto ao estado de equilíbrio da enseada da Pinheira, Klein (2004) considerou para as formas em planta ligadas aos costões norte e sul da praia o estado de equilíbrio próximo ao estático. Pacheco (2015) relata que estas regiões estão expostas a baixa energia de ondas devido à zona de sombra formada pelos promontórios rochosos, fazendo em alguns períodos que a praia se aproximasse do estado refletivo. Já a parte central da praia, neste trabalho considerada como a parte final da enseada sul e norte, encontra-se com moderado a alto grau de exposição às ondas que entram a baía.

## 2.5 SÍNTESE: Área de Estudo

A planície da Pinheira é considerada um excelente exemplo de planície de cordões de dunas frontais principalmente pela preservação das suas feições. As características hidrodinâmicas descritas para a área de estudo juntamente as condições sedimentológicas servem como base para a reconstrução do ambiente pretérito e compreensão dos processos que governaram a sua progradação.

- A praia da Pinheira progradou por aproximadamente 5,2 km através de expressivo aporte sedimentar proveniente da plataforma, resultando na formação sucessiva de cordões de dunas frontais em forma de enseadas. A formação dos últimos 3km apresentou uma sequência bem preservada de cordões que permite a utilização desta planície como um registro das linhas de costa do passado, além de refletir a variação do nível do mar nos últimos 5000 anos AP.

- A distribuição sedimentar na planície é homogênea, formada por areia fina. Este sedimento compõe os cordões de dunas frontais que possuem cerca de 1 a 2 m de altura. Sedimentos finos não ocorrem nos primeiros 8 m de profundidade. A homogeneidade da distribuição sedimentar é importante na compreensão dos processos dinâmicos que formaram a planície.
- A Pinheira é considerada como uma praia de enseada em equilíbrio próximo ao estático, do tipo intermediária – terraço de baixa bar, com batimetria suave, ausência de bancos permanentes na antepraia. A praia possui zonas de sombra bem definidas e a região central é considerada pelo modelo parabólico como a porção retilínea da enseada, orientada pela direção da ondulação predominante que chega ao ponto de difração (ver item “*APÊNDICE A – Estabilidade em Planta para Praias de Enseada*”).
- O espectro de ondas na área de estudo é considerado como bimodal, variando sazonalmente. O fluxo médio de energia é predominantemente de SE na entrada da enseada, levando a uma deriva litorânea de sul para norte. Ao entrarem na enseada, a ondulação atinge o setor central com direções voltadas para leste.
- As ondas de nordeste e leste normalmente estão associadas a zonas de geração locais, ou próximas a região costeira, entre as latitudes de 20 a 30°S, devido aos ventos de nordeste provenientes da intensificação da ASAS, ou ao estacionamento de fortes altas de retaguarda na região. Já as ondas de sulsudeste podem ser geradas tanto em regiões longínquas quanto em mares locais, normalmente associadas às trajetórias dos ciclones extratropicais.
- Observa-se que as regiões entre as longitudes de 70 e 20°W (lado oeste do oceano Atlântico Sul) compreendem alta ocorrência de geração de ondas, estando entre as latitudes de 30 e 60°S a maior densidade ciclogênica, com permanentes pistas de vento. Esta região de alta atividade sinótica tem regido as direções de ondas predominantes, que propagam pela plataforma continental sul brasileira, e alcançam a área de estudo. As informações sobre os sistemas geradores de ondas atuais contribuem na discussão da alternância de direção da ondulação no Holoceno Tardio.

### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia empregada neste trabalho está apresentada de forma esquemática no fluxograma da Figura 9. Esta consiste dos seguintes processos:

- i) Mapeamento e cálculo da orientação dos cordões da região central da Planície da Pinheira;
- ii) Análise e reconstrução da batimetria interna e externa da enseada com base nas variações do nível do mar, nas taxas de sedimentação e nos perfis estratigráficos;
- iii) Quantificação da variação direcional do fluxo de energia ( $FE_{\theta}$ ) devido aos efeitos da refração/difração;
- iv) Correlacionar às mudanças atmosféricas e climáticas no Holoceno Tardio.

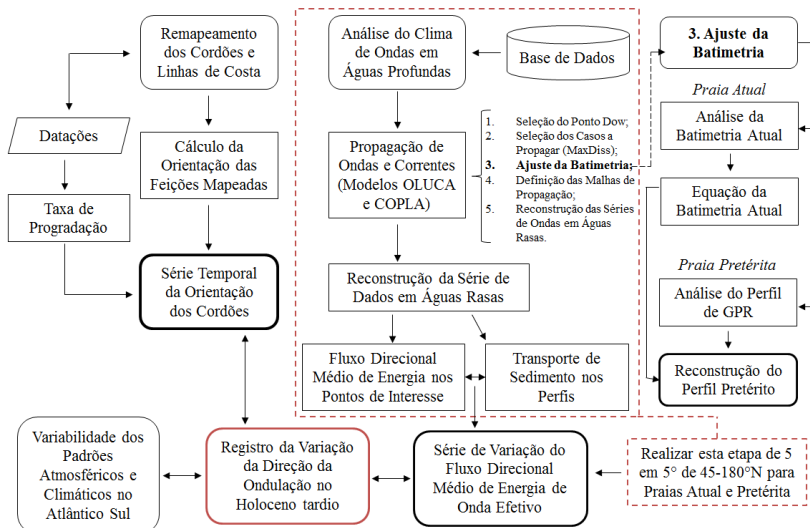


Figura 9: Fluxograma da metodologia aplicada neste estudo.

### 3.1 Análise da Orientação dos Cordões

#### 3.1.1 Mapeamento

O mapeamento dos cordões de dunas frontais foi realizado a partir da fotointerpretação da ortofotografia em infravermelho do ano de 2010 e das fotografias aéreas de 1938, 1957 e 1978, onde se demarcou a porção frontal e posterior das seções de cordões de dunas frontais através da criação de poli-linhas vetorizadas (Figura 10). Assim como os cordões, as linhas de costa com base na duna frontal dos anos de 1938, 1957, 1978, 2003, 2006, 2009, 2010, e 2012 a 2017, disponíveis em fotografias aéreas e imagens de satélite foram georreferenciadas, e mapeadas seguindo a base da duna frontal por toda a extensão da enseada (Figura 11).

O georreferenciamento das fotografias aéreas e imagens de satélite foi realizado de acordo com a metodologia proposta por Araújo *et al.* (2009). Foi utilizada como base cartográfica a ortofotografia de 2010, e a partir desta, pontos de controle (PC's) foram distribuídos utilizando os promontórios rochosos, vegetações maiores, e cruzamentos de estradas. Tendo em vista que no período de 1938, 1957 e 1978, a região da praia da Pinheira possuía quase nenhuma obra urbana para servir de referência, apenas 10 PC's foram utilizados, ao contrário dos 20 PC's sugeridos por Araújo *et al.* (2009). O Erro Quadrático Médio e o nível de 95% de confiabilidade da posição (EQM 95%) foram calculados, sendo apresentado pelo mosaico da imagem de 1938 os maiores valores (EQM 3,89m, EQM95% 6,74 m).

Todo o procedimento de mapeamento e georreferenciamento foram realizados dentro de um sistema de informação geográfica (SIG – ArcGis 10.2/ESRI), utilizando a superfície de referência Datum SIRGAS 2000, e sistema de coordenadas (UTM).

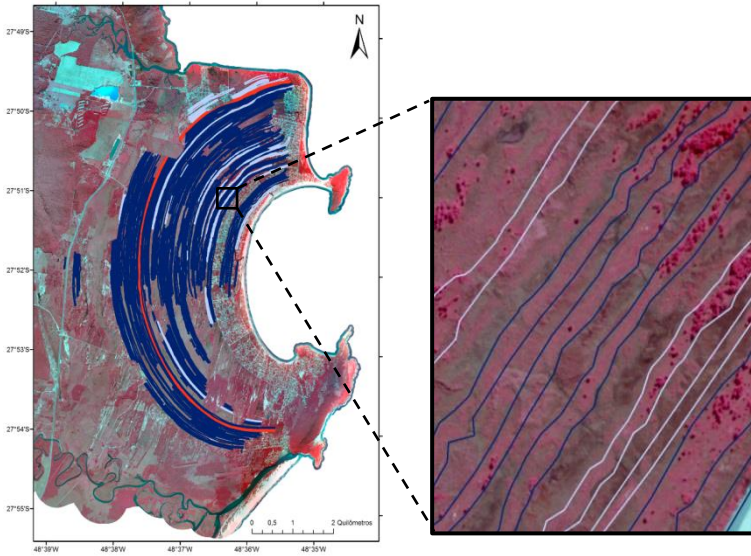


Figura 10: Mapeamento dos cordões da Planície da Pinheira em ambiente SIG, utilizando como base a ortofotografia do município de Palhoça do ano de 2010.

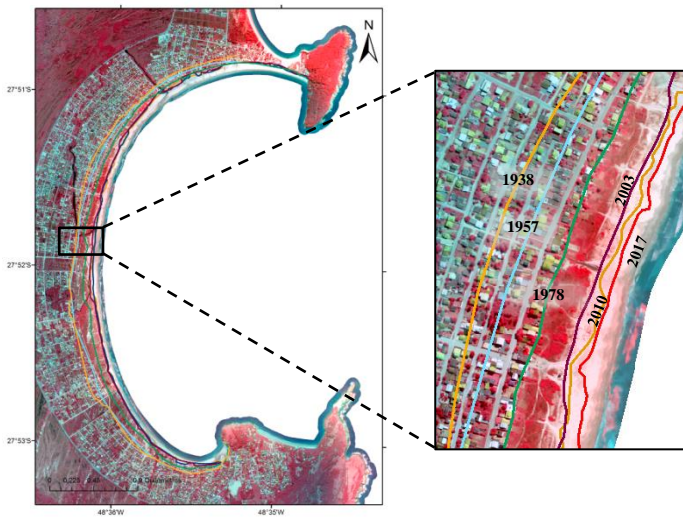


Figura 11: Mapeamento das linhas de costa a partir da base da duna frontal (exemplos dos anos 1938, 1957, 1978, 2003, 2010 e 2017).

### 3.1.2 Cálculo da Orientação

O cálculo da orientação azimutal foi realizado por meio da ferramenta COGO (ArcGis), utilizada para medição de direções das feições criadas em um SIG, no perfil central da Planície da Pinheira. Para cada cordão que intercepta o perfil central traça-se uma linha com comprimento de 500 m, transversal ao perfil e sobreposta à frente do cordão (Figura 12). A partir desta linha calcula-se o ângulo azimutal (ângulo medido no sentido horário ao alinhamento a partir do norte) através da ferramenta COGO. Para este trabalho foi utilizado o Norte verdadeiro ou geográfico (Polo Norte) obtendo azimutes verdadeiros.

O ângulo obtido para este alinhamento corresponde ao ângulo azimutal do cordão. Contudo, o ângulo azimutal não representa diretamente a orientação. A orientação do cordão está perpendicular ao alinhamento, sendo para isso necessário subtrair  $90^\circ$  do ângulo azimutal. (Figura 12).

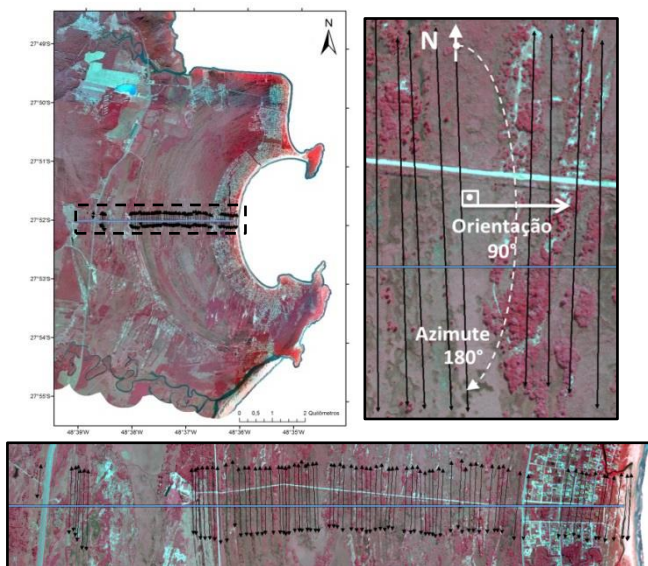


Figura 12: Representação esquemática da obtenção da orientação a partir do ângulo azimutal nos cordões. A ferramenta COGO gera o ângulo azimutal entre o norte geográfico e o cordão em sentido horário (ex.:  $180^\circ\text{N}$ ), contudo, o cordão está orientado para  $90^\circ$  do ângulo azimutal (ex.:  $90^\circ\text{N}$ ). Setas pretas ao longo do perfil central da planície representam os alinhamentos de 500 m a partir dos quais se obteve a orientação.

### 3.1.3 Período de Formação dos Cordões de Dunas Frontais

A avaliação da taxa de progradação da planície costeira se deu de duas formas: através dos dados de datação da planície gerados por Hein *et al.* (2013) e através da análise de progradação da linha de costa entre as imagens aéreas recentes. As datações disponibilizadas por Hein *et al.* (2013) estão dispostas na região que compreende o perfil central da planície (Tabela 1). Utilizando estas informações calcula-se a taxa de progradação através da diferença de distância e idade:

$$\text{Taxa de progradação} = \frac{X_{p1} - X_{p2}}{i_{p1} - i_{p2}} \quad (\text{Eq. 1})$$

Onde  $X$  corresponde à distância do ponto datado à linha da base da duna frontal de 2017,  $i$  corresponde à idade do ponto, e P1 e P2 os pontos de datações ou linhas de costa.

Tabela 1: Datações por radiocarbono dos exemplares de moluscos calibradas em  $2\sigma$  anos antes do presente (Presente = 1950), realizadas por Hein *et al.* (2013). Foram utilizadas neste trabalho apenas as datações localizadas no perfil central da praia.

| Identificação | Elevação (m NMM) | Distância da Costa (m) | Idade $2\text{-}\sigma$ Calibrada |
|---------------|------------------|------------------------|-----------------------------------|
| PIND3-S1      | -1,2             | 350                    | $425 \pm 75$                      |
| PIND2-S2      | -5,5*            | 1800                   | $1508 \pm 107$                    |
| PIND1-S1      | -0,4             | 3300                   | $2838 \pm 97$                     |
| PINV12-S1     | 0,3              | 4500                   | $5562 \pm 80$                     |

\*Hein *et al.* (2013) acredita que esta profundidade não corresponda ao esperado ou por um erro no processo de datação e organização dos dados, ou por um intenso retrabalhamento da antepiraia no processo de regressão ocorrido neste período.

Utilizando a distância do cordão para a linha de costa atual e a taxa de progradação podem-se obter as idades estimadas para a planície no período de formação de cada cordão. As idades obtidas foram comparadas as idades datadas por Amin e Dillenburg (2010), Hein *et al.* (2013) e Dillenburg *et al.* (2018), se mostrando de acordo com o período de tempo sugerido pelos autores.



## 3.2 Análise da Batimetria

### 3.2.1 Variação do Nível do Mar na Costa Catarinense

Segundo a curva do NRM, há cerca de 2000 anos atrás, a elevação do nível do mar para a região sul do estado se apresentava por volta de 0 a 2 m acima do atual (ver item “2.1. *Evolução da Planície*”). Deste modo, este estudo levou em consideração para a reconstrução da praia pretérita que foi utilizada na etapa de modelagem da ondulação do passado, a elevação máxima do nível do mar no período (~2000 anos AP) – cerca de 2 m acima do atual.

### 3.2.2 Análise das Mudanças na Batimetria da Plataforma

A sedimentação da plataforma sul-brasileira é dominada pela dinâmica das massas d'água e pela circulação interna. A sua taxa de sedimentação varia entre 5 a 660 mm a cada mil anos (MAHIQUES *et al.*, 2010). As taxas mais baixas de sedimentação ocorrem na plataforma externa, onde a Corrente do Brasil age retirando sedimento do fundo marinho. Já as altas taxas ocorrem em regiões de alta produtividade e/ou com aporte terrígeno mais próximas à costa. Um perfil de sísmica rasa ao longo da plataforma média de Santa Catarina mostra cerca de 10 m de acúmulo de sedimentos Holocênicos sobre o substrato Pleistocênico (MAHIQUES *et al.*, 2010) (Figura 13).

Cooper *et al.* (2018) apresenta mais de 400 km de linhas sísmicas entre as profundidades de 3 a 60 m na plataforma costeira de Santa Catarina. O estudo observou um fundo marinho com declividade suave ( $0,14^\circ$ ) entre a linha de costa e a cota de 35 m. Um incremento na declividade para  $0,64^\circ$  é relatado entre 35 m e 50 m de profundidade, associado a um depósito litorâneo decorrente do período que NRM se encontrava a -50m que o atual. Na sequência, o gradiente de declividade retorna a  $0,14^\circ$  (Figura 13). A unidade formada durante o Holoceno tardio é apresentada com uma camada uniforme de 5-6 m de espessura recobrando as formações mais antigas.

Embora a existência de variação na declividade da plataforma continental decorrente de um depósito pleistocênico, a formação sedimentar durante o Holoceno Tardio se deu através de reduzida e uniforme taxa de deposição. Na região da plataforma interna adjacente a área de estudo, a descarga fluvial anual média pelos rios, Rio Maciambú com cerca de  $2 \text{ m}^3/\text{s}$  e Rio da Madre com cerca de  $7 \text{ m}^3/\text{s}$  (ANA –

*Agência Nacional da Água, 2000; Hein et al., 2013*), representa uma contribuição pouco expressiva do aporte terrígeno. Considerando estas características, descartou-se a variabilidade nos processos de erosão/deposição sedimentar para a reconstrução da batimetria pretérita, permanecendo a plataforma continental com declividade constante. Assumiu-se apenas as variações do nível do mar como fator dominante nas alterações batimétricas e relevantes para os processos de transformação da onda.

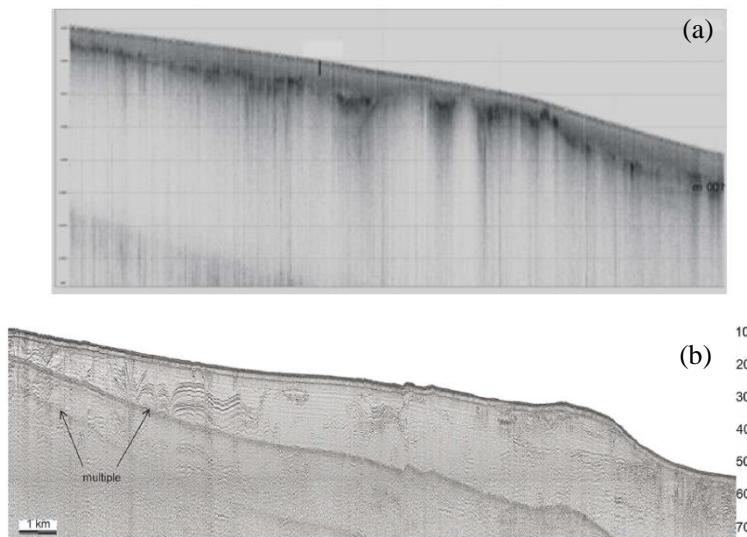


Figura 13: (a) Perfil sísmico na plataforma continental de Santa Catarina (MAHIQUES *et al.*, 2010), onde as linhas horizontais marcam intervalos de 10 metros de profundidade. (b) Perfil sísmico da plataforma de Santa Catarina da cota de ~3 a 60 m (Cooper *et al.*, 2018).

### 3.2.3 Análise dos Perfis Praiaais

#### 3.2.3.1 Perfil Atual

O perfil atual da Pinheira foi representado através de duas equações: a equação de Brunn (1954 *apud* BRUNN, 1962), modificada por Dean (1977 *apud* DEAN, 1991) (ver item “APÊNDICE A - 2. Estabilidade Praiaal em Perfil de Equilíbrio”), e pela equação obtida a partir dos dados batimétricos da carta náutica Canal Sul da Ilha de Santa

Catarina – 1904, disponibilizada na base de dados do *software* SMC-BR.

Primeiramente, para o uso do modelo de perfil de equilíbrio considera-se o tamanho de grão através do parâmetro de sedimento (A) e a distância da costa (Y). Haja vista que Hein *et al.* (2013) e Amin e Dillenburg (2010) (ver item 2.2 “*Formação Geomorfológica*”) encontraram granulometria majoritariamente classificada como areia fina ( $2\phi - 3\phi$  ou 0,13 a 0,20 mm) distribuída ao longo de toda a planície e praia atual de forma homogênea, o cálculo do perfil de equilíbrio deste trabalho utilizou D50 de 0,2 mm.

Com isto obteve-se o perfil teórico até a profundidade de fechamento, cerca de 7,5 m, calculada a partir da equação para profundidade de fechamento interna apresentada por Hallermeier (1981) (ver item “*APÊNDICE A - 2. Estabilidade Praial em Perfil de Equilíbrio*”), com base na altura significativa média das ondas na entrada da enseada ( $\overline{H_s} = 1,2 \text{ m}$ ). O perfil teórico da região central da enseada se mostrou compatível aos primeiros pontos batimétricos da carta náutica. As profundidades de 6,3 m e 7,5 m a 500 e 650 m de distância da linha de costa no perfil teórico, respectivamente, são observadas na carta náutica a distâncias de 510 e 630 m da costa.

Na sequência, dados da carta náutica permitiram a obtenção de uma equação representativa da forma deste perfil praial. A associação da equação de Dean com a equação dos dados batimétricos resulta na forma suavizada do perfil atual (Figura 14), e serviu de base para os ajustes batimétricos realizados para a propagação das ondas pelo modelo numérico na praia atual.

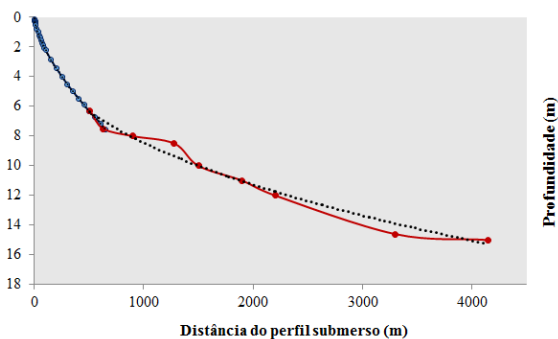


Figura 14: Representação do perfil praial segundo as equações do perfil de equilíbrio de Dean e a equação obtida pelos dados da carta náutica. Em azul a porção do perfil associada ao perfil teórico, em vermelho a porção associada à carta náutica. Linha preta pontilhada representa a tendência potencial.

### 3.2.3.2 Perfil Pretérito

Perfis de estratigrafia rasa levantados por radares de penetração de solo (GPR “*Ground Penetrating Radar*”) em planícies de cordões têm sido utilizados para inferir feições estratigráficas que compuseram o perfil praial, bem como a dinâmica costeira associada, observando inclusive a ocorrência de processos erosivos, decorrentes da ação de eventos extremos, que ficaram impressos na praia (OLIVER *et al.* 2017).

Na planície da Pinheira, Hein *et al.* (2013) realizaram um levantamento com uma antena GPR (GSSI SIR-2000 system, 200MHz), com mais de 11 km de transectos. O sistema utilizado permitiu a reflexão de 1 a 7 m abaixo do NMM. O transecto analisado neste trabalho foi disponibilizado pós-processado, e refere-se à região central da planície (Figura 15). Neste transecto foram mapeados alguns perfis praias, dentre eles o perfil correspondente ao cordão utilizado para a reconstrução da praia pretérita. Os perfis foram interpretados visualmente e apresentaram em sua maioria feições paralelas semelhantes entre si.

Analisando o ângulo de declividade dos 45 m iniciais do perfil do cordão mapeado para reconstrução da praia pretérita (Figura 16) e do perfil estimado para a praia atual pela equação do perfil de equilíbrio de Dean, observam-se inclinações de  $1,4^\circ$  e  $1,2^\circ$ , respectivamente, indicando a similaridade entre eles nesta porção inicial. Com base na similaridade observada e na premissa de que a geometria do perfil é diretamente dependente do tamanho de grão, que na Pinheira é basicamente igual ao longo de toda a planície, assumiu-se que a declividade do perfil também deveria ser similar. Deste modo, admitiu-se a equação do perfil atual para reconstrução do perfil pretérito. Contudo, o perfil para a praia pretérita inicia a 2500 m da linha de costa atual em direção ao interior da planície e foi elevado em 2 m acima do nível médio do mar atual (considerado como cota 0 para 2000 anos AP), segundo a curva apresentada por Angulo *et al.* (2006) (Figura 17).

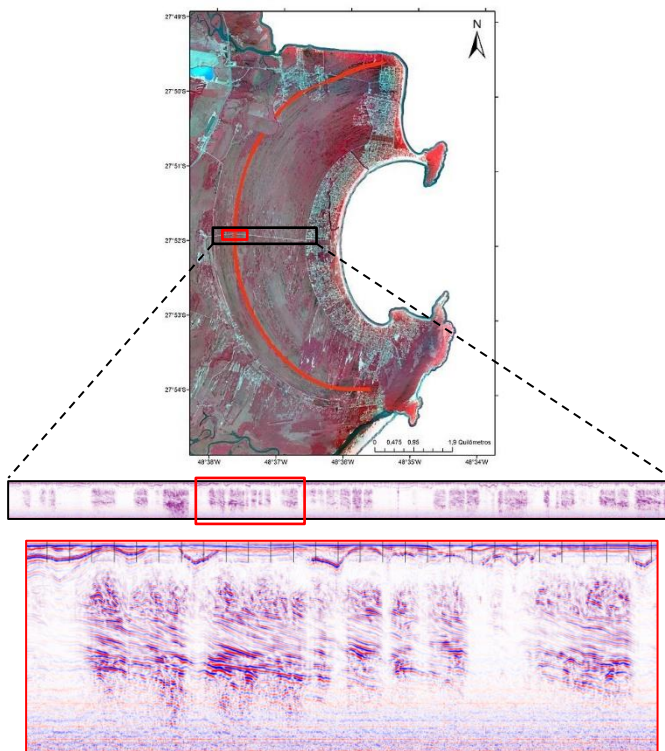


Figura 15: Representação do transecto de GPR pós-processado e disponibilizado a partir do estudo de Hein *et al.* (2013), com a identificação de feições paralelas, na sua maioria similares entre si.

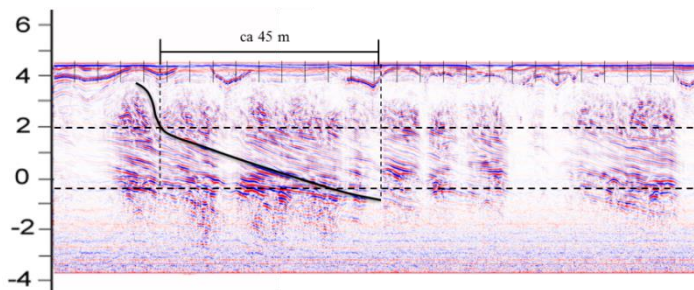


Figura 16: Mapeamento do perfil correspondente ao cordão identificado para reconstrução. Pelo perfil estratigráfico de alta resolução é possível observar 45m de comprimento do perfil (marcações na parte superior representam 5m). Barra lateral representa a profundidade do transecto com base no nível do mar atual (0m).

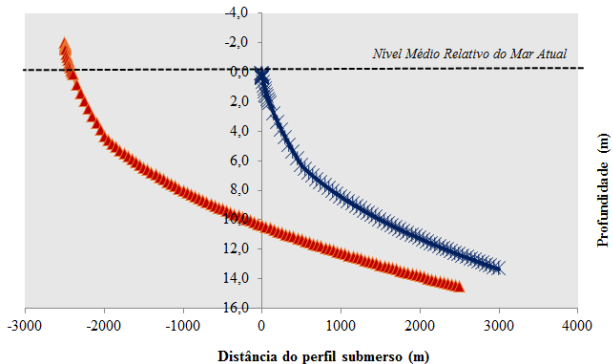


Figura 17: Representação do perfil pretérito reconstruído (em vermelho) e do perfil atual (em azul).

### 3.2.4 Reconstrução do Ambiente Pretérito

A reconstrução da praia da Pinheira de ~2000 anos AP foi realizada através da utilização de um cordão que estava preservado na maior parte da planície (Figura 18). Os contornos laterais, como o formato das desembocaduras dos rios e da saliência ao norte, foram baseados no modelo de evolução para a planície da Pinheira proposto por Hein *et al.* (2013) (ver item “2.1. Evolução da Planície”). As demais feições próximas, como a Ilha de Santa Catarina, foram delimitadas a partir da carta Paulo Lopes do IBGE, e tiveram sua área reduzida em função da inundação decorrente do nível médio do mar elevado em 2 m.

As linhas isobatimétricas foram reconstruídas no *software* SMC-BR, de acordo com os resultados obtidos na análise do perfil pretérito da região central. Alguns polígonos fechados foram criados para sobrepor os pontos batimétricos da carta náutica no interior da enseada. As regiões laterais do interior da enseada acompanharam o perfil central. A batimetria externa a enseada foi corrigida com a variação do nível do mar, sendo aprofundada em 2 m (Figura 19).

O perfil pretérito calculado chega à desembocadura da enseada com 2 m a mais de profundidade (14,5 m) em relação à profundidade atual (12,5 m). Estes 2m estão associados à elevação do nível do mar para o período de formação deste cordão, que foram aplicados na reconstrução da batimetria externa a enseada. Esta observação demonstra que a conexão entre o perfil reconstruído e batimetria externa não apresentou degrau de desnível (Figura 20).

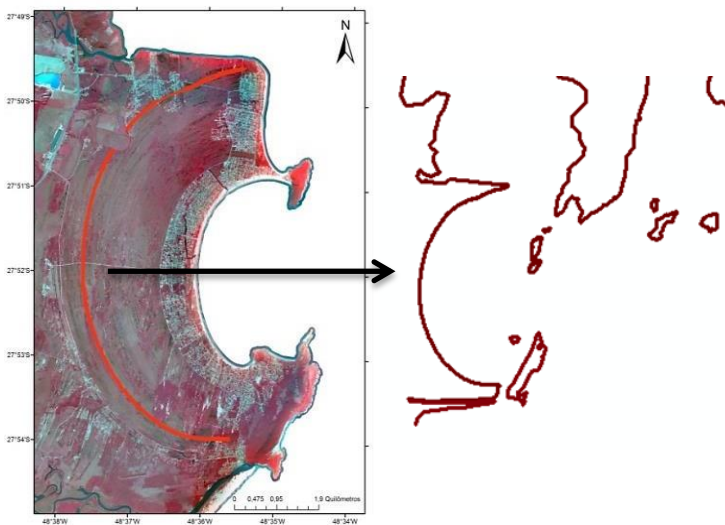


Figura 18: Reconstrução da Linha de Costa. Na imagem à esquerda, observa-se o cordão mapeado (linha vermelha) na ortofotografia de 2010. Na imagem à direita, observa-se a reconstrução da linha de costa pretérita juntamente as ilhas e demais contornos que representam a área de estudo há 2000 anos AP.

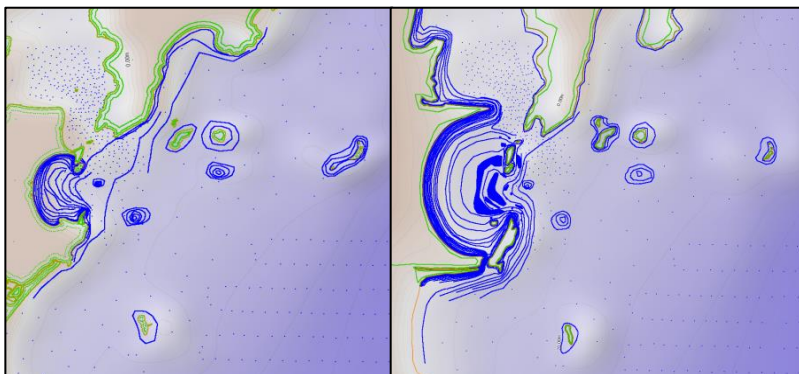


Figura 19: Batimetria da praia atual e pretérita no *software* SMC 3.0, extensão do SMC-BR, com as isolinhas batimétricas em azul.

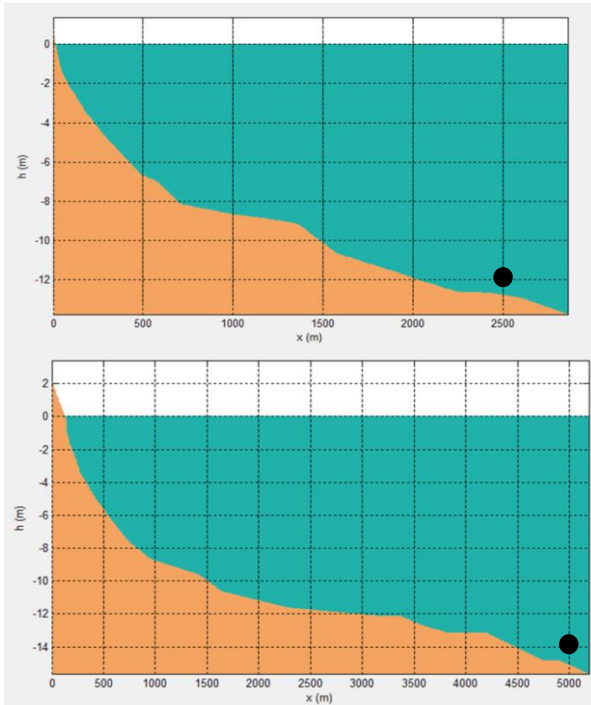


Figura 20: Batimetria do perfil central da linha de costa até a desembocadura da enseada no *software* SMC-BR. Imagem superior apresenta a batimetria do perfil atual com 2,5 km de comprimento, e a imagem inferior para o perfil pretérito com 5 km de comprimento. Pontos pretos indicam a entrada da enseada.

### 3.3 Quantificação da Variação Direcional do Fluxo de Energia

Esta etapa foi desenvolvida através do SMC-Brasil, uma ferramenta computacional que combina modelos numéricos, metodologias e uma base de dados no estudo dos processos costeiros (MMA, *no prelo* (a)). A aplicação dos modelos de propagação de ondas, correntes e transporte litorâneo inseridos no SMC-Brasil foi realizada para a praia da Pinheira atual e para a praia da Pinheira reconstruída (2000 anos AP). Todo o procedimento de propagação foi aplicado igualmente para os dois ambientes, com exceção da batimetria e formato da linha de costa utilizada.



### 3.3.1 Base de Dados

Para realizar a quantificação da variação do fluxo direcional médio de energia de ondas é necessária a utilização de séries longas de dados de ondas. Deste modo, nesta etapa foi realizada a reconstrução do clima de ondas (parâmetros de altura significativa de onda, período médio, período de pico e direção) incidentes na região da Pinheira baseada na série de dados de reanálise calibrada e validada de 60 anos de ondas e nível em resolução horária, distribuída por toda a costa brasileira através de bóias virtuais nomeadas por pontos DOW (*Downscaled Ocean Waves*), inseridas no *software* SMC-Brasil, na extensão SMC-Tools, módulo IH-DATA (GIOC, 2013(a); MMA, *no prelo* (a)).

Esta série de dados partiu da reanálise global de um período de 60 anos, 1948 a 2008, através do modelo WWIII (*Wave Watch III*), incluindo simulações atmosféricas do NCEP/NCAR (*National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research*) e a batimetria global GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans*), que gerou a base de dados de ondas em águas profundas, denominada por *Global Ocean Waves* (GOW). A base GOW foi calibrada e validada por meio de dados de altimetria de satélites das missões Jason 1, Jason 2, TOPEX, ERS-2, Envisat e GFO, e dados de 21 bóias espalhadas em águas profundas nos oceanos Atlântico, Pacífico e no mar do Caribe (MÍNGUEZ *et al.*, 2011a; REGUERO *et al.*, 2012).

Tendo em vista que os dados GOW são dados em escala global, foi necessária a adequação desses dados para a região costeira, processo conhecido como regionalização (*downscaling*) dos parâmetros de ondas. Essa transferência de dinâmica para águas intermediárias foi executada com simulações no modelo numérico SWAN incluindo os dados das cartas náuticas brasileiras, gerando a base de dados DOW (*Downscaled Ocean Waves*), que foi utilizada neste trabalho (CAMUS *et al.*, 2013; GOMES DA SILVA *et al.*, 2015).

Para complementar a base de dados, o SMC-BR também disponibiliza de dados batimétricos provenientes da digitalização das cartas náuticas do litoral brasileiro da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), e de levantamentos batimétricos realizados pelo setor privado, universidades e Marinha do Brasil (GIOC, 2013(a); MMA, *no prelo* (a)).

### 3.3.2 Análise e Seleção do Ponto DOW em Águas Profundas

A seleção de um ponto em águas profundas (ponto DOW) dentro da base de dados do SMC-Brasil considerou a relação águas profundas – comprimento de onda (relação de dispersão), que está diretamente ligado ao período da onda. Por utilizar o fluxo médio direcional de energia, como proposto na modificação do modelo parabólico por Gonzalez e Medina (2001) (ver item “APÊNDICE A – Estabilidade em Planta para Praias de Enseada”), foi utilizado o período de pico médio ( $\overline{T_p}$ ) para localizar a profundidade em que as ondas iniciam a interação com o fundo.

O  $\overline{T_p}$  para a região adjacente ao litoral catarinense encontra-se entre 8 a 10 s, dependendo do quadrante direcional da ondulação. Ondas com períodos de 10 s sentem o fundo oceânico a partir dos 80m de profundidade (Figura 21). Deste modo, a boia virtual (DOW) foi selecionada na cota de 111 m, próximo à quebra da plataforma, anterior ao início dos processos refrativos para as ondas médias, e aproximadamente na mesma latitude da enseada da Pinheira (Figura 22).

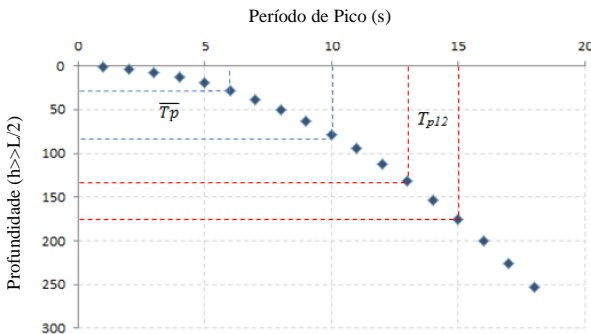


Figura 21: Relação entre o  $T_p$  e a profundidade considerada águas profundas para cada onda. Linhas pontilhadas azuis delimitam a faixa de período de pico média, e as pontilhadas em vermelho para períodos de pico de eventos extremos.

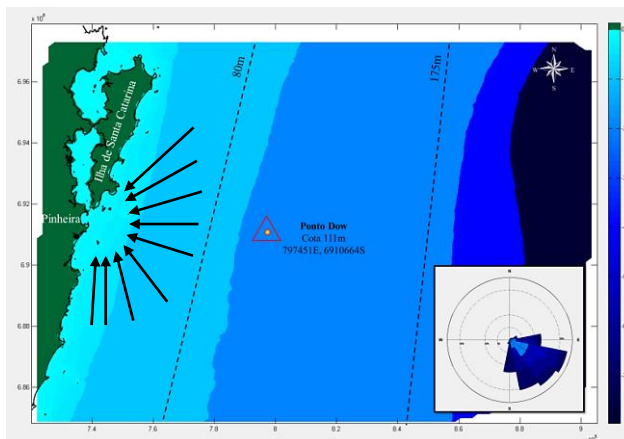


Figura 22: Interface do SMC-Tools com o ponto DOW selecionado na cota de 111 m, nas coordenadas 797451 E, 6910664 S. Linhas pretas pontilhadas mostram as cotas de 80 e 175 m onde ondas com períodos de 10 e 15 s, respectivamente, iniciam a interação com o fundo. Setas pretas ilustram as orientações de propagação das ondas que partiram do ponto DOW para o interior da enseada. Na porção direita inferior da imagem, encontra-se a rosa ilustrando a variação direcional das ondas no ponto DOW.

Com a seleção do ponto também foi aplicada uma análise estatística descritiva inserida no software SMC-BR, extensão SMC-Tools, módulo AMEVA (Análise Matemática e Estatística das Variáveis Ambientais) para a caracterização do clima de ondas. Esta ferramenta realiza o cálculo das estatísticas básicas assim como gera gráficos das séries temporais, histogramas, densidade de probabilidade, rosas direcionais, entre outros, a partir da série horária de dados de reanálise inserida no ponto DOW selecionado.

### 3.3.3 Propagação das Ondas – Modelo OLUCA

A propagação das ondas de águas profundas para águas rasas foi realizada através do Modelo OLUCA-SP inserido no *software* SMC-Brasil, na extensão SMC 3.0, módulo de análise em curto prazo (MOPLA).

O modelo OLUCA-SP corresponde a um modelo espectral não dispersivo que resolve a fase da onda. Este realiza a propagação de ondas espectrais incluindo os processos de refração e difração para

águas rasas através da aproximação parabólica do modelo de declive suave desenvolvido por Radder (1979) e adaptado por Booij (1981) (GONZÁLEZ *et al.*, 2007, GIOC, 2013(b); MMA, *no prelo* (b)):

$$Cg \frac{\partial A}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial y} + i(\bar{k} - k)CgA + \frac{\sigma}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{Cg}{\sigma} \right) A - \frac{i}{2\sigma} \frac{\partial}{\partial y} \left[ p \frac{\partial A}{\partial y} \right] - \sigma k^2 D |A|^2 \frac{A}{2} = 0 \quad (\text{Eq.2})$$

Onde:

C é a celeridade;

Cg é a celeridade de grupo;

A é a amplitude da onda;

K é o número de onda de referência, considerando a média ao longo do eixo y;

P é a multiplicação da celeridade pela celeridade de grupo (C\*Cg);

D é parte do termo não linear;

$$D = \frac{\cosh(4kh) + 8 - 2 \tanh^2(kh)}{8 \sin^4(kh)} \quad (\text{Eq.3})$$

Onde h é a profundidade no ponto do domínio selecionado.

A simulação da propagação de ondas requer a inclusão de efeitos de dissipação de energia, introduzido termos não-lineares a equação. Seguindo o raciocínio para a obtenção da equação parabólica de Radder (1979), separando as componentes incidentes e refletidas, Kirby e Dalrymple (1985) desenvolveram uma versão não linear do modelo parabólico com a adição do termo de dissipação a Equação 2:

$$+ \frac{\gamma_j}{2} A_j$$

Onde  $\gamma$  é a dissipação da energia para o componente  $j$ , dividida pela energia (sua unidade é tempo<sup>-1</sup>) (GIOC, 2013(b); MMA, *no prelo* (b)).

O modelo OLUCA segue algumas premissas e limitações como, (i) fluido é não viscoso, incompressível e com densidade constante, (ii) o fluxo é estacionário, (iii) a pressão na superfície é constante, ignorando o efeito do vento e Coriolis; (iv) o fundo segue uma declividade suave em relação ao comprimento de onda, (v) os processos de refração, difração, empinamento e arrebentação das ondas são considerados, todavia, não se considera o processo de reflexão, e (vi)

instabilidades para as ondas incidentes nos contornos das malhas são passíveis de ocorrência e por isso deve-se manter os contornos longe da área de estudo (GIOCO, 2013(b); MMA, *no prelo* (b)).

### 3.3.3.1 Ajuste da Batimetria

A batimetria é determinante para a execução de modelos de propagação de onda. Os ajustes batimétricos são necessários para a aplicação da Equação da Pendente Suave (modelo OLUCA), que tem como premissa um fundo de declive suave (1:3), ou seja, com variações batimétricas sobre distâncias maiores que o comprimento da onda. Ambas batimetrias atual e pretérita foram ajustadas à premissa (ver item “3.2.3 *Análise dos Perfis Praiais*”).

### 3.3.3.2 Definição das Malhas de Propagação

As malhas de propagação foram elaboradas considerando as direções dos casos de ondas atuantes na área de estudo, que variam entre 45° e 180°. Dentro destas orientações, as malhas foram distribuídas de acordo com as premissas do Modelo OLUCA-SP, que afirma que a direção máxima de propagação de cada malha deve ficar a ~45° do eixo central da malha, o qual está ligado à direção principal de incidência de ondas (GIOCO, 2013(b); MMA, *no prelo* (b)).

Deste modo, foram criadas quatro malhas de propagação com quatro malhas aninhadas com 30° de distância entre seus eixos centrais (60°, 90°, 120° e 150°). As malhas externas têm espaçamento de 100 m e as internas (aninhadas) de 25 m. As dimensões das malhas variam entre 25 a 45 km no eixo x e de 54 a 61 km no eixo y para malhas externas, e de 20 a 23 km no eixo x e de 17 a 22 km no eixo y para malhas aninhadas (Figura 23).

### 3.3.3.3 Seleção dos Casos de Ondas

Ao utilizar uma longa série de dados em execuções de modelos como OLUCA-SP, empregam-se métodos de seleção de casos representativos de toda a série. Estes casos são propagados a partir de pontos em águas profundas, e posteriormente a série é reconstruída em águas rasas por interpolação de dados.

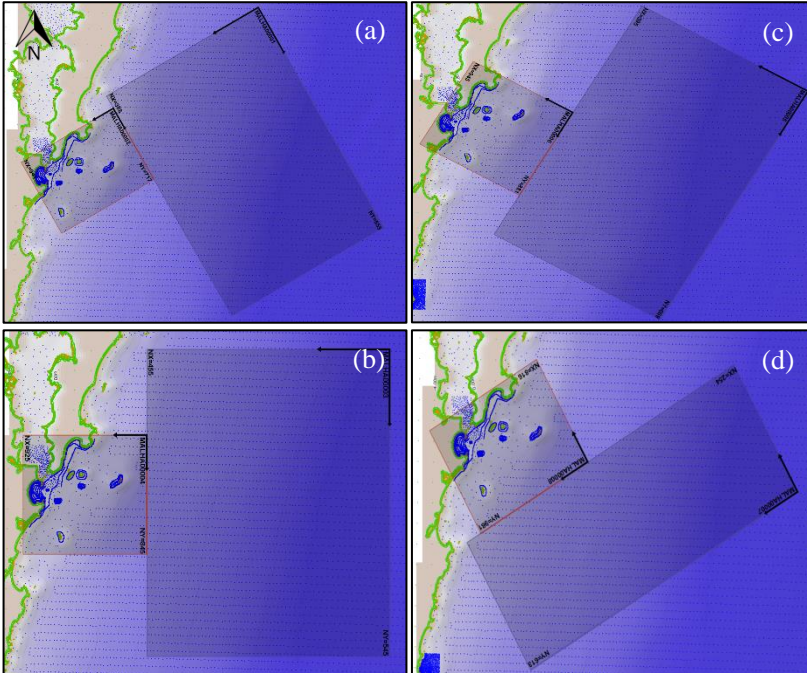


Figura 23: Malhas de propagação no *software* SMC 3.0, extensão do SMC-BR. (a) Malha geral e aninhada de  $60^\circ$ , (b) malhas de  $90^\circ$ , (c) malhas de  $120^\circ$  e (d) malhas de  $150^\circ$ .

Dentre os diversos métodos de seleção, a técnica da Máxima Dissimilaridade (MaxDiss), aplicada no SMC-Brasil, visa selecionar os pontos mais dissimilares dentro da série, alcançando representantes dos mais distintos estados de mar dos dados de reanálise (CAMUS *et al.*, 2011). O cálculo da dissimilaridade se baseia na distância Euclidiana (Equação 4) na qual se obtém a distância do dado inicial em relação a todos os dados do subconjunto R, sendo o seguinte dado o mais distante do inicial. A seleção inicia indicando um caso extremo, em seguida verifica-se a dissimilaridade e obtém-se o segundo caso, assim por diante não havendo repetição de casos (CAMUS, 2009).

Para alcançar uma maior representatividade da reconstrução, Camus (2009) observou a necessidade de uma quantidade significativa de casos selecionados. A autora constatou que o mínimo de 100 casos é o ideal para erros pouco significativos, e a partir deste número a diferença entre os erros passa a ser pouco representativa, tornando

desnecessário, na maioria das vezes, a seleção de mais de 100 casos de onda.

$$d_{ij} = \|X_i - v_j\|; i = 1 \dots, N - R; j = 1, \dots, R \quad (\text{Eq.4})$$

Onde:

$d_{ij}$  é a distância entre o dado extremo inicial (N) e o subconjunto R ( $R \leq M$ );

$X_i$  é o parâmetro analisado no caso selecionado;

$v_j$  está relacionado a heterogeneidade do dado.

Neste trabalho, a seleção de casos foi realizada de 5 em 5° entre as direções de 45° a 180° (direção em relação ao norte geográfico), com  $T_p$  mínimo de 5 s e  $H_s$  mínimo de 1 m. O processo de propagação a cada 5° acarretou em uma repetição de 27 vezes o procedimento por ambiente (atual e pretérito). Com o intuito de reduzir o custo computacional, testes de propagação com seleção de 25, 50, 75 e 100 casos foram realizados. Entretanto, a reconstrução do fluxo direcional de energia no interior da enseada apresentou diferenças próximas a 1° entre os testes. Assim, foi realizada a seleção de um mínimo de 100 casos, como sugere a literatura, totalizando 5400 casos de ondas (praia atual e pretérita) propagados.

### *3.3.4 Reconstrução do Fluxo Direcional Médio de Energia em Águas Rasas*

Após a propagação dos casos de ondas de águas profundas para rasas, foi realizada a reconstrução dos espectros direcionais de energia de onda em pontos de interesse que foram distribuídos em linha na região central da enseada, tanto em águas intermediárias como próximos à linha de costa, sendo as cotas 15 (correspondente 17 m na praia pretérita), 12 (correspondente a 14 m na praia pretérita) e 5 m foram determinados pela localização em posições importantes para a discussão do estudo, logo ao exterior da enseada, na entrada entre os promontórios, e logo antes a zona de arrebentação, respectivamente (Figura 24).

A distribuição dos pontos em linha se deu a caráter de analisar os efeitos da refração e difração nos pontos comuns para todos os setores direcionais. A utilização de pontos em diagonal na orientação dos

quadrantes direcionais ou nas proximidades dos promontórios rochosos, que limitam a entrada da enseada, impossibilitaria a comparação entre os pontos de interesse para as distintas direções de ondas.

A reconstrução, na extensão SMC-Tools, módulo IH-DYNAMICS, é realizada através da interpolação dos casos propagados. Esta interpolação se baseia em funções de bases radiais gaussianas (RBF), que considera a combinação linear das funções radiais simétricas para cada ponto de dados, reconstruindo assim os parâmetros de onda em águas rasas em referência aos parâmetros de ondas observados no ponto de águas profundas (ponto DOW) e aos casos selecionados e propagados (CAMUS *et al.*, 2011). Este método é utilizado para resolver casos de interpolação onde existe uma grande gama de dados heterogeneamente distribuída.

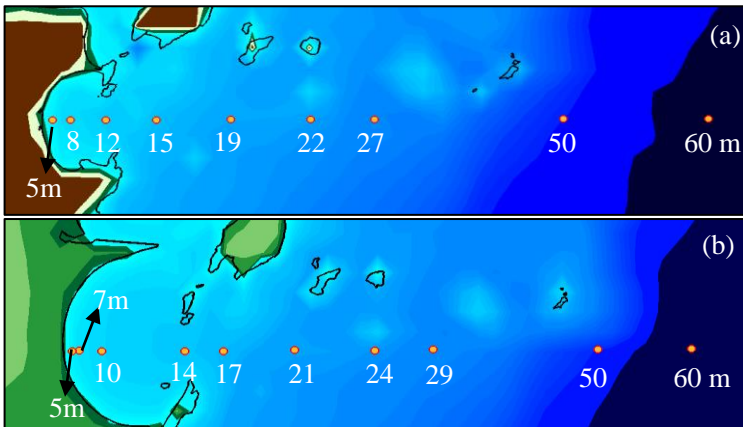


Figura 24: Localização dos pontos de interesse para reconstrução das ondas após propagação no *software* SMC-Tools, extensão do SMC-BR. (a) Praia atual; (b) praia pretérita.

### 3.3.5 Simulação das Correntes – Modelo COPLA

A simulação da circulação costeira na área de estudo foi realizada através do modelo espectral de cálculo de correntes por quebra da onda, COPLA-SP, inserido no *software* SMC-Brasil, na extensão SMC 3.0, módulo de análise em curto prazo (MOPLA). O COPLA é um modelo numérico que utiliza os resultados da propagação de ondas para águas rasas gerados pelo modelo OLUCA para resolver as equações de fluxo dentro da zona de arrebenção (GIOCC, 2013(c); MMA, no prelo (c)).



Os valores obtidos para altura e direção da ondulação em águas rasas alimentam o modelo para o cálculo dos tensores de radiação, direção e magnitude das correntes. O cálculo é baseado em um modelo não-linear que resolve as equações integradas de Navier-Stokes, e que segue as seguintes premissas (GIOCI, 2013(c); MMA, no prelo (c)):

- Fluido homogêneo, incompressível e com densidade constante;
- A pressão é constante na superfície livre;
- Assume-se uma condição de reflexão total nas linhas de costas de praias e costões;
- Variação de profundidade suave, de forma que a velocidade da corrente (u,v) seja independente desta;
- Cada trem de ondas incidente cria seu próprio sistema circulatório de correntes;
- O movimento oscilatório é irrotacional;
- Flutuações turbulentas por causa das ondas são desprezíveis;
- Não se considera Coriolis;
- As correntes são suficientemente fracas para ser considerada sua interação com o trem de ondas.

### 3.3.6 Simulação do Potencial de Transporte de Sedimento

O transporte de sedimentos na zona costeira é um processo que depende de diversos fatores atuantes. Na tentativa de inserir o efeito da ondulação, muitos modelos matemáticos, físicos e empíricos foram adaptados. O SMC-Brasil faz uso de um modelo matemático baseado na formulação do CERC (USACE, 1984 *apud* USACE, 2002b). Esta formulação foi empregada para a simulação do transporte potencial em longo prazo em um perfil praiar, relacionando a potência transmitida paralelamente à costa com a capacidade de transporte.

A fórmula relaciona parâmetros de onda com teorias de dispersão de energia, porém não levando em consideração a declividade do perfil (Eq. 23):

$$Q_l = K \left( \frac{\rho \sqrt{g}}{16k^{1/2} (\rho_s - \rho)(1-n)} \right) H_b^{5/2} \sin 2\alpha_b \quad (\text{Eq.5})$$

Onde:

$Q_l$  é a taxa de volume transportado (m<sup>3</sup>/dia)

$K$  é um coeficiente de proporcionalidade empírico ( $K = 1,4e^{(-2,5D_{50})}$ )

$k$  é o índice de quebra

$\rho_s$  é a densidade do sedimento

$\rho$  é a densidade da água

$g$  é a aceleração da gravidade

$n$  é a porosidade do sedimento

$H_b$  é a altura de quebra de onda

$\alpha_b$  é o ângulo de quebra de onda relativo à linha de costa

Assim como demais modelos de transporte de sedimento, para execução dos cálculos assume-se uma quantidade infinita de sedimento disponível no perfil praial, o que não condiz com a realidade de um ambiente costeiro. Portanto, nessas condições os modelos calculam a taxa de transporte potencial do sedimento. Para a taxa de transporte real é necessário inserir todas as fontes e sumidouros de sedimentos que compreende o ambiente em estudo.

Para o cálculo do transporte de sedimentos no âmbito do SMC-Brasil, utiliza-se os resultados propagação de ondas para águas rasas (OLUCA) e da simulação de correntes (COPLA). Perfis transversais à linha de costa são criados na extensão SMC-Tools, nos quais o modelo calcula o potencial de transporte dentro da zona de arrebenção com base na intensidade e direção do fluxo médio de energia de onda. Usando a formulação do CERC, estima-se, a partir do período, altura de quebra e da variação do ângulo de incidência da onda, a variação da taxa de transporte de sedimentos na praia.

### 3.4 Análise da Variabilidade Atmosférica no Atlântico Sul

Para discutir os resultados de variação da ondulação com alterações nos padrões atmosféricos foi realizada uma análise de parâmetros como pressão no nível do mar, gradiente de pressão em médias latitudes, e velocidade, tensão superficial e cisalhamento horizontal dos ventos de oeste, para o período de 850 a 2000 d.C. (1100 AP a 50 depois do presente (presente =1950)). Os parâmetros fazem parte das séries de dados de reanálise da base de dados do NCAR/CESM-LME “*Community Earth System Model – Last Millennium Ensemble*” e estão disponíveis on-line.

Treze simulações em grades atmosféricas com resolução de 2° e oceânica de 1° foram rodadas a partir da mesma simulação controle desde 850 d.C. em médias mensais, diferenciadas pelo arredondamento aleatório (na ordem de  $10^{-14}$  °C) da temperatura do ar no início de cada

simulação. As séries foram reconstruídas com todas as forçantes climáticas (do PMIP3 prévias a 1850 d.C. e rodadas históricas CMIP5) aplicadas no modelo: intensidade da radiação solar, gases estufa, aerossóis, gases por emissões vulcânicas, uso da terra e parâmetros orbitais (OTTO-BLIESNER *et al.*, 2015).

Os dados foram analisados a partir da média das 11 simulações, agrupadas em médias decadais (115 décadas), tendo em vista que cordões proporcionam registros multi-decadais das ondulações. Em um recorte para o Atlântico Sul (10°N-90°S; 22,5°E-90°W) foi obtida posição e intensidade dos centros da ASAS e da baixa subpolar, bem como a média da velocidade e tensão de cisalhamento da componente zonal U dos ventos em superfície, com ênfase no cinturão de ventos de oeste. Na intenção de explicar a variabilidade e a relação dos parâmetros atmosféricos realizou-se uma análise de correlação entre estes dados. O coeficiente de correlação linear sugere uma dependência linear dos dados comparados ao indicar o grau de dispersão em torno da função de ajuste (regressão linear), podendo variar entre 1 e -1, onde valores próximos a zero indicam baixa correlação entre as variáveis. Médias móveis com  $n=5$  e tendências polinomiais foram aplicadas na representação gráfica das anomalias das variáveis analisadas para auxiliar a observação de ciclos de variação.

A discussão destas análises com a literatura levou a descrição de padrões simplificados de migração das zonas de geração de ondas no último milênio. Descrições da variabilidade durante o Holoceno Tardio de índices climáticos como Modo Anular Sul (SAM) e El Niño/Oscilação Sul (ENOS) também foi atribuída à discussão. Por fim, a série de anomalias de temperatura do ar na superfície para os últimos 2000 anos (200 – 1980 d.C.), produzida por Mann e Jones (2004) para o hemisfério norte e sul, foi analisada e diretamente correlacionada com a variação da direção da ondulação em águas profundas.

### **3.5 Premissas aplicadas ao Estudo Paleoclimático das Ondas**

A utilização de cordões de dunas frontais como *proxies* para a análise da variação direcional da ondulação predominante em longo-prazo se baseia em premissas que permitam a simplificação dos processos dinâmicos que governam a formação do ambiente. Neste trabalho, assim como na maioria dos estudos paleoambientais, o primeiro dos pressupostos assumidos é que processos que ocorreram no passado podem ser interpretados à luz dos que regem o ambiente atual

(Princípio do Atualismo), bem como para predições assume-se que o passado é a chave do presente/futuro (GRUZA; ROMANOVSKIY, 1975). Isto se dá devido à natureza cíclica das flutuações ambientais e das dinâmicas associadas, objeto de elevado interesse dos estudos paleoambientais.

O paleoindicador é um fator fundamental para a execução destas pesquisas. Para a reconstrução da direção predominante da ondulação, a linha de costa de praias de enseada se mostra como a *proxy* ideal. Segundo o modelo parabólico de estabilidade em forma em planta para estas praias (HSU; EVANS, 1999; GONZÁLEZ; MEDINA, 2001), a ação das ondas é responsável pela orientação da linha de costa e fica preservada na sua forma final. Para que isto ocorra, uma das mais importantes premissas é que a deriva litorânea seja nula e que a praia encontre-se em equilíbrio estático. Neste quesito, a praia da Pinheira representa um excelente exemplar de praia de enseada, com pontos de difração e forma em planta bem definida, e estado de equilíbrio próximo ao estático. A Pinheira se comporta como uma célula fechada com a profundidade de fechamento do perfil de equilíbrio no interior da enseada, não sendo então influenciada pelo transporte de sedimento longitudinal ao longo da costa. Esta característica permite que seja seguido o pressuposto de que a linha de costa da praia da Pinheira responde principalmente a direção da ondulação predominante.

A direção do fluxo médio de energia que chega ao ponto de difração fica registrada na orientação da porção central da linha de costa, que neste trabalho por sua vez, está baseada na base da duna frontal. Embora seja formada na porção aérea e semi-seca do perfil praiial, a orientação da duna frontal se mostra compatível à orientação da linha de máximo espriamento da onda (variação máxima de aproximadamente 1°), o que indica elevada contribuição da ondulação na sua formação em detrimento da ação do vento, que é assumida como nula. O mesmo não se aplica ao desenvolvimento de dunas parabólicas ou transgressivas que recobrem a planície, formadas pela intensa atuação dos ventos de NE.

A batimetria também apresenta relevante papel para que se possa compreender o comportamento das ondas e suas alterações direcionais.

No caso de larga escala temporal, como a utilizada neste trabalho, é necessário que simplificações sejam assumidas como a suavização do perfil, negligenciando formações temporárias de bancos e eventos erosivos. Considerando os estudos de Mahiques *et al.* (2010) e Cooper *et al.* (2018), o sedimento depositado durante o Holoceno na plataforma de Santa Catarina representa uma camada fina e sem significativas

variações, permitindo que se assuma apenas a variação no nível do mar como influenciador no processo de propagação das ondas nos últimos 3 mil anos. O perfil praiado da Pinheira, por sua vez, se mostrou com declividade quase constante ao longo da progradação da linha de costa. Além disso, as mesmas propriedades sedimentares são observadas ao longo de toda a planície, o que leva a premissa de que a fonte de sedimentos permanece a mesma. Com estas observações, assume-se que as características do clima de ondas médio e os processos de refração-difração não sofreram alterações significativas, quando comparados à dinâmica do ambiente atual.

Com a progradação da planície, todas as características da forma em planta impressa na duna frontal e do perfil de equilíbrio da praia são preservadas em forma de cordões de dunas frontais. Deste modo, assume-se que cordões são linhas de costa pretéritas e registros da direção das ondas que os formaram. Nos últimos 3 mil anos de formação da planície da Pinheira, observa-se uma característica quase contínua de progradação tanto a partir da visão aérea quanto da análise estratigráfica dos cordões. Assim, a reconstrução paleoambiental realizada neste estudo segue a premissa de que a linha de costa progradou de forma contínua sem períodos de recessão ou estagnação durante estes últimos milênios.

Os cordões são feições estáveis que preservam a variabilidade multi-decadal da ondulação, e das condicionantes atmosféricas que as regem. Assumiu-se uma relação genérica de migração meridional das zonas de geração na tentativa de entender as características atmosféricas predominantes, em décadas a centenas de anos, que culminaram na ondulação que ficou registrada nos cordões. Ainda que haja divergências nos modelos gerais de circulação atmosférica que causam incertezas se mudanças observadas nas últimas décadas representam transições naturais ou respostas ao aquecimento global, a análise simplificada da posição das zonas de geração permite a suposição das condições atmosféricas e climáticas correspondente aos distintos quadrantes direcionais da ondulação no passado.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 Análise da Orientação dos Cordões

Como resultado do mapeamento, 100 cordões foram identificados ao longo da planície da Pinheira, sendo 75 destes visíveis na região central. Dentre estes, 7 (sete) estão posicionados nos primeiros quilômetros da planície, próximos as montanhas à oeste. Os demais, 67 cordões, estão localizados nos últimos 3 km (Figura 25). É provável a ocorrência de mais cordões, todavia, a ação da erosão, cobertura por dunas, migração de córregos e urbanização impossibilitaram o reconhecimento através do método de fotointerpretação.

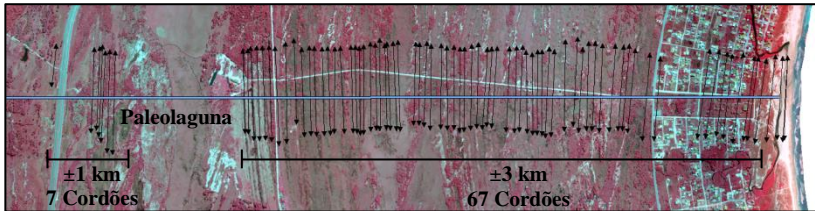


Figura 25: Representação da frente dos cordões na região central (setas pretas), discriminando o número de cordões ao longo dos quilômetros de planície.

De acordo com as datações, a formação desta planície de cordões de dunas frontais se deu nos últimos 5 mil anos (Hein *et al.*, 2013) em distintos estágios de progradação. Durante a formação dos primeiros cordões, a progradação se apresentou por volta de 0,4 m/ano. Nos seguintes 2700 anos AP (antes do presente) após a formação da paleolaguna (Hein *et al.*, 2013), a progradação se deu em média entre 1,2 e 1,3 m/ano. Nos últimos 500 anos até o início do século XX, a taxa de progradação apresentou uma queda para 0,8 m/ano, retomando até a atualidade uma taxa média de 1,2 m/ano.

Baseando-se nesses resultados, distribuiu-se a variação da orientação dos cordões pelo período aproximado da sua formação (Figura 26). Observa-se que a faixa de variação da orientação dos cordões na região central varia entre 87 e 99°. Nos primeiros mil anos, a orientação dos cordões estava entre 91 a 93°, com um cordão apresentando um extremo de 96°. Devido à escassez de cordões visíveis neste período, à distância da linha de costa em relação aos promontórios, a formação da paleolaguna e às incertezas quanto à hidrodinâmica que regeu esta região, optou-se por analisar apenas os últimos 2700 anos que

apresenta maior densidade de cordões, com uma progradação persistente e feições mais homogêneas.

Em seguida, após a Paleolaguna, a orientação girou levemente para NE, migrando para valores em torno de 88°, e gradualmente aumentando alcançando o giro máximo, 99°, a pouco mais de 500 anos AP. Neste período, a orientação dos cordões esteve associada à formação de dunas parabólicas migrando para sudoeste, que alcançaram o setor central da planície e se uniram as dunas frontais, acarretando nestes valores máximos de orientação (Figura 26).

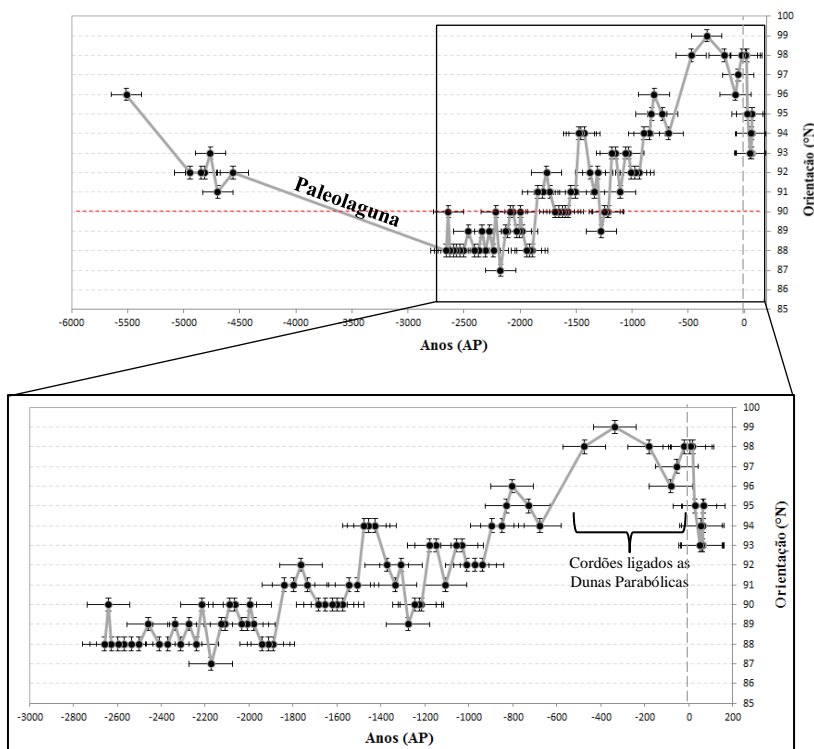


Figura 26: Distribuição da orientação dos cordões de dunas frontais pela provável idade de formação ao longo de toda a extensão da região central (acima), e dos últimos 2700 anos AP (presente = 1950) com linhas de costa recentes (abaixo).

## 4.2 Análise Hidrodinâmica

### 4.2.1 Análise do Clima de Ondas em Águas Profundas

A análise estatística descritiva para o ponto DOW em águas profundas demonstrou que as ondas mais frequentes têm período de pico ( $T_p$ ) de aproximadamente 8 s, variando entre 6 e 14 s, e altura de onda significativa ( $H_s$ ) de 1,5 m, variando entre 1 e 2,5 m. Os maiores períodos e alturas podendo alcançar até 15 s e 5 m, respectivamente, e estão associados aos marulhos provenientes de extremo sul (S) (Tabela 2). As direções das ondulações mais atuantes variam entre leste (E) e sudeste (SE), aproximadamente entre 100 e 130° (Figura 27).

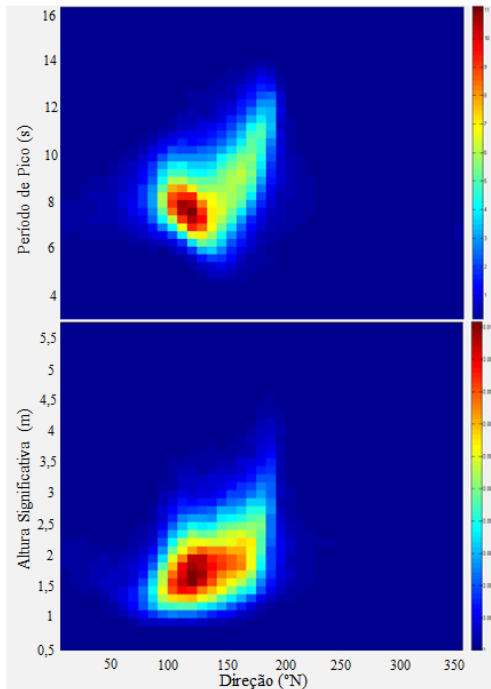


Figura 27: Análise multivariada dos parâmetros de onda ( $H_s$ ,  $T_p$ , e Direção ( $\Theta$ )) e sua distribuição de acordo com a frequência de ocorrência, para o ponto DOW. A distribuição de frequência de ocorrência representada na escala lateral apresenta nas cores quentes (vermelhos e amarelos) os valores de maior ocorrência. O gráfico (a) apresenta a distribuição em relação à  $\Theta$  (eixo horizontal) e  $T_p$  (eixo vertical), enquanto o (b) a  $\Theta$  (eixo horizontal) e  $H_s$  (eixo vertical).



Tabela 2: Tabela apresentando período de pico e altura significativos, médio e máximo, para as direções que correspondem a 96% das ondas incidentes no ponto DOW.

| Direções | Probabilidade (%) | $\bar{T}_p$ (s) | $T_{p12}$ (s) | $\bar{H}_S$ (m) | $H_{S12}$ (m) |
|----------|-------------------|-----------------|---------------|-----------------|---------------|
| NE       | 0,01              | 7,8             | 11,1          | 1,5             | 3,7           |
| ENE      | 0,03              | 8,0             | 11,6          | 1,3             | 3,3           |
| E        | <b>0,13</b>       | <b>8,0</b>      | <b>11,8</b>   | <b>1,5</b>      | <b>3,4</b>    |
| ESSE     | <b>0,23</b>       | <b>7,7</b>      | <b>12,7</b>   | <b>1,6</b>      | <b>3,8</b>    |
| SE       | <b>0,22</b>       | <b>7,8</b>      | <b>13,5</b>   | <b>1,7</b>      | <b>4,0</b>    |
| SSE      | <b>0,20</b>       | <b>8,9</b>      | <b>14,5</b>   | <b>1,9</b>      | <b>4,4</b>    |
| S        | <b>0,13</b>       | <b>10,3</b>     | <b>14,6</b>   | <b>2,3</b>      | <b>5,0</b>    |
| SSW      | 0,01              | 9,1             | 13,5          | 2,0             | 4,3           |

#### 4.2.2 Análise Descritiva da Propagação das Ondas em Setores Direcionais

A propagação do clima de ondas em setores direcionais a cada 5° permite observar o comportamento das distintas ondulações perante obstáculos e variações batimétricas apresentados na área de estudo. Mapas de propagação, apresentando direção e altura das ondas por quadrante, estão disponíveis no “*APÊNDICE B – Propagação das Ondas*”. A partir do ponto DOW até a isóbata de 60 a 50 m, as ondulações de todas as direções sofrem pequenas alterações direcionais decorrentes da refração das ondas com  $T_p$  acima de 10 s na plataforma continental (Figura 28).

Entretanto, ao percorrer todo o percurso até a cota de 5 m no interior da enseada, as ondas sofrem consideráveis alterações da direção do fluxo médio de energia, variando até cerca de 90° (Figura 28). Da cota batimétrica de 19 m (21 m na praia pretérita) até a praia, observa-se cerca de 80% deste giro, chegando em até 70° para ondulações de extremo sul, associado também à difração nos promontórios de entrada. Contudo, apesar da larga faixa de direções propagadas, todos os processos difrativos e refrativos de ambos os ambientes levam a incidência da ondulação na cota 5 m com direções voltadas para leste, variando entre 86 e 96° para a praia atual e 88 e 97° para a praia pretérita (Figura 28).

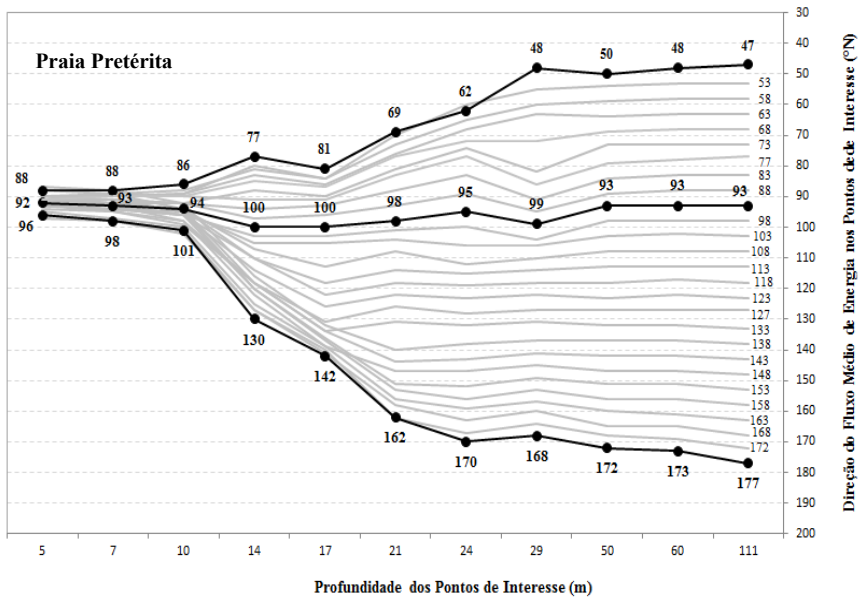
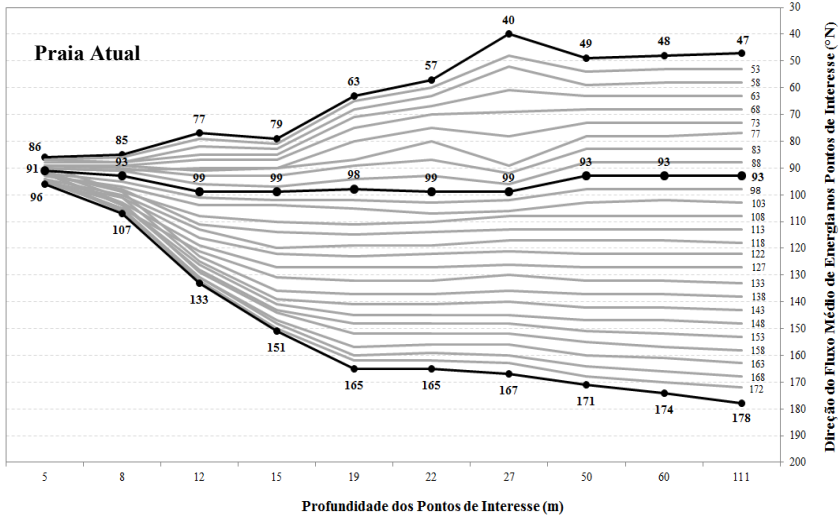


Figura 28: Variação direcional do fluxo médio de energia distribuída (eixo vertical) ao longo dos pontos de interesse (eixo horizontal, representado pelas suas respectivas profundidades) para a praia atual (gráfico superior) e para a praia pretêrita (gráfico inferior). Linhas indicam a direção de propagação de 45-50° a 175-180°.

Ondulações do quadrante NE, especialmente entre 45 a 75-80°, são obstruídas, entre as isóbatas de 50 a 20 metros, pelas Ilhas dos Moleques do Sul e das Três Irmãs, e mais a frente pela Ilha de Santa Catarina. Estados de mar de NE apresentam baixo fluxo de energia (52 a 209 J/m\*s) desde águas profundas, e alcançam o interior da enseada com apenas 7 a 34% do fluxo inicial, devido à proteção gerada pelas ilhas (Figura 29). Deste modo, o quadrante NE exibe uma contribuição pouco expressiva no transporte de sedimento e nas modificações do perfil e forma em planta tanto da praia atual quanto da praia pretérita. A praia pretérita, por sua vez, não possui o tómbolo ao norte, o que permite a entrada das ondulações de NE após contornarem as Ilhas do Papagaio e de Araçatuba, entretanto, as ondas que chegam a este setor já se encontram atenuadas (~8 J/m\*s).

Em relação à direção, a difração ocasionada pelas ilhas transforma a direção de propagação das ondas de NE em até 30°, entre a origem e a entrada da enseada, o que significa 75% do giro total (Figura 28). Ao entrarem na enseada, estas ondulações incidem com maior intensidade o setor centro-sul. Na cota de 5 m na região central da praia, o fluxo direcional médio de energia destas ondas alcança valores entre 87 e 90° para a praia atual e 88 e 91° para a pretérita, variando até 40° da direção original (Figura 30).

Ondulações do quadrante E, especialmente entre 80 a 105-110°, sofrem menores obstruções ao longo da propagação. Apesar de menos energéticas que as ondulações de S-SE, devido à orientação da enseada para leste, as ondas deste setor chegam com maior intensidade (entre 127 e 522 J/m\*s) (Figura 29), e se dispersão por toda a extensão da praia. A dissipação de energia para ondas de E chega até 50%, majoritariamente associada ao atrito da onda com o fundo.

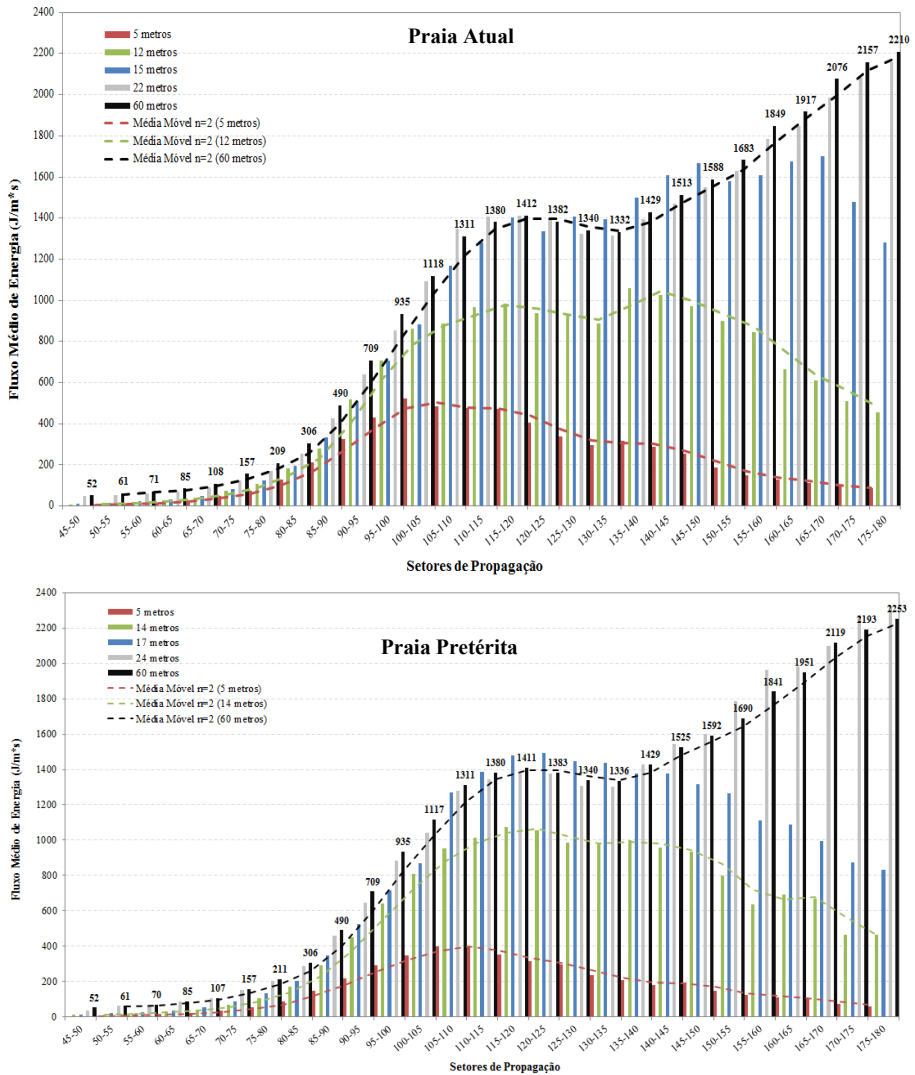
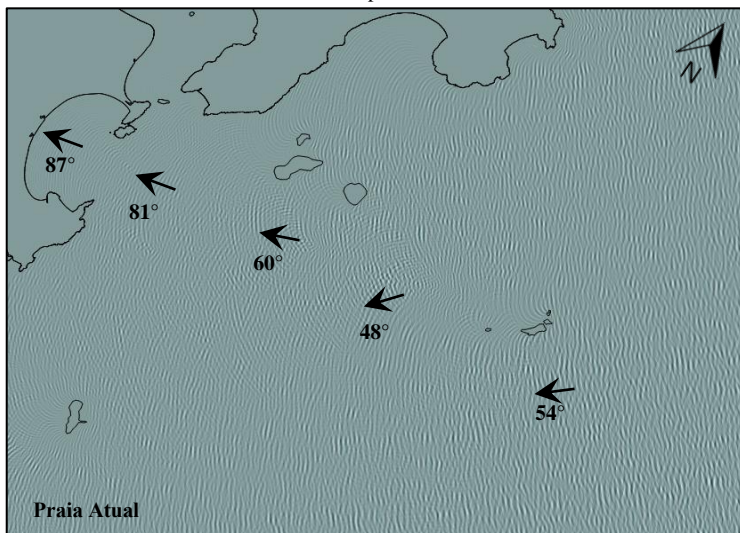


Figura 29: Gráficos de distribuição da energia ao longo da propagação (profundidade apresentadas na legenda de cores) pelos setores direcionais (45-180°).

Malha 60°, Setor 50-55°, Caso 1:  $T_p = 10$  s;  $H_s = 3,94$  m;  $Dir. = 52,63^\circ$



Malha 60°, Setor 50-55°, Caso 1:  $T_p = 10$  s;  $H_s = 3,94$  m;  $Dir. = 52,63^\circ$

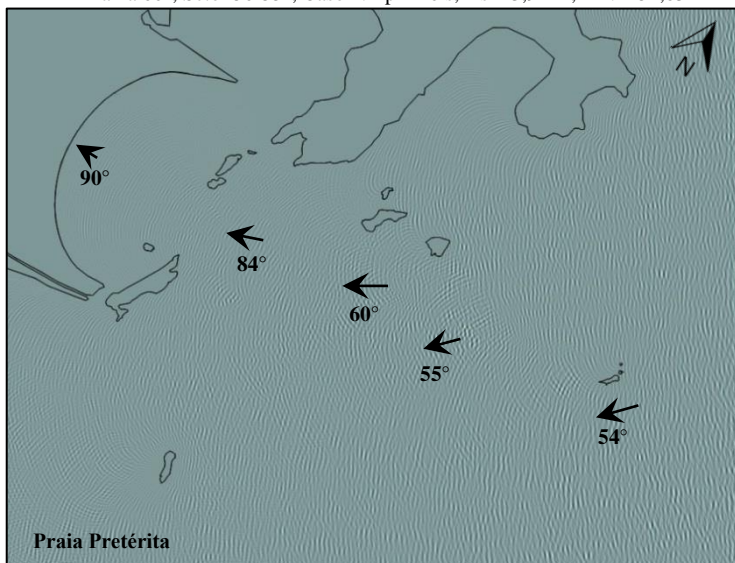


Figura 30: Representação da superfície oceânica durante a propagação de um caso de onda de NE na área de estudo.

As ondulações de E por meio do processo de refração giram de 2 a 11° entre o ponto DOW e a praia (Figura 28). A interação das ondas com o fundo irregular, especialmente as elevações submarinas, causam dispersão da ondulação em alguns pontos, contudo, a direção de propagação principal não é alterada (Figura 31). Estas ondulações entram a enseada onde incidem diretamente o setor central. O fluxo direcional médio de energia destas ondas chegando à cota 5m varia entre 89 e 93° para a praia atual, e 90 e 93° para a pretérita.

Com 100-105°, as ondulações já começam a apresentar um maior giro ao entrar na enseada. Aproximam-se da entrada da enseada atual (cota 15 m) com 104°, apenas 1° de diferença da origem, mas alcançam a cota de 5 m com 93°. As direções seguintes, enquadradas no quadrante SE – entre 110 a 135° – tendem a apresentar essa característica de forma ainda mais acentuada. As ondulações deste setor variam de 20 a 40° entre a origem e a cota de 5 m para ambas as praias. Todavia, a variação da direção na parte externa da enseada é mínima, entre 1 a 4° apenas (Figura 28), sendo até 90% do giro após a entrada das ondas na enseada, o que indica que o giro da ondulação está primordialmente associado à difração da ondulação no promontório de entrada da enseada e a refração no interior da baía (Figura 32). Ao incidirem na linha de costa, o fluxo direcional de energia se encontra entre 93 e 95° para a praia atual, e 92 e 94° para a pretérita.

Em relação à intensidade, as ondulações de SE apresentam alta energia em águas profundas (máxima de 1429 J/m\*s), entretanto, esta energia é transferida lateralmente ao longo das cristas para que ocorra a extensão longitudinal das cristas e o contorno do promontório para a dispersão na zona de sombra. Este processo de difração diminui a energia das cristas perpendiculares à região central em aproximadamente 50-70% (máxima de 475 J/m\*s) do valor que apresentavam no exterior da enseada (Figura 29).

A ondulação de SE se dispersa por todo o perímetro da linha de costa, mas atinge com maior intensidade o setor centro-norte. Na praia pretérita, as ondulações de SE também fazem uso da pequena entrada ao sul da enseada, mas chegam à enseada com mínima energia (~1 J/m\*s), e portanto, insignificante na dinâmica interna da enseada. Ao norte, a Ilha do Papagaio protege a linha de costa da incidência das ondas de SE, que contornam os promontórios e entram na enseada com intensidade próxima aos valores da região central (~450 J/m\*s).

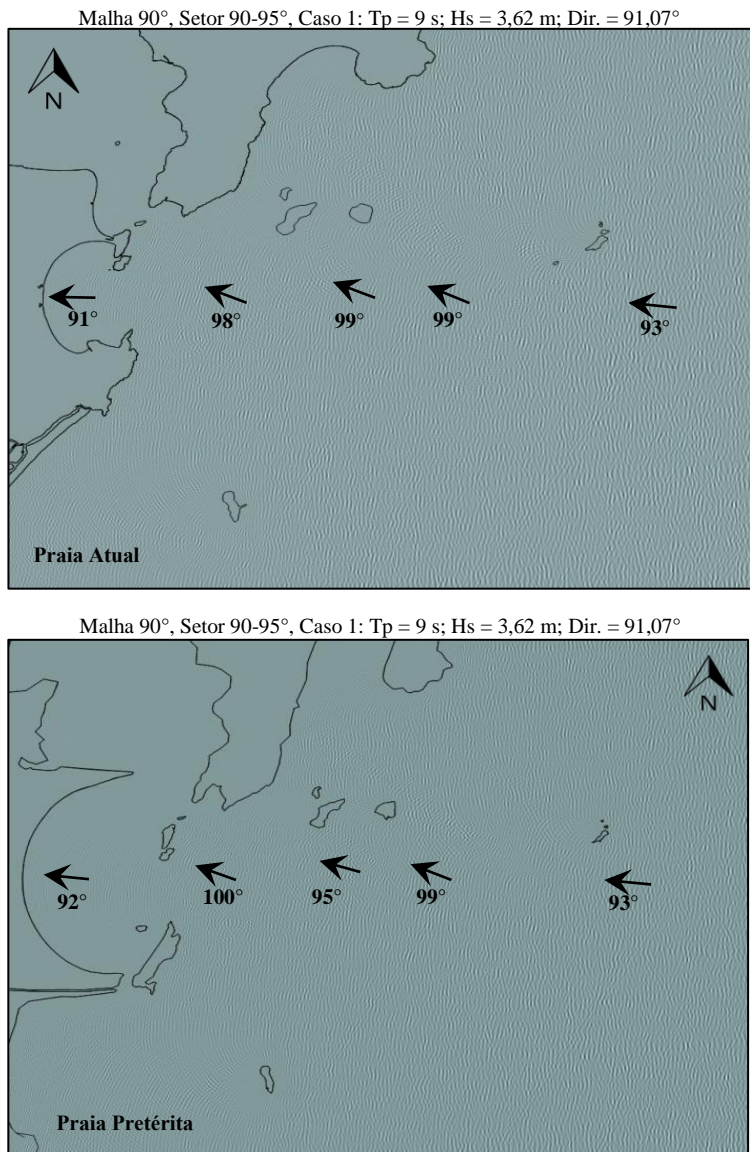
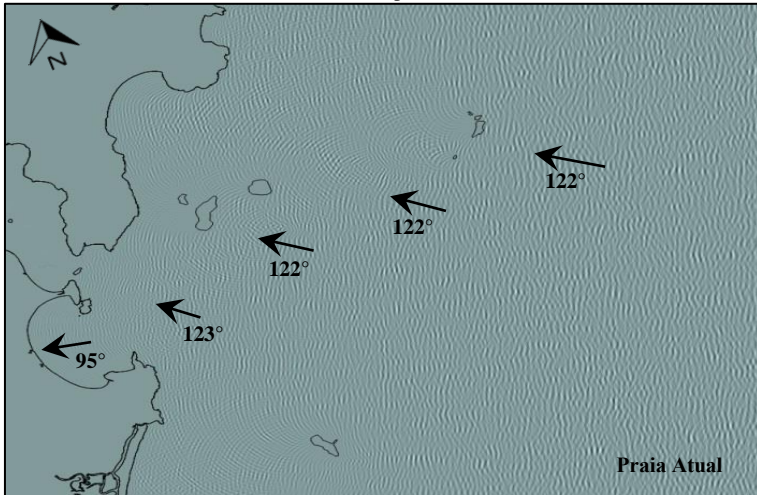


Figura 31: Representação da superfície oceânica durante a propagação de um caso de onda de E na área de estudo.

Malha 120°, Setor 120-125°, Caso 1:  $T_p = 11$  s;  $H_s = 4,61$  m;  $Dir. = 120,45^\circ$



Malha 120°, Setor 120-125°, Caso 1:  $T_p = 11$  s;  $H_s = 4,61$  m;  $Dir. = 120,45^\circ$

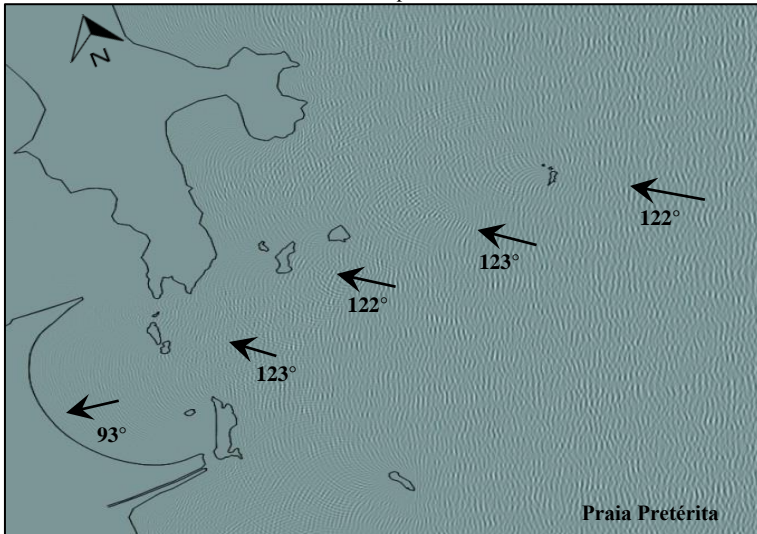


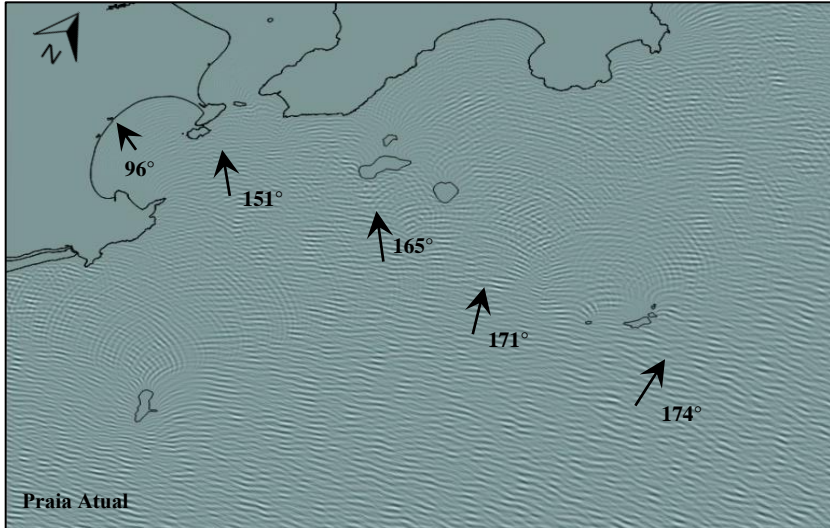
Figura 32: Representação da superfície oceânica durante a propagação de um caso de onda de SE na área de estudo.



Por fim, a ondulação do quadrante S apresenta o maior fluxo de energia em águas profundas, que cresce gradualmente das direções de 135 a 180°, de 1429 a 2210 J/m\*s (Figura 29). As ondulações entre as direções 135 e 150°, na batimetria atual, não sofrem dissipação de energia na plataforma. Ao entrarem em águas rasas e encontrarem os promontórios na entrada da enseada, estas ondas com alta energia (máxima de 1666 J/m\*s na cota 15 m), giram cerca de 15° rapidamente e distribuem 30% da energia ao longo das cristas no início da difração. Dos outros 70%, apenas 20% da energia inicial chega à cota de 5 m da região central (Figura 29). Por outro lado ondulações de 155 a 180° (extremo S) perdem até 60% da energia pelo atrito com o fundo ao longo da propagação até a entrada da enseada (Figura 29).

As ondulações dos setores e 135 a 150° sofrem mínima variação na direção durante a propagação para águas rasas, cerca de 1 a 3°, assim como as ondas de E-SE. Próxima à linha de costa, a ondulação destes setores incide com 50° de giro da direção de origem, sendo que cerca de 90% desta transformação acontece a partir da entrada da enseada (Figura 28). Distintamente, as ondulações de 155 a 180° apresentam alteração na direção de até 27° entre a origem e a entrada da enseada, devido à refração na plataforma, e até 80° de giro até chegar à cota 5 m (Figura 33). Devido à característica da enseada de estar altamente protegida das ondulações de S, que sofrem grandes transformações direcionais para entrarem na enseada, não é incomum para ondulações com períodos menores (5-7 s) nem mesmo conseguirem entrar a enseada. As ondas que entram na enseada incidem mais intensamente o setor norte, e chegam à cota de 5 m na região central com a direção do fluxo de energia variando entre 89 e 96° para a praia atual e 87 e 97° para a pretérita.

Malha 150°, Setor 175-180°, Caso 1: Tp = 13 s; Hs = 5,31 m; Dir. = 177,20°



Malha 150°, Setor 175-180°, Caso 1: Tp = 13 s; Hs = 5,31 m; Dir. = 177,20°

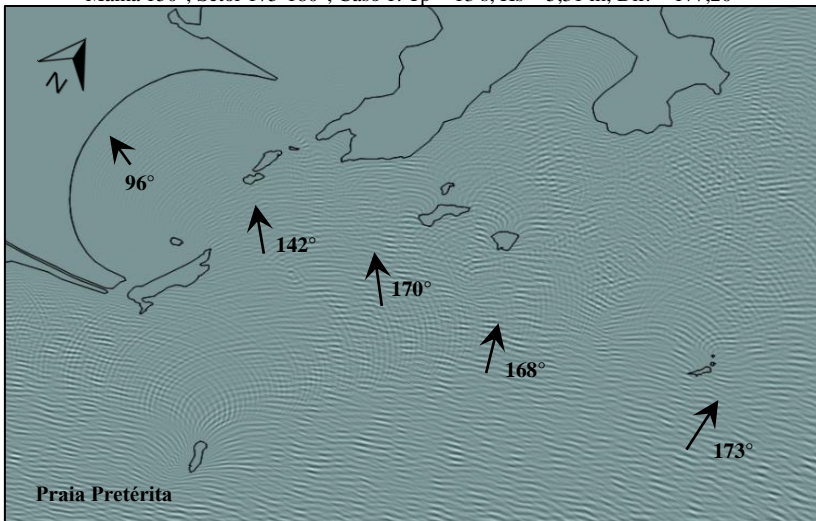


Figura 33: Representação da superfície oceânica durante a propagação de um caso de onda de S para praia atual (superior) e pretérita (inferior).

### 4.3 Quantificação do Fluxo Direcional Médio de Energia

Observa-se na enseada da Pinheira que todos os setores de propagação alteram sua direção suficientemente para chegarem à zona de arrebentação orientadas para leste, entre 86 e 96° (Figura 34). Nesta distribuição, contudo, as ondulações de NE (45 a 75-80°) não apresentam energia suficiente para atuarem como modificadores da costa, e, portanto, são negligenciáveis. O mesmo se aplica às direções de extremo sul (170 a 180°), que apesar de altamente energéticas na sua origem, dissipam mais de 90% da energia ao longo da propagação.

Apesar das modificações na batimetria, resultados similares são apresentados na enseada pretérita. Verifica-se que a direção do fluxo médio de energia no exterior (cota 15 m e 17 m batimetrias atual e passada, respectivamente) e na entrada da enseada, entre os promontórios (cota 12 m e 14 m batimetrias atual e passada, respectivamente) apresentam mínima variação na direção, indicando similaridades no processo de refração da onda na plataforma adjacente (Figura 35) durante ambos os períodos. O fluxo médio direcional de energia no interior da enseada, apesar das alterações no perfil praial e forma em planta, observou-se que as direções se mantiveram próximas à variação para o ambiente atual (86-96° atual, 87-97° passado) (Figura 36). As desconexões entre as curvas são atribuídas às limitações na construção da batimetria pretérita, como também a maior distância percorrida pela onda no interior da enseada até alcançar a cota de 5m, permitindo a atuação prolongada da refração, e consequente variação da direção.

Comparando a intensidade do fluxo entre a praia atual e pretérita para o quadrante E (80 a 110°) (Figura 36), observa-se que apesar da dissipação de energia na região externa apresentar comportamento similar, a intensidade do fluxo de energia que chega a costa é menor no ambiente pretérito – máxima 346 J/m\*s contra 522 J/m\*s para a praia atual na direção de 100-105°. Isto é atribuído também a maior extensão da enseada, e consequentemente maior dissipação por atrito com o fundo, bem como maior área para dispersão da ondulação.

Analisando o potencial de transporte distribuído pelos setores direcionais (Figura 37), confirma-se claramente a inexpressividade do quadrante NE, em ambos os ambientes. Para as ondulações de extremo sul, no entanto, verifica-se a existência de potencial de transporte para o norte, que está associado à obliquidade com que as ondas atingem a linha de costa, favorecendo a corrente de deriva litorânea, e consequentemente o transporte de sedimento. Contudo, analisando os

setores direcionais com potencial de transporte de sedimento mais expressivos em conjunto aos maiores valores de fluxo médio de energia no interior da enseada (212 a 522  $J/m^2*s$ ), identificam-se que as ondulações de E-SSE (85-150°) tem governado a dinâmica da enseada da Pinheira ao longo da formação da planície, ao menos dentro dos últimos 2000 a 3000 anos.

Estes quadrantes direcionais são reconhecidos como fluxo direcional médio de energia efetivo, ou seja, associado às ondas que efetivamente são capazes de realizar variações morfológicas na praia (ELSHINNAWY *et al.*, 2017). Estes setores direcionais apresentaram nas últimas décadas cerca de 80% da frequência de ocorrência das ondas no Atlântico Sul (ALVES; MELO, 2001; CEPAL, 2011; MIRANDA, 2013; DALINGHAUS, 2016), e representam 78% do clima de ondas da série de reanálise inserida no ponto DOW a 111 m de profundidade (Tabela 2, item “4.2.1. Análise do Clima de Ondas em Águas Profundas”). Neste sentido, a linha de costa da enseada da Pinheira preserva o registro de mudanças significativas em longo prazo das ondulações predominantes no Atlântico Sul, ao contrário de uma praia com maior exposição, susceptível a menores flutuações no clima de ondas e a mudanças na deriva litorânea.

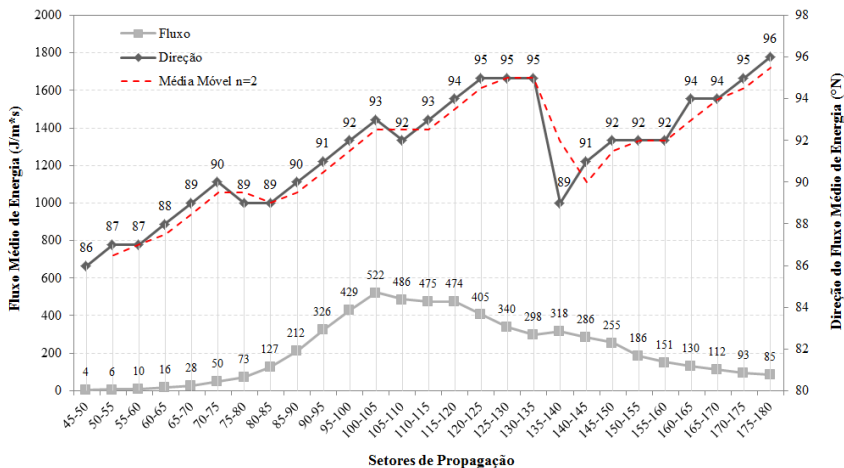


Figura 34: Distribuição da direção do fluxo de energia (linha superior, eixo vertical direito) pelos setores de propagação (eixo horizontal) e distribuição da intensidade do fluxo de energia (eixo vertical esquerdo) pelos setores de propagação para praia atual.

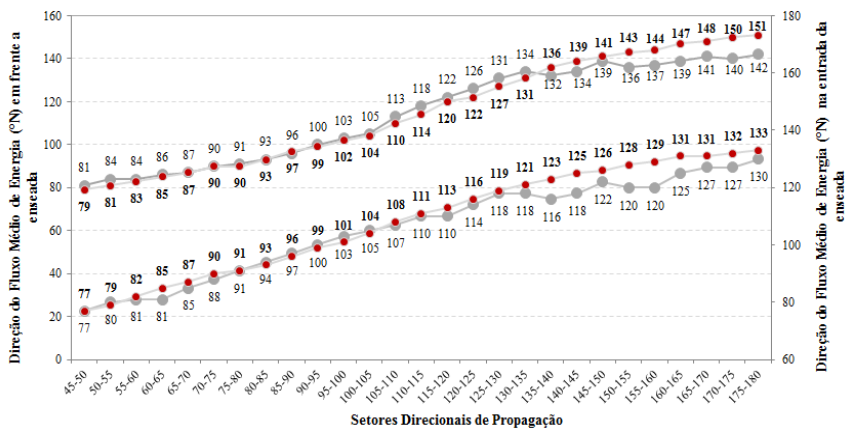


Figura 35: Distribuição da direção do fluxo de energia no exterior e na entrada da enseada para praia atual e pretérita. Pontos em vermelho com rótulo de dados em negrito representam a praia atual, pontos em cinza representam a praia pretérita.

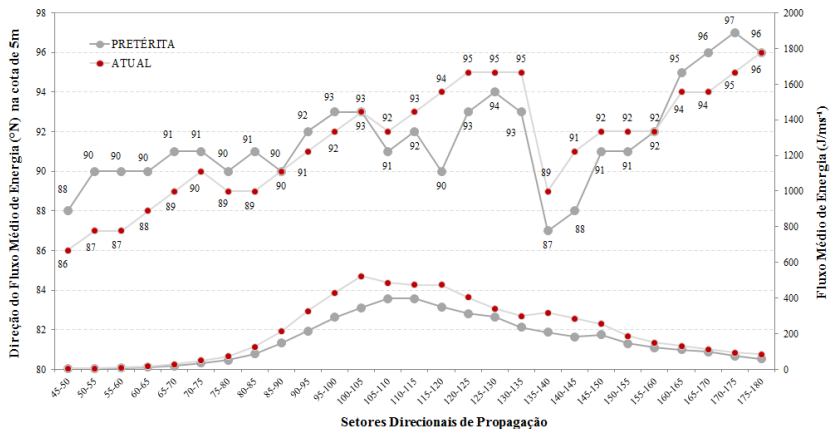


Figura 36: Distribuição da direção na cota de 5 m na região central da enseada (curvas superiores) para a praia atual (vermelho) e pretérita (cinza). Abaixo, distribuição do fluxo médio de energia para a praia atual (vermelho) e pretérita (cinza) na cota de 5 m.

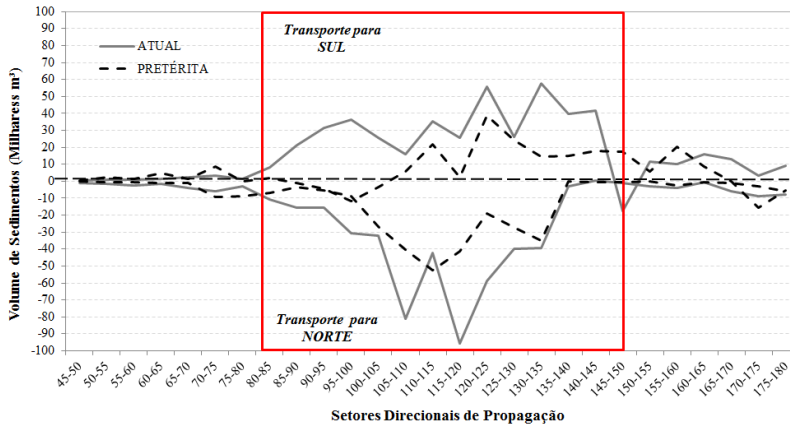


Figura 37: Distribuição do volume potencial de sedimento para o transporte na região central da praia atual (linha cinza sólida) e pretérita (linha preta tracejada). Valores negativos indicam transporte para o norte, e valores positivos para sul.

#### 4.4 Registro da Variação da Direção da Ondulação Predominante

Ciclos de variação são observados na série de orientação dos cordões de dunas de frontais. Comparando estes ciclos com as direções efetivas do fluxo médio de energia ( $85-150^\circ$ ), observa-se que entre 2700 e 1800 AP, a orientação da linha de costa esteve em torno de  $88-89^\circ$ . Esta orientação corresponde a dois possíveis setores direcionais de ondas: E-NE ( $80-85^\circ$  ou menos) ou S-SE ( $135-150^\circ$ ). Tendo em vista que neste período a taxa de progradação da planície estava em  $\sim 1,2$  m/ano, e que 25 dos 67 cordões visíveis mapeados nos últimos 3 km foram formados, entende-se que a ondulação neste momento oferecia energia suficiente para o transporte de sedimento e desenvolvimento da enseada. Isto indica que a incidência de ondulações de S-SE era predominante (Figura 38).

Entre 1800-1600 e 900-700 AP, as direções das linhas de costas se mantiveram entre  $90$  a  $93-94^\circ$ , indicando ação da direção de ondas predominantemente dos setores E-SE ( $90$  a  $115-120^\circ$ ) (Figura 38). Entre 1600 e 1200 AP, ocorreu um giro anti-horário na ondulação predominante, concomitante à formação de dunas parabólicas migrando no sentido nordeste-sudoeste. Nas próximas centenas de anos, as ondulações se mantiveram nos quadrantes E-SE com tendência a um giro horário alcançando a predominância de ondas de SE a cerca de

~800 AP (Figura 38). A partir de 700 AP, apenas 5 cordões foram observados com idades variando entre 500 e 100 AP e com orientações alcançando 98-99°, devido a conexão a uma vasta formação de dunas parabólicas, que recobriu por uma larga área do setor sul da planície.

Nota-se a ausência de cordões precedendo esta formação, durante o período de 700 a 500 AP, que pode estar associada a um hiato na progradação da planície e das dunas frontais, ou a erosão dos cordões recém-formados e ainda não completamente vegetados que, pela ação do vento nordeste, tem o sedimento redistribuído para formação das extensas dunas parabólicas. Esta condição impossibilita a identificação da direção da ondulação para este período, entretanto, com base na formação de dunas semelhantes entre 1600 e 1200 AP, sugere-se que as ondulações tenderam ao quadrante E novamente, possivelmente associadas a sistemas anti-ciclônicos estacionados ao largo da costa brasileira, como indica o Padrão Ciclogênico IV. O desenvolvimento de campos de dunas também foi observado na planície regressiva da Praia do Cassino durante os mesmos períodos (~1500 AP e de 300 a 100 AP) e foram relacionadas a períodos de seca no sul da América do Sul, e intensificação dos ventos locais (DILLENBURG *et al.*, 2017). Os autores também apontam giros das ondulações, indicados por registros erosivos nos perfis estratigráficos na transição entre os períodos sem e com a formação dos campos de dunas.

No último século, a porção central da enseada da Pinheira se desassociou gradualmente da formação das dunas parabólicas, que por sua vez se estabilizaram com o crescimento de vegetação e da aglomeração urbana (HESP *et al.*, 2007; 2009; DILLENBURG *et al.*, 2017). Nas últimas décadas (1978-2017), a média dos alinhamentos centrais a partir das dunas frontais apresentou uma orientação de 94°, que indica predominância de ondulações de E-SE (115-120°) (Figura 38). Valores semelhantes também foram observados analisando a base de dados DOW (1948-2008) utilizada neste trabalho, bem como a série de reanálise ROW (Regional Ocean Waves, 1979-2010), disponibilizada recentemente pelo IH Cantabria para a costa brasileira, nas isóbatas de ~110 metros. As médias direcionais do clima de ondas corroboram com a tendência projetada de giro das ondulações para SE (Figura 39). A direção do fluxo médio de energia efetivo (85-150°) em águas profundas para ambas as séries foi de 121° (máximo 126° e mínimo 116°), em acordo ao fluxo médio direcional de energia indicado pela média das linhas de costa (Figura 39).

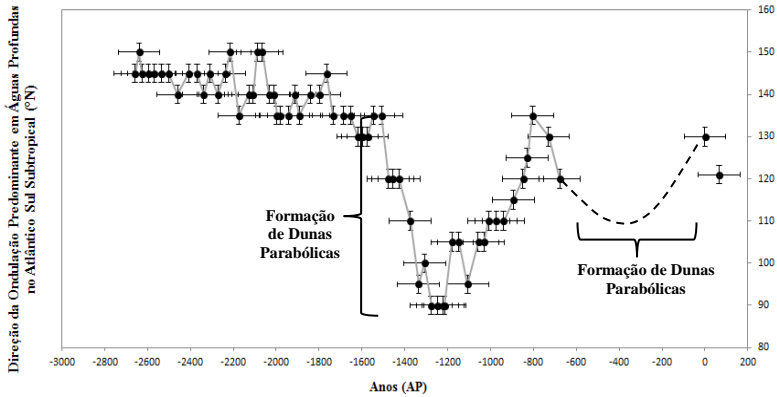


Figura 38: Variação da direção da ondulação no Holoceno Tardio: ~2700 a 1600 AP – S-SE; 1600 a 800 AP – E-SE, com formação de dunas parabólicas entre ~1600 e 1200 AP e giro para SE a partir de 1200 AP; 700 a 100 AP – cobertura por dunas parabólicas; e nos últimos ~100 anos – oscilação entre E-SE.

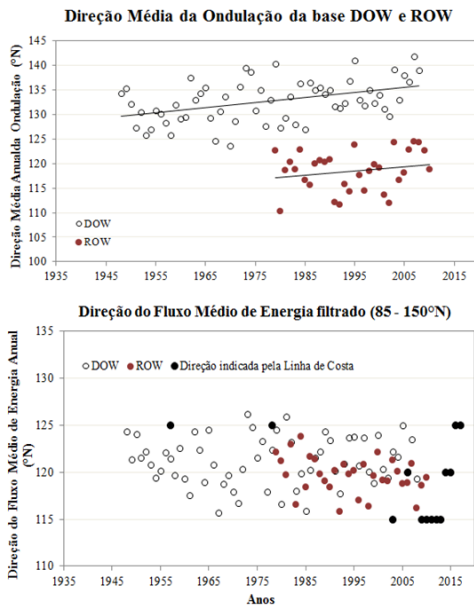


Figura 39: Acima, direção média do clima de ondas nas bases de dados DOW e ROW, indicando tendência gradual de giro horário. Abaixo, direção do fluxo médio de energia em águas profundas, limitado entre os ângulos direcionais efetivos (85 - 150°), para as bases DOW, ROW e as direções observadas a partir da linha de costa.



A tendência de rotação do fluxo direcional médio de energia em direção as ondulações de S-SE também foi observada por Dalinghaus (2016), ao largo da Ilha de Santa Catarina, com um giro de  $9,35^\circ$  nos últimos 60 anos (DOW – 1948-2008), em conjunto a um aumento nos valores de altura média significativa e período de pico, especialmente durante o outono. Reguero *et al.* (2013), em uma análise regional da América Latina (base GOW – 1948-2008), aponta uma tendência de aumento de 6 mm/ano na altura de onda média no sul do Brasil em conjunto a um giro horário na direção do fluxo médio de energia ao largo da América do Sul, o qual os autores atribuem a migração das zonas de ciclogênese em direção ao polo, intensificando a geração de ondas em médias a altas latitudes. Análises de larga escala espacial do clima de ondas também tem indicado um aumento em altura e período das ondulações geradas nos oceanos austrais, reforçando a contribuição e alcance destas ondas nos oceanos ao norte (YOUNG *et al.*, 1999; 2011; HEMER *et al.*, 2013a,b).

Considerando a variabilidade direcional do clima de ondas em centenas de anos, o único estudo semelhante foi apresentado por Goodwin *et al.* (2006) para a costa leste australiana, nos cordões de dunas frontais da Baía de Iluka-Woody (NSW) (Latitude  $29^\circ 25' S$ ), também nos últimos 3 mil anos AP. Os autores descrevem ondulações predominantes de  $150-160^\circ$  (S-SE) na plataforma continental entre 3000 e 1500 anos AP. Entre 1500 e 1000 anos AP, a planície gira para E com ondulações de aproximadamente  $110^\circ$  na plataforma, seguindo para SE entre 1000 e 100 anos AP com um giro de aproximadamente  $10^\circ$  no sentido horário. Finalmente, nos últimos 100 anos as ondulações retornaram para E-SE. A variação do clima de ondas apresentou alternância primordialmente entre as direções E-SSE assim como no Atlântico Sul. Buscando compreender a variabilidade das flutuações na direção da ondulação predominante, o estudo sugere que estas são decorrentes a mudanças climáticas e ciclos multi-centenais de El Niño Oscilação Sul (ENOS).

Comparações diretas entre a costa leste australiana e da América do Sul requerem cautela, pois apesar de estarem sujeitas a dinâmicas costeiras semelhantes, os padrões de geração de ondas apresentam diferenças, tanto devido às migrações zonais dos sistemas atmosféricos ao redor dos cinturões de pressão e vento quanto pelos contornos oceânicos que interferem na posição desses sistemas. De todo modo, é importante observar que assim como neste estudo, os autores verificam

alternâncias multi-centenais no clima de ondas em períodos semelhantes aos registrados nos cordões da Pinheira.

#### 4.5 Padrões Atmosféricos de Larga Escala e Alternância das Zonas de Geração

A variabilidade direcional da ondulação predominante registrada nos cordões de dunas frontais da planície da Pinheira provê indícios de mudanças em escala multi-decadal nos padrões de circulação atmosférica, que por sua vez influenciaram as migrações da posição das zonas de geração de ondas no Atlântico Sul. As descrições do clima de ondas nas últimas décadas para o Atlântico Sul Subtropical mostram que ondulações de E-SE com períodos curtos ( $T_p$  de 5 a 10 s) estão relacionadas à geração de ondas em mares locais, associados à ação de anticiclones estacionados a leste da costa da América do Sul, como descrito no Padrão ciclogênico IV (ALVES; MELO, 2001; ALVES, 1996; ARAÚJO *et al*, 2003; MACHADO, 2014; DALINGHAUS, 2016, HERNANDEZ, 2017). Por outro lado, as ondulações de S-SE com  $T_p$  de 7 a 15 s são majoritariamente geradas por ciclones extratropicais que formam extensas pistas de ventos entre as latitudes 40 a 60°S, e longitudes de 20 a 60°W (ALVES; MELO, 2001; ALVES, 1996; ARAÚJO *et al*, 2003; MIRANDA, 2013; MACHADO, 2014).

Somado aos padrões descritos para o período recente, foi analisado a variabilidade decadal nos últimos 1155 anos (850 a 2000 d.C.) de componentes atmosféricas como pressão a nível do mar, velocidade e tensão de cisalhamento zonal na região do cinturão dos ventos de oeste do Atlântico Sul, provenientes das séries de reanálises CESM1-CAM5 “*Last Millennium Ensemble*” (OTTO-BLIESNER *et al.*, 2015). Durante as 115 décadas analisadas, o centro da ASAS se manteve em 31°S com variações latitudinais esporádicas de  $\pm 1^\circ$ . Estas mudanças vieram associadas a migrações longitudinais ( $r = -0,46$ ;  $p < 0,001$ ;  $n = 115$ ), indicando que a posição do centro da ASAS mais ao sul é acompanhada de uma movimentação para leste, e vice-versa.

A variação da posição também influencia a distância ( $r_{\text{latitude}} = 0,97$ ,  $p < 0,001$ ;  $r_{\text{longitude}} = -0,23$ ;  $p < 0,02$ ;  $n = 115$ ) entre a ASAS e a permanente baixa pressão em médias latitudes (baixa subpolar), levando ao estreitamento entre os centros quando a alta migra em direção ao polo e ao aumento do gradiente de pressão em médias latitudes. Embora a aproximação das isóbaras seja uma componente essencial para o aumento do gradiente de pressão, a intensidade dos centros de alta e

baixa também apresenta fortes correlações ( $r_{\text{alta}} = 0,64$ ;  $r_{\text{baixa}} = -0,70$ ;  $p < 0,001$ ;  $n = 115$ ) e se mostra determinante no condicionamento dos gradientes de pressão ao longo das décadas, especialmente com a acentuada intensificação da baixa pressão no último século (Figura 40).

As componentes zonais da velocidade dos ventos de oeste na superfície do Atlântico Sul e tensão de cisalhamento na superfície se correlacionam positivamente ( $r_{\text{velocidade}} = 0,32$ ;  $r_{\text{tensão}} = 0,68$ ;  $p < 0,001$ ;  $n = 115$ ) com o gradiente de pressão entre as latitudes de 50 a 60°S, por consequência do balanço geostrófico. Em fases de fortalecimento do gradiente de pressão e aumento da velocidade dos jatos, a instabilidade baroclínica decorrente do cisalhamento horizontal do cinturão de ventos tende a aumentar ( $r = 0,68$ ;  $p < 0,001$ ;  $n = 115$ ), e consequentemente formar mais sistemas ciclônicos em médias latitudes (ou ciclones extratropicais) (SARAIVA *et al.*, 2003). Esta conjuntura favorece a geração de ondas nas regiões extratropicais e a predominância dos marulhos de S-SE no Atlântico Sul, por outro lado, no caso da diminuição do gradiente de pressão e redução da velocidade dos ventos de oeste, a ação de zonas de geração de ondas locais, majoritariamente associadas às condições da ASAS, prevalece e ocasiona a maior frequência de ocorrência de ondas de períodos menores provenientes de E-NE e SE.

Entre 1100 e 700 AP (presente = 1950) (850 a 1250 d.C.), período descrito na literatura como o Período Quente Medieval (ou Anomalia Climática Medieval) (LAMB, 1965; MANN; JONES, 2004; MANN *et al.*, 2008; PAGES2K, 2013), as ondulações apresentavam uma tendência geral de giro horário, em que se fortalecem as componentes S-SE. Nos primeiros 150 anos (1100-950 AP ou ~850 a 1000 d.C.), a direção do clima de ondas predominante se concentrava em 90 a 110°, porém, de 1000 a 750 AP, a direção da ondulação rotacionou em até 25° para sul (Figura 40). Neste estágio, a ASAS e a baixa subpolar se mostravam ligeiramente mais intensas do que nos seguintes 600 a 700 anos, acompanhadas de um aumento do gradiente de pressão (Figura 40) e da velocidade, cisalhamento horizontal e tensão superficial zonal dos ventos de oeste (Figura 40).

Goodwin *et al.* (2013) investigou mudanças na circulação atmosférica na região Indo-Pacífica do Hemisfério Sul durante o Período Quente Medieval, e observa semelhante evolução multicentenial dos padrões climáticos. Entre 1150 a 1000 AP, a reconstrução apresenta redução nas anomalias de pressão no nível do mar. De 1000 a 750 AP, os autores observam a intensificação do cinturão de alta pressão

e da baixa permanente com migração para leste do núcleo de alta ao redor do cinturão, criando um sistema de bloqueio atmosférico sobre o extremo sul da América do Sul, por volta de 750 AP, e condições favoráveis para a geração de ondas em latitudes médias. Entre 800 e 700 AP, a baixa pressão no Pacífico Austral começa a apresentar indícios de enfraquecimento, dando sequência nos séculos seguintes a mudanças nos padrões climáticos (GOODWIN *et al.*, (2013). Nesse estágio final, os registros dos cordões também apontam mudanças na ondulação com o início de uma migração de SE para E, até o registro ser interrompido por volta de 700 AP por um período de ausência de cordões e cobertura por dunas parabólicas.

No período de 700 a 200 AP, *proxies* climáticas indicam a ocorrência de um resfriamento da temperatura superficial, mais acentuado no Hemisfério Norte, atribuído à alta atividade vulcânica e um sistema de retro-alimentação entre gelo oceânico-oceanos (MANN; JONES, 2004; MANN *et al.*, 2008; MILLER *et al.*, 2012; PAGES2K, 2013). Neste período, foi observada uma redução do gradiente de pressão em médias latitudes do Atlântico Sul e relevante enfraquecimento da baixa subpolar, assim como da velocidade e cisalhamento horizontal dos ventos de oeste. Goodwin *et al.* (2013) relata uma migração do cinturão de alta pressão e dos ventos de oeste em direção ao equador, entre 650 e 500 AP, somados a ocorrência de anomalias positivas de pressão sobre a Antártica e negativas em menores latitudes, levando a um enfraquecimento dos centros de alta e baixa componentes da circulação meridional.

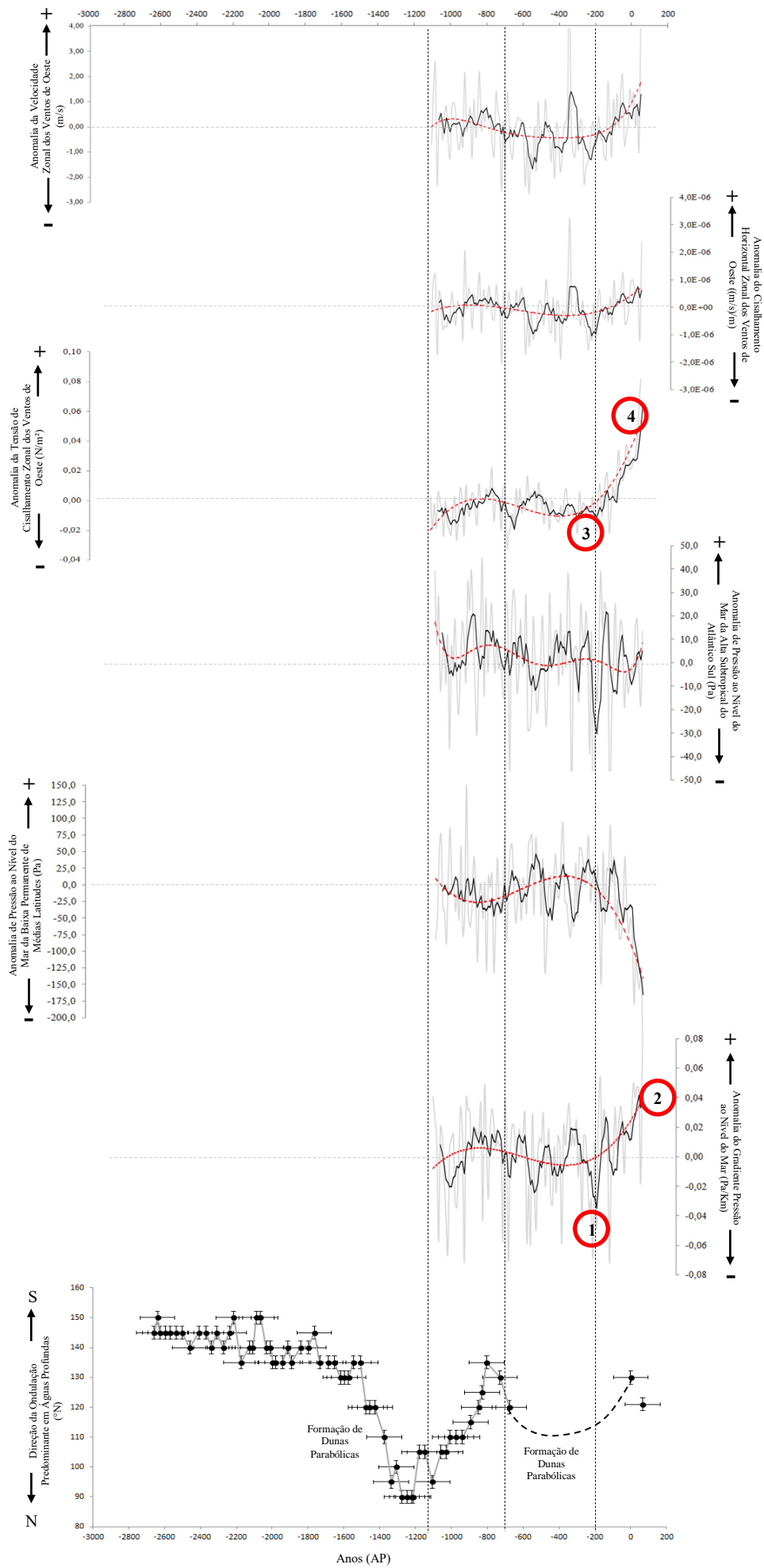
Nestas condições, as zonas de geração de ondas migram em direção ao equador, com a ASAS enfraquecida e mais próxima da América do Sul interagindo com sistemas frontais que migram para norte, resultando na intensificação dos ventos de nordeste e ocorrência de ondas de E (ALVES, 1996; ARAÚJO *et al.*, 2003, HERNANDEZ, 2017). Os registros dos cordões não são observados nesse período, mas um extenso campo de dunas parabólicas foi formado, derivado da ação do vento NE (HESP *et al.*, 2007; 2009; DILLENBURG *et al.*, 2017).

Nos últimos 100 AP até o presente, por fim, o fortalecimento significativo do centro de baixa, somado a expansão da célula de Hadley em direção ao polo (LU *et al.*, 2007) tem conduzido a um aumento exponencial do gradiente de pressão (Figura 40). As anomalias de velocidade e cisalhamento horizontal dos ventos de oeste também mostram tendências de aumento, e ainda mais acentuado para valores de tensão de cisalhamento na superfície, acarretando na intensificação da

baixa subpolar ( $r=-0,54$ ,  $p<0,001$ ,  $n=115$ ) (Figura 40), que é formada pela ascensão na frente polar dos ventos em baixos níveis que migram para sul e leste pela célula de Ferrel e para norte e oeste pela célula polar. Estas características corroboram com os estudos que apontam a migração das zonas de ciclogênese em direção ao polo, intensificando a geração de ondas em médias latitudes (YOUNG *et al.*, 1999; 2011; HEMER *et al.*, 2012; 2013a,b), e fortalecendo as componentes S-SE do clima de ondas (REGUERO *et al.*, 2013).

É importante reforçar a limitação em apresentar resultados de correlações diretas entre as direções de ondas a partir dos cordões e as variáveis atmosféricas devido ao reduzido n-amostral dentro dos últimos 1000 anos. Apesar de ser um registro da ondulação de aproximadamente 2700 anos, os cordões são médias multi-decadais, reduzindo o grau de liberdade da correlação. Além disso, para a análise com os dados atmosféricos, que compreendem os últimos 1100 anos AP (850 a 2000 d.C.) da série, observa-se uma lacuna de informação sobre as ondas entre 700 e 0 AP, onde o campo de dunas parabólicas recobre a porção central da planície. Desta forma, 700 anos da série milenar de dados atmosféricos não podem ser correlacionados aos registros de direção de ondas. Contudo, a sobreposição temporal das mudanças relatadas no gradiente de pressão e na intensidade dos ventos de oeste com as alternâncias nos padrões de direção da ondulação predominante se revela como importante indicativo do mecanismo que governou a geração de ondas no último milênio (Figura 40).









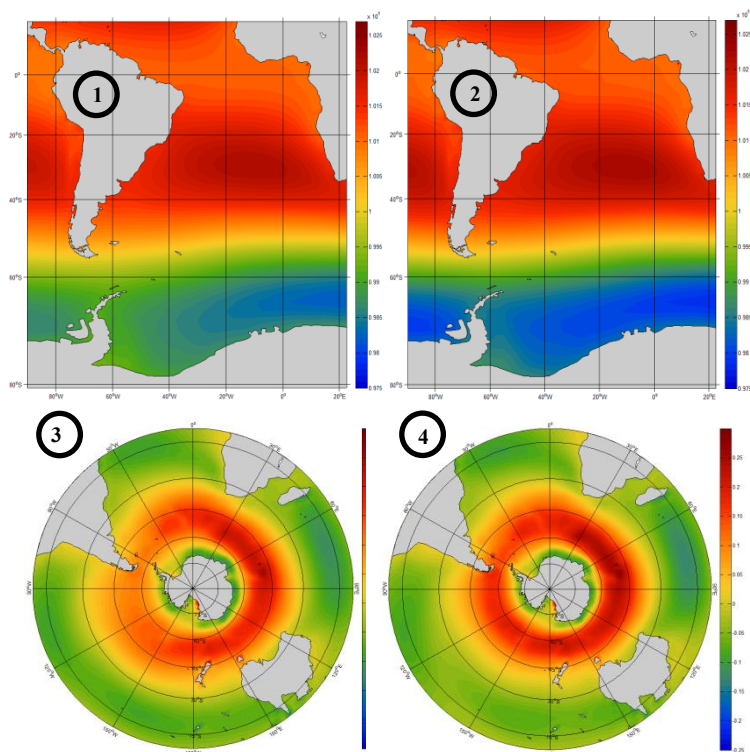


Figura 40: Acima, sequência de gráficos apresentando a variação decadal dos parâmetros: (1) Anomalia da Velocidade dos Ventos de Oeste, (2) Anomalia do Cisalhamento Horizontal dos Ventos de Oeste, (3) Anomalia da Tensão de Cisalhamento na superfície, (4) Anomalia de pressão do centro da ASAS, (5) Anomalia de pressão do centro da Baixa Subpolar, (6) Gradiente de Pressão entre os centros permanentes, e por ultimo série de direção de ondas em águas profundas proveniente dos cordões. Linhas pontilhadas vermelhas representam a média móvel ( $n=5$ ). Sinais de positivo (+) e negativo (-) ressaltam o sentido da anomalia. Abaixo, mapas ilustrativos de períodos com redução (1) e aumento (2) do gradiente de pressão, e redução (3) e aumento (4) da tensão de cisalhamento na superfície. Em ambos nota-se a diminuição de intensidade na região da Passagem de Drake e sul da América do Sul, onde localizam-se zonas de geração de ondas do quadrante S.

## 4.6 Mudanças Climáticas e Flutuações da Direção de Onda Predominante

Conduzindo os mecanismos de geração de ondas estão mudanças climáticas de larga escala. Nos últimos 50 anos, o Modo Anular Sul (SAM) tem respondido por 22% da variabilidade nos campos de pressão do hemisfério sul e é representado por perturbações nas alturas geopotenciais distribuídas em estruturas anulares, de sinais opostos, que ocorrem sobre a Antártica e no cinturão zonal centralizado na latitude de 45°S (THOMPSON; WALLACE, 2000). Fases positivas (negativas) deste índice são associadas com anomalias negativas (positivas) de pressão sobre a Antártica e positivas (negativas) sobre as médias latitudes. Para a América do Sul e Atlântico, a fase positiva (negativa) tende a limitar (ampliar) a ciclogênese mais a sul (para norte) devido ao deslocamento dos jatos subtropicais para sul (norte), diminuindo (aumentando) a atividade frontogenética nas latitudes menores (REBOITA *et al.*, 2009). A variação dos padrões atmosféricos promovida pelas distintas fases do SAM apresenta correlação com a variabilidade do clima de ondas no Hemisfério Sul (HEMER *et al.*, 2010). No Atlântico, o fluxo médio direcional de energia de onda apresenta correlação moderada positiva com o SAM, o que significa que a intensificação das componentes de S-SE (E-SE) geradas em médias a altas (baixas a médias) latitudes se dá em condições de SAM positivo (negativo) (REGUERO *et al.*, 2013).

Nesta conjuntura, a variabilidade do SAM apresenta alto potencial de ter governado os mecanismos de geração de ondas nos últimos milênios. Goodwin *et al.* (2013) apresenta oscilações entre as fases de acordo com a migração dos sistemas de pressão ao nível do mar, atribuindo ao Período Quente Medieval (1100 a 750 AP) a persistência de SAM positivo, seguido de uma brusca mudança por volta de 700 AP para SAM negativo. Browning e Goodwin (2015) apresenta uma reconstrução do SAM para os últimos 1000 anos derivada das séries de reanálise atmosféricas também utilizadas neste trabalho (CESM1- LME), e mostra tendências ao SAM neutro a positivo entre 1000 e 750 AP, seguido por acentuada fase negativa entre 700 a 400 AP, e períodos próximos a neutralidade até o início do século XX, onde retorna a predominância da fase positiva. A curva apresentada pelos autores está em acordo as séries propostas por Abram *et al.* (2014) e Villalba *et al.* (2012) que utilizaram proxies de temperatura na América do Sul e Antártica registradas nas camadas de gelo e em anéis de

crescimento de árvores, respectivamente (Figura 41), para os últimos 1000 anos, e com Marshall *et al.* (2003) entre outros estudos que comprovaram um aumento da frequência de ocorrência de SAM positivo nas últimas décadas.

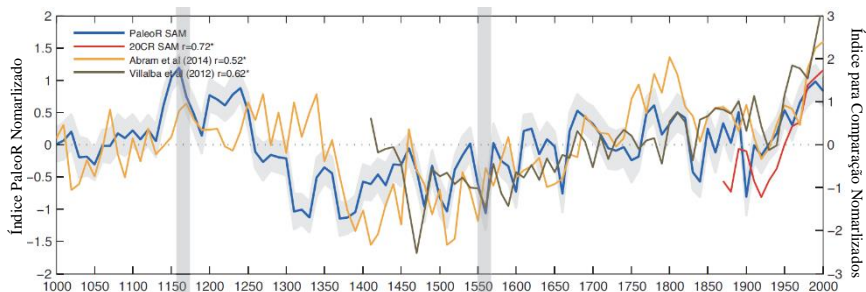


Figura 41: Reconstruções da série temporal de variabilidade do SAM nos últimos 1000 anos. PaleorR – linha azul; Abram *et al.* (2014) – linha amarela; Villalba *et al.* (2012) – linha cinza; e 20CR NOAA – linha vermelha. Valores de r indicam a correlação significativa ( $p < 0,001$ ) entre a série PaleorR com as demais (Adaptada de Browning e Goodwin (2015)).

Em maior escala temporal, Moreno *et al.* (2014) associa a oscilação das fases de SAM dos últimos 3 mil anos com períodos secos/quentes (SAM +) e úmidos/frios (SAM -) a partir de um registro estratigráfico do Lago Cipreses ( $51^{\circ}\text{S}$ ) no sudoeste da Patagônia. Com esta análise o autor infere tendências a SAM positivo no último século, entre 1100 e 800 AP (Período Quente Medieval), entre 2200 e 1800 AP (Período Quente Romano) e entre 2900 e 2700 AP. Intercalando estes períodos, prevalece a ocorrência de SAM negativo e neutro. Os períodos apresentados por Moreno *et al.* (2014) e os outros trabalhos acima descritos são contemporâneos as variações direcionais do clima de ondas registrado na planície da Pinheira. Entre 2200 e 1850 AP, entre 1100 e 850 AP e nas últimas décadas, todos períodos de SAM positivo, observam-se ondulações predominantes de SE associadas as zonas de geração em médias e altas latitudes. Entre 700 e 200-100 AP e entre 1600 e 1200 AP, períodos de SAM negativo/neutro, observam-se as formações de dunas parabólicas decorrentes dos ventos de NE e a predominância de ondulações de E, relacionadas a zonas de geração mais próximas à costa da América do Sul (Figura 43). O período entre 2600 e 2200 AP é relatado como SAM negativo, entretanto inferiu-se a partir dos cordões a predominância de ondas de SE e não se observa significativas formações de dunas parabólicas nesta parte da planície, o

que indicaria condições de SAM positivo (Figura 43). A discordância pode estar associada a falhas de interpretação em ambas as análises, ou a demais fatores climáticos que possam ter influenciado os padrões atmosféricos do período.

Entre os modos de variabilidade do clima global, como o previamente descrito SAM, o El Niño Oscilação Sul (ENOS) também é discutido na literatura como um importante indutor das mudanças na direção das ondas, especialmente no Pacífico (RANASINGHE *et al.*, 2004; HARLEY *et al.*, 2010; MORTLOCK; GOODWIN, 2015; 2016; BARNARD *et al.*, 2015). No Atlântico Sul, no entanto, fraca ou nenhuma correlação é observada entre as mudanças na direção e altura da ondulação e as oscilações entre as fases do ENOS (DRAGANI *et al.*, 2010; REGUERO *et al.*, 2013; DALINGHAUS, 2016). Por outro lado, discute-se que a ocorrência de El Niño (La Niña) é um fator desencadeador de SAM negativo (positivo) (CARVALHO *et al.*, 2005; LHEUREUX; THOMPSON, 2005), e juntos estes modos chegam a explicar 50% das variações atmosféricas durante o verão do hemisfério sul, ocasionando migração meridional da ASAS para norte (sul) em períodos de El Niño e SAM negativo (La Niña e SAM positivo) (SUN *et al.*, 2017), acompanhado de maior ocorrência de frente frias trazendo ar frio e seco a latitudes de 20 a 40°S (em La Niña estas se mantém sobre o sul da América do Sul) (FEDOROVA; CARVALHO, 2000).

Durante o Holoceno, o ENOS tem apresentado variações na sua frequência em ciclos de aproximadamente 2000 anos (MOY *et al.*, 2002, REIN *et al.*, 2004), com uma tendência de aumento da ocorrência a partir dos últimos 6000 anos (LIU *et al.*, 2015). Entre 3000 e 2000 AP, as reconstruções climáticas apontam para menor frequência de ENOS, seguido de aumento na frequência entre 2000-1800 a 1300-1200 AP, onde alcança o pico de ocorrência durante o Holoceno (MOY *et al.*, 2002, REIN *et al.*, 2004). Nos séculos seguintes, durante o Período Quente Medieval, os registros de El Niño são fracos e menos frequentes, e os sinais de La Niña se tornam mais intensos (COBB *et al.*, 2003; GOODWIN *et al.*, 2013).

Por volta de 800 a 600 AP, um aumento acentuado do ENOS volta a ocorrer, com El Niños mais intensos do que os registrados no último século (MOY *et al.*, 2002; COBB *et al.*, 2003; GOODWIN *et al.*, 2013). De meados ao final do último milênio, o ENOS tem apresentado uma tendência gradual a menor frequência de ocorrência, caminhando para o final de um ciclo de aproximadamente 2000 anos (MOY *et al.*, 2002), com possíveis mudanças nesse regime após a mudança do clima

na década de 70 (“1976-77 *Climate Shift*”) (MILLER *et al.*, 1994; LATIF *et al.*, 2008). Ao longo dos períodos descritos, a ocorrência de ENOS esteve frequentemente associada ao SAM, e a variabilidade de ambos é quase concomitante as mudanças na direção de ondas do Atlântico Sul registradas nos cordões de dunas frontais (Figura 43).

Por fim, diante dos cenários globais de mudanças climáticas decorrentes do aquecimento global, e da variabilidade concomitante dos índices climáticos com registros históricos de mudanças na temperatura da superfície terrestre, é uma análise lógica verificar a relação das alterações no clima de ondas com as variações de anomalia da temperatura global e hemisféricas. Até o momento, os registros indicam que nos períodos de aquecimento do globo, com ênfase no hemisfério norte, se observam tendências à predominância de SAM positivo (MORENO *et al.*, 2014) associado a maior frequência de La Niñas (GOODWIN *et al.*, 2013, SUN *et al.*, 2017), e consequentemente ondulações de S-SE no Atlântico Sul Subtropical, e vice-versa.

Por outro lado, discute-se na literatura a diferença inter-hemisférica das tendências de temperatura (PAGES2K, 2013; NEUKOM *et al.*, 2014, COBB, 2014). Mann e Jones (2004) e Mann *et al.* (2008) propuseram curvas de 2000 anos de anomalia da temperatura da superfície do hemisfério sul e norte apresentando diferenças entre elas, estando o hemisfério sul normalmente com maiores temperaturas, muito provavelmente pela sua característica de ser um hemisfério dominando por oceanos e com alta capacidade térmica (Figura 42). Ao correlacionar a série de ondas com a curva de temperatura do hemisfério sul ( $r = -0,59$ ,  $p < 0,001$ ,  $n=32$ ), observa-se que quando este apresentou tendências para anomalias de temperatura positivas, as ondulações tenderam para E (Figura 42). Durante o Período Quente Medieval, no entanto, o hemisfério sul apresentou uma tendência a anomalias negativas, ao contrário do hemisfério norte que estava aquecendo. Nesta situação, a ondulação migrou para S-SE. Por volta do início da era industrial (~1850 d.C.), o hemisfério norte passou a aquecer rapidamente (Figura 42) e uma redução na diferença de temperatura inter-hemisférica foi observada, contudo, apesar do aquecimento comum de ambos os hemisférios nos dias atuais, o hemisfério norte pela primeira vez no registro de 2 mil anos se mostra mais aquecido que o hemisfério sul, coincidente a um predomínio das condições favoráveis a geração de ondas de S-SE.

Com estas observações, correlaciona-se a divergência de temperatura entre os hemisférios como um possível fator condicionante da direção da ondulação predominante ( $r = -0,43$ ,  $p < 0,01$ ,  $n = 32$ ), por meio das mudanças nos padrões atmosféricos e nas zonas de geração de ondas. Nos 2 milênios precedentes a era industrial, os períodos de maior divergência se deram com anomalias positivas no hemisfério sul e negativas no norte, dentre eles a Pequena Era do Gelo (Figura 43). Nestas condições, os gradientes de temperatura do hemisfério sul enfraquecem, acarretando no fortalecimento da baixa pressão ao sul do equador, porém associada a um enfraquecimento da ASAS e do cinturão de ventos de oeste (WEBSTER, 2004), assim como mostram os resultados das séries de reanálise atmosférica, criando condições favoráveis a geração de ondas de E, em mares locais. Neste mesmo período, Dominguez *et al.* (2006) com base em mudanças na deriva litorânea na região nordeste do Brasil, indica uma migração da ZCIT para sul, o que se dá quando o hemisfério sul apresenta anomalias de temperatura da superfície mais quentes que o hemisfério norte.

No Período Quente Medieval, as diferenças de anomalia reduziram (Figura 43), o que pode ter conduzido a gradientes de temperatura mais equilibrados e condições atmosféricas favoráveis para a predominância de ondas de SE em relação aos demais quadrantes. A partir de 1850 d.C., o aumento exponencial da temperatura do hemisfério norte ultrapassou a temperatura do hemisfério sul, uma condição não registrada antes nos últimos 2000 anos. Neste caso, a diferença de temperatura se estabeleceu (Figura 43), apesar do aquecimento de ambos, com o hemisfério sul sendo a região mais fria, e conseqüentemente com maior gradiente de temperatura do equador ao polo e fortalecimento da ASAS e dos ventos de oeste (WEBSTER, 2004). Esta condição favorece as ondulações de S-SE geradas nos oceanos austrais, como vem sendo relatado por alguns trabalhos (YOUNG *et al.*, 1999; 2011; HEMER *et al.*, 2012; 2013a,b; SEMEDO *et al.*, 2013). Seguindo esta lógica, pode-se inferir que as divergências entre as anomalias de temperatura estiveram próximas ou que o hemisfério norte esteve mais quente que o hemisfério sul entre 2800 e 1800 AP.

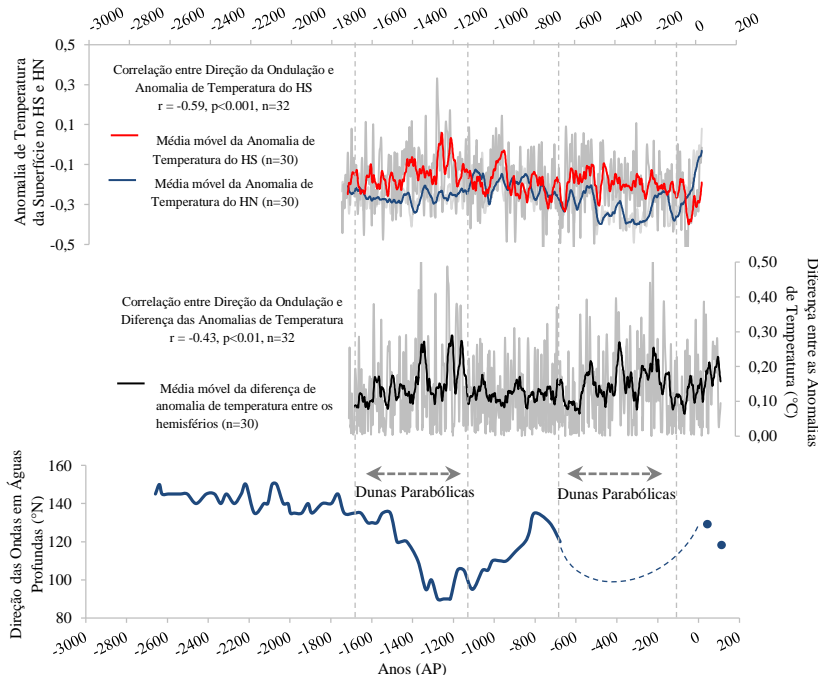


Figura42: Registro da direção da ondulação em águas profundas (preto) nos últimos 3 mil anos em comparação aos registros de anomalia de temperatura da superfície para o hemisfério norte (azul), hemisfério sul (vermelho) e a diferença entre estas anomalias (preto) nos últimos ~2000 anos.

Dentro da discussão de como se deu a geração de ondas nos últimos milênios e as condicionantes climáticas responsáveis, se entende que a determinação de um fator como responsável absoluto é errônea. Diversas incertezas permeiam a variabilidade dos padrões atmosféricos e suas forçantes, e distintos cenários combinados culminam nas condições para a geração da ondulação. Contudo, de forma simplificada conclui-se que: ondulações de S-SE são formadas em latitudes médias a altas pela intensificação do gradiente de pressão e da zona de instabilidade do cinturão de ventos de oeste, geralmente associadas a SAM positivo e La Niña, e em condições de equidade das anomalias de temperatura inter-hemisférica, ou com o hemisfério norte com tendências mais positivas que o hemisfério sul. Ondulações de E, acompanhadas de fortalecimento dos ventos de NE, são decorrentes de zonas de geração em latitudes menores geralmente associadas à anti-

ciclones estacionados próximos a costa. Esta condição está ligada a SAM negativo e El Niño, com enfraquecimento dos gradientes de pressão e dos ventos de oeste em médias latitudes, bem como maiores temperaturas no hemisfério sul em comparação ao hemisfério norte, acarretando em acentuada divergência de temperatura entre os hemisférios e em baixo gradiente de temperatura entre o equador e o polo no hemisfério sul, que se encontra mais aquecido (Figura 43).



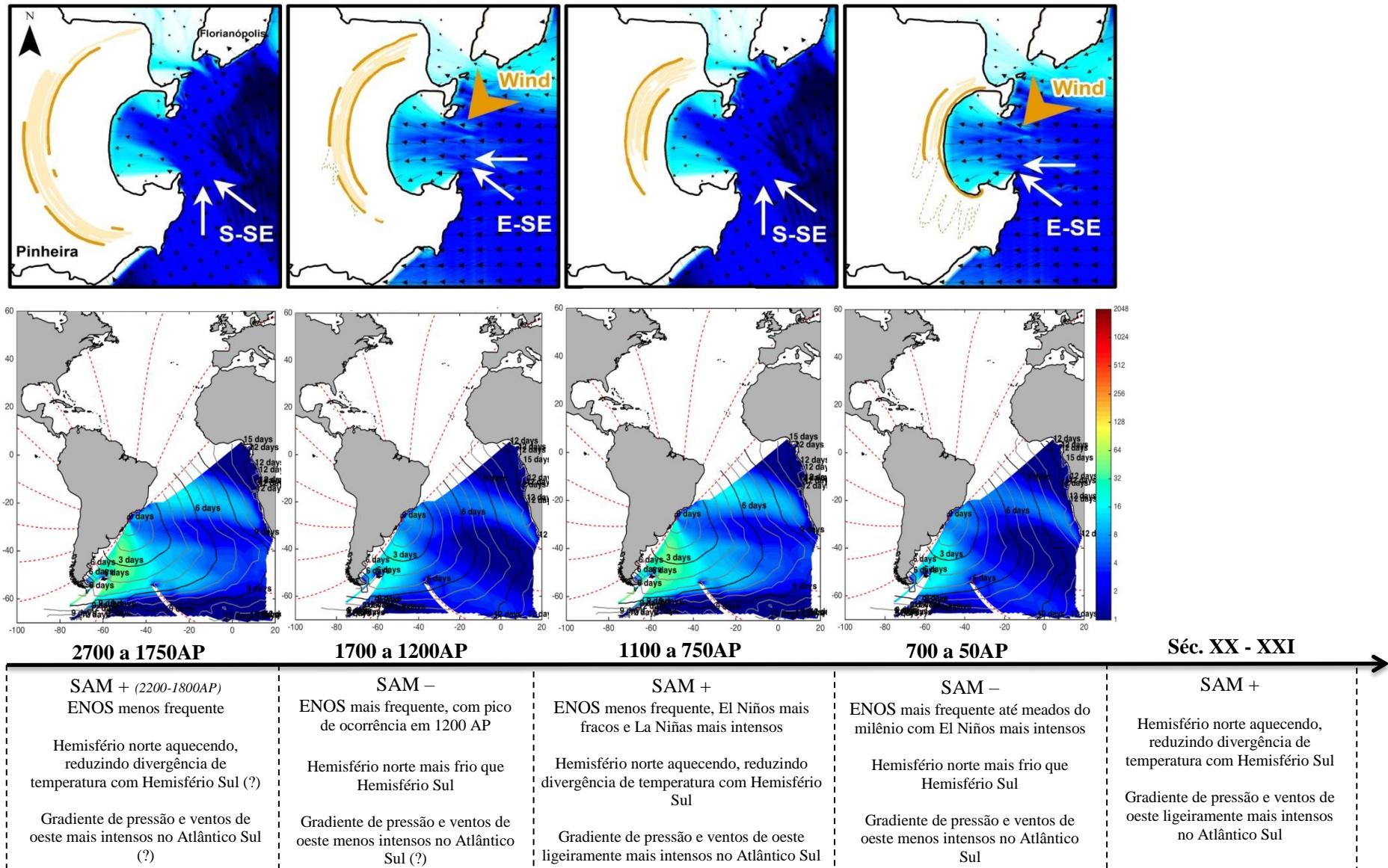


Figura 43: Desenho esquemático indicando a direção de incidência da ondulação na enseada para cada período (acima) em acordo as prováveis zonas de geração de ondas no Atlântico Sul (abaixo) indicadas pela intensidade do fluxo de energia de onda, resumindo as condições de variabilidade da ondulação e dos padrões climáticos e atmosféricos durante os últimos 2700 anos.



## 5 CONCLUSÕES

Este trabalho teve como objetivo verificar as possíveis alternâncias dos padrões de ondas predominantes durante o Holoceno Tardio no Atlântico Sul, através da identificação das direções das ondulações que governaram a orientação dos cordões da planície da Pinheira (SC), e discutir as condições climáticas que favoreceram a predominância dos distintos quadrantes direcionais da ondulação. A partir da análise dos resultados e discussões pode-se concluir que:

- Ao longo da planície da Pinheira, 100 cordões foram mapeados, estando a maioria preservados nos últimos 3 km da porção central (67 cordões). A faixa de variação da orientação dos cordões na região central variou entre 87 e 99° nos últimos 2700 anos.
- Ondas de NE modificam até 70% da direção antes da enseada devido à difração nas ilhas. Ondas de E tem mínima modificação, cerca de 2 a 15° após todo o percurso. Ondas de SE sofrem mínima modificação na plataforma, sendo mais de 90% do giro a partir da entrada na enseada. Ondas de S sofrem modificações devido à refração na plataforma (27%), mas cerca de 70% do giro ocorre na entrada e interior da enseada.
- Ondulações de NE chegam à enseada com valores correspondentes a 1% da energia que chegam as ondulações de E, e portanto, são desprezadas. Ondulações de E sofrem pouca dissipação e chegam à praia com 50% da energia de águas profundas. Ondas de SE chegam à linha de costa com 30% da energia. Já as ondas de S dissipam cerca de 75% na plataforma continental e alcançam a linha de costa com apenas 5% da intensidade, sendo assim desconsideradas também.
- Todos os setores direcionais incidem na cota 5 m com direções voltadas para leste, variando entre 86 e 96° para a praia atual e 87 e 97° para a praia pretérita, contudo o fluxo direcional médio de energia efetivo é correspondido pelas ondulações dos setores de 85 a 150°.
- O registro da variação da ondulação no Holoceno Tardio através da orientação dos cordões apontou ciclos de alternância entre os modos S-SE (2700-1800, 1200-750 AP), E-SE (1800-1200 e 700-100 AP), retornando a um giro no sentido horário nas últimas décadas.

- As zonas geração de ondas no Atlântico Sul sofrem migrações meridionais, com predomínio de ondas de S-SE associado a fortalecimento dos gradientes de pressão e dos ventos de oeste em médias latitudes, enquanto os quadrantes E-NE a SE com períodos mais curtos se formam em zonas de geração mais próximas ao continente pela interação de sistemas frontais com a ASAS enfraquecida, e fortalecem os ventos de NE que formam as dunas parabólicas.
- Estes padrões atmosféricos e de ondulação são coincidentes a períodos de SAM positivo (negativo) e La Niña (El Niño) com ondulações de S-SE (E-SE). Variações climáticas também podem ser relevantes condicionantes dos padrões de geração de ondas, onde divergências inter-hemisféricas de temperatura com o hemisfério sul com anomalias positivas leva a geração de ondas de E, e períodos de equilíbrio entre a temperatura ou hemisfério norte mais aquecido favorecem a geração de ondas de S-SE.

Assim, conclui-se que linhas de costa pretéritas em forma de cordões de dunas frontais servem como *proxy* para identificar a alternância na direção da ondulação predominante durante a formação da planície, confirmando a hipótese apresentada, e proporcionam indícios dos condições atmosféricas e mudanças climáticas associadas.

## 5.1 Limitações do Trabalho

- A realização do mapeamento dos cordões é limitada na análise de fotografias aéreas, implicando em possíveis erros de interpretação das feições. Além disso, alguns cordões de dunas são segmentados por ação da erosão, cobertura por dunas, entre outros, dificultando o mapeamento do arco completo.
- O cálculo da orientação pela ferramenta COGO é realizado a partir de linhas traçadas na base frontal do cordão e na linha de costa, sendo passível de erros na elaboração das linhas.
- A reconstrução da batimetria pretérita é uma simulação baseada no modelo de perfil de equilíbrio, nos dados da carta náutica e em curtos segmentos de perfis praias registrados nos dados

estratigráficos. Assim, a batimetria simulada é uma forma simplificada da geometria do ambiente passado com base em dados indiretos.

- Apesar das séries de dados de reanálises de ondas e atmosféricas serem frequentemente utilizadas para análises de dados ambientais dispersos ao longo do tempo, é importante ressaltar que estes dados são dados modelados e não dados medidos.
- As incertezas em relação à batimetria reconstruída e a série de dados de reanálises fazem necessária uma interpretação cuidadosa dos dados de clima de ondas gerados para a praia pretérita, especialmente em relação à altura significativa de onda.
- O trabalho se baseia em estudos e simulações do fluxo médio direcional de energia de onda e de variáveis atmosféricas e climáticas. Contudo, como todo modelo, as análises são restringidas a apenas algumas variáveis, ignorando a influência de demais fatores.

## REFERÊNCIAS

- ABRAM, N.J. *et al.* Evolution of the Southern Annular Mode during the Past Millennium. **Nature Climate Change – Letters**, v.4, p564-569, 2014. DOI: 10.1038/NCLIMATE2235
- ALVES, J.H.G.M. **Refração Do Espectro De Ondas Oceânicas Em Águas Rasas: Aplicações À Região Costeira De São Francisco Do Sul, SC** (Dissertação). Universidade Federal de Santa Catarina, 89p., 1996.
- ALVES, J.H.G.M. E MELO, E. Measurement and modelin of Wind waves at the northern coast of Santa Catarina, Brazil. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v.49, p13-28, 2001.
- AMIN JR., A.H. e DILLENBURG, S.G Variações das propriedades granulométricas da barreira costeira da Pinheira (SC) durante a sua progradação no Holoceno Superior. **Quaternary and Environmental Geoscience**, v.2, n.1, p. 25–39, 2010, ISSN 2176-6142 *versão online*.
- ANA, Agência Nacional da Água (2000) Estado de Santa Catarina. Março, 2018. <hidroweb.ana.gov.br/cd3/sc.doc>.
- ANGULO, R.J. e LESSA, G.C. The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**. v.140: p.141–166, 1997.
- ANGULO, R.J., GIANINNI, P.C.F., SUGUIO, K. e PESSENDA, L.C.R. The relative sea-level changes in the last 5500 years southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid 14C ages. **Marine Geology**. v.159, p.327– 39, 1999.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C; e SOUZA FILHO, M.C.d. A critical review of mid- to late- Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, v.25, p.486 –506, 2006, ISSN 0277-3791.
- ARAÚJO, 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.], 2003. CD-ROM.
- ARAÚJO, R. S.; SILVA, G. V.; FREITAS, D.; KLEIN, A.H. F. Georreferenciamento de fotografias aéreas e análise da variação da linha de costa. In: ALCÁNTARA- ARRIÓ, J.; CORREA, I. D.; ISLA, F.; ALVARANDO, M. ; KLEIN, A. H. F. y CABRERA, J. A. Org). **Metodologías em teledetección aplicada a la prevención de amenazas naturales en el litoral**. Valência. 2009.

- BARNARD, P.L. *et al.* Coastal vulnerability across the Pacific dominated by El Niño/Southern Oscillation. **Nature Geoscience**, v.8, 2015, DOI: 10.1038/NNGEO2539
- BILLY, J.; ROBIN, N.; HEIN, C.J.; CERTAIN, R.; FITZGERALD, D.M. Insight into the lateHolocene sea-level changes in theNWAtlantic from a paraglacial beach-ridge plain south of Newfoundland. **Geomorphology**, 248, 134-146, 2015. doi: 10.1016/j.geomorph.2015.07.033
- BIRD, E.C.F. The formation of sand beach ridges. **Aust J Sci**. v. 22: p. 349–350, 1960.
- BIRD, E.C.F. Coasts. An Introduction to Coastal Geomorphology. **ANU Press**. 2 Ed. p. 320,1976.
- BIRKEMEIER, 1985. W.A. Field data on seaward limit of profile change. **Coastal Ocean Engineering**, ASCE: 111, p. 598–602, 1985.
- BOOIJ, N. **Gravity waves on water with non-uniform depth e currents**. Report nº 81-1, Delft University of Technology, 131. 1981.
- BROWNING, S. e GOODWIN, I.D. The Paleoclimate reanalysis project. **Climate of the Past – Discussions**, v.11, p4159-4204, 2015. DOI: 10.5194/cpd-11-4159-2015
- BROOKE, B. *et al.* Rates of Shoreline Progradation during the Last 1700 Years at Beachmere, Southeastern Queensland, Australia, Based on Optically Stimulated Luminescence Dating of Beach Ridges. **Journal of coastal research**, v.24, p.640-648, 2008. doi: 10.2307/30138688
- BRUNN, P. Sea Level Rise as a Cause of Shore Erosion. Journal of the Waterways and Harbors Division In: **Proceedings of the American Society of Civil Engineers**, p. 117 - 130, 1962.
- BUYNEVICH, I.V.; FITZGERALD, D.M.; GLOBE, R.J. A 1500 yr record of North Atlantic storm activity based on optically dated relict beach scarps. **Geology**, v.35, p. 543-546, 2007. doi: 10.1130/G23636A.1
- CAMUS, P. **Metodologías para la definición del clima marítimo en aguas profundas y someras: aplicaciones en el corto, medio y largo plazo**. 2009. 270p. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Engenharia de Portos e Costas) - Universidade de Cantábria. Santander, 2009.
- CAMUS, P.; MENDEZ, F.; MEDINA, R. A hybrid efficient method to downscale wave climate to coastal areas. **Coastal Engineering**, v.58, p.851-862, 2011.

- CAMUS, P.; MENDEZ, F.J.; MEDINA, R.; TOMAS, A.; IZAGUIRRE, C. High resolution downscaled ocean waves (DOW) reanalysis in coastal áreas. **Coastal Engineering**, v.72, p.56-68, 2013.
- CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **Journal of Climate**, v.18, p.702-718, 2005.
- CEPAL-ONU. **Dinámicas, tendencias y variabilidad climático**. Documento 1 del estudio de “Efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe”, 2015.
- COBB, K.M.; CHARLES, C.D.; CHENG, H.; ESWARDS, L. El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. **Nature**, v.424, p.271-276, 2003.
- COBB, K.M. A Southern misfit. **Nature Climate Change – Palaeoclimate News&Views**, v.4, p.328-329, 2014.
- COOPER, J.A.G.; PILKEY, O.H. Sea level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun rule. **Global Planet Change**, v.43, p. 157 – 171, 2004b.
- COOPER, J.A.G.; MEREILES, R.P.; GREEN, A.N.; KLEIN, A.H.F.; TOLDO, E.E. Late Quaternary stratigraphic evolution of the inner continental shelf in response to sea-level change, Santa Catarina, Brazil. **Marine Geology**, v.397, p.1-14, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.11.011>
- CURRAY, J.R., EMMEL, F.J. e CRAMPTON, P.J.S. Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. In: **Coastal Lagoons, A Symposium, Memoir of the International Symposium on Coastal Lagoons (Origin, Dynamics and Productivity)**, National University of Mexico-United Nations Economic Scientific and Cultural Organizations (UNAM-UNESCO), Mexico City, p 63–100, 1969.
- DALINGHAUS, C. **Análise da Estabilidade da Forma em Planta e Perfil nas Praias da Barra da Lagoa, Moçambique e Ingleses, Florianópolis – SC: Aplicações em Análise de Perigos Costeiros**. Dissertação de Mestrado (Pós-Graduação em Geografia). Universidade Federal de Santa Catarina, 2016.
- DAVIES JL. The importance of cut and fill in the development of sand beach ridges. **Aust J Sci**. v. 20:p.105–111, 1957.
- DAVIS JR., R.A. e HAYES, M.O.. What is a wave-dominated coast? In: GREENWOOD, B. e DAVIS JR., R.A. **Hydrodynamics and Sedimentation in Wave-Dominated Coastal Environments**. Marine Geology, 60: 313—329, 1984.



- DEAN, R.G.; DALRYMPLE, R.A. **Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists** World Scientific, 1991. 353p.
- DILLENBURG, S.R. *et al.* The complex prograded Cassino barrier in southern Brazil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7–6ka. **Marine Geology**, 390: 106-119, 2017.
- DILLENBURG, S. *et al.* Records of Aeolian activity potentially related with the Little Ice Age in Regressive Coastal Barrier of Southern Brazil. **Proceedings...10<sup>th</sup> International Conference on Aeolian Research**, França, 2018.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L. e BITTENCOURT, A.C.S.P. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast Brazilian Coast: a Summary. In: NUMMEDA, D.; PILKEY, O.H. e HOWARD, J.D. **Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution**. SEPM Spec. Publ. v.41, 115–127, 1987.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. Climate Change and Episodes of Severe Erosion at the Jequitinhonha Strandplain SE Bahia, Brazil. **Proceedings...Brasil, ICS, 2004. Journal of Coastal Research**, v.39, p.1894-1897, 2006.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. Evidência de uma Mudança Abrupta no Clima de Ondas da Costa Leste da Bahia durante o Período Medieval. **Anais...XI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**, 2007
- DOMINGUEZ, J.M.L. The Coastal Zone of Brazil. In: DILLENBURG, S. e HESP, P. **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Springer, Berlin. P. 17–51, 2009.
- DRAGANI, W.C.; MARTIN, P.B., SIMIONATO, C.G.; CAMPOS, M.I. Are wind wave heights increasing in south-eastern south American continental shelf between 32° and 40°S?. **Continental Shelf Research**, v.30, p.481-490, 2010.
- ELSHINNAWY, A.; MEDINA, R.; GONZÁLEZ, M. On the relation between the direction of the wave energy flux and the orientation of equilibrium beaches. **Coastal Engineering**, v.127, p.20-36, 2017
- FEDOROVA, N.; CARVALHO, M.H. Processos Sinóticos em Anos de La Niña e de El Niño. Parte II: Zonas Frontais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.1, n.2, p.57-72, 2000.
- FITZGERALD, D.M.; CLEARY, W.J.; BUYNEVICH, I.V.; HEIN, C.J.; KLEIN, A.H.d.F.; ASP, N.E. e ANGULO, R.J. Strandplain evolution along the southern

coast of Santa Catarina, Brazil. **Journal of Coastal Research**. v.50, 152–156, 2007.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface Cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, 119 (6), 1293–1302, 1991.

GIOC. Coastal Modelling System (SMC) – **Reference and User Manual**. State Coastal Office-Spanish Environmental Ministry and University of Cantabria, 82, 2003(a) (em Espanhol). Versão em Inglês no <http://smc.ihcantabria.es>.

GIOC. **Spectral Wave Propagation Model (Olucá-SP)**. State Coastal Office-Spanish Environmental Ministry and University of Cantabria, 170, 2003 (b) (em Espanhol). Versão em Inglês no <http://smc.ihcantabria.es>.

GIOC. **Wave Induce Currents Model in the Surf Zone (Coplá-SP)**. State Coastal Office-Spanish Environmental Ministry and University of Cantabria, 61, 2003 (c) (em Espanhol). Versão em Inglês no <http://smc.ihcantabria.es>.

GOMES DA SIVA, P.; KLEIN, A.H.F.; GONZÁLEZ, M.; GUTIERREZ, O.; ESPEJO, A. Performance assessment of the database downscaled ocean waves (DOW) on Santa Catarina coast, South Brazil. **Anais ... Academia Brasileira de Ciências**, v.87, n.2, p.623:634, 2015.

GONZÁLEZ, M.; MEDINA, R. On the application of static equilibrium bay formulations to natural and man-made beaches. **Coastal Engineering**, v.43, p.209-225, 2001.

GONZÁLEZ, 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**, v.33, p.916-931, 2007.

GONZÁLEZ, M.; MEDINA R.; LOSADA, M., On the design of beach nourishment projects using static equilibrium concepts: Application to the Spanish coast. **Coastal Engineering**, v.57 p.227–240, 2010.

GOODWIN, I.D. A mid-shelf wave direction climatology for south-eastern Australia, and its relationship to the El Niño Southern Oscillation since 1877 AD. **International Journal of Climatology**, v.25, 1715–1729, 2005. Doi: 10.1002/joc.1207

GOODWIN, I. D.; STABLES, M.A.; OLLEY, J.M. Wave climate, sand budget and shoreline alignment evolution of the Iluka–Woody Bay sand barrier, northern New South Wales, Australia, since 3000 yr BP. **Marine Geology**, v.226, 127-144, 2006.

- GOODWIN, I.D. *et al.* A reconstruction of extratropical Indo-Pacific sea-level pressure patterns during the Medieval Climate Anomaly. **Climate Dynamics**, 2013. DOI: 10.1007/s00382-013-1899-1
- GRÉ, J.C.R. Aspectos sedimentares da plataforma continental de Santa Catarina – Brasil. **Geosul**, Florianópolis, v.4, n.8, p.92-100, 1989.
- GRUZA, V.V.; ROMANOVSKIY, S.I. The principle of actualism and logic in understanding the geologic past, *International Geology Review*, 17:2, 167-174, DOI: 10.1080/00206817509471713, 1975.
- HARLEY, M.D.; TURNER, I.L.; SHORT, A.D.; RANASINGHE, R. Interannual variability and controls of the Sydney wave climate. **International Journal of Climatology**, v.30, p.1322-1335, 2010.
- HALLERMEIER, R.J. **Uses for a Calculated Limit Depth to Beach Erosion**. In: Coastal Engineering Conference, ASCE, 16., 1978, Hamburg, Germany. Proceedings... 1978, p.1493-1512.
- HALLERMEIER, R.J. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. **Coastal Engineering**, v.4, p. 253–277, 1981.
- HEIN, C., FITZGERAL, D., CLEARY, W., ALBERNAZ, M., MENEZES J.T., KLEIN, A.H.F. Evidence for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: Implications for complex coastal response to environmental change. **Sedimentology**, v.59, 2013, doi: 10.1111/j.1365-3091.2012.01348.x
- HEIN, C.J. *et al.* Complex coastal change in response to autogenic basin infilling: an example from a sub-tropical Holocene strandplain. **Sedimentology**. 2016.
- HEMER, M.A.; CHURCH, J.A.; HUNTER, J.R. Variability and trends in the directional wave climate of the Southern Hemisphere. **International Journal of Climatology**, v.30, p.475-491, 2010.
- HEMER, M.A.; KATZFEY, J.; TRENHAM, C.E. Global dynamical projections of surface ocean wave climate for a future high greenhouse gas emission scenario. *Ocean Modelling*, v.70, p.221-245, 2013a.
- HEMER *et al.* Projected changes in wave climate from a multi-model ensemble. **Nature Climate Change**, v.3, p.471-476, 2013b. DOI: 10.1038/NCLIMATE1791
- HERNANDEZ, A.O. **Estudo de eventos extremos de ondas e marés meteorológicas em praias arenosas de enseada no estado de Santa Catarina** (Tese de Doutorado). Universidade Federal de Santa Catarina, SC, 2017, p.151.

- HESP, P.A. The Beach Backshore and Beyond. In: SHORT, A.D. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**, Chichester. J Wiley & Sons, NY, p. 145–170,1999.
- HESP, P.; DILLENBURG, S.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; ESTEVES, L.; GRUBER, N.; TOLDO, E.J.; TABAJARA, L. e CLEROT, L.C.P. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and initiation, and an examination of the Torres to Tramandai barrier system, southern Brazil. **Anais...** Academia Brasileira de Ciências. v.77, 493–508, 2005.
- HESP *et al.* Regional wind fields and dunefield migration, southern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.32, p.561-573, 2007. DOI: 10.1002/esp.1406
- HESP *et al.* The Holocene Barrier Systems of the Santa Catarina Coast, Southern Brazil. In: DILLENBURG,S.; HESP, P.A. **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**, Chapter 4, p.93-133, 2009, ISBN 978-3-540-44771-9
- HOLTHUIJSEN, L.H. **Waves in Oceanic and Coastal Waters**: Cambridge University Press, Cambridge, 2007. 387p.
- HORN FILHO, N.O. e FERRETI, O. **Diagnóstico geológico-geomorfológico do litoral Central ou setor 3 do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro de Santa Catarina – GERCO/ SC**. Governo do Estado de Santa Catarina e AMBIENS Consultoria e Projetos Ambientais, Florianópolis, SC. 2010.
- HSU, J. R-C.; EVANS, C. Parabolic Bay Shapes and Applications. In: Institution of Civil Engineers – Part 2, 1989, Londres. **Proceedings...** Londres: Thomas Telford, 1989. p.557-570.
- HSU, J.R.C; BENEDET, L; KLEIN, A.H.F.; RAABE, A.L.A.; TSAI, C-P.; HSU, T-W. Appreciation of Static Bay Beach Concept for Coastal Management and Protection. **Journal of Coastal Research**, v.24, n.1, p. 812–835, 2008.
- KELSEY, H.M. *et al.* Beach ridges as paleoseismic indicators of abrupt coastal subsidence during subduction zone earthquakes, and implications for Alaska-Aleutian subduction zone paleoseismology, southeast coast of the Kenai Peninsula, Alaska. **Quaternary Science Reviews**, v.113, 147-158, 2015. doi: 10.1016/j.quascirev.2015.01.006
- KIRBY, J.T.; DALRYMPLE, R.A. Modifications to a Propagation Model for the Combined Refraction-Diffraction of Stokes Waves; Shallow Water, Large Angle Breaking Wave Effects. **Report UFL/COEL-85/001**, Coastal and

- Oceanographical Engineering Department, University of Florida, Gainesville, 1985.
- KLEIN, A.H.F.; MENEZES, J.T. Beach morphodynamics and profile sequence for a headland bay coast. **Journal of Coastal Research**, West Palm Beach (Florida), v.17, n.4, p.812-835, 2001.
- KLEIN, A.H.F. **Morphodynamics of Headland Bay Beaches**. 2004. 450 p. Tese de Doutorado (Ciências do Mar) – Universidade do Algarve, Faro, Portugal. 2004.
- KLEIN, A.H.F. *et al.* Beach Safety Management on the Coast of Santa Catarina, Brazil. **Z. Geomorph.**, Berlin – Stuttgart, v.141, p. 47-58, 2005.
- KLEIN, A.H.F. *et al.* Morphodynamics of structurally controlled headland-bay beaches in southeastern Brazil: A review. **Coastal Engineering**, v.57, p.98-111, 2010.
- KLEIN, A. H. F.; SHORT, A.; BONETTI, J. **Santa Catarina Beach Systems**: 41 p. 2016.
- LAMB, H.H. The early medieval warm epoch and its sequel. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.1, p.13-37, 1965
- LATIF, M.; KEENLYSIDE, N.S. El Niño/Southern Oscillation response to global warming. **PNAS**, v.106, n.49, p.20578-20583, 2009.
- LHEUREUX, M.L.; THOMPSON, D.W.J. Observed Relationships between the El Niño-Southern Oscillation and the extratropical zonal-mean circulation. **Journal of Climate**, v.19, p.276-287, 2005
- LIU, Z. *et al.* Evolution and forcing mechanisms of El Niño over the past 21,000 years. **Nature - Letter**, v.515, p.550-553, 2015
- LU, J.; VECCHI, G.A.; REICHLER, T. Expansion of the Hadley cell under global warming. **Geophysical Research Letters**, v.34, L06805, 2007. DOI: 10.1029/2006GL028443
- MACHADO, A.A. **Estudo dos padrões atmosféricos sinóticos geradores de eventos extremos de altura de onda, intensidade de vento, marés meteorológicas e erosão na costa do Rio Grande do Sul** (Tese de Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande, RS, 2014, p.87.
- MAHIQUES, M.M. *et al.* The Southern Brazilian shelf: General characteristics, quaternary evolution and sediment distribution. **Brazilian Journal of Oceanography**, v.58, p.25-34, 2010. doi.10.1590/S1679-87592010000600004

- MANN, M.E.; JONES, P.D. Global surface temperatures over the past two millenina. **Geophysical Research Letters**, v.30, n.15, 2004. DOI: 10.1029/2003GL017814
- MANN, M.E. *et al.* Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. **PNAS**, v.105, n.36, p.13252-13257, 2008.
- MARSHALL, G.J. Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. **Journal of Climate**, v.16, p.4134-4143, 2003.
- MELO, E. *et al.* Instrumental Confirmation of the arrival of north atlantic swell to the ceara coast. **Proceedings...** 4th International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries – COPEDEC IV, pp. 1984-1996, Rio de Janeiro, Brasil, 1995.
- MELO, E.; HAMMES, G. R.; FRANCO, D. Estudo de caso: a ressaca de agosto de 2005 em Santa Catarina. **Anais...** 2º Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica, FURG, Rio Grande, Novembro / 2006.
- MILANA, J.P.; GUEDES, C.C.F.; BUSO, V.V. The coastal ridge sequence at Rio Grande do Sul: A newgeoarchive for past climate events of the Atlantic coast of southern Brazil since the mid Holocene. **Quaternary International**, 1-13, 2016.
- MILLER, A.J. *et al.* The 1976-77 Climate Shift of the Pacific Ocean. **Oceanography**, v.7, n.1, p.21-26, 1994.
- MILLER, G.H. *et al.* Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea0ice/ocean feedbacks. **Geophysical Research Letters**, v.39, L02708, 2012, DOI: 10.1029/2011GL050168
- MILNE, G.A., LONG, A.J. e BASSETT, S.E. Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. **Quaternary. Scienc. Rev.**, v.24,p.1183–1202, 2005.
- MÍNGUEZ, R.; ESPEJO, A.; TOMÁS, A.; MÉNDEZ, F.J.; LOSADA, I.J. Directional calibration of wave reanalysis databases using instrumental data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.28, p.1466–1485, 2011.
- MIRANDA, J. **Identificação das Zonas de Geração de Ondulações Longínquas Incidentes na Costa de Santa Catarina entre 2002 e 2005 – Resultados Preliminares.** Trabalho de Conclusão de Curso (Curso de Bacharelado em Oceanografia) da Universidade Federal de Santa Catarina, 191p., 2013.

- MMA (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE). **Sistema de Modelagem Costeira, SMC: Manual do Usuário - SMC 3.0**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. No prelo (a).
- MMA (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE). **Sistema de Modelagem Costeira, SMC: Manual de Referência – OLUCA/SP**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. No prelo (b).
- MMA (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE). **Sistema de Modelagem Costeira, SMC: Manual de Referência – COPLA MC/SP**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. No prelo (c).
- MORENO, P.I. *et al.* Southern Annular Mode-like changes in southwestern Patagonia at centennial timescales over the last three millennia. **Nature Communications**, 5:4375, 2014. DOI: 10.1038/ncomms5375
- MORTLOCK, T.R.; GOODWIN, I.D. Directional wave climate and power variability along the Southeast Australian shelf. **Continental Shelf Research**, v.98, 36-53, 2015. Doi: 10.1016/j.csr.2015.02.007
- MORTLOCK, T.R.; GOODWIN, I.D. Impacts of enhanced central Pacific ENSO on wave climate and headland-bay beach morphology. **Continental Shelf Research**, v.120, p.14-25, 2016.
- MOY, C.M.; SELTZER, G.O.; ROBBELL, D.T.; ANDERSON, D.M. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. **Letters to Nature**, v.420, p.162-165, 2002.
- NEUKOM, R. *et al.* Inter-hemispheric temperature variability over the past millennium. **Nature Climate Change**, v.4, 2014. DOI: 10.1038/NCLIMATE2174
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Boletim Geográfico, 1989.
- NOOREN, K. *et al.* The Usumacinta-Grijalva beach-ridge plain in southern Mexico : a high-resolution archive of river discharge and precipitation. **Earth Surface Dynamics**. Discussions, 2017.
- NOTT, J.; SMITHERS, S.; WALSH, K.; RHODES, E.D. Sand beach ridges record 6000 year history of extreme tropical cyclone activity in northeastern Australia. **Quaternary Science Reviews**, v.28, p. 1511-1520, 2009. doi: 10.1016/j.quascirev.2009.02.014
- OLIVER, T.S.N.; TAMURA, T.; HUDSON, J.P.; WOODROFFE, C.D. Integrating millennial and interdecadal shoreline changes: Morpho-sedimentary

- investigation of two prograded barriers in southeastern Australia. **Geomorphology**, 2017.
- OTTO-BLIESNER, B.L. *et al.* Climate Variability and Changes since 850 CE. **American Meteorological Society**, p.735-754, 2015. DOI:10.1175/BAMS-D-14-00233.1.
- OTVOS G. E. Beach ridges: definitions and significance. **Geomorphology**, v.32, p. 83–108, 2000.
- OTVOS, E.G. Beach ridges. In: SCHWARTZ, M.L. **Encyclopedia of Coastal Science**. Springer, New York. P. 172–177, 2005
- PACHECO, F.C. Classificação Morfodinâmica de Praias Oceânicas por meio da Análise Visual de Imagens de Satélite Multitemporais da Costa Sudeste do Estado de Santa Catarina. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Oceanografia) Universidade Federal de Santa Catarina, 2015.
- PAGES2K. Continental-scale temperature variability during the past two millennia. **Nature Geoscience**, v.6, p.39-346, 2013. DOI: 10.1038/NGEO1797.
- PEREIRA, N.E.S.; KLUMB-OLIVEIRA, L.A. Analysis of the influence of ENSO phenomena on wave climate on the central coastal zone of Rio de Janeiro (Brazil). **Revista de Gestão Costeira Integrada/ Journal of Integrated Coastal Zone Management**, v.15, n.3, p.353-370, 2015. DOI: 10.5894/rgci570.
- PÉREZ, J. et al. ESTELA: a method for evaluating the source and travel time of the wave energy reaching a local area. **Ocean Dynamics**, v. 64, n. 8, p. 1181-1191, 2014.
- PEZZA, A. B.; AMBRIZZI, T. Variability of Southern Hemisphere cyclone and anticyclone behavior: Further analysis. **Journal of Climate**, v.16, p.1075–1083, 2003.
- RADDER, A.C. On the parabolic equation method for water-wave propagation. **Journal of Fluid Mechanics**, v.95, p. 159-176, 1979.
- RANASINGHE, R.; RODNEY, M.; SHORT, A.; SYMONDS, G. The Southern Oscillation Index, wave climate, and beach rotation. **Marine Geology**, v.204, p.273-287, 2004.
- REBOITA, M. S. **Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos Numéricos de Sensibilidade**. Universidade de São Paulo, São Paulo 2008.



- REBOITA, M.S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R.P. Relationship between the Southern Annular Mode and southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.1, p.48-55, 2009.
- REGUERO, B.G.; MENÉNDEZ, M.; MÉNDEZ, F.J.; MÍNGUEZ, R.; LOSADA, I.J. A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards. **Coastal Engineering**, v.65, p.38-55, 2012.
- REGUERO, B.G.; MÉNDEZ, F.J.; LOSADA, I.J. Variability of multivariate wave climate in Latin America and the Caribbean. **Global and Planetary Change**, v.100, p.70-84, 2013.
- REIN, B.; LUCKGE, A.; SIROCKO, F. A major Holocene ENSO anomaly during the Medieval period. **Geophysical Research Letters**, v.31, p.2-5, 2004. doi: 10.1029/2004GL020161
- ROY, P.S.; COWELLI, P.J.; FERLAND, M.A.e THOM, B.G. Wave-dominated coasts. In: CARTER, R.W.G. e WOODROFFE, C.D. **Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics**. Cambridge: Cambridge University Press, p. 121–186, 1994.
- SARAIVA, J. M. B.; BEDRAN, C.; CARNEIRO, C. Monitoring of Storm Surges on Cassino Beach, RS, Brazil. **Journal Of Coastal Research**, v.35(Special Issue), p.323– 331, 2003.
- SEMEDO *et al.* Projection of Global Wave Climate Change toward the End of the Twenty-First Century. **American Meteorological Society**, v.26, p.8269-8288, 2013. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00658.1
- SHORT, A.D. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. New York: John Wiley & Sons, 1999. 379p.
- SILVA, A.P. **Caracterização do Fluzo Direcional Médio de Energia de Onda durante o Holoceno através da Análise Morfodinâmica de Cordões Arenosos: Estudo de Cason a Enseada da Pinheira (SC)**. Trabalho de Conclusão de Curso (Curso de Bacharelado em Oceanografia) na Universidade Federal de Santa Catarina, 2016, 120p.
- SILVEIRA, L.; KLEIN, A.; TESSLER, M. Classificação morfodinâmica das praias do estado de Santa Catarina e do litoral Norte do Estado de São Paulo utilizando sensoriamento remoto. **Braz. J. Aquat. Sci. Technol**, v. 15, n. 2, p. 13-28, 2011.
- 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.
- SUGUIO, K., MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P., DOMINGUEZ, J.M.L., FLEXOR, J-M., AZEVEDO, A.E.G., Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**. 15(4), p. 273-286, 1985.
- SUN, X.; COOK, K.H.; VIZY, E.K. The South Atlantic Subtropical High: Climatology and Interannual Variability. **Journal of Climate**, v.30, p3279-3296, 2017.
- TAMURA, T. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. **Earth Science Reviews**, v.114, 279-297, 2012. doi: 10.1016/j.earscirev.2012.06.004
- TAMURA, T., NICHOLAS, W.A., OLIVER, T.S.N., BROOKE B. Coarse-sand beach ridges at Cowley Beach, north-eastern Australia: Their formative processes and potential as records of tropical cyclone history. **Sedimentology**, “*accepted article*”, 2017. doi: 10.1111/sed.12402
- THOMPSON, D.W.J.; WALLACE, J.M. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. **Journal of Climate**, v.13, p.1000-1016, 2000.
- TRUCOLLO, E.C. **Maré meteorológica e forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul – SC**. (Dissertação) Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 100p., 1998.
- USACE (US ARMY CORPS OF ENGINEERS), Longshore Sediment Transport. In: USACE. **Coastal Engineering Manual** - Chapter 2, Part III. Vicksburg, Mississippi: EM 1110-2-1100, 2002b. 113p.
- VILLALBA, R. *et al.* Unusual Southern Hemisphere tree growth patterns induced by changes in the Southern Annular Mode. **Nature Geoscience**, v.5, p.794-798, 2012. DOI: 10.1038/NCEO1613.
- VAN HETEREN, S. *et al.* Optical dating of dune sand for the study of sea-level change. **Geology**, v.28, n. 5, p. 411–414, 2000.
- VAN RIJN, L.C. **Principles of Coastal Morphology**. Amsterdam, Holanda: Aqua Publications, 1998.

- YOUNG, I.R. Seasonal variability of the global ocean Wind and wave climate. **International Journal of Climatology**, v.19, p.931-950, 1999.
- YOUNG, I.R.; ZIEGER, S.; BABANIN, A.V. Global trends in wind speed and wave height. **Science – Reports**, v.332, p.451-454, 2011.
- WEBSTER, P.J. The Elementary Hadley Circulation, p.9-60 In: DIAZ, H.F.; BRADLEY, R.S. **The Hadley Circulation: Present, Past and Future**. Kluwer Academic Publishers, 1rst Edition, Netherlands, 2004, 514p.

## APÊNDICE A

### FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### **1. Estabilidade em Planta para Praias de Enseada**

Praias de enseada são representadas por linhas de costa arenosas em forma curvilínea, limitadas por afloramentos rochosos ou promontórios, naturais ou antrópicos. Estas praias assumem formas assimétricas caracterizadas por uma zona de sombra curvada abrigada da ação intensa das ondas, uma zona intermediária com curvatura suave e, ao final da praia, uma região aproximadamente reta, orientada de acordo com as ondulações predominantes que atingem o ponto de difração da enseada (HSU; EVANS, 1989).

A forma da praia é governada principalmente pela ondulação incidente predominante, pelas correntes de deriva, pela disponibilidade de sedimento, e pelos limites que confinam a praia (GONZÁLEZ; MEDINA, 2001). Uma alteração na deriva litorânea de sedimento, seja por causas antrópicas (e.g. construções de espigões) ou naturais (e.g. mudança na direção de ondas predominante), tende a alterar a forma da praia, orientação e o estado de equilíbrio.

Distintas funções matemáticas foram desenvolvidas com o intuito de estimar a estabilidade de praias de enseada, estando dentre elas o modelo parabólico proposto por Hsu e Evans (1989), que se baseia nas relações entre as características geométricas da praia em planta e o ângulo de incidência das ondas predominantes, para identificar o estado de estabilidade da praia: equilíbrio estático e dinâmico.

Uma praia estará em equilíbrio estático quando as ortogonais dos trens de ondas dominantes atingirem toda sua extensão com ângulo de  $90^\circ$  a costa, deste modo, as cristas de ondas quebram simultaneamente ao longo da praia e o transporte longitudinal de sedimento, bem como os processos de erosão e deposição sedimentar, são considerados nulos. Quando o transporte longitudinal de sedimento está ativo pela deriva litorânea e há entrada ou saída de sedimento, ocorrerá o equilíbrio dinâmico, no qual a praia ainda encontra-se estável por ação do balanço sedimentar (GONZÁLEZ; MEDINA, 2001).

Hsu e Evans (1989) apresentaram a equação para projeção do modelo parabólico de forma em planta, que foi testada em 27 casos de linha de costas em condição de equilíbrio estático:

$$\frac{R}{R_0} = C_0 + C_1 \left(\frac{\beta}{\theta}\right) + C_2 \left(\frac{\beta}{\theta}\right)^2 \quad (\text{Eq. 1})$$

Onde R são os comprimentos tirados a partir da linha de ondas predominante ligados a outros pontos ao longo da periferia da praia; R<sub>0</sub> é a linha de controle que une o ponto de difração até extremidade final da parte retilínea da praia; β é o ângulo formado entre as linhas de crista (obliquidade) de onda predominantes e a linha de controle R<sub>0</sub>; θ é o ângulo formado entre a linha de crista de onda e os demais raios R; C<sub>n</sub> são os coeficientes gerados a partir de análises de regressão de dados em função do ângulo β.

O modelo parabólico de praias foi desenvolvido fundamentado nas seguintes premissas:

- A praia deve estar em equilíbrio estático;
- O ponto de difração deve ser o último ponto onde a ondulação incidente sofre difração antes de chegar à linha de costa;
- O segmento praiial deve ser relativamente curto e o final da porção retilínea deve ser assumido como o fim da praia;
- A batimetria deve ser uniforme sem influência de bancos de areia;
- Ambiente de micro-maré e;
- A direção de ondas deve ser aproximadamente constante e definida como a tangente da parte retilínea.

Entretanto, a subjetividade na forma de seleção do ponto de difração e do limite da área afetada da praia (P<sub>0</sub>) é questionável, já que a diversidade natural dos sistemas costeiros faz com que diversos locais possam ser escolhidos como pontos de difração e pontos limites.

Motivados por esta incerteza, González e Medina (2001) sugeriram um aprimoramento do modelo utilizando o Fluxo Direcional Médio de Energia que chega ao ponto de difração para encontrar os pontos de controle e o limite da porção retilínea (P<sub>0</sub>) (Figura 1), assumindo algumas condições:

- O limite da parte retilínea (P<sub>0</sub>) pode ser encontrado usando a relação  $\alpha_{\min} = F(Y/L_s)$ , onde F é o fluxo de energia, Y é a distância do ponto controle até a parte retilínea da praia e L<sub>s</sub> é o comprimento de

onda escalar, calculado com base em parâmetros das frentes de onda que atingem a praia;

- A orientação do trem de ondas no ponto de difração que deve ser usada na equação de Hsu e Evans (1989) segue à frente do fluxo médio direcional de energia das ondas nesse mesmo ponto;
- O equilíbrio estático da linha de costa em enseadas pode ser obtido usando o modelo parabólico de Hsu e Evans (1989) começando em P0.
- Os parâmetros  $\beta$  e R0 são definidos como:  $\beta = 90^\circ - \alpha_{min}$  e  $R_0 = \frac{Y}{\cos \alpha_{min}}$ .

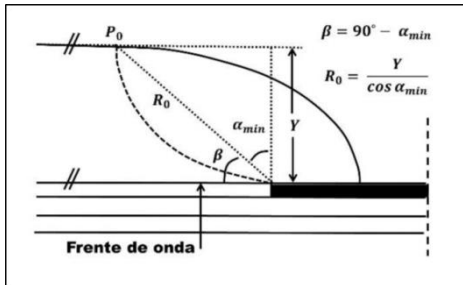


Figura 1: Desenho esquemático demonstrando a metodologia proposta por González e Medina (2001): P0 – limite da parte retilínea; Y – distância do ponto controle até o prolongamento da parte retilínea; R0 – linha de controle que une o ponto de difração até extremidade final da parte retilínea da praia;  $\beta$  – ângulo formado entre as linhas de crista e a linha de controle;  $\alpha_{min}$  – ângulo mínimo formado a partir do ponto de difração para o P0 e para o prolongamento do alinhamento retilíneo.

O ponto P0 define o ponto de partida onde o modelo parabólico de Hsu e Evans (1989) é aplicado e é uma função do ângulo  $\alpha_{min}$ , e da distância do ponto de controle para o prolongamento da praia do limite retilíneo (Y). O  $\alpha_{min}$  se refere ao ângulo mínimo formado a partir do ponto de difração para o P0 e para o prolongamento do alinhamento retilíneo.

Dentre as funções matemáticas para a estabilidade da forma em planta da praia, o modelo parabólico criado por Hsu e Evans (1989) e aperfeiçoado por González e Medina (2001) se mostra adequada para o estudo da estabilidade das praias de enseada (HSU *et al.*, 2008; KLEIN *et al.* 2010), tendo em vista que é a única que utiliza parâmetros da geometria da enseada e do fluxo direcional das ondas incidentes, o que permite a determinação das alterações na linha de costa em função de mudanças no ponto de difração ou na dinâmica local.

Contudo, contribuições recentes a aplicação do modelo parabólico mostraram que a utilização do fluxo médio direcional de energia efetivo, associado às ondulações efetivamente capazes de realizar transporte de sedimento e alterações morfológicas, apresenta resultados mais acurados da orientação da linha de costa (ELSHINNAWY *et al.*, 2017).

Assim, este trabalho baseia-se nas premissas do modelo parabólico que afirma que uma praia de enseada tende a se ajustar a direção do fluxo médio de energia das ondas incidentes, levando em conta as ondulações efetivas para gerar alterações morfológicas. Com este conceito, assume-se que é possível identificar as mudanças na direção da frente de ondas a partir das alterações na orientação dos cordões arenosos, que representam as linhas de costa das praias pretéritas.

### 1.1.1. Fluxo Direcional Médio de Energia

A energia total por unidade de área (densidade de energia) contida em uma onda é o somatório da energia cinética pelo movimento orbital das partículas de fluido, e da energia potencial proveniente do deslocamento vertical da superfície da água com a passagem da onda (HOLTHUIJSEN, 2007).

A taxa na qual a energia total é transmitida na direção normal a propagação das cristas de ondas é chamada de fluxo de energia (F) (Equação 2):

$$F = E * C_g \quad (\text{Eq.2})$$

Onde:

F é o fluxo médio de energia de onda;

E é a energia do espectro de onda na direção de propagação;

C<sub>g</sub> é a velocidade de grupo.

O cálculo da direção do fluxo médio de energia se dá através da decomposição do fluxo em coordenadas cartesianas (x,y) (Equação 3):

$$\begin{aligned} F_x &= F * (\cos \theta) \\ F_y &= F * (\sin \theta) \end{aligned} \quad (\text{Eq.3})$$

E posteriormente, da obtenção do ângulo de direção do fluxo de energia (Equação 4):

$$\theta = \arctg \left( \frac{\sum F_y}{\sum F_x} \right) \quad (\text{Eq.4})$$

## 2. Estabilidade em Perfil de Equilíbrio

O perfil praiial é definido como a variação da profundidade da água com a distância da linha de costa na direção normal a praia, limitado pela zona de máximo espraiamento da onda em direção a terra, e pela profundidade de fechamento em direção ao mar. De acordo com as formulações propostas por Hallermeier (1978, 1981) e por Birkemeier (1985), a profundidade de fechamento pode ser dividida em profundidade de fechamento interna que se encontra no perfil ativo da praia correspondente ao limite marinho de mudanças sazonais por efeitos de erosão e transporte de sedimento, e a profundidade de fechamento externa que é o limite externo da mobilização de sedimentos pela ação das ondas (HALLERMEIER, 1981).

A profundidade de fechamento pode ser encontrada pelas seguintes equações:

*Profundidade Interna (Hallermeier, 1978):*

$$h^* = 2,28 H_s - 68,5 \left( \frac{H_s^2}{gT^2} \right) \quad (\text{Eq.5})$$

*Profundidade Interna (Hallermeier, 1981):*

$$h^* = 2\bar{H}_s - 11\sigma_s \quad (\text{Eq.6})$$

*Profundidade Externa (Hallermeier, 1981):*

$$h^* = (\bar{H}_s - 0,3\sigma_s) \bar{T}_s \left( \frac{g}{5000D} \right)^{1/2} \quad (\text{Eq.7})$$

*Profundidade Interna (Birkemeier, 1985):*

$$h^* = 1,75H_{s12} - 57,9 \left( \frac{H_{s12}^2}{gT_{s12}^2} \right) \quad (\text{Eq.8})$$

Onde  $H_s$  é a altura significativa de onda que pode ser definida pelo  $H_{s12}$  (altura de onda significativa excedida 12 horas ao ano) ou  $\bar{H}_s$  (altura de onda significativa média ao ano),  $T$  ( $T_{s12}$  ou  $\bar{T}_s$ ) é o período



significativo associado à  $H_s$  utilizado,  $g$  é a gravidade ( $m/s^2$ ) e  $\sigma$  é o desvio padrão associado ao  $H_s$ .

Em 1962, Bruun sugeriu que um perfil de equilíbrio poderia se manter o mesmo de acordo com as variações da linha de costa causadas pela elevação do nível do mar. O modelo, conhecido como a Regra de Bruun, afirma que um perfil de praia côncavo para cima sofre erosão da face da praia e deposita em direção ao mar (*offshore*), para manter o perfil de profundidade (Figura 2). A análise feita por Bruun é considerada bidimensional e assume algumas premissas (BRUNN, 1962):

- A parte de cima da praia é erodida devido ao perfil da praia estar sendo transladado em direção a terra.
- O material erodido da parte superior da praia é diretamente encaminhado em direção ao mar (*offshore*) e depositado, assim o volume erodido é igual ao volume depositado.
- A elevação do perfil de fundo devido à deposição é igual à elevação do nível do mar, assim mantendo a profundidade da água constante após a profundidade de fechamento externa.

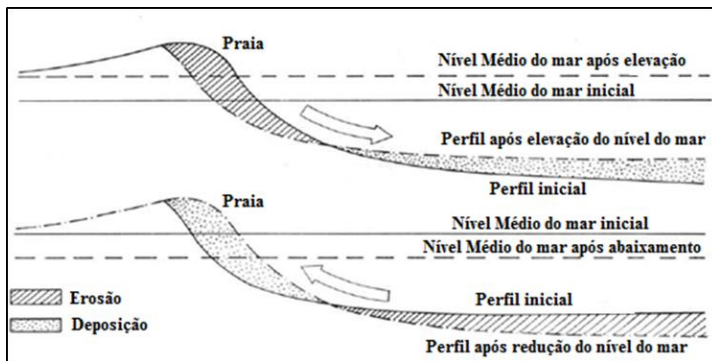


Figura 2: Desenho esquemático da transformação do perfil de equilíbrio de acordo com a variação do nível do mar (Adaptado de Martin *et al*, 1993).

Bruun (1954 *apud* COOPER; PILKEY, 2004) examinou perfis de praia na Dinamarca e na Califórnia e concluiu que, quando considerada uma costa com dimensões normais, existirá um perfil de equilíbrio transversal à costa que estará sujeito a seguinte relação:

$$h = Ay^{2/3} \quad A = k * \omega^{0,44} \quad (\text{Eq. 9 e 10})$$

Onde  $h$  é a profundidade da água,  $y$  é a distância do perfil,  $A$  é um parâmetro de escala baseado nas características do sedimento,  $k$  é uma constante adimensional ( $k=0,51$ ) e  $\omega$  é a velocidade de queda do grão.

Segundo Dean (1991), um perfil de equilíbrio é a resultante do balanço de forças construtivas e destrutivas. Tendo as forças construtivas, a ação de movimentar as partículas em direção a terra, e as destrutivas a ação contrária. O mesmo autor ressalta que a forma do perfil depende primordialmente da sua característica sedimentar através do parâmetro  $A$ , pois o transporte sedimentar perpendicular à costa está ligado à atuação hidrodinâmica, à dimensão e peso do grão, enquanto que as ondas estão diretamente relacionadas à profundidade de fechamento do perfil,  $h^*$ .

Dean (1977, *apud* DEAN, 1991) analisou 504 perfis de praia ao longo da costa do Atlântico e do Golfo nos EUA, para ajustar a fórmula proposta por Bruun (1954, *apud* DEAN, 1991) e encontrou o mesmo valor proposto empiricamente por Bruun,  $m=2/3$ . Este valor é consistente com a dissipação de energia de onda uniforme por unidade de volume e  $m$  é um expoente que depende de como a energia da onda é dissipada, fornecendo a forma do perfil (côncavo, convexo ou linear).

A partir destas análises, o mesmo autor apresentou quatro características básicas de um perfil de equilíbrio:

- Perfis possuem uma tendência a serem côncavos para cima;
- O tamanho do sedimento vai resultar no grau de declividade do perfil;
- A face da praia é aproximadamente plana;
- Maiores alturas de ondas resultam em uma declividade mais suave e a tendência à formação de barreiras.

Segundo Dean (1991), a formação do perfil de equilíbrio é um processo de retroalimentação constante, onde a interação das ondas com o sedimento formam os perfis de declividade que depois de um período de exposição tendem a se adaptar ao clima de ondas. Do mesmo modo, o comportamento das ondas incidentes é dependente das mudanças do perfil batimétrico. Este balanço estabelece um estado de equilíbrio que permanecerá imutável até que haja uma mudança no clima de ondas.

### 3. Planícies Costeiras e Cordões Litorâneos

Planícies costeiras são acumulações de sedimentos formadas sobre a plataforma interna de forma paralela ou semiparalela a linha de costa (ROY *et al.*, 1994). A maioria das planícies costeiras ocorre ao longo de costas dominadas por ondas com plataforma adjacente relativamente larga, com baixa declividade e abundante em sedimentos finos (siltes a areias finas) (ROY *et al.*, 1994).

Uma das suas particularidades mais relevantes está ligada a natureza de progradação da planície costeira que serve como um registro paleoambiental, frequentemente guardando as características das mudanças ocorridas durante o Holoceno e Pleistoceno. A regressão do nível do mar e a abundância de sedimento disponível têm forçado a progradação de diversas planícies costeiras nas margens passivas ao redor do mundo, como na costa leste da América do Sul, através majoritariamente da adição sucessiva de cordões litorâneos (SUGUIO, 1985; ROY *et al.*, 1994; OTVOS, 2005) durante milhares de anos.

Os cordões que compreendem uma planície costeira são formados por uma variedade de mecanismos de acreção e erosão forçada por distintos fenômenos, levando a uma larga discussão sobre as definições correspondentes aos distintos tipos de cordões litorâneos ocorrentes (DAVIES, 1957; BIRD, 1960; 1976; CURRAY *et al.*, 1969; OTVOS, 2000; HESP, 1999; 2005).

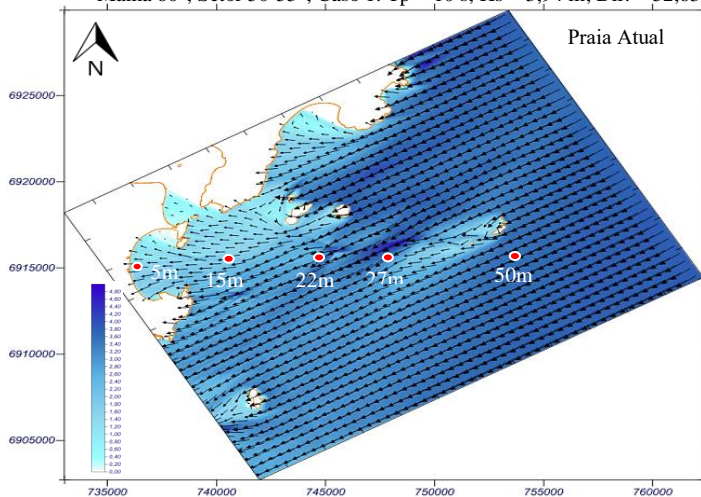
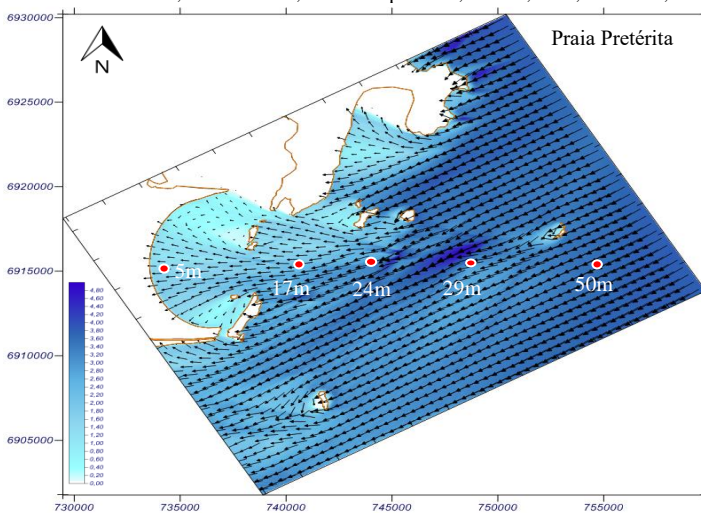
Os cordões de praia, por exemplo, são estruturas que consistem de areia e fragmentos de conchas, e são formados a partir da ação das ondas. Curray *et al.* (1969) afirma que estes cordões são originados da formação de bancos longitudinais que emergem com o diminuição da energia das ondas. Emersos, os bancos aumentam em tamanho e se estabilizam como um cordão. Outros autores definem como cordão de praia a estrutura formada a partir da berma. A erosão da face praial através da ação das ondas de tempestade, e a deposição deste sedimento pelo espraiamento das ondas na parte superior da praia, alimentam o aumento da berma que tenderá a se estabilizar como cordão ao longo da progradação da planície (HESP, 1999; OTVOS, 2000).

Os cordões de dunas frontais, por sua vez, são formados em cima dos depósitos praias a partir das dunas frontais por ações combinadas das ondas e do vento, e estabilizadas pela cobertura vegetal e pela construção de uma nova frente de dunas, imobilizando o cordão anterior (HESP *et al.*, 2005). Assim como os cordões de praia, os cordões de

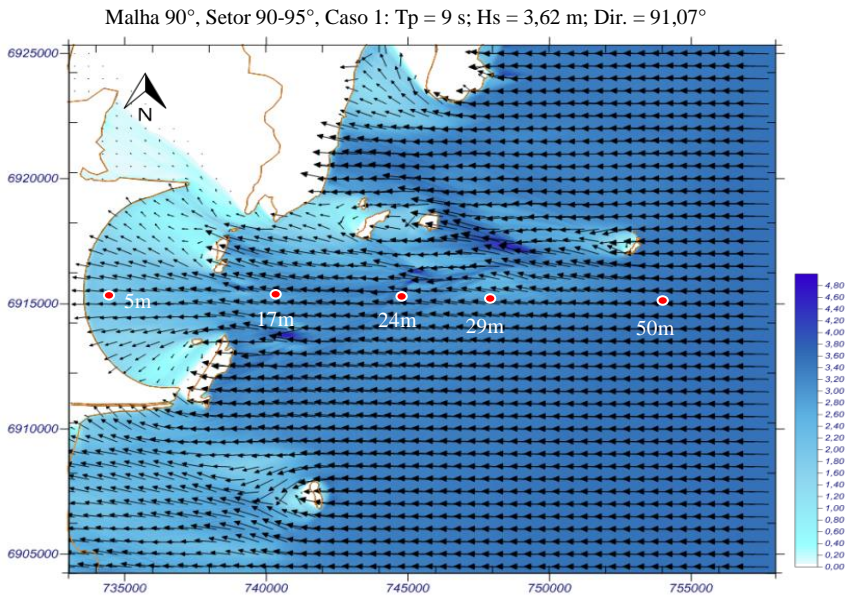
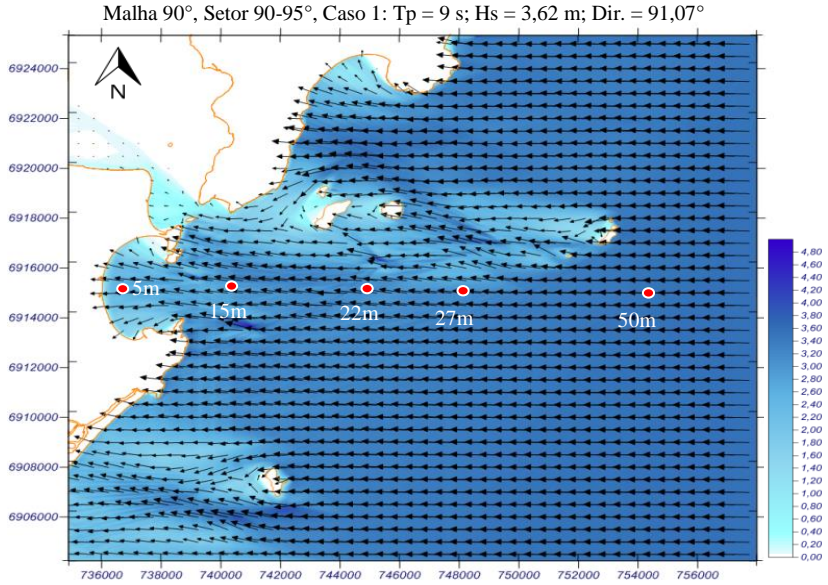
dunas frontais também consistem de areia e fragmentos de conchas, contudo, tendem a ter maior elevação.

A progradação da barreira de cordões, tanto de praias quanto de dunas frontais, é função do suprimento de sedimento, das variações do nível do mar e do clima de ondas (ROY *et al.*, 1994; HESP, 1999). Desta forma, a maioria dos sistemas de cordões possuem falhas nos seus arquivos sedimentares devido ao hiato em sedimentação ou a períodos de erosão, tornando assim os registros ambientais incompletos. No sul do Brasil, entretanto, as planícies costeiras têm apresentado grandes sistemas deposicionais de cordões litorâneos, de longo tempo de progradação, produzidos por uma abundância de sedimento e pelos efeitos da regressão do nível do mar desde o meio do Holoceno (FITZGERALD *et al.*, 2007; HEIN *et al.*, 2013; 2016).

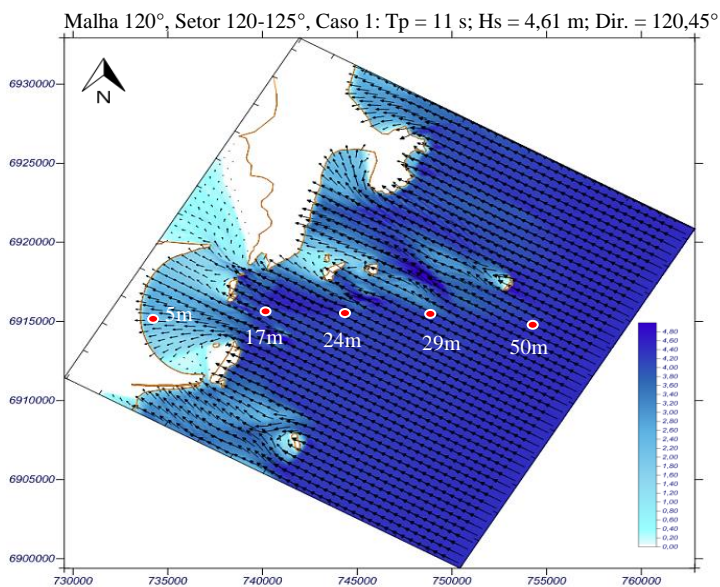
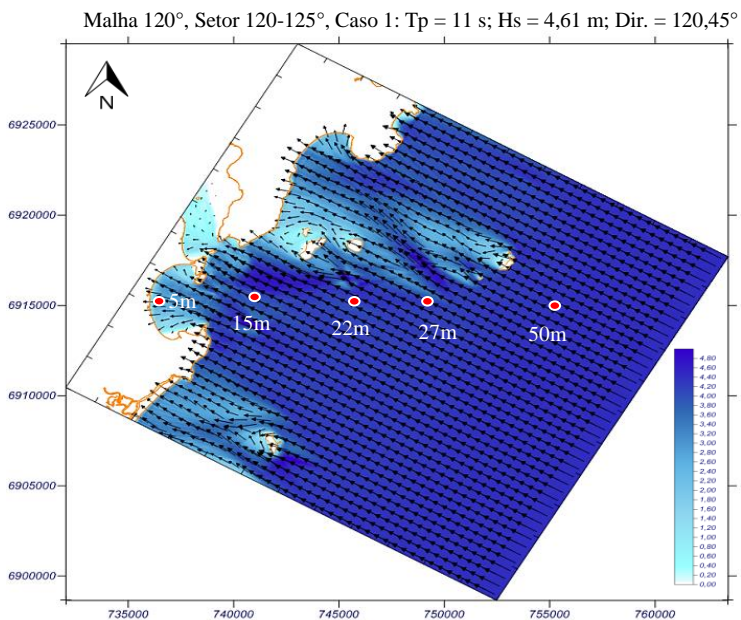
## APÊNDICE B

**MAPAS DE PROPAGACÃO DE ONDAS**Malha 60°, Setor 50-55°, Caso 1:  $T_p = 10$  s;  $H_s = 3,94$  m;  $Dir. = 52,63^\circ$ Malha 60°, Setor 50-55°, Caso 1:  $T_p = 10$  s;  $H_s = 3,94$  m;  $Dir. = 52,63^\circ$ 

Representação da propagação da ondulação de NE para a praia atual (superior) e pretérita (inferior). Escala em azul representa a altura de onda (m). Vetores em preto representam a direção.

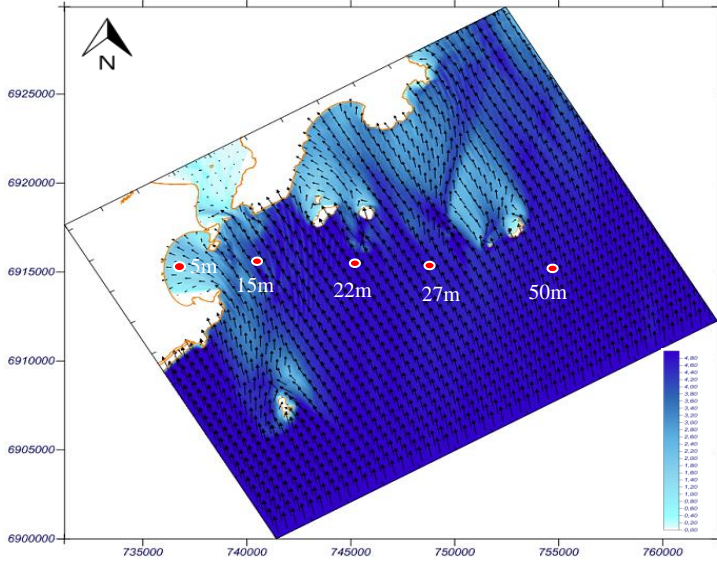


Representação da propagação da ondulação de E para a praia atual (superior) e pretérita (inferior). Escala em azul representa a altura de onda (m). Vetores em preto representam a direção.

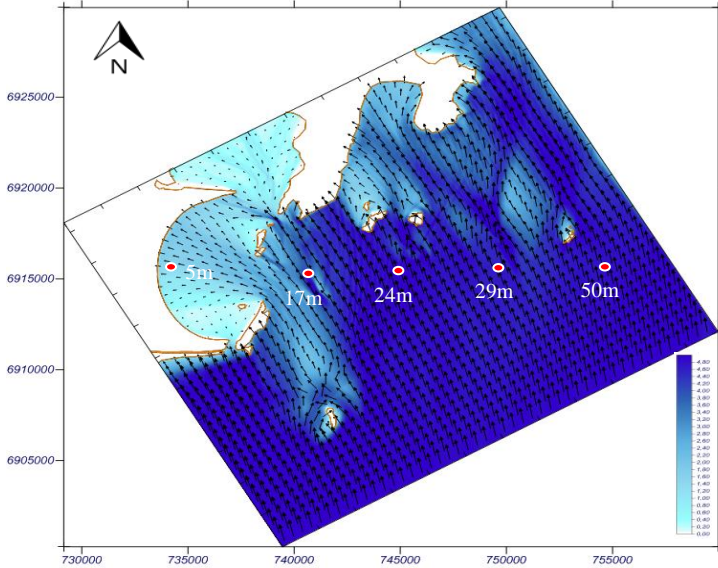


Representação da propagação da ondulação de SE para a praia atual (superior) e pretérita (inferior). Escala em azul representa a altura de onda (m). Vetores em preto representam a direção.

Malha 150°, Setor 175-180°, Caso 1: Tp = 13 s; Hs = 5,31 m; Dir. = 177,20°



Malha 150°, Setor 175-180°, Caso 1: Tp = 13 s; Hs = 5,31 m; Dir. = 177,20°



Representação da propagação da ondulação de S para a praia atual (superior) e pretérita (inferior). Escala em azul representa a altura de onda (m). Vetores em preto representam a direção.



## APÊNDICE C

### FORMULÁRIOS ETAPAS DA MODELAGEM

#### ETAPA 1: DEFINIÇÃO DO PROJETO

| Este formulário foi atualizado por: | Data       |
|-------------------------------------|------------|
| Ana Paula da Silva                  | 18/09/2018 |

| Trabalho  | Cliente | Data de Início |
|---|---------|----------------|
| Registro das Direções de Ondas Predominantes durante o Holoceno Tardio no Atlântico Sul   | UFSC    | 01/03/2017     |
| <b>Descrição do problema - Descreva brevemente, em palavras, o problema (sem detalhes):</b>   |         |                |
| <p>O clima de ondas em escala geológica sofreu alterações. A linha de costa de praias de enseada se orienta com respeito ao ângulo de incidência da onda predominante ao chegar à entrada da enseada. Cordões de dunas frontais registram a linha de costa da praia. Assim, estes seriam uma <i>proxy</i> para identificar a variação da direção das ondas que predominaram durante a formação de uma planície de cordões em forma de praias de enseada? Seria possível observar a variação da direção das ondas através da orientação? Ocorreram variações? Estariam elas ligadas a mudanças climáticas?</p> |         |                |

- Indique o(s) domínio(s) do problema: ***modelos hidrodinâmicos, modelos de ondas, modelos morfológicos.***
- Preencha os seguintes campos a respeito dos processos físicos envolvidos neste projeto de modelagem:

| <b>Processos relevantes</b> | <b>Escala temporal característica</b>  | <b>Escala espacial</b>                |
|-----------------------------|--|---------------------------------------|
| Propagação de ondas         | Histórica (anos a décadas)             | Macroescala (km – 10 <sup>2</sup> km) |
| Propagação de correntes     | Histórica (anos a décadas)             | Mesoescala (m - km)                   |
| Transporte de sedimentos    | Histórica (anos a décadas)             | Mesoescala (m - km)                   |
| Perfil de equilíbrio        | Geológica (décadas a centenas de anos) | Mesoescala (m - km)                   |
| Forma em planta             | Geológica (décadas a centenas de anos) | Mesoescala (m - km)                   |

- Qual é a razão para a aplicação do modelo (Análise de impacto, definição de componentes de projeto, análise de viabilidade, estimativa de custos operacionais)?

Análise da variação direcional do fluxo médio de energia de onda em comparação a mudanças na orientação da linha da costa.

### 1.1 Defina o objetivo

- Que questões devem ser respondidas usando o modelo?

Estabelecer as direções de ondas que são capazes de afetar o transporte de sedimento e identificar quantos graus a direção de onda precisa mudar para alterar a orientação da linha de costa.

### 1.2 Analise o contexto e defina acordos quanto à justificativa

#### 1.2.1 Coordenação com o cliente

Foi concordado com o cliente avaliar as seguintes etapas do projeto de modelagem para pré-aprovação nos seguintes momentos de decisão:

Resultados da propagação de ondas;  
 Reconstrução de batimetria pretérita para propagação de ondas;  
 Resultados do fluxo direcional médio de energia por setores de ondas.

Os seguintes acordos especiais foram feitos com o cliente com relação a relatórios e finalização.

Apresentação de relatório final no formato de dissertação e o presente formulário preenchido.

### 1.3 Defina os requisitos

#### 1.3.1 Requerimentos de expertise

- As seguintes pessoas e suas expertises serão empregadas do projeto de modelagem:

| Nome da pessoa     | Expertise                             |
|--------------------|---------------------------------------|
| Ana Paula da Silva | Modelagem de processos costeiros.     |
| Antonio Klein      | Morfodinâmica de ambientes costeiros. |

#### 1.3.2 Estimativa da capacidade da mão-de-obra

- O seguinte esforço de trabalho é requerido para o projeto de modelagem:

| Tarefa                             | Tempo (dias) | A ser aplicado na etapa |
|------------------------------------|--------------|-------------------------|
| Estudar os manuais do programa SMC | 30           | Etapa 1                 |

|   |     |         |
|---|-----|---------|
| Estudar a teoria envolvida                      | 30  | Etapa 1 |
| Confeção da batimetria homogênea                | 60  | Etapa 2 |
| Confeção de malhas de cálculo                   | 5   | Etapa 2 |
| Simulação dos estados de mar escolhidos (OLUCA) | 120 | Etapa 3 |
| Reconstrução da série                           | 40  | Etapa 4 |
| Simulação de correntes (COPLA)                  | 120 | Etapa 5 |
| Cálculo do transporte de sedimentos             | 40  | Etapa 6 |
| Cálculo do perfil de equilíbrio                 | 10  | Etapa 7 |
| Cálculo da forma em planta                      | 10  | Etapa 8 |
| Confeção do documento final                     | 30  | Etapa 9 |

### 1.3.3 Comunicação e relatórios

- As seguintes reuniões foram planejadas e executadas no escopo do projeto de modelagem:

| <b>Atividade</b>                | <b>Quando</b>      | <b>Pessoas Envolvidas</b>  | <b>Assunto</b>  |
|---------------------------------|--------------------|--|---|
| Análise do clima de ondas       | Março/<br>2017     | Ana Paula da Silva/<br>Antonio Fetter/<br>Antonio Klein                        | Definição da análise de 5 em 5° da variação da direção das ondas em águas profundas.  |
| Escolha dos pontos DOW          | Abril/<br>2017     | Ana Paula da Silva,<br>Antonio Klein   | Determinação do ponto DOW em águas profundas para ondas com período médio.  |
| Número de casos para propagação | Maió/<br>2017      | Ana Paula da Silva,<br>Antonio Klein   | Discussão sobre o número adequado de casos a serem propagados   |
| Batimetria praia pretérita      | Fevereiro/<br>2018 | Ana Paula da Silva,<br>Antonio Klein   | Discussão da forma de reconstruir a batimetria pretérita  |
| Análise da propagação           | Março/<br>2018     | Ana Paula da Silva,<br>Antonio Klein   | Discussão dos resultados de fluxo de energia na costa para praia atual e pretérita  |
| Análise dos resultados parciais | Abril/<br>2018     | Ana Paula da Silva,<br>Antonio Klein,<br>Antonio Fetter, e<br>Christopher Hein | Análises preliminares dos resultados de variação do fluxo de energia por setor direcional em águas rasas na praia atual e pretérita |
| Análise do clima de ondas       | Maió/<br>2018      | Ana Paula da Silva,<br>Antonio Klein,<br>Antonio Fetter                        | Análise dos resultados de fluxo de energia em águas profundas, a partir da orientação dos cordões.                                  |
| Confecção do documento final    | Julho/<br>2018     | Ana Paula da Silva,<br>Antonio Klein,<br>Antonio Fetter                        | Resultados finais – Documento final.  |

- Que relatórios devem ser feitos para o projeto de modelagem?

| <b>Tipo de relatório<br/>(progresso, parcial,<br/>final)</b> | <b>Quando</b>   | <b>Destinado a quem</b>            |
|--|-----------------|------------------------------------|
| Parcial<br>(Qualificação)                                    | Abril/<br>2017  | PPG-Oceano / Banca de<br>avaliação |
| Final (Defesa)   | Agosto/<br>2018 | PPG-Oceano / Banca de<br>avaliação |

## ETAPA 2: CONFIGURAR O MODELO

| <b>Este formulário foi atualizado por:</b> | <b>Data</b> |
|--|-------------|
| Ana Paula da Silva                         | 18/09/2018  |

### 2.1 Analisar os dados

#### 2.1.1 Dados básicos requeridos para uma simulação

|                          |   |
|--------------------------|---|
| Dados espaciais          | Batimetria original (Cartas náuticas + processamento); Batimetria reconstruída a partir da equação do perfil atual                    |
| Séries temporais         | Parâmetros de ondas (reanálise DOW)   |
| Valores iniciais         | Ponto DOW (797451 E, 6910664 S)   |
| Condições de fronteira   | Aberta (não apresenta uma barreira física para a propagação)  |
| Parâmetros               | Profundidade, frequência máxima, frequência de pico, parâmetro gama, número de componentes, direção de propagação, amplitude de maré. |
| Dados dos cenários       | Combinação entre os dados espaciais e parâmetros de ondas, correntes e transporte.  |
| Outros dados necessários | Perfis estratigráficos para reconstrução da batimetria pretérita.   |

## 2.1.2 Dados de outros modelos

|   |   |
|---|---|
| De que outros modelos este projeto usa resultados?  | Não há necessidades de dados de outros modelos. |
| Que requerimentos são feitos aos resultados de outros modelos (formato, calibração, discretização, meta-dados)? | ---   |
| Quem irá fornecer os resultados dos outros modelos, e quando?   | ---   |
| Quem irá aprovar o uso dos resultados dos outros modelos?   | ---   |

## 2.1.3 Dados requeridos para análise

|  |   |
|--|---|
| Observações do sistema (medições em campo) | Sim. Dados de perfis estratigráficos de subsuperfície para reconstrução da batimetria pretérita, cedidos por Hein e colaboradores para este trabalho. |
|--|---|

## 2.1.4 Disponibilidade de dados de campo

|   |  |
|---|--|
| Existem dados de campo disponíveis?                       | Dados de perfis não se encontram disponíveis, apenas descritos no trabalho de Hein <i>et al.</i> (2013). |
| Onde estão os dados?                                      | ---  |
| Os dados estão disponíveis em versão digital?             | ---  |
| Como foi procedido com <i>outliers</i> ou dados anômalos? | ---  |
| Como foi procedido quanto aos dados que faltavam?         | ---  |
| Descrever a qualidade dos dados                           | ---  |
| Quem foi responsável por disponibilizar os dados?         | ---  |

## 2.2 Tipo de modelo

|  |  |
|--|--|
| Domínio da aplicação   | Análise em perfil e planta. Análise da variação do fluxo de energia de águas rasas para profundas.   |
| Dinâmico/Estacionário  | Estacionário   |
| Número de dimensões espaciais  | Duas (horizontal) 2DH, 2DV   |
| Qual programa de modelagem foi escolhido?                                | Módulo de propagação de ondas (OLUCA)<br>Módulo de propagação de correntes (COPLA)<br>Módulos de análise de praia a longo prazo do Sistema de Modelagem Costeira (SMC). Versão 3.0.<br>Criado pelo IH Cantabria. |
| Por que este programa de modelagem foi escolhido?                        | Disponibilidade, e precisão nos cálculos dos processos de refração e difração.   |
| Existe outra opção melhor com base no conteúdo, e qual seria esta opção? | Não.   |
| Por que esta melhor opção não foi escolhida?                             | ---  |

## 2.3 Modelo Conceitual

- Descreva o modelo conceitual geral em palavras

### 3.3. Quantificação da Variação Direcional do Fluxo de Energia

## 2.4 Discretização no espaço e tempo

|   |  |
|---|--|
| Descreva a esquematização espacial (resolução, área geográfica)                                 | Resolução da malha de detalhe com 25m e malha de entrada com 100m. |
| Que escolhas foram feitas quanto à discretização no tempo (com relação à aproximação numérica)? | Não foram necessárias discretizações temporais.                    |



## 2.5 Esquematização de condições de fronteira

|   |  |
|---|--|
| Foi feita alguma esquematização de longo prazo (anual, 5 anos <i>etc</i> ) de clima de ondas/marés e ventos para modelagem morfológica? | Foi feita uma esquematização limitando a direção da ondulação a cada 5°. |
| Que método foi utilizado nestas esquematizações?  | ---  |

### ETAPA 3: ANÁLISE DO MODELO

| Este formulário foi atualizado por: | Data       |
|-------------------------------------|------------|
| Ana Paula da Silva                  | 18/09/2018 |

#### 3.1 Quais atividades de análise do modelo foram executadas?

- Indicar quais atividades de análise foram executadas:

| Qual?                                      | Sim/não | Comentários   |
|--|---------|---|
| Rodada com parâmetros <i>default</i>       | Não     | ---   |
| Teste de comportamento global/estabilidade | Sim     | Rodadas iniciais apontaram instabilidade na propagação de casos com direções próximas à orientação das isóbatas. As malhas foram ajustadas com relação a direção e espaçamento para evitar tais tipos de instabilidade. |
| Análise de sensibilidade                   | Sim     | Resolução, tamanho das malhas e número de casos.  |
| Calibração                                 | Não     | ---   |
| Análise de incerteza                       | Não     | ---   |
| Validação                                  | Não     | ---   |

### 3.2 Fazer uma análise geral do modelo

#### 3.2.1 Rodar com *input* default

|  |     |
|--|-----|
| Descrever o <i>input</i>                                       | --- |
| Como foi o progresso da rodada?                                | --- |
| Os resultados são compreensíveis e próximos de uma calibração? | --- |

#### 3.2.2 Teste de comportamento global

- Que mudanças de característica foram testadas com o intuito de verificar o comportamento/estabilidade do modelo (timestep, **resolução de grade**, mais nutrientes, tipo de sedimento, etc.):

Foram testadas malhas com diferentes tamanhos e resoluções até chegar na ideal para a área de estudo. Também foram testados os resultados de fluxo de energia em águas rasas com 25, 50, 75 e 100 casos propagados.

### 3.3 Análise de sensibilidade

|   |   |
|---|---|
| Foi realizada alguma análise de sensibilidade, e, se sim, com que parâmetros? | Resolução das malhas, subdivisão das malhas de acordo com o período de pico do caso de onda propagado, e variação do fluxo de energia reconstruído para distintos número de casos propagados. |
| Valores sensíveis (incluindo parâmetros) são:                                 | Resolução, tamanho e subdivisões das malhas, e número de casos.   |
| Valores não sensíveis são:  | ---   |

### 3.4 Calibração

|   |      |
|---|------|
| Realizou-se calibração?                                 | Não. |
| Como foi feita a escolha de fatores a serem calibrados? | ---  |
| Que medida foi usada para                               | ---  |

|  |     |
|--|-----|
| determinar o progresso e o resultado da calibração?  |     |
| Que método e/ou pacote foi usado   | --- |
| Qual critério foi usado para parar a calibração?   | --- |
| Atendeu o critério definido anteriormente?   | --- |
| Realizou-se análise de erros residuais?  | --- |
| Os erros residuais são sistemáticos?   | --- |
| Quanto tempo (em dias homem) foi gasto na calibração?  | --- |
| Aonde se encontram todas as rodadas de calibração no servidor?                               | --- |
| Aonde se encontram o arquivo <i>README</i> descrevendo a evolução do processo de calibração? | --- |
| Alguma lição especial foi aprendida durante esta calibração?                                 | --- |

### 3.5 Análise de incerteza

|   |      |
|---|------|
| Foi feita uma estimativa das incertezas nos resultados do modelo?                 | Não. |
| As análises de incerteza foram conduzidas com base em uma análise de covariância? | ---  |

|  |     |
|--|-----|
| As análises de incertezas foram realizadas de maneira diferente? | --- |
|--|-----|

### 3.6 Validação do modelo

|   |     |
|---|-----|
| Os resultados do modelo calibrado foram comparados com dados medidos diferentes dos usados na calibração? | --- |
| Caso contrário, por que não?  | --- |

## ETAPA 4: SIMULAÇÕES DE PRODUÇÃO

| Este formulário foi atualizado por: | Data       |
|-------------------------------------|------------|
| Ana Paula da Silva                  | 18/09/2018 |

### 4.1 Descrever as eventuais rodadas de produção em termos de:

|   |  |
|---|--|
| Dados de entrada utilizados                     | Dados de onda e nível da base de dados do SMC Brasil   |
| A versão (calibrada) do modelo utilizada foi:   | SMC 3.0 (MOPLA)  |
| O(s) período(s) simulados foram:                | 1948-2008  |
| Quem executou as rodadas de produção?           | Ana Paula da Silva   |
| Quantos cenários de produção foram simulados?   | 5400. 54 projetos (27 para praia atual e 27 para pretérita) com direção de ondas limitada em 5° com 100 casos em cada projeto. |
| Aonde as rodadas de produção foram armazenadas? | PC-LOC<br>HD Pessoal (Ana Paula da Silva)<br>HD Externo (Projeto Baía da Babitonga)<br><br>Todos em:                           |

|  |   |
|--|---|
|  | ...\ MESTRADO_ANA_PAULA_2017-2018_01_Processamento\SMC              |
| Aonde se encontram o arquivo <i>README</i> descrevendo as rodadas de produção? | Todos em:<br>...\ MESTRADO_ANA_PAULA_2017-2018_01_Processamento\SMC |

#### 4.2 Verificar os resultados

|   |  |
|---|--|
| Os resultados das rodadas de produção estão dentro das expectativas do razoável?                    | Sim.   |
| Caso contrário, que resultados inesperados foram encontrados nos resultados?                        | ---  |
| Existem indicadores de erros numéricos (discretização no espaço e tempo) e, se sim, quais são eles? | Alguns casos apresentam indicadores de erros numéricos (intensificação de vetores junto às fronteiras das malhas). |

#### 4.3 Isso é tudo?

|  |  |
|--|--|
| Que requerimentos de qualidade não foram atendidos?                            | Batimetria de detalhe.                               |
| Quais dos dados necessários não foram disponibilizados?                        | ---  |
| O número de observações e medições foi suficiente para o projeto de modelagem? | Sim.   |
| A discretização no espaço e no tempo foi escolhida bem?                        | Sim.   |
| Foi escolhido o modelo ou programa de modelagem correto?                       | Sim, os processos foram representados como proposto. |

|  |  |
|--|--|
| A escolha da esquematização numérica das condições de contorno foi adequada?   | Sim.   |
| A implementação do modelo pode ser melhorada? Se sim, como?  | Dados batimétricos de detalhe.   |
| Que análises dos resultados do modelo foram efetuadas?   | Análise da atenuação da energia de onda devido aos processos de refração e difração. |
| O modelo atende o escopo requerido pelo modelo?  | Sim  |
| As rodadas, destinadas a encontrar respostas às perguntas feitas, levaram em consideração qualquer incerteza nos resultados? | Sim.   |
| O que mais pode ser notado no projeto de modelagem?  | ---  |

## ETAPA 5: INTERPRETAR OS RESULTADOS

| Este formulário foi atualizado por: | Data       |
|-------------------------------------|------------|
| Ana Paula da Silva                  | 18/09/2018 |

### 5.1 Descrever os resultados

|  |   |
|--|---|
| Onde podem ser encontrados os resultados e uma descrição dos resultados? | <p><b>Resultados:</b><br/> PC-LOC<br/> HD Pessoal (Ana Paula da Silva)<br/> HD Externo (Projeto Baía da Babitonga)</p> <p>Todos em:</p> <p>...\ MESTRADO_ANA PAULA_2017-2018\_01_Processamento\SMC</p> <p><b>Descrição:</b></p> |
|--|---|

### 5.2 Discutir os resultados

|  |   |
|--|---|
| Resultados inesperados foram encontrados?                                    | Não   |
| Os resultados inesperados podem ser explicados?                              | ---   |
| Outros pontos de crítica com relação aos resultados das rodadas de produção? | Alguns casos de onda propagados apresentaram instabilidade numérica em zonas próximas ao contorno. O problema foi evitado com o afastamento dos contornos da área de interesse. |

### 5.3 O objetivo foi alcançado?

|   |  |
|---|--|
| Em que pontos o objetivo foi alcançado?     | Visualização dos processos de refração e difração das ondas incidentes na área de estudo. Atenuação da energia de onda à medida que a profundidade diminui. Grau de variação da direção de onda entre águas profundas e rasas. |
| Em que pontos o objetivo não foi alcançado? | ---  |
| O cliente está satisfeito?                  | Sim.   |

### 5.4 Sumarizar os resultados

|  |   |
|--|---|
| O sumário executivo do projeto de modelagem é o seguinte (copiar sumário executivo do relatório) | Não existe um sumário executivo de modelagem. |
|--|---|

## ETAPA 6: REPORTAR E ARQUIVAR O PROJETO DE MODELAGEM

| Este formulário foi atualizado por: | Data       |
|-------------------------------------|------------|
| Ana Paula da Silva                  | 18/09/2018 |

### 6.1 Reportando

|   |   |
|---|---|
| O relatório usa os padrões deste guia   | <i>Completamente</i> /parcialmente/não em todos   |
| Existe um relatório do projeto de modelagem?  | Sim. Dissertação Ana Paula da Silva               |
| Existirá algum relatório científico adicional do projeto de modelagem? Se sim, em que jornal? | Sim. Será publicado um artigo sobre esse assunto. |

### 6.2 Outras documentações

|   |   |
|---|---|
| Existe uma descrição completa do modelo?                | Sim – Manuais de Referência e Manuais do Usuário do SMC-Brasil  |
| Que outras anotações internas existem?                  | ---   |
| Onde os registros do projeto de modelagem estão salvos? | PC-LOC<br>HD Pessoal (Ana Paula da Silva)<br>HD Externo (Projeto Baía da Babitonga)<br><br>Todos em:<br><br>...\ MESTRADO_ANA PAULA_2017-2018\_01_Processamento\SMC |