Bruna Garcia Ambrosio

**Dinâmica da desembocadura lagunar de Cananéia,
litoral sul do Estado de São Paulo**

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Geológica.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Siegle

São Paulo

2016

Universidade de São Paulo
Instituto Oceanográfico

**Dinâmica da desembocadura lagunar de Cananéia,
litoral sul do Estado de São Paulo**

Bruna Garcia Ambrosio

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Geológica.

VERSÃO CORRIGIDA

Julgada em ____/____/____

Prof. Dr. Eduardo Siegle

Conceito

Prof. (a) Dr. (a):

Conceito

Prof. (a) Dr. (a):

Conceito

“notas sobre ela

ela ama o mar

pois ele compreende

a imensidão de amar

que existe dentro dela”

Zack Magiezi

À minha família.

SUMÁRIO

SUMÁRIO	i
LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE TABELAS	xiv
AGRADECIMENTOS.....	xv
RESUMO.....	xvi
ABSTRACT.....	xvii
Capítulo 1 INTRODUÇÃO	1
Capítulo 2 OBJETIVOS	6
2.1. Objetivo geral	6
2.2. Objetivos específicos	6
Capítulo 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	7
3.1. Desembocaduras lagunares e deltas de maré	7
3.2. Propagação de ondas em águas rasas e geração de correntes litorâneas	11
3.3. Modelagem numérica como ferramenta de estudo	13
3.4. Georreferenciamento: Sistemas de projeção, Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e erro quadrático médio	14
3.5. Desembocadura lagunar de Cananéia: Estudos anteriores abordando a dinâmica sedimentar e a evolução morfológica da região.....	16
Capítulo 4 ÁREA DE ESTUDO	20
Capítulo 5 MÉTODOS	26
5.1. Fotografias aéreas e imagem de satélite	26
5.2. Cartas náuticas	27
5.2.1. Modelos digitais de terreno e mapas batimétricos	28
5.2.2. Perfis batimétricos paralelos à linha de costa	28
5.2.3. Perfis batimétricos perpendiculares à linha de costa.....	29
5.2.4. Delimitação do delta de maré vazante e cálculo do volume total	29
5.2.5. Mapas batimétricos da diferença entre modelos digitais de terreno	29
5.3. Coleta de dados em campo	29
5.4. Informações de ondas	33

5.4.1. Clima de ondas da região	33
5.4.2. Ondas no período das coletas de campo	34
5.5. Informações de vento.....	34
5.6. Vazão fluvial: Estimativa da vazão do Valo Grande.....	34
5.7. Levantamento de dados sedimentológicos	35
5.8. Modelagem numérica: Modelo numérico MIKE 21.....	36
5.8.1. Domínio do modelo e malha computacional	37
5.8.2. Módulo de ondas: MIKE 21 <i>Spectral Waves</i> FM (MIKE 21 SW)	39
5.8.3. Módulo hidrodinâmico: MIKE 21 <i>Flow Model</i> FM (MIKE 21 HD).....	40
5.8.4. Módulo de transporte de sedimentos: MIKE 21 <i>Sand Transport</i> (MIKE 21 ST).42	
5.8.5. Avaliação do modelo hidrodinâmico implementado	43
5.8.6. Experimentos numéricos	46
Capítulo 6 RESULTADOS	49
6.1. Análise da evolução da linha de costa	49
6.2. Batimetria.....	51
6.2.1. Modelos digitais de terreno	51
6.2.2. Mapas batimétricos	52
6.2.3. Perfis batimétricos paralelos à linha de costa	53
6.2.4. Perfis batimétricos perpendiculares à linha de costa.....	55
6.2.5. Cálculo do volume total do delta	58
6.2.6. Mapas batimétricos da diferença entre modelos digitais de terreno	59
6.3. Observações <i>in situ</i> : Elevação da superfície do mar e velocidade das correntes	61
6.4. Ondas	75
6.4.1. Clima de ondas (1979 a 2012)	75
6.4.2. Ondas no período das coletas de dados <i>in situ</i>	77
6.5. Vento (Julho a Agosto de 2014)	79
6.6. Vazão fluvial média mensal do canal Valo Grande.....	80
6.7. Caracterização do material sedimentar do fundo.....	81
6.8. Modelagem numérica	86
6.8.1. Calibração e validação do módulo hidrodinâmico.....	86
6.8.2. Módulo de ondas: Distribuição da força de onda nas margens da desembocadura e influência do delta de maré vazante	91
6.8.3. Módulo hidrodinâmico: Identificação de padrões de circulação	97

6.8.4. Módulo de transporte de sedimentos: Transporte preferencial de sedimentos e alterações do nível do fundo em diferentes condições de ondas.....	105
6.8.5. Avaliação da importância relativa de fatores ambientais na dinâmica sedimentar.....	119
Capítulo 7 DISCUSSÃO	124
Capítulo 8 CONCLUSÕES	136
Capítulo 9 CONSIDERAÇÕES FINAIS	138
9.1. Limitações do trabalho.....	138
9.2. Sugestões para trabalhos futuros.....	139
Capítulo 10 REFERÊNCIAS	140

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização do Sistema Estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape, apresentando seus principais canais (denominados localmente como "mar"), ilhas (Iguape, Cananéia, Comprida e Cardoso) e desembocaduras (Barras de Icapara, Cananéia e Ararapira), e outras feições que serão abordadas neste trabalho. Modificada de Tessler et al., 2006.	2
Figura 1.2: Componentes primários envolvidos na morfodinâmica costeira, evidenciando o mecanismo de retroalimentação entre topografia, dinâmica de fluidos e transporte sedimentar, onde o Δt significa a dependência do tempo do processo de evolução morfológica. Modificada de Cowell e Thom, 1994.	4
Figura 3.1: Morfologia geral de uma desembocadura. Modificada de Davis Jr., 1994.	7
Figura 3.2: Morfologia dos principais grupos de desembocaduras, definidos pela interação entre a ação de ondas e da maré. Modificada de Davis Jr. e Barnard, 2003.	9
Figura 4.1: Porção sul do Sistema Estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape, na qual está localizada a desembocadura lagunar de Cananéia, no extremo sul do Estado de São Paulo - Brasil.	20
Figura 5.1: Equipamentos utilizados na coleta de dados <i>in situ</i> : (a) ADP <i>Sontek</i> AS de 1.500 kHz e (b) ADP <i>Nortek</i> AS de 2 MHz e CT de fundo.	31
Figura 5.2: Localização dos equipamentos fundeados para a aquisição de dados <i>in situ</i>	32
Figura 5.3: Localização dos dados sedimentológicos obtidos através de levantamento bibliográfico.	36
Figura 5.4: Representação do domínio do modelo, apresentando os elementos da malha computacional e a batimetria interpolada da situação encontrada na carta náutica publicada em 2004.	37
Figura 6.1: Representação da evolução da linha de costa das margens da desembocadura lagunar de Cananéia, para o período de 1962 a 2009, evidenciando a localização da Ponta da Trincheira (1), Pontal/Pontal de Fora (2) e Ponta do Perigo (3).	50

- Figura 6.2: Modelos digitais de terreno da região da desembocadura lagunar de Cananéia gerados a partir de dados da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia, (a) 1ª edição, publicada em 1939, (b) 2ª edição, publicada em 1971, (c) 3ª edição, publicada em 1985 e (d) 4ª edição, publicada em 2004. 51
- Figura 6.3: Mapas batimétricos da região da desembocadura lagunar de Cananéia gerados a partir de dados da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia, (a) 1ª edição, publicada em 1939, (b) 2ª edição, publicada em 1971, (c) 3ª edição, publicada em 1985 e (d) 4ª edição, publicada em 2004; apresentando a delimitação do delta de maré vazante. 53
- Figura 6.4: Mapas batimétricos da região da desembocadura lagunar de Cananéia gerados a partir de dados da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia, (a) 1ª edição, publicada em 1939, (b) 2ª edição, publicada em 1971, (c) 3ª edição, publicada em 1985 e (d) 4ª edição, publicada em 2004; apresentando a delimitação do delta de maré vazante e o posicionamento dos perfis batimétricos paralelos à linha de costa. 54
- Figura 6.5: Migração do canal ao longo do período analisado para o perfil 1 paralelo à linha de costa. 55
- Figura 6.6: Mapas batimétricos da região da desembocadura lagunar de Cananéia gerados a partir de dados da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia, (a) 1ª edição, publicada em 1939, (b) 2ª edição, publicada em 1971, (c) 3ª edição, publicada em 1985 e (d) 4ª edição, publicada em 2004; apresentando a delimitação do delta de maré vazante e o posicionamento dos perfis batimétricos perpendiculares à linha de costa. 56
- Figura 6.7: Gráfico comparativo dos perfis 1, perpendiculares à linha de costa, extraídos dos mapas batimétricos referentes às quatro versões da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia. 57
- Figura 6.8: Gráfico comparativo dos perfis 2, perpendiculares à linha de costa, extraídos dos mapas batimétricos referentes às quatro versões da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia. 57

Figura 6.9: Gráfico comparativo dos perfis 3, perpendiculares à linha de costa, extraídos dos mapas batimétricos referentes às quatro versões da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia.	58
Figura 6.10: Gráfico comparativo dos perfis 4, perpendiculares à linha de costa, extraídos dos mapas batimétricos referentes às quatro versões da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia.	58
Figura 6.11: Gráfico de colunas representando o volume total do delta de maré vazante, calculado pela regra trapezoidal, para o delta delimitado nas quatro versões da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia.	59
Figura 6.12: Mapas batimétricos da região da desembocadura lagunar de Cananéia resultantes da diferença entre os modelos digitais de terreno representativos da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia, (a) 2ª e 1ª edição, (b) 3ª e 2ª edição, (c) 4ª e 3ª edição e (d) 4ª e 1ª edição.	60
Figura 6.13: Série temporal da elevação do nível da água obtida através das medições de pressão pelo ADP-base.	62
Figura 6.14: Séries temporais dos vetores de velocidade das correntes medidas pelo ADP-base nas camadas de superfície, meio e fundo.	63
Figura 6.15: Série temporal dos vetores de velocidade das correntes medidas pelo ADP-base.	63
Figura 6.16: Série temporal da variação vertical da magnitude da velocidade das correntes medidas pelo ADP-base e alterações da profundidade local.	64
Figura 6.17: Séries temporais das componentes u, v e w da velocidade das correntes medidas pelo ADP-base.	65
Figura 6.18: Distribuição das frequências de ocorrência das correntes de vazante e enchente medidas pelo ADP-base.	65
Figura 6.19: Série temporal da elevação do nível da água obtida através das medições de pressão pelo ADP-canal 1.	66
Figura 6.20: Séries temporais dos vetores de velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 1 nas camadas de superfície, meio e fundo.	67
Figura 6.21: Série temporal dos vetores de velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 1.	67

Figura 6.22: Série temporal da variação vertical da magnitude da velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 1 e alterações da profundidade local.	68
Figura 6.23: Séries temporais das componentes u, v e w da velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 1.	69
Figura 6.24: Distribuição das frequências de ocorrência das correntes de vazante e enchente medidas pelo ADP-canal 1.	69
Figura 6.25: Série temporal da elevação do nível da água obtida através das medições de pressão pelo ADP-canal 2.	70
Figura 6.26: Séries temporais dos vetores de velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 2 nas camadas de superfície, meio e fundo.	71
Figura 6.27: Série temporal dos vetores de velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 2.	71
Figura 6.28: Série temporal da variação vertical da magnitude da velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 2 e alterações da profundidade local.	72
Figura 6.29: Séries temporais das componentes u, v e w da velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 2.	73
Figura 6.30: Distribuição das frequências de ocorrência das correntes de vazante e enchente medidas pelo ADP-canal 2.	73
Figura 6.31: Histogramas direcionais das alturas significativas (em metros) e dos períodos de pico (em segundos), representativos das ondas do período de 1979 a 2012.	75
Figura 6.32: Histogramas direcionais das alturas significativas (em metros) e dos períodos de pico (em segundos), representativos das ondas do período de 01 de Julho a 02 de Agosto de 2014.	77
Figura 6.33: Série temporal da altura significativa das ondas (em metros) para o período de 01 de Julho a 02 de Agosto de 2014.	79
Figura 6.34: Série temporal dos vetores de vento para o período de 01 de Julho a 03 de Agosto de 2014.	79
Figura 6.35: Histograma direcional da velocidade do vento (em metros por segundo), representativo dos ventos do período de 01 de Julho a 03 de Agosto de 2014.	80
Figura 6.36: Vazão fluvial média mensal estimada para o canal Valo Grande.	81

Figura 6.37: Distribuição espacial do diâmetro médio dos grãos do sedimento de fundo ao longo de toda a região de interesse. Dados retirados de Tessler (1988), Bonetti Filho (1995) e Barcellos (2005).	82
Figura 6.38: Distribuição espacial do diâmetro médio dos grãos do sedimento de fundo, com maior detalhamento para a região da desembocadura lagunar de Cananéia. Dados retirados de Tessler (1988), Bonetti Filho (1995) e Barcellos (2005).	83
Figura 6.39: Distribuição espacial do grau de seleção do sedimento de fundo ao longo de toda a região de interesse. Dados retirados de Tessler (1988), Bonetti Filho (1995) e Barcellos (2005).	84
Figura 6.40: Distribuição espacial do grau de seleção do sedimento de fundo, com maior detalhamento para a região da desembocadura lagunar de Cananéia. Dados retirados de Tessler (1988), Bonetti Filho (1995) e Barcellos (2005).	85
Figura 6.41: Sensibilidade do modelo em resposta a variação do coeficiente de rugosidade.	87
Figura 6.42: Sensibilidade do modelo em resposta a variação do coeficiente de viscosidade.	87
Figura 6.43: Comparação entre as séries temporais da elevação do nível da água resultantes da modelagem numérica e medida pelo ADP-base.	88
Figura 6.44: Comparação entre as séries temporais da magnitude da velocidade e componentes u e v da velocidade das correntes resultantes da modelagem numérica e medida pelo ADP-base.	89
Figura 6.45: Comparação entre as séries temporais da elevação do nível da água resultantes da modelagem numérica e medida pelo ADP-canal 2.	90
Figura 6.46: Comparação entre as séries temporais da magnitude da velocidade das correntes resultantes da modelagem numérica e medida pelo ADP-canal 2.	90
Figura 6.47: Identificação dos fenômenos físicos de refração e difração de ondas, para o caso de ondas incidentes de sul no cenário batimétrico de 2004.	92
Figura 6.48: Distribuição da força de onda ao longo das margens da desembocadura lagunar de Cananéia, obtida para o cenário	

batimétrico da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia, 1ª edição, publicada em 1939.....	93
Figura 6.49: Distribuição da força de onda ao longo das margens da desembocadura lagunar de Cananéia, obtida para o cenário batimétrico da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia, 4ª edição, publicada em 2004.....	93
Figura 6.50: Localização dos pontos utilizados para a extração de resultados do modelo (cenário batimétrico de 2004), para a avaliação da dissipação de energia de onda pelo delta de maré vazante.....	95
Figura 6.51: Variação da força de onda antes e após propagação pelo delta de maré vazante, considerando os valores representativos da simulação do cenário 3.....	95
Figura 6.52: Variação da força de onda antes e após propagação pelo delta de maré vazante, considerando os valores representativos da simulação do cenário de condição extrema (cn_ext_2).	96
Figura 6.53: Velocidade das correntes resultantes da simulação cn_ondas_campo, em período de maré de sizígia, representando (a) condição de enchente e (b) de vazante.	99
Figura 6.54: Velocidade das correntes resultantes da simulação cn_ondas_campo, em período de maré de quadratura, representando (a) condição de enchente e (b) de vazante.	100
Figura 6.55: Velocidade das correntes resultantes das simulações cn_ondas_campo e cn_ondas_campo2, em período de maré de quadratura, representando condição de enchente (a) com vazão fluvial normal e (b) com alta vazão fluvial.....	102
Figura 6.56: Velocidade das correntes resultantes das simulações cn_ondas_campo e cn_ondas_campo2, em período de maré de quadratura, representando condição de vazante (a) com vazão fluvial normal e (b) com alta vazão fluvial.....	103
Figura 6.57: Representação da maior intensificação das correntes na região da desembocadura nas simulações realizadas com a batimetria e morfologia referente ao ano de 1939.....	104
Figura 6.58: Representação das alterações das correntes devido a interação com o delta de maré vazante e com os fluxos intensos relacionados à	

desembocadura; (a) correntes longitudinais à costa encontrando o fluxo de vazante e contornando a morfologia do delta e (b) padrão circular de circulação no início da maré enchente.	105
Figura 6.59: Localização dos pontos utilizados para a extração de resultados da modelagem do transporte de sedimentos (cenário batimétrico de 2004), para a geração de mapas esquemáticos do transporte sedimentar e das mudanças do fundo.	107
Figura 6.60: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 1 de onda.	108
Figura 6.61: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 2 de onda.	109
Figura 6.62: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 3 de onda.	109
Figura 6.63: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 4 de onda.	110
Figura 6.64: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 5 de onda.	110
Figura 6.65: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período	

compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 6 de onda.	111
Figura 6.66: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 7 de onda.	111
Figura 6.67: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 8 de onda.	112
Figura 6.68: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário extremo de onda (cn_ext).	112
Figura 6.69: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário extremo de onda (cn_ext2).	113
Figura 6.70: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 1 de onda.	114
Figura 6.71: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 2 de onda.	114

- Figura 6.72: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 3 de onda. 115
- Figura 6.73: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 4 de onda. 115
- Figura 6.74: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 5 de onda. 116
- Figura 6.75: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 6 de onda. 116
- Figura 6.76: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 7 de onda. 117
- Figura 6.77: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 8 de onda. 117
- Figura 6.78: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da

simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário extremo de onda (cn_ext).	118
Figura 6.79: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário extremo de onda (cn_ext2).	118
Figura 6.80: Localização dos pontos utilizados para a extração de resultados do modelo (cenário batimétrico de 2004), para a geração de gráficos comparativos do transporte sedimentar na direção x (leste-oeste) e y (norte-sul).	119
Figura 6.81: Variação do transporte de sedimentos na direção x e y ao longo do tempo em diferentes pontos no canal principal, em resposta às variações do nível da água e altura das ondas.	121
Figura 6.82: Variação do transporte de sedimentos na direção x e y ao longo do tempo em diferentes pontos no delta de maré vazante, em resposta às variações do nível da água e altura das ondas.	122
Figura 6.83: Variação do transporte de sedimentos na direção x e y ao longo do tempo em diferentes pontos na margem norte da desembocadura, em resposta às variações do nível da água e altura das ondas.	122
Figura 6.84: Variação do transporte de sedimentos na direção x e y ao longo do tempo em diferentes pontos na margem sul da desembocadura, em resposta às variações do nível da água e altura das ondas.	123
Figura 7.1: Diagrama esquemático da interação entre as correntes geradas por maré e as correntes de deriva litorânea nos processos sedimentares em uma desembocadura, segundo Oertel (1988).	132

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1: Descrição das imagens utilizadas para a extração de dados da posição da linha de costa e apresentação dos erros relacionados ao processo de georreferenciamento.	26
Tabela 5.2: Informações sobre as cartas náuticas utilizadas para a obtenção de dados batimétricos e apresentação dos erros relacionados ao georreferenciamento.	28
Tabela 5.3: Características gerais das duas malhas computacionais utilizadas no processo de modelagem numérica.....	38
Tabela 5.4: Qualificação atribuída aos intervalos de RMAE, baseada em Van Rijn et al. (2003).	44
Tabela 5.5: Qualificação atribuída aos intervalos do parâmetro Skill, baseada em Allen, Somerfield e Gilbert (2007).....	45
Tabela 5.6: Parâmetros de ondas utilizados na formulação dos cenários baseados na frequência de ocorrência.	46
Tabela 5.7: Parâmetros de ondas utilizados na formulação dos cenários hipotéticos, elaborados através da variação da direção de uma onda incidente com 6,76 m de altura e período de 13,01 s, representativa de uma condição extrema de onda.	46
Tabela 6.1: Frequência de ocorrência de ondas com diferentes direções e alturas significativas, referentes ao período de 1979 a 2012. Em destaque, as maiores ocorrências, utilizadas na elaboração dos cenários de ondas.....	76
Tabela 6.2: Frequência de ocorrência de ondas com diferentes direções e períodos, referentes ao período de 1979 a 2012, destacando as maiores ocorrências.	76
Tabela 6.3: Frequência de ocorrência de ondas com diferentes direções e alturas significativas, referentes ao período de 01 de Julho a 02 de Agosto de 2014.	78
Tabela 6.4: Frequência de ocorrência de ondas com diferentes direções e períodos, referentes ao período de 01 de Julho a 02 de Agosto de 2014.....	78
Tabela 6.5: Estimativas da quantidade de energia de onda dissipada pelo delta de maré vazante.	97

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus, por me dar forças e iluminar meus passos nessa longa jornada de ser oceanógrafa.

Agradeço aos meus pais, Luiz e Dagmar, meus maiores exemplos na vida, e meus irmãos, Eduardo e Julia, pelo amor incondicional, apoio e incentivo em todos os momentos de minha vida. Ao meu noivo, Mailson, pelo amor, carinho e compreensão que tem me dedicado, inclusive nos momentos mais difíceis. Amo muito vocês! Esta conquista é nossa!

A todos os familiares e amigos que sempre torceram pelo meu sucesso.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Eduardo Siegle, pelo apoio, dedicação, motivação, paciência e pela confiança no meu trabalho.

A todos os professores que contribuíram enormemente para o meu aprendizado, pelos quais tenho grande admiração.

Ao Prof. Moysés e Profa. Luz Amélia, por todos os conselhos e pelas boas conversas que tivemos.

Agradeço aos meus amigos do Laboratório de Dinâmica Costeira (LDC), pelas conversas, companheirismo e por toda ajuda. A presença de cada um de vocês torna o LDC um excelente ambiente de trabalho.

Aos meus amigos e colegas do IO, que me acompanharam durante toda a graduação e mestrado, fazendo com que tudo fosse mais simples e divertido. A companhia de vocês foi sempre muito especial para mim.

A todos os funcionários do IO com os quais tive o enorme prazer de me relacionar durante estes sete anos e meio.

Ao CNPq e Instituto Oceanográfico, pelo auxílio financeiro e suporte à minha pesquisa.

Finalmente, gostaria de fazer um agradecimento especial, a equipe do Laboratório de Instrumentação (LIO), tripulação da embarcação Albacora, Ana Amélia, Marcelo Gagliardi (Neco), Filipe Galiforni (Créu), Tito e Wagner Pinheiro, que contribuíram diretamente para a realização deste trabalho, com suporte na realização dos trabalhos de campo, ensinamentos, dados, correções, conselhos e sugestões.

Minha terna gratidão a todos aqueles que colaboraram de alguma maneira para que esta etapa de minha vida pudesse ser concretizada.

RESUMO

As desembocaduras lagunares são sistemas costeiros dinâmicos e complexos em função de seu controle por diversos fatores ambientais, como amplitude de maré, energia de ondas e aporte fluvial. Essas variáveis atuam em conjunto produzindo condições hidrodinâmicas únicas e uma variedade de feições deposicionais. Estes sistemas, compostos por um canal principal e por deltas de maré, possuem fortes influências sobre a evolução da região costeira adjacente. O objetivo deste trabalho é avaliar a dinâmica da desembocadura de Cananéia, a fim de compreender os processos que governam as alterações morfológicas da região, considerando as prováveis influências do delta de maré vazante. Através de imagens aéreas e cartas náuticas históricas foi possível analisar as alterações morfológicas da desembocadura e do delta ao longo das últimas décadas. Posteriormente, foi aplicado o modelo numérico MIKE 21 para simular a propagação de ondas, a hidrodinâmica e o transporte sedimentar na região em duas situações batimétricas e em diferentes casos de ondas incidentes. Para tanto, utilizaram-se dados coletados *in situ*, resultados de modelos globais (WW3 e CFSR) e informações obtidas na literatura. Os resultados mostram alterações na morfologia da desembocadura com o predomínio de processos erosivos na margem norte, migração do canal e do delta para nordeste, aumento volumétrico do delta e avanço deste em direção ao oceano. Além disso, notou-se que a margem norte é exposta a maiores forças de onda e que, em ambas as margens, esta diminuiu ao longo do período analisado. Os resultados indicam a ação do delta de maré vazante como principal agente transformador de ondas, sendo a sua variação morfológica determinante para a ação das ondas nas margens do canal. A circulação é controlada predominantemente pela maré e o transporte de sedimentos, embora limitado, é aumentado sob o efeito sinérgico entre a ação de ondas e de maré. Devido a sua morfologia e hidrodinâmica, a margem norte é submetida à maior influência de ondas e de maré, resultando em processos erosivos. A dinâmica sedimentar reflete a complexidade deste ambiente.

Palavras-chave: desembocadura, modelagem numérica, ação de ondas, hidrodinâmica, transporte de sedimentos, delta de maré vazante, morfodinâmica.

ABSTRACT

Inlets are dynamic and complex coastal systems subjected to a variety of forces such as tidal range, wave energy and fluvial discharge. Combinations of these variables produce unique hydrodynamic conditions and a variety of depositional features. These systems, consisting of a main channel and tidal deltas, have strong influence on the evolution of the coastal zone. The aim of this study is to evaluate the dynamics of the Cananéia inlet in order to understand the processes that control the morphological changes in the region, considering the influence of its ebb-tidal delta morphology. Based on aerial photographs and historical nautical charts the morphological changes of the inlet and delta were analyzed over the last decades. Subsequently, the MIKE 21 numerical model was applied to simulate the wave propagation, the hydrodynamics and sediment transport in the region, for two different bathymetric situations and several wave scenarios. Therefore, we used *in situ* data, global model results (WW3 and CFSR) and information from the literature. Results show changes in the morphology of the inlet with the predominance of erosion on its northern margin, the migration of the channel and delta northeasterly, and the delta volume increase and its growth towards the ocean. Furthermore, it was noted that the northern margin is exposed to greater wave power and on both margins the wave power decreased over the analyzed period. The results show the action of the ebb tidal delta as the main transforming agent of the incoming waves and its morphological variation determines the action of the waves on the margins of the channel. The circulation is controlled predominantly by the tide and the sediment transport, although limited, is increased under the synergistic effect between the action of waves and tide. Due to its morphology and hydrodynamics, the northern margin is subjected to greater influence of waves and tide, resulting in erosional processes. The sediment dynamics reflects the complexity of this environment.

Keywords: inlet, numerical modeling, action of waves, hydrodynamics, sediment transport, ebb-tidal delta, morphodynamics.

Capítulo 1 INTRODUÇÃO

A zona costeira é a região do oceano sob influência de processos continentais junto à região continental sob influência de processos oceânicos. Uma área de transição entre o continente e o oceano, caracterizada por sua constante evolução devido ao fato de encontrar-se em equilíbrio dinâmico. Esta pode ser composta por diferentes tipos de ambientes costeiros, como praias, estuários, deltas, mangues, marismas, dunas, recifes de corais, etc..

Poucas áreas costeiras encontram-se livres da influência das pressões humanas. A população ocupa deltas, ilhas-barreira e estuários ao redor do mundo, alterando estes ambientes. Cerca de 50% da população mundial vive em zonas costeiras e a densidade populacional nestas áreas é três vezes maior que a média mundial (MMA, 2010). A ocupação e utilização das regiões costeiras aumentou drasticamente no século XX e tende a continuar aumentando durante o século XXI (NICHOLLS; WONG, 2007). Devido a fatores históricos relacionados à ocupação do território brasileiro e seguindo a tendência mundial da população em ocupar predominantemente áreas próximas ao litoral, o Brasil apresenta, de acordo com o Censo Demográfico de 2010, cerca de 26,58% da população concentrada em municípios da zona costeira (IBGE, 2011). Dentre os ambientes costeiros, os estuários têm sido os mais afetados pela população humana. Segundo Miranda, Castro e Kjerfve (2012), aproximadamente 60% das grandes cidades mundiais se desenvolveram em torno de estuários.

Os estuários são corpos de água costeiros semifechados, que se ligam com o oceano aberto, no interior dos quais a água do mar é mensuravelmente diluída pela água doce oriunda da drenagem continental (PRITCHARD, 1955). Estes são ambientes altamente complexos e sensíveis, que desempenham importante função ecológica, atuando como berçário natural para diversas espécies de organismos, e econômica, por serem locais adequados para a construção de portos e marinas, o que leva a um maior adensamento populacional nestas regiões. Além disso, possuem papel fundamental no ciclo sedimentar, pois promovem as trocas entre o continente e o oceano, fornecendo e recebendo material sedimentar e, por vezes, atuando como áreas preferenciais de deposição de sedimentos continentais (NICHOLS; BIGGS, 1985).

O Sistema Estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape (Figura 1.1) destaca-se dos outros sistemas estuarinos brasileiros por abrigar a maior área de manguezal do Estado de

São Paulo (ROMERO; RIEDEL; MILANELLI, 2010) e devido seu alto grau de complexidade e de conservação ambiental. Estes fatores, somados à existência da base de apoio à pesquisa oceanográfica, "Base de Pesquisa Dr. João de Paiva Carvalho", pertencente ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IO-USP), implementada na década de 50, contribuem para que este seja um ambiente bastante estudado no litoral brasileiro.

Figura 1.1: Localização do Sistema Estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape, apresentando seus principais canais (denominados localmente como "mar"), ilhas (Iguape, Cananéia, Comprida e Cardoso) e desembocaduras (Barras de Icapara, Cananéia e Ararapira), e outras feições que serão abordadas neste trabalho. Modificada de Tessler et al., 2006.

Na porção sul desse sistema estuarino, encontra-se a desembocadura lagunar de Cananéia (conhecida também como Barra de Cananéia ou ainda Canal de Cananéia), que, confinada entre a Ponta do Perigo, na Ilha do Cardoso, e a Ponta da Trincheira, na Ilha Comprida, caracteriza-se por ser a maior abertura deste sistema estuarino para o oceano, o que faz com que esta seja a principal via de acesso à região, pois permite a navegação de embarcações maiores (PISETTA, 2006). Porém, as dificuldades de navegação através deste canal são descritas por navegantes desde o século XVIII (GEOBRÁS, 1966). Segundo Suguio e Tessler (1983), estas dificuldades têm sido atribuídas à extrema mobilidade de bancos arenosos submersos.

As desembocaduras são sistemas costeiros extremamente dinâmicos. A geometria do canal principal e dos corpos sedimentares associados a este sistema é controlada pela amplitude da maré, pelo aporte sedimentar, pela ação de ondas incidentes, pela descarga de água doce, pela ação de correntes e pela topografia do fundo (WRIGHT; COLEMAN, 1978; BIRD, 1996).

Além de possuírem importância ecológica, no balanço de sedimentos e nas mudanças de linhas de costa adjacentes, as desembocaduras lagunares são vias para a navegação, como é o caso da desembocadura abordada neste trabalho. Assim, é fundamental o conhecimento de sua morfologia e dinâmica, como também das feições sedimentares associadas a esta (por exemplo, bancos arenosos e deltas de maré), para garantir a segurança no tráfego de embarcações.

Na região da desembocadura de Cananéia, Sadowsky (1954) delimitou um vasto semicírculo irregular composto por bancos arenosos móveis, iniciando no Pontal de Fora da Ilha Comprida, passando 2 km a noroeste da Ilha do Bom Abrigo e recuando em direção à Ponta do Itacuruçá. Esta feição de fundo foi descrita posteriormente, por Bonetti Filho e Furtado (1996), como um delta de maré vazante, resultante de uma desigualdade no comportamento das marés, com a vazante sendo mais eficiente que a enchente.

Os deltas de maré vazante são feições sedimentares costeiras associadas à desembocaduras lagunares ou canais de maré. São acumulações de areia depositadas por correntes de maré vazante e que são subsequentemente modificadas pelas correntes geradas por ondas e por marés. Estes deltas podem apresentar uma variedade de formas, dependendo da magnitude relativa entre energia de onda e de maré, e também dos controles geológicos (DAVIS JR.; FITZGERALD, 2004).

Para entender os processos que atuam nos ambientes costeiros precisamos primeiramente compreender de que forma se dá a evolução morfológica destes ambientes. A evolução costeira é o produto dos processos morfodinâmicos que ocorrem em resposta às mudanças nas condições externas. A morfodinâmica costeira é definida como o ajuste mútuo da topografia e da dinâmica de fluidos, envolvendo o transporte de sedimentos (WRIGHT; THOM, 1977). O transporte de sedimentos promove o mecanismo de acoplamento dependente do tempo pelo qual o ajuste ocorre. A dinâmica de fluidos dirige o transporte de sedimentos, resultando em alterações morfológicas ao longo do tempo. Mudanças progressivas da topografia, por sua vez, alteram as condições de contorno da dinâmica de fluidos, que evolui para produzir mais alterações nos padrões de transporte de sedimentos e seus produtos deposicionais. As propriedades e abundância dos sedimentos afetam o processo, através da sua influência sobre o transporte e balanço sedimentar, respectivamente (COWELL; THOM, 1994). Este mecanismo de resposta entre a topografia, a dinâmica de fluidos e o transporte de sedimentos está ilustrado na Figura 1.2.

Figura 1.2: Componentes primários envolvidos na morfodinâmica costeira, evidenciando o mecanismo de retroalimentação entre topografia, dinâmica de fluidos e transporte sedimentar, onde o Δt significa a dependência do tempo do processo de evolução morfológica. Modificada de Cowell e Thom, 1994.

Os processos morfodinâmicos ocorrem em diferentes escalas espaciais e temporais, sendo agrupados em quatro classes: escala "instantânea", que envolve a evolução morfológica durante um ciclo único de atuação de agentes forçantes primários, como ondas e marés; escala de "eventos", na qual a evolução costeira é uma resposta aos processos atuando através de intervalos de tempo que vão desde um único evento, como uma tempestade, até variações sazonais das condições ambientais; escala de "engenharia" (ou "histórica"), que engloba a evolução durante flutuações nas condições de contorno, envolvendo muitos ciclos nos processos fundamentais responsáveis pelo transporte de sedimentos; e escala "geológica", na qual a evolução ocorre em resposta às principais tendências nas condições ambientais ao longo de milênios (COWELL; THOM, 1994).

Uma vez que o processo de ocupação urbana do litoral é acelerado e desordenado, causando a degradação estética e ambiental da zona costeira, o conhecimento da morfodinâmica torna-se cada vez mais importante, pois auxilia na compreensão da evolução geológica dos ambientes costeiros e, consequentemente, no planejamento urbano. Portanto, faz-se necessário o investimento de maiores esforços nesta área do conhecimento, já que este tipo de estudo ainda é pontual e escasso no Estado de São Paulo.

Nesse tipo de abordagem, a modelagem numérica tem sido uma ferramenta bastante eficaz e útil, pois permite a realização de simulações do comportamento de determinados parâmetros (como por exemplo, ondas, correntes e transporte de

sedimentos) em diferentes cenários, nos quais é possível variar a topografia do fundo e as condições de atuação das forçantes ambientais. Assim, permite a comparação entre situações variadas e possibilita a previsão e evolução de determinadas variáveis e fenômenos/processos. Além disso, os resultados modelados podem ajudar a preencher espacialmente e temporalmente as lacunas existentes nos dados medidos *in situ* (SIEGLE, 2003). Neste contexto, outro instrumento que tem se mostrado eficaz são os Sistemas de Informação Geográfica (SIG), em função das facilidades que oferecem, como instrumentos rápidos e precisos na manipulação de dados 3D, e geralmente possuem boa qualidade na representação visual da informação (BONETTI FILHO; FURTADO, 1996).

O estudo aqui proposto busca avaliar a dinâmica da desembocadura lagunar de Cananéia, através da caracterização da região quanto a propagação de ondas, o padrão de circulação e o transporte sedimentar, considerando a interação entre os processos físicos e as feições sedimentares, a fim de identificar os fatores ambientais que governam as alterações morfológicas no entorno da desembocadura.

A morfologia da desembocadura e do delta de maré vazante é capaz de afetar a dinâmica costeira local, a navegação e também a ocupação urbana, uma vez que a alteração da geometria do canal e do fundo marinho pode afetar a direção e intensidade das correntes costeiras e de fundo, a passagem de embarcações pelo canal e seus arredores, e a configuração das praias adjacentes, as quais são ocupadas pelo homem. Portanto, a realização deste estudo se justifica por sua relevância no entendimento dos processos que controlam a morfologia e dinâmica da região de interesse, assim como no fornecimento de subsídios para o gerenciamento do ambiente. Adicionalmente, este trabalho pode contribuir para futuros estudos de longo prazo e monitoramentos da região.

Capítulo 2 OBJETIVOS

2.1. Objetivo geral

Tendo em vista a grande importância e complexidade das desembocaduras lagunares, este trabalho tem como objetivo geral avaliar a dinâmica costeira, em seu aspecto hidrológico e sedimentológico, no entorno da desembocadura lagunar de Cananéia, entendendo os processos que influenciam a evolução morfológica desta desembocadura e de suas feições sedimentares associadas.

2.2. Objetivos específicos

São objetivos específicos deste trabalho:

- Avaliar a evolução morfológica da desembocadura e do delta de maré vazante durante as últimas décadas, a partir de fotografias aéreas, imagem de satélite e cartas náuticas históricas;
- Caracterizar o padrão hidrodinâmico e de transporte sedimentar da região, por meio da implementação do modelo numérico MIKE 21;
- Identificar possível relação entre a morfologia do delta de maré vazante e a propagação das ondas em direção às margens da desembocadura e as características hidrosedimentológicas da região;
- Avaliar a importância relativa das forçantes que governam a dinâmica da desembocadura;
- Integrar as informações para a melhor compreensão dos processos locais e das mudanças morfológicas da desembocadura de Cananéia.

Capítulo 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Desembocaduras lagunares e deltas de maré

Desembocaduras são definidas como a passagem entre o oceano e o estuário e/ou laguna adjacente, compreendendo o canal e os corpos sedimentares associados (HAYES, 1980). As desembocaduras lagunares são sistemas costeiros bastante dinâmicos e complexos, devido ao fato de serem controladas por diversos fatores ambientais, como amplitude de maré, energia de ondas e aporte fluvial, os quais, atuando em conjunto, produzem uma variedade de feições deposicionais (WRIGHT; COLEMAN, 1978).

O sistema costeiro de desembocadura pode ser dividido em três regiões principais: uma porção oceânica, abrangendo os corpos sedimentares externos (delta de maré vazante) e um ou mais canais; o canal principal, correspondente à região com mínima área de seção transversal; e uma porção interna, com seus bancos arenosos (delta de maré enchente) e canais (BRUUN, 1978). Os componentes morfológicos que compõem as desembocaduras são apresentados na Figura 3.1.

Figura 3.1: Morfologia geral de uma desembocadura. Modificada de Davis Jr., 1994.

De acordo com o processo costeiro predominante, as feições relacionadas à desembocadura podem apresentar maior ou menor desenvolvimento. A variabilidade das condições oceanográficas, meteorológicas e parâmetros geológicos, como a amplitude das marés, a energia das ondas, o fornecimento de sedimentos, a magnitude e frequência de tempestades, o aporte de água doce e os controles geológicos, e ainda as interações de todos estes fatores, são responsáveis pela vasta gama de configurações morfológicas das desembocaduras (FITZGERALD, 1996).

Os deltas de maré são importantes feições sedimentares associadas às desembocaduras e cujas configurações são determinadas pelas interações entre a drenagem continental e as correntes longitudinais (OERTEL, 1975). Os sedimentos removidos das costas adjacentes pela ação das correntes de maré são transportados para dentro do estuário através das correntes de maré enchente, sendo acumulados na parte interna da desembocadura, formando o delta de maré enchente. Da mesma forma, estes sedimentos são transportados para fora do estuário pelas correntes de maré vazante, sendo assim acumulados na porção oceânica e formando o delta de maré vazante.

Os deltas de maré enchente são caracterizados, predominantemente, pela morfologia sob forma de uma plataforma em rampa. Já os deltas de maré vazante podem ser classificados de acordo com a importância relativa dos processos envolvidos na sua formação e manutenção: os deltas dominados por maré, que são caracterizados por canais mais extensos e orientados transversalmente à costa, e os deltas dominados por ondas, que são divididos em três tipos, dois deles relacionados a condições de forte deriva litorânea e outro à situação de deriva litorânea pouco intensa (DAVIS JR., 1994). A morfologia típica dos deltas de maré enchente e vazante também pode ser visualizada na Figura 3.1.

As desembocaduras também podem ser classificadas segundo a dominância relativa entre ondas e maré, que é identificada através da morfologia das feições que compõem o sistema. Nas desembocaduras dominadas por maré, o delta de maré vazante é mais desenvolvido e extenso (prolongado em direção ao oceano), os bancos arenosos são orientados perpendicularmente à linha de costa e o canal principal é extenso, profundo e relativamente estável, com fortes correntes de maré removendo os sedimentos depositados. As desembocaduras dominadas por ondas encontram-se em costas mais retilíneas, o delta de maré vazante é pouco desenvolvido ou ausente, devido a ação direta das correntes de deriva litorânea, os bancos arenosos são orientados paralelamente à costa e o canal principal é menos profundo e relativamente mais instável, tendendo a migrar

predominantemente no sentido preferencial das correntes longitudinais à costa. Entretanto, existem variações destes dois tipos de desembocaduras, que são caracterizadas por energia mista de ondas e maré (DAVIS JR.; BARNARD, 2003; FITZGERALD, 1988; DAVIS JR., 1994). A Figura 3.2 apresenta algumas das características morfológicas dos quatro principais grupos de desembocaduras, definidos pela interação entre a ação de ondas e da maré.

Figura 3.2: Morfologia dos principais grupos de desembocaduras, definidos pela interação entre a ação de ondas e da maré. Modificada de Davis Jr. e Barnard, 2003.

Segundo Fitzgerald (1996), os deltas de maré vazante além de serem importantes como reservatórios temporários ou permanentes de sedimentos, ainda afetam a distribuição da energia de ondas ao longo da costa, pois servem como uma barreira natural à ação das ondas, protegendo a costa dos processos erosivos.

A presença da desembocadura e das feições morfológicas associadas a esta, causa a interrupção do transporte sedimentar ao longo da costa, afetando o suprimento de sedimentos para a linha de costa após a desembocadura e os padrões erosivos e deposicionais das praias adjacentes (FITZGERALD, 1988). Segundo Dominguez, Bittencourt e Martin (1983), a interação entre o fluxo através da desembocadura e a deriva

litorânea pode ocorrer através de duas maneiras principais: o efeito de molhe hidráulico, relacionado ao fato dos fluxos do estuário oferecerem uma barreira ao transporte longitudinal à costa, e pela migração da desembocadura, que ocorre na presença de um fluxo preferencial de sedimentos ao longo da costa.

A estabilidade de uma desembocadura, relacionada à sua migração, depende de vários fatores, como a profundidade do canal, a taxa de transporte longitudinal líquido de sedimentos e a estratigrafia regional (FITZGERALD, 1996) e, segundo Bruun e Gerritsen (1960), a migração da maior parte das desembocaduras ocorre na direção preferencial do transporte sedimentar longitudinal à costa.

As desembocaduras ocorrem ao longo de grande parte das linhas de costa sedimentares ao redor do mundo. Estas são cada vez mais influenciadas pelas intervenções humanas, que buscam a manutenção e estabilidades dos canais costeiros, através de dragagens e construção de molhes. O conhecimento dos efeitos de tais intervenções no sistema costeiro da desembocadura é fundamental para o sucesso da gestão costeira (ELIAS; VAN DER SPEK, 2006).

Devido à sua elevada importância ecológica e comercial e à influência que têm sobre áreas vizinhas, as desembocaduras têm sido o foco de diversos estudos na área da ciência costeira e engenharia. Historicamente, a necessidade de navegação tem sido a aplicação mais importante, direcionando as pesquisas para a compreensão dos processos físicos que ocorrem nestes ambientes (MEHTA, 1996). Devido ao fato de estarem associadas a vários portos e marinas, as desembocaduras tornam-se importantes para atividades econômicas e recreativas, que dependem da estabilidade do canal. Os principais estudos realizados estão relacionados à preocupação de manter os canais navegáveis, sendo voltados para o controle da estabilidade do canal, considerando relações empíricas entre processos morfológicos e hidrológicos. A importância da estabilidade do canal também está relacionada à aspectos ecológicos, devido à troca de substâncias dissolvidas e partículas que controlam a qualidade da água e a ecologia do embaçamento ou estuário associado. As desembocaduras também exercem forte influência sobre o balanço sedimentar das regiões costeiras, podendo afetar a estabilidade de praias e/ou ilhas-barreira adjacentes, fato que também motiva os pesquisadores (SIEGLE, 2003).

3.2. Propagação de ondas em águas rasas e geração de correntes litorâneas

Ao se propagarem para águas mais rasas, as ondas incidentes de águas profundas começam a ser modificadas pelo fundo quando a razão entre a profundidade local e o comprimento de onda torna-se menor que $\frac{1}{2}$ (HOEFEL, 1998). Por isso, em regiões de baixas profundidades em relação ao comprimento de onda, as ondulações sofrem diferentes fenômenos físicos, como refração, difração, empinamento e quebra de onda.

A refração das ondas ocorre devido às mudanças na velocidade de propagação causadas pela interação com o fundo. A porção da onda que viaja em águas mais profundas move-se mais rapidamente que a parte da onda que viaja em águas menos profundas, resultando no curvamento das cristas das ondas, em busca do alinhamento com os contornos batimétricos (GOLDSMITH, 1976 apud SILVA; BITTENCOURT; DOMINGUEZ, 2007). Quando a topografia de fundo é irregular, o padrão de refração pode ser complexo e pode haver variações significativas na altura das ondas e na distribuição de energia ao longo da costa. Isto pode ser observado pela convergência dos raios de onda (linhas perpendiculares às cristas e que viajam no sentido do avanço da onda), em locais onde ocorrem elevações do fundo, resultando na concentração de energia de onda, ou divergência, em áreas onde existam depressões no fundo, ocasionando o espalhamento da energia (KOMAR, 1998).

A difração consiste no fenômeno de transmissão lateral de energia da onda ao longo de sua crista. Este efeito se manifesta quando há propagação de ondas em um setor restrito ou quando um trem de ondas é interceptado por um obstáculo, como um quebra-mar ou uma ilha (SUGUIO, 1992).

De acordo com o princípio de conservação do fluxo de energia, a redução da velocidade de propagação, causada pela diminuição de profundidade, resulta em um acréscimo de energia da onda, representado fisicamente pelo aumento de altura da onda, caracterizando o processo denominado empinamento (HOEFEL, 1998).

Em águas mais rasas que a razão $L/20$ (sendo L o comprimento de onda), a altura da onda aumenta e a declividade da onda aumenta mais rapidamente, causando modificações na forma da ondulação. A declividade aumenta até que a onda fique instável e quebre, na área denominada zona de surfe (SEGAR, 1998). A quebra da onda causa a dissipação da energia na forma de turbulência e de trabalho contra a fricção de fundo (CUCHIARA et al., 2006).

Ao quebrar, as ondas podem gerar correntes, as quais adquirem uma variedade de formas de acordo com as características da praia e das ondas incidentes (BASCO, 1982, 1983; KOMAR; OLTMAN-SHAY, 1990 apud KOMAR, 1998). Dentre estas correntes, podemos citar as correntes de deriva litorânea e as correntes de retorno.

A corrente de deriva litorânea é uma corrente longitudinal, limitada pela largura da zona de arrebentação das ondas, gerada pela incidência oblíqua das ondas sobre a praia. Esse é um dos mecanismos responsáveis pelo transporte de sedimentos na zona costeira (NEVES; MUEHE, 2008). O ângulo de incidência das ondas é o principal fator responsável pela intensidade destas correntes, sendo que os valores máximos são atingidos quando este ângulo é em torno de 45 graus (SIEGLE; ASP, 2007).

Já as correntes de retorno, podem ser definidas como jatos de água orientados perpendicularmente à costa, em direção ao oceano, que atravessam a zona de surfe e que são alimentados pela convergência de correntes de deriva litorânea (MACMAHAN; THORNTON; RENIERS, 2006).

Ambas as correntes, de deriva litorânea e de retorno, atuam juntamente na zona de surfe formando as células de circulação litorânea (KOMAR, 1998) e possuem importante papel no transporte sedimentar, sendo capazes de mobilizar grandes quantidades de sedimento, principalmente em condições de tempestade, quando atingem maiores velocidades (KOMAR, 1998; DAVIS JR.; FITZGERALD, 2004).

Além desses fenômenos, as ondas ainda podem sofrer o processo de reflexão. Quando as ondas de superfície colidem com obstáculos refletivos (que não absorvem a energia das ondas) com um ângulo de incidência qualquer, estas são refletidas com o mesmo ângulo. A reflexão no mar pode ser vista, por exemplo, quando as ondas se chocam contra um costão rochoso (MEIRELLES; VIOLANTE-CARVALHO, 2007).

Todos esses fenômenos físicos relacionados às ondas atuam em conjunto, tendo importantes consequências no transporte sedimentar e, consequentemente, nas alterações morfológicas do ambiente. As ondas geradas pelo vento transmitem para a costa a energia adquirida do vento durante sua formação. Na costa essa energia é dissipada através da quebra da onda, geração de correntes costeiras e/ou erosão da linha de costa. Ao empinar e quebrar, as ondas colocam grande quantidade de sedimento temporariamente em suspensão, estes são transportados pelas correntes de deriva litorânea ao longo da costa, podendo gerar uma nova configuração morfológica (DAVIS JR.; FITZGERALD, 2004). Segundo Elias e Van Der Spek (2006), as ondas geradas pelo vento e as marés são os

processos naturais dominantes que regem a evolução morfológica costeira. Portanto, a avaliação da ação de ondas em estudos de morfodinâmica torna-se essencial.

3.3. Modelagem numérica como ferramenta de estudo

Dentre os fatores que tornam as zonas costeiras ambientes de alta complexidade está a atuação simultânea de uma variedade de processos e sua ampla variação temporal e espacial. Estes aspectos dificultam os estudos relacionados à morfodinâmica costeira, exigindo grande disponibilidade de tempo e recursos financeiros para a realização de coletas de grandes quantidades de dados em diferentes pontos e ao longo de diferentes períodos, a fim de abranger a variabilidade dos parâmetros estudados. Neste contexto, o desenvolvimento e avanço dos modelos numéricos foram fundamentais para a compreensão da evolução morfológica dos ambientes costeiros.

Inicialmente, despertou-se interesse pelo conhecimento e predição de ondas durante a 2ª Guerra Mundial, devido à necessidade de conhecer as condições do mar para o planejamento das operações anfíbias. As primeiras predições operacionais de ondas foram baseadas no trabalho de Sverdrup e Munk (1947), que introduziu a descrição paramétrica do estado do mar, utilizando leis empíricas sobre vagas (*wind sea*) e marulhos (*swell*). Em 1955, Pierson introduziu o importante conceito de espectro de onda. Posteriormente, foi introduzido, por Gelci, o conceito da equação de transporte espectral. Então, entre 1960 e 1970, foram desenvolvidos os primeiros modelos de onda. A partir desta época, o avanço computacional permitiu o desenvolvimento e operação de diferentes modelos numéricos (KOMEN et al., 1994).

A partir da década de 70, iniciou-se o desenvolvimento de modelos computacionais que simulam a evolução de sistemas costeiros. Desde então, engenheiros e cientistas buscam prever o comportamento destes sistemas em resposta à interferência antrópica e às alterações ambientais através da modelagem numérica, a qual se baseia em relações empíricas e na teoria clássica de ondas. Assim, visam simular e prever a propagação de ondas, o sistema de correntes e o transporte sedimentar em diferentes escalas espaciais e temporais (MARTINEZ; HARBAUGH, 1993).

Posteriormente, os modelos baseados em processos permitiram considerar na modelagem numérica o mecanismo de resposta entre a evolução morfológica, a dinâmica de fluidos e o transporte de sedimentos, isto é, a morfodinâmica. Estes modelos são

baseados em princípios físicos fundamentais (como, conservação de massa, momento e energia) e utilizam equações matemáticas para descrever as ondas, as correntes, o transporte sedimentar e as mudanças do fundo, e ainda permitem o acoplamento dos módulos de modelagem das constituintes físicas ao módulo de evolução do fundo, baseando-se na conservação de sedimento (DE VRIEND et al., 1993).

Desta maneira a modelagem numérica tornou-se uma ferramenta bastante importante nos estudos de áreas costeiras. De acordo com Ranasinghe e Pattiaratchi (1999), a modelagem numérica além de representar uma vantagem em termos de relação custo-benefício, uma vez que exige uma menor quantidade de dados medidos no ambiente, mostra-se uma ferramenta versátil, permitindo a manipulação das variáveis independentes para que os efeitos de um evento isolado possam ser analisados. Além disso, os dados modelados são capazes de preencher espacialmente e temporalmente as lacunas dos dados medidos *in situ* (SIEGLE, 2003).

3.4. Georreferenciamento: Sistemas de projeção, Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e erro quadrático médio

Todo tipo de representação cartográfica, como fotografias aéreas, cartas náuticas, mapas, etc., apresenta distorções, por se tratar da reprodução de uma superfície curva em uma superfície plana. Os sistemas de projeções cartográficas constituem-se de uma fórmula matemática que transforma as coordenadas geográficas, a partir de uma superfície esférica (elipsoidal), em coordenadas planas, mantendo correspondência entre elas. Tais sistemas são adotados para minimizar estas imperfeições e proporcionar maior rigor científico à cartografia. Utiliza-se também, um sistema geodésico de referência (*datum*), que permite a obtenção de coordenadas geográficas em uma representação cartográfica.

Existem vários tipos de projeções cartográficas (cilíndrica, cônica, azimutal, senoidal, de Mercator, de Peters, de Hölzel, azimutal equidistante polar e de Robinson). A escolha deve ser feita considerando a localização da área de interesse e as características que se deseja preservar na representação.

Segundo IBGE (2000), no Brasil o sistema de projeção mais utilizado é o sistema *Universal Transverse Mercator* (UTM). Esta é uma projeção conforme (a escala de um mapa em qualquer ponto é a mesma em qualquer direção, os meridianos e paralelos interceptam-se em ângulos retos e a forma é preservada localmente), cilíndrica e

transversa. Nesta projeção o globo terrestre é dividido em 60 fusos verticais, cada um com 6 graus de largura em longitude. As coordenadas UTM são expressas em metros; o eixo E (*Easting*) representa a coordenada no sentido leste-oeste e o eixo N (*Northing*) representa a coordenada no sentido norte-sul.

Os Sistemas de Informação Geográfica (SIG) são compostos por diversos programas que permitem o armazenamento e a manipulação de dados referenciados espacialmente. Um exemplo desse tipo de programa é o ArcGIS®, desenvolvido pela *Environmental Systems Research Institute* (ESRI).

Uma das utilidades do SIG é a realização do processo de georreferenciamento de imagens (fotografias aéreas, imagens de satélite, cartas náuticas e topográficas, etc.). Neste processo, utiliza-se uma imagem base, que é uma imagem já georreferenciada, na qual possam ser identificados pontos em comum com a imagem a ser georreferenciada, que tenham posição geográfica fixa no tempo e precisamente definida, denominados pontos de controle (ROSA, 1990). Estes pontos são adicionados à imagem a ser georreferenciada, fornecendo coordenadas conhecidas ao programa SIG utilizado, para que este realize os cálculos necessários para desenvolver a melhor equação de ajuste, que represente a relação entre o sistema de referência arbitrário da imagem e o sistema de referência que está sendo imposto à esta (EASTMAN, 1997 apud ARAÚJO; VETTORAZZI; MOLIN, 2004).

Porém, existe um erro médio quadrático associado a este procedimento, o qual é denominado *Root Mean Square* (RMS). O RMS total representa o erro de posicionamento dos pontos de controle em relação à equação de ajuste (ARAÚJO; VETTORAZZI; MOLIN, 2004). Este depende diretamente da escala gráfica da imagem (TAVARES JÚNIOR et al., 2006).

Segundo Tavares Júnior et al. (2006), o erro gráfico máximo permitido pode ser calculado através da Equação (1):

$$E_g = 0,0002 \times F_e \quad (1)$$

com,

$$E = \frac{1}{F_e} \quad (2)$$

Onde E_g é o erro tolerável (em metros), F_e é o fator de escala do documento cartográfico e E é a escala da representação gráfica.

Assim, para a realização de um georreferenciamento eficiente e preciso é necessário que se escolha o sistema de projeção e *datum* mais adequados à área de interesse e que os pontos de controle definidos estejam em quantidade suficiente, distribuídos de forma regular no espaço e que sua posição geográfica seja precisamente determinada e fixa no tempo.

Além do georreferenciamento, o desenvolvimento dos SIG facilitou e automatizou o processo de extração de dados referentes ao posicionamento da linha de costa (ARAÚJO et al., 2009), possibilitando a obtenção de melhores resultados em estudos de evolução da linha de costa e identificação de processos erosivos.

3.5. Desembocadura lagunar de Cananéia: Estudos anteriores abordando a dinâmica sedimentar e a evolução morfológica da região

A desembocadura lagunar de Cananéia (Barra de Cananéia), localizada na porção sul do Sistema Estuarino-lagunar de Cananéia, é o principal e maior canal de ligação entre as águas continentais do sistema estuarino e o oceano. Esta tem sido objeto de estudo de diversos pesquisadores, devido à sua complexidade e importância. Muitos destes estudos têm abordado os processos erosivos que ocorrem nas margens da desembocadura e a morfologia das feições sedimentares de fundo (bancos arenosos submersos). Neste item, serão apresentados os principais resultados de alguns dos trabalhos científicos realizados na região da desembocadura de Cananéia, tendo como enfoque a dinâmica sedimentar e a evolução costeira.

Estudos anteriores apontam um processo erosivo nas margens da desembocadura de Cananéia desde a década de 50. Analisando as modificações em curso na entrada da Barra de Cananéia, Sadowsky (1953) observou contínuo desgaste da Ponta da Trincheira, costa sul da Ilha Comprida, e diminuição do processo de sedimentação que outrora atingia marcadamente a costa norte da Ilha do Cardoso. Sadowsky (1954) também observou que a extremidade mais ao leste da Ilha do Cardoso, Ponta do Perigo, era submetida a processos erosivos por um longo período, resultando no deslocamento da linha de costa atrás dessa feição arenosa. Segundo o autor, este recuo seria o responsável pelo embate das ondas em locais cada vez mais à retaguarda da Ilha Comprida, ocasionando acentuada erosão dos depósitos arenosos ali localizados. Tal processo erosivo teria como principal forçante a dominância de ventos e correntes do quadrante sul.

Em estudo da evolução temporal e espacial da desembocadura de Cananéia, Tessler et al. (1990) observaram mudanças morfológicas importantes ao longo de 29 anos analisados, com a erosão pronunciada da margem norte da desembocadura, e recuo da face norte e avanço da parte leste da Ilha do Cardoso. Os autores afirmam que as correntes de deriva litorânea, principalmente as que fluem de SW para NE, geradas por ondas de S-SE e que são mais efetivas no transporte de areias no fundo durante o predomínio das frentes polares, são as grandes responsáveis pela mobilidade e retenção das areias na região da desembocadura.

Ao analisar uma série de imagens de satélite, Bonetti Filho (1995) observou intensa dinâmica da linha de costa na região da desembocadura de Cananéia, com variações interanuais expressivas em alguns trechos.

Tessler e Mahiques (1998), analisando os processos erosivos e deposicionais nas três desembocaduras do sistema de Cananéia-Iguape, identificaram importantes mudanças laterais e observaram que para cada local erodido havia outro de deposição associado e que estas mudanças podem ser explicadas pela dinâmica interna do sistema lagunar ou pela ação de ondas e correntes nas desembocaduras.

Através de estudos das feições sedimentares de fundo e da dinâmica sedimentar do sistema estuarino de Cananéia-Iguape, Tessler e Souza (1998) identificaram pequenas deformações de fundo, com características de fluxo bidirecional e suas maiores dimensões orientadas transversalmente ao fluxo médio. As maiores formas de fundo foram encontradas no canal do Mar Pequeno. Os autores concluíram que o transporte de fundo é bastante limitado, característico de um ambiente de baixa energia e alta resistência ao escoamento.

Paolo e Mahiques (2008), através de estudos da dinâmica costeira da região, utilizando métodos acústicos, notaram uma assimetria na configuração batimétrica, com profundidades menores junto à Ilha do Cardoso e maiores junto à Ilha Comprida, o que é indicativo do predomínio de condições deposicionais ao sul e erosivas ao norte da desembocadura, sugerindo a migração da mesma para norte. As feições de fundo encontradas indicaram o domínio da maré nas correntes. Na região de profundidade máxima do canal (22 m) foram encontradas ondas de areia com alturas superiores a 7 m e estas apresentaram morfologia relativamente mais estável.

Conti et al. (2012) observaram que as correntes de maré mais intensas estão associadas às linhas de costa classificadas como instáveis e altamente instáveis ao norte

da desembocadura, sul da Ilha Comprida, onde a fisiografia é marcada por um declive mais íngreme e maiores profundidades. Já na costa da Ilha do Cardoso, ao sul da desembocadura, onde ocorrem alterações em longo prazo da linha de costa, há indicação de que as marés regulares e correntes são geralmente menos importantes para a resposta da linha de costa. Neste caso, o regime de erosão/deposição parece ter uma relação mais próxima com os processos dominados pelas ondas.

Recentemente, Gagliardi (2013) analisou os efeitos de eventos meteorológicos na região da desembocadura de Cananéia. A partir de seus resultados o autor concluiu que a ação das ondas de tempestade se dá nas escalas mensal e diária, através do transporte de sedimentos. Já na escala decadal, as correntes de deriva litorânea mostraram-se mais eficientes na modificação da linha de costa. A incidência de eventos extremos também foi relacionada à tendência erosiva identificada no Pontal de Fora (ponta leste da margem norte da desembocadura) no período entre 2001 e início de 2012.

A região é caracterizada pela predominância de bancos arenosos submersos relacionados à dinâmica da desembocadura de Cananéia, destacando-se a presença de um delta de maré vazante, descrito por Bonetti Filho e Furtado (1996). Os autores atribuem a formação desta feição sedimentar à maior eficiência das correntes de maré vazante. Dificuldades de navegação através deste canal são descritas por navegantes desde o século XVIII (GEOBRÁS, 1966), as quais têm sido atribuídas à extrema mobilidade dos bancos arenosos submersos (SUGUIO; TESSLER, 1983).

Segundo Tessler et al. (1990), os bancos arenosos localizados à frente do canal principal são relacionados à perda de competência das correntes de deriva litorânea ao encontrar as correntes de maré vazante que fluem através da desembocadura. Posteriormente, estes sedimentos (remobilizados pela ação das ondas), juntamente com os sedimentos erodidos das margens da desembocadura, seriam transportados para nordeste por ação das correntes longitudinais à costa, sendo depositados ao longo da Ilha Comprida.

A dinâmica sedimentar e evolução morfológica da região foi bastante afetada pela abertura do canal artificial denominado Valo Grande. O canal foi aberto em 1852, conectando o rio Ribeira de Iguape ao Mar Pequeno, com a função principal de encurtar a ligação do Porto do Ribeira com o Porto de Iguape no Mar Pequeno, devido à necessidade de facilitar o escoamento da produção de arroz do Vale do Ribeira. Inicialmente, o canal tinha 4,4 m de largura e 1,5 m de profundidade. A partir de então, iniciou o processo

erosivo do Valo Grande e o material erodido das margens passou a ser transportado para o Mar Pequeno (principalmente por suspensão associada à tração) causando o seu assoreamento. Há indícios de que em aproximadamente 1911 foi atingido o equilíbrio morfológico, reduzindo então a quantidade de areias transportadas (com algumas "ondas de areias" esporádicas, resultantes da erosão de alguns trechos das margens do canal) (GEOBRÁS, 1966).

Muitos autores passaram a estudar a influência do Valo Grande na situação socioeconômica da região e nos processos ecológicos, hidrodinâmicos e sedimentares do Sistema Estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape. Dentre estes, podemos citar Teles (1997), que através da análise de testemunhos identificou o aumento na quantidade de sedimentos lamosos após a abertura do canal artificial, indicando um ambiente de mais baixa energia, e a influência do Valo Grande na porção nordeste do sistema estuarino. A autora observou também que o aporte de sedimentos do Valo Grande modificou a evolução da região, por ter alterado a taxa de sedimentação, a topografia de fundo e a hidrodinâmica do sistema. Segundo Teles (1997), os baixios e ilhas formados na laguna a partir da deposição do material erodido do Valo Grande funcionavam como obstáculos para a atuação da maré, permitindo assim a deposição dos sedimentos finos.

Capítulo 4 ÁREA DE ESTUDO

A área contemplada neste estudo é a região adjacente à desembocadura lagunar de Cananéia, abrangendo a porção sul da Ilha Comprida e norte da Ilha do Cardoso, que localiza-se no município de Cananéia, pertencendo assim ao litoral extremo sul do Estado de São Paulo (Figura 4.1).

A desembocadura lagunar de Cananéia, localizada entre as latitudes $24^{\circ}37'S$ e $25^{\circ}07'S$ e longitudes $47^{\circ}23'W$ e $48^{\circ}05'W$ (PAOLO; MAHIQUES, 2008), é a maior abertura do Sistema Estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape para o oceano, com largura que atinge 2 km e profundidade média em torno de 15 m na região estuarina, que diminui em direção ao oceano, atingindo cerca de 3-5 m na zona de ação de ondas, devido à formação de bancos arenosos móveis (PISETTA, 2006).

Figura 4.1: Porção sul do Sistema Estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape, na qual está localizada a desembocadura lagunar de Cananéia, no extremo sul do Estado de São Paulo - Brasil.

O Sistema Estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape, delimitado pelas coordenadas Lat. 24°35'S, Long. 47°30'W e Lat. 25°10'S, Long. 48°05'W (MIRANDA; MESQUITA; FRANÇA, 1995), é composto por um complexo sistema de canais lagunares e rios entre quatro grandes ilhas (Cardoso, Cananéia, Comprida e Iguape), os quais se comunicam com o oceano pelas desembocaduras, denominadas do sul para o norte, Ararapira, Cananéia, Icapara, Ribeira de Iguape e Una (SUGUIO; TESSLER, 1992).

O Complexo Estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape consiste em uma região de relevante interesse ambiental, considerada pela União Internacional para a Conservação da Natureza (IUCN) como o terceiro estuário do mundo em termos de produtividade primária e berçário das espécies do oceano Atlântico. A região também integra a Reserva da Biosfera da Mata Atlântica e compõe várias unidades de conservação, como a Área de Proteção Ambiental Federal de Cananéia, Iguape e Peruíbe, a Área de Proteção Ambiental Estadual de Ilha Comprida, a Estação Ecológica dos Chauás, o Parque Estadual da Ilha do Cardoso e a Reserva Extrativista do Mandira (BARBIERI; MELO, 2006).

A região apresenta manguezais bem desenvolvidos (200 km²), além de grandes áreas preservadas da Floresta Tropical Pluvial Atlântica de planície e encosta, principalmente em sua porção sul, no município de Cananéia. A ocupação humana é maior na parte norte do sistema, na qual alguns impactos ambientais já são observados, especialmente próximo aos núcleos urbanos de Iguape e Ilha Comprida, assim como no baixo vale do rio Ribeira de Iguape, onde extensas áreas agrícolas estão diretamente associadas a processos de desmatamento, erosão e assoreamento dos canais fluviolagunares (BARCELLOS et al., 2005).

Esse importante sistema estuarino se desenvolveu na Planície Costeira de Cananéia-Iguape, que por sua vez configura-se como a maior planície costeira do Estado de São Paulo, com uma área de aproximadamente 2.500 km² (SUGUIO; TESSLER, 1992). Essa é composta por três formações sedimentares, denominadas Formação Pariquera-Açú, Formação Cananéia e Formação Ilha Comprida, que encontram-se sobre um embasamento cristalino de idade pré-cambriana e origem metamórfica do Grupo Açungui (TESSLER, 1988). A gênese e o desenvolvimento desta planície são relacionados a dois importantes eventos de variação do nível do mar ocorridos ao longo do período Quaternário: a Transgressão Cananéia e a Transgressão Santos. Os autores

Suguio e Martin (1978) apresentam um modelo geral para descrever a evolução da planície através de cinco estágios:

1º estágio: caracterizado pela deposição de argilas arenosas transicionais e areias marinhas transgressivas da Formação Cananéia sobre os sedimentos da Formação Pariquera-Açú durante a Transgressão Cananéia, há aproximadamente 120.000 anos;

2º estágio: deposição de cordões litorâneos no topo dos depósitos arenosos da Formação Cananéia durante o período de regressão subsequente;

3º estágio: forte erosão da Formação Cananéia, com a formação de vales, no período com nível relativo do mar mais baixo que o atual. A regressão atingiu o seu máximo em cerca de 17.000 A.P. (-110 m);

4º estágio: afogamento das partes mais baixas da planície costeira e formação de um extenso sistema de lagunas por ação da Transgressão Santos. Também ocorreu a erosão das partes mais altas da Formação Cananéia, que deve ter servido como área fonte secundária para os depósitos marinhos holocênicos, isto é, deve ter possibilitado a ressedimentação holocênica do material erodido;

5º estágio: formação de inúmeras gerações de cristas praias holocênicas na Ilha Comprida, devido às oscilações do nível relativo do mar, e fechamento e assoreamento gradual da paleolaguna. Isso ocorre em um novo período de regressão, quando o mar rumo ao nível atual.

Segundo Marquez (2007), a Planície Costeira de Cananéia-Iguape encontra-se coberta, em grande parte, por sedimentos quaternários arenosos, homogêneos, compostos por areias finas muito bem selecionadas, que variam de continentais, na base, a de influência marinha, no topo.

A topografia da planície costeira é relativamente plana, com altitudes geralmente menores que 10 m. São exceções as intrusões alcalinas dos morros de São João, na Ilha de Cananéia, que atinge a altitude de 120 m, e Morrete, na Ilha Comprida, que atinge 40 m de altitude (SOUZA, 1995). O embasamento cristalino, no entorno da Planície Costeira de Cananéia-Iguape, é de idade pré-cambriana e de origem metamórfica, e compõe-se essencialmente de rochas metamórficas do tipo filitos, micaxistos e gnaisses, intrudidos por granitos, adamelitos e granodioritos. Cortando todo esse complexo, afloram rochas alcalinas intrusivas mesozóicas. Outros tipos de rochas também ocorrem ao longo do rio Ribeira de Iguape, como quartzitos, anfibolitos, diabásios e calcoxistos (TESSLER, 1988).

O Sistema Cananéia-Iguape é separado do oceano pela Ilha Comprida, que com aproximadamente 70 km de extensão, tem como limites norte e sul pontões do embasamento cristalino (TESSLER; SOUZA, 1998). Esta importante feição sedimentar foi definida por Suguio e Martin (1978) como uma ilha-barreira relacionada às variações do nível relativo do mar durante o Quaternário. Modelos de evolução da Ilha Comprida foram propostos por Suguio e Martin (1978) e, recentemente, por Guedes (2009).

Em relação à hidrografia desta região, segundo Bonetti Filho e Miranda (1997), desde 1841, quando foi concluída a abertura do Valo Grande, um canal artificial que liga o rio Ribeira de Iguape ao Mar Pequeno, este rio passou a contribuir com o maior aporte de água doce que atinge o Sistema Estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape. Sendo que a bacia hidrográfica do rio Ribeira de Iguape, incluindo o trecho paranaense, possui uma área de aproximadamente 23.350 km² (MISHIMA et al., 1985).

Após o fechamento do Valo Grande, em Agosto de 1978, uma bacia de menor dimensão, a qual circunda diretamente a região de Cananéia, com uma área de 1.339 km² (MISHIMA et al., 1985), que tem como principais cursos d'água os rios Taquari, Mandira, das Minas e Itapitangui, ficou responsável pela introdução da maior parte da água doce. Entretanto, em Fevereiro de 1995, intensas chuvas ocorridas no Vale do Ribeira resultaram no rompimento da barragem do Valo Grande, permitindo novamente o aporte das águas do rio Ribeira de Iguape no sistema estuarino, alterando outra vez as características hidrológicas da área (BONETTI FILHO; MIRANDA, 1997). Segundo Pisetta (2010), atualmente o canal apresenta trechos que atingem até 250 m de largura e 5-7 m de profundidade.

De acordo com uma série temporal de 30 anos (1956 a 1985) de dados coletados pela estação meteorológica localizada na base de apoio à pesquisa, Base de Pesquisa Dr. João de Paiva Carvalho, em Cananéia, o clima da região é caracterizado por uma temperatura média anual de 23,8 °C e por uma média pluvial anual superior a 2.200 mm. As chuvas se distribuem regularmente ao longo do ano, porém há um período mais chuvoso, de Dezembro a Abril (precipitação acima de 200 mm) e um período mais seco, de Maio a Novembro (com valores de precipitação inferiores, mas nunca abaixo de 80 mm). No entanto, a transição de um período para o outro é gradual (SILVA, 1989).

Segundo Silva (1989), os ventos predominantes na região são vindos do quadrante SW (SW e WSW) com intensidades de 3 a 3,5 m/s, com frequência de

ocorrência de 46,9% no período entre os meses de Janeiro e Setembro. Ventos com maiores intensidades são raros, podendo atingir velocidades de 20 m/s.

O padrão de incidência de ondas, o qual determina a intensidade e direção das correntes de deriva litorânea, responsáveis por coordenar a dinâmica sedimentar na região, está intimamente relacionado com eventos meteorológicos. A passagem de sistemas frontais no Atlântico Sul gera ventos e ondas provenientes dos quadrantes leste e sul, tornando as características das ondas um reflexo do regime de vento a que o oceano foi submetido (ARAÚJO et al., 2003). Na Região Sudeste do Brasil, os eventos meteorológicos se caracterizam pela alternância do domínio de massas de ar tropical oriundas do Anticiclone Tropical Atlântico (ATA), que gera ventos do oceano para o continente durante todo o ano, produzindo ondas provenientes do quadrante NE-E, que apresentam altura máxima variando de 0,5 a 1 m; e de massas de ar polar associadas ao Anticiclone Polar Móvel (APM), antecedido pelas frentes frias e que originam ondas provenientes do quadrante SE-S-SW, as quais apresentam altura máxima podendo atingir valores acima de 2 m (SANTOS, 2005).

Por tratar-se de uma região estuarina, o regime de maré torna-se de fundamental importância, pois define os padrões de mistura e estratificação e de circulação. Miyao e Harari (1989) demonstraram, através de estudos da maré e das correntes de maré com base em análise de séries temporais, que nessa região tem-se regime de micromaré predominantemente semidiurna, com valores de 83 cm e 13 cm para amplitudes de sizígia e de quadratura, respectivamente.

Quando a onda de maré adentra o sistema estuarino durante o período de enchente ocorre uma divisão do fluxo, parte propaga através do canal do Mar de Cubatão e parte flui em direção a nordeste pelo canal do Mar de Cananéia. Ao norte da Ilha de Cananéia, na junção dos mares de Cubatão e Cananéia, recompõe-se o fluxo único, que se desloca rumo a Iguape, ao encontro do fluxo de enchente que penetrou no sistema pela desembocadura de Icapara e, que se propaga em sentido sul. Estas correntes com sentidos de propagação contrários se encontram, acarretando no fenômeno hidrodinâmico conhecido como "tombo das águas". O processo de vazante tem início nas saídas das desembocaduras com reflexos quase que imediatos na região do "Tombo" (TESSLER; SOUZA, 1998).

No sistema estuarino de Cananéia-Iguape foram identificadas duas regiões onde ocorre o fenômeno do tombo das águas. O primeiro ocorre no Mar Pequeno, na região

denominada "Pedra do Tombo", com o encontro da onda de maré que se propaga em sentidos opostos ao adentrar o sistema pelas desembocaduras de Cananéia e de Icapara. Já o segundo, ocorre no Mar de Cubatão, nas proximidades do rio Guapara, com o encontro das águas que fluem pelo Mar de Cananéia com as águas que fluem pelo Mar de Cubatão, circundando a Ilha de Cananéia após entrar no sistema através da desembocadura de Cananéia durante a maré enchente. Nestas regiões, as amplitudes de maré são maiores e há um maior atraso de fase em relação ao restante da região estudada (MINIUSSI, 1959; MIYAO; HARARI, 1989).

A partir de estudos prévios sobre a circulação do sistema, Miyao (1977) constatou a predominância de correntes seguindo a direção do eixo longitudinal dos canais estuarino-lagunares, com a ocorrência de fluxos de sentido contrário, em superfície e fundo, no momento de reversão da maré. Verificou também, que as velocidades de vazante são em média maiores que as de enchente. Além disso, as durações da vazante e da enchente são diferentes para cada profundidade, sendo a da vazante maior na superfície, diminuindo com a profundidade, e o contrário ocorrendo com a duração da enchente, que é maior no fundo. As velocidades próximo ao fundo atingem 0,7 m/s na vazante e 0,6 m/s na enchente. Já na superfície são comuns velocidades acima de 1 m/s.

De acordo com Miranda, Mesquita e França (1995) o sistema estuarino (extremo sul do Mar de Cananéia) foi classificado, segundo o Diagrama Estratificação-circulação, como parcialmente misturado e fracamente estratificado (Tipo 2a) e o balanço de sal gerado, predominantemente, por difusão turbulenta.

Em geral, as correntes nos estuários são maiores próximo à sua desembocadura, nas porções inferiores e médias, fazendo com que nestes trechos a capacidade de erosão, ressuspensão e transporte sedimentar sejam maiores (PISETTA, 2006). Esta característica contribui para que as desembocaduras apresentem dinâmica sedimentar bastante complexa e sejam foco de estudos realizados por diversos autores (MARQUEZ, 2007).

Capítulo 5 MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos, os métodos aplicados incluem a combinação de ferramentas de geoprocessamento, para a análise de fotografias aéreas e cartas náuticas, e aplicação de modelo numérico, para a propagação de ondas e simulação das condições hidrodinâmicas e do transporte de sedimentos para a região de interesse.

Abaixo são descritos os métodos aplicados para o levantamento e processamento dos dados, obtidos em campo e através de bancos de dados e trabalhos anteriores. Além disso, é detalhado todo o processo de implementação do modelo numérico (calibração, validação, elaboração de cenários e aplicação).

5.1. Fotografias aéreas e imagem de satélite

Fotografias aéreas da região da desembocadura lagunar de Cananéia, dos anos de 1962, 1973, 1981 e 2001, foram gentilmente cedidas por M.e Marcelo Henrique Gagliardi, e uma imagem de satélite do ano de 2009 foi obtida a partir do programa Google Earth®.

Todas as imagens foram georreferenciadas ao *datum* WGS-84 na projeção UTM fuso 23S, usando a ferramenta de georreferenciamento do SIG ArcGIS® 9.3, a partir da fotografia aérea de 2001, já georreferenciada pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). As informações sobre as imagens e o erro relacionado ao processo de georreferenciamento são apresentados na Tabela 5.1.

A partir das imagens georreferenciadas foram traçadas e vetorizadas as linhas de costa, utilizando a ferramenta de edição, também do ArcGIS® 9.3. Posteriormente, estas foram sobrepostas para possibilitar a comparação entre elas e a observação da evolução das margens da desembocadura lagunar.

Tabela 5.1: Descrição das imagens utilizadas para a extração de dados da posição da linha de costa e apresentação dos erros relacionados ao processo de georreferenciamento.

Tipo de imagem	Data da imagem	Escala gráfica	RMS	E _g (m)
Fotografia aérea	07/01/1962	1:30.000	2,14	6
Fotografia aérea	06/03/1973	1:30.000	2,51	6
Fotografia aérea	04/04/1981	1:30.000	1,87	6
Fotografia aérea	07/01/2001	1:30.000	0	6
Imagem de satélite	07/03/2009	1:30.000	1,27	6

5.2. Cartas náuticas

Foram obtidas quatro versões de anos diferentes da carta náutica nº 1703 - Porto de Cananéia - da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). A primeira versão foi adquirida na biblioteca Prof. Dr. Alfredo Coaracy Brazil Gandolfo, a segunda e a terceira versão na biblioteca Prof. Dr. Gelso Vazzoler, e a quarta versão obtida, já na forma digital e georreferenciada, através da página eletrônica da DHN (https://www.mar.mil.br/dhn/chm/cartas/download/cartasbsb/cartas_eletronicas_Internet.htm). As principais características destas cartas, incluindo o erro referente ao georreferenciamento, são apresentadas na Tabela 5.2.

A versão digital das cartas náuticas adquiridas em bibliotecas foi gerada em gráfica, a partir de máquina de plotagem. Em seguida, estas foram georreferenciadas ao *datum* WGS-84 na projeção UTM fuso 23S, com a utilização da ferramenta de georreferenciamento do programa ArcGIS® 9.3, como feito para as imagens. É importante ressaltar que para este procedimento foi utilizado um conversor de coordenadas desenvolvido pela Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental (CETESB), o qual pode ser acessado pelo endereço <http://sigamgeo.cetesb.sp.gov.br/conversor/>, para transformar as coordenadas dos pontos de controle (pontos utilizados no processo de georreferenciamento), de geográficas *datum* Córrego Alegre/MG para UTM fuso 23S *datum* WGS-84.

Finalmente, os dados de profundidade das cartas náuticas foram digitalizados com a utilização da ferramenta de edição do SIG ArcGIS® 9.3, a fim de se obter a batimetria da região e informações sobre a morfologia do delta de maré vazante nos diferentes anos. Nesse processo, foram gerados arquivos de pontos e exportadas tabelas, uma para cada carta, contendo as coordenadas e profundidades de diferentes pontos localizados na área de interesse.

Os dados presentes nessas tabelas foram utilizados para a geração de modelos digitais de terreno e mapas batimétricos, com o uso do programa Surfer® 10, para a melhor visualização da batimetria e identificação de feições sedimentares, em especial do delta de maré vazante. A partir do mesmo programa, foram traçados e comparados perfis batimétricos perpendiculares e paralelos à linha de costa e realizados os cálculos de volume total do delta de maré vazante. Além disso, posteriormente, estes dados foram utilizados como parte dos dados de entrada do modelo numérico MIKE 21.

Também foram traçadas e vetorizadas as linhas de costa representadas nas cartas náuticas digitalizadas, utilizando a mesma metodologia aplicada para as fotografias aéreas e imagem de satélite, a qual é descrita no item 5.1..

Tabela 5.2: Informações sobre as cartas náuticas utilizadas para a obtenção de dados batimétricos e apresentação dos erros relacionados ao georreferenciamento.

Edição	Levantamento	Publicação	Correções	Projeção	Datum	Escala gráfica	RMS	Eg (m)
1ª edição	em 1938	31/05/1939	até 1969	Mercator	Córrego Alegre/MG	1:26.630	3,21	5,33
2ª edição	em 1968	29/07/1971	----	Mercator	Córrego Alegre/MG	1:27.000	4,21	5,4
3ª edição	até 1982	30/09/1985	até 1987	Mercator	Córrego Alegre/MG	1:27.448	6,43	5,49
4ª edição	até 2004	30/03/2004	até 2008	Mercator	WGS-84	1:27.000	0	5,4

Obs.: Não foi possível visualizar as datas das atualizações da 2ª edição da carta náutica nº 1703, devido ao estado de deterioração da mesma.

5.2.1. Modelos digitais de terreno e mapas batimétricos

Foram gerados modelos digitais de terreno e mapas batimétricos através da utilização do programa Surfer® 10. Para tanto, os dados de batimetria foram interpolados pelo método da krigagem, que é um método de interpolação amplamente utilizado, pois mostra-se bastante eficiente para o gradeamento de dados irregularmente espaçados, uma vez que considera a anisotropia e as tendências adjacentes dos dados de maneira eficiente e natural. Utilizou-se neste método o variograma linear padrão, que produz uma grade adequada na maioria das circunstâncias.

Posteriormente, estes dados batimétricos interpolados foram plotados na forma de superfícies 3D ou mapas de contorno, juntamente com os dados de linha de costa, em forma de linhas de base, gerando os modelos digitais de terreno e os mapas batimétricos da região da desembocadura lagunar.

5.2.2. Perfis batimétricos paralelos à linha de costa

Foram extraídos dos mapas batimétricos, perfis paralelos à costa, utilizando a função "grid slice" do programa Surfer® 10, para analisar a migração do canal ao longo do período de tempo analisado. Para isso, as posições das margens norte e sul do canal foram determinadas através desses perfis, tendo como base a cota batimétrica de 5 m, e plotadas em gráficos de dispersão.

5.2.3. Perfis batimétricos perpendiculares à linha de costa

Também foram extraídos dos mapas batimétricos, perfis perpendiculares à costa, utilizando o mesmo método citado no item 5.2.2. com a finalidade de comparar esses perfis e, assim, obter informações das mudanças morfológicas do delta de maré vazante.

5.2.4. Delimitação do delta de maré vazante e cálculo do volume total

O delta de maré vazante foi delimitado em cada um dos mapas batimétricos, assumindo como base a cota batimétrica máxima de 5 m. Então, com o uso da função “*grid volume*” do programa Surfer® 10, o volume total do delta foi calculado através da regra do trapezoidal. Nesse método, o padrão de coeficientes é {1,2,2,2,...,2,2,1}:

$$A_i = \frac{\Delta x}{2[G_{i,1} + 2G_{i,2} + 2G_{i,3} \dots + 2G_{i,nCol-1} + G_{i,nCol}]} \quad (3)$$

$$Volume \approx \frac{\Delta y}{2[A_1 + 2A_2 + 2A_3 + \dots + 2A_{nCol-1} + A_{nCol}]} \quad (4)$$

Onde Δx é o espaçamento entre colunas da grade, Δy é o espaçamento entre linhas da grade e G_{ij} é o valor do ponto de grade na linha i e coluna j .

Para a visualização das alterações volumétricas do delta ao longo do tempo, foi gerado um gráfico de colunas a partir dos volumes calculados.

5.2.5. Mapas batimétricos da diferença entre modelos digitais de terreno

Utilizando a função “*grid math*”, também do programa Surfer® 10, foi feita a diferença entre modelos digitais de terreno de anos diferentes, a fim de identificar as áreas que sofreram aumento de profundidade (erosão) ou diminuição de profundidade (acresção).

5.3. Coleta de dados em campo

Foram coletados dados de elevação do nível da água e de velocidade das correntes a partir de medições eulerianas utilizando *Acoustic Doppler Profiler* (ADP) e dados de salinidade e temperatura a partir de medições com *Conductivity and Temperature* (CT). A aquisição de dados ocorreu entre os meses de Julho e Agosto de

2014, em dois pontos diferentes, um em frente à Base de Pesquisa Dr. João de Paiva Carvalho e outro na região da desembocadura de Cananéia.

A coleta de dados foi realizada com os equipamentos fundeados, os quais foram instalados e recuperados como o auxílio da embarcação Albacora do Instituto Oceanográfico e com a colaboração dos tripulantes e dos técnicos do Laboratório de Instrumentação Oceanográfica (LIO). Para isso, foram realizados dois experimentos de campo para colocação e retirada dos equipamentos nos locais desejados:

Primeiro experimento de campo

Durante a primeira saída de campo, foi instalado um fundeio em "L", contendo um ADP *Sontek AS* de 1.500 kHz (Figura 5.1(a)), disponibilizado pelo Laboratório de Instrumentação Oceanográfica (LIO). Este foi instalado no dia 07 de Julho às 16h45 em frente à base de pesquisa, na coordenada 25°01,160'S e 47°55,420'W e profundidade de aproximadamente 14 m, e foi configurado para realizar medições a cada 10 minutos em 20 células de 0,50 m cada.

Nesta mesma saída de campo, foi instalado um segundo fundeio em "L", contendo um ADP *Nortek AS* de 2 MHz e dois CTs, um no cabo próximo à superfície e outro junto com o ADP próximo ao fundo (Figura 5.1(b)), sendo os três equipamentos disponibilizados pelo Laboratório de Dinâmica Costeira (LDC). Este fundeio foi instalado dia 08 de Julho às 09h40 na região da desembocadura de Cananéia, na coordenada 25°03,413'S e 47°55,045'W e profundidade de aproximadamente 17 m. Este ADP foi configurado para realizar medições a cada 30 minutos em 16 células de 1 m cada.

O fundeio localizado na desembocadura foi resgatado dia 11 de Julho às 08h50, enquanto o localizado próximo à base de pesquisa permaneceu no local, sob vigia dos funcionários da base, sendo retirado apenas na segunda saída de campo.

Segundo experimento de campo

Na segunda saída de campo foi instalado novamente um fundeio na região da desembocadura, também em "L" e composto pelos mesmos equipamentos utilizados no primeiro fundeio. Este foi instalado no dia 30 de Julho às 16h50 e ficou posicionado na coordenada 25°03,388'S e 47°55,097'W e profundidade de aproximadamente 15 m. Desta vez, o ADP foi configurado para realizar as medições a cada 30 minutos em 18 células de 1 m cada.

No dia 01 de Agosto às 07h30 foram retirados os equipamentos fundeados na desembocadura e logo após, às 08h15, também foi recuperado o fundeio localizado em frente à base.

O fundeio instalado em frente à base de pesquisa foi denominado "ADP-base" e os fundeios localizados na região da desembocadura foram denominados "ADP-canal 1" e "ADP-canal 2", segundo a ordem de sua instalação/recuperação. A localização dos fundeios pode ser visualizada na Figura 5.2.

Tais experimentos de campo foram planejados levando em consideração as condições de maré, de modo que o primeiro campo foi realizado em condições de sizígia e o segundo em condições de quadratura.

O fundeio localizado em frente à base de pesquisa, denominado "ADP-base", ficou instalado durante um período de 26 dias, porém devido a problemas de abastecimento do equipamento (falta de bateria), as medições cessaram no dia 28 de Julho, resultando em 22 dias de medições.

Figura 5.1: Equipamentos utilizados na coleta de dados *in situ*: (a) ADP Sontek AS de 1.500 kHz e (b) ADP Nortek AS de 2 MHz e CT de fundo.

Figura 5.2: Localização dos equipamentos fundeados para a aquisição de dados *in situ*.

É importante ressaltar que os dados de temperatura e salinidade coletados pelos CTs fundeados não foram utilizados no presente trabalho, no entanto serão utilizados em outros projetos do Laboratório de Dinâmica Costeira (LDC).

Os dados obtidos pelos ADPs foram processados através de rotinas desenvolvidas no programa MATLAB®. Assim, foram eliminados os dados coletados enquanto os equipamentos encontravam-se emersos e nos momentos de instalação e recuperação, que são caracterizados por elevada instabilidade dos dados. Também foi verificado se havia a presença de instabilidades nos dados durante as medições, o que é analisado através dos valores dos parâmetros *heading*, *pitch* e *roll*, que de maneira geral indicam a movimentação do equipamento em diferentes direções.

Seguindo a metodologia descrita em Miranda, Castro e Kjerfve (2002), os dados de direção e as componentes u (leste-oeste) e v (norte-sul) da velocidade das correntes foram corrigidos com o valor da declinação magnética representativa da região de Cananéia para o ano de 2014, obtida a partir do Observatório Nacional (ON), instituto de pesquisa vinculado ao Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação (MCTI), e orientados segundo um referencial O_{xyz} , sendo que o eixo O_x apresenta orientação longitudinal e positiva no sentido estuário abaixo (portanto, as vazantes são representadas por valores positivos e as enchentes por valores negativos).

Os dados de pressão (em dbar) foram convertidos para profundidade (em metros), transformados para variação do nível da água através da subtração da profundidade média local e corrigidos pelo nível mínimo verificado no conjunto de dados.

Por fim, com a utilização do programa MATLAB®, foram gerados diversos tipos de figuras para a representação gráfica dos dados de elevação da superfície da água e de velocidade das correntes, a fim de analisar a variação temporal e espacial destas variáveis.

5.4. Informações de ondas

Os parâmetros de ondas (altura significativa, direção e período de pico) foram obtidos a partir do modelo global WAVEWATCH III, desenvolvido pelo *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). O modelo empregado é baseado na equação do balanço da densidade de ação espectral para o espectro direcional da onda, e considera os processos de crescimento, refração e decaimento para cada frequência específica (PIANCA; MAZZINI; SIEGLE, 2010). Maiores informações, referentes ao modelo, podem ser obtidas em Tolman (1999).

Os dados foram obtidos no formato grib2, como séries temporais com espaçamento horizontal de $0,5^\circ$ e temporal de 3 horas. Esses dados foram processados no programa MATLAB®, através do qual também foram gerados diagramas direcionais de ondas (conhecidos ainda como rosas de ondas), para a representação gráfica dos dados, e tabelas de frequência de ocorrência.

5.4.1. Clima de ondas da região

Selecionaram-se os dados referentes à coordenada de 26°S e 45°W e ao longo período compreendido entre os anos de 1979 e 2012. Estes dados foram analisados a fim de identificar o clima de ondas atuante na região e, portanto, definir a altura significativa, o período e a direção das ondas com maior frequência de ocorrência.

5.4.2. Ondas no período das coletas de campo

Também foram extraídos e analisados os parâmetros de ondas do período em que foram realizadas as medições de dados em campo, isto é, entre os meses de Julho e Agosto de 2014. Para este período foram selecionados os dados referentes à coordenada 25,4977°S e 47,1540°W. Tais dados foram utilizados para caracterizar a incidência de ondas durante esse intervalo de tempo específico.

5.5. Informações de vento

Foram adquiridas informações de vento provenientes de reanálises do modelo global *Climate Forecast System* (CFS), desenvolvido pelo *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Esse modelo representa a interação global entre oceanos, continentes e atmosfera, fornecendo dados horários com resolução horizontal inferior a 0,5° (aproximadamente 56 km). Informações complementares a respeito do sistema de previsão climática e suas reanálises podem ser consultadas em Saha et al. (2006, 2010).

Os dados globais das componentes u (zonal) e v (meridional) do vento em superfície, obtidos pelo *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), foram disponibilizados no formato NetCDF, na forma de séries temporais com espaçamento horizontal de 0,205° e temporal de 6 horas. Através do programa MATLAB® foram extraídos e processados os dados referentes à coordenada de 25,4514°S e 47,2500°W e ao período compreendido entre os meses de Julho e Agosto de 2014. Foi realizada a correção da direção do vento utilizando a declinação magnética representativa da região de Cananéia para o ano de 2014 (a mesma utilizada no item 5.3.), e em seguida foi feita a representação gráfica dos vetores de vento e também gerada a rosa dos ventos.

5.6. Vazão fluvial: Estimativa da vazão do Valo Grande

O Valo Grande representa uma importante descarga de água doce para o interior do estuário abordado neste trabalho, realizando o aporte das águas drenadas pelo rio Ribeira de Iguape. Mediante a ausência de medições fluviométricas nessa localidade, foi necessário realizar uma estimativa da vazão fluvial média através do Valo Grande.

A vazão média mensal do Valo Grande foi estimada a partir da metodologia descrita por Pisetta (2006, 2010). Para tal estimativa foram obtidas, através do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE), séries históricas de dados hidrológicos medidos nas estações fluviométricas do rio Ribeira de Iguape no município de Registro (4F-002) e do rio Jacupiranga (4F-016), compreendendo o período entre 1963 e 2005.

A partir dos dados medidos nessas duas estações estimou-se a vazão do rio Ribeira de Iguape na desembocadura denominada Três Barras, onde ocorre o entroncamento com o Valo Grande. Por fim, considerando que a vazão através do Valo Grande é cerca de 75% da vazão de Três Barras, foi obtida assim a estimativa da vazão do Valo Grande e feita a média mensal.

As premissas e equações utilizadas nessa estimativa podem ser verificadas em Pisetta (2006, 2010).

5.7. Levantamento de dados sedimentológicos

Foi realizado um levantamento bibliográfico para a obtenção de dados sedimentológicos da região de interesse. Assim, foram adquiridos dados referentes aos parâmetros diâmetro médio dos grãos e desvio padrão (ou grau de seleção) das amostras de sedimento.

Dados referentes à região do estuário foram obtidos em Barcellos (2005), os quais são representados por 336 pontos amostrais coletados no verão do ano de 2002. A região da desembocadura foi representada por 22 amostras coletadas em Agosto de 1993 e Fevereiro de 1994 por Bonetti Filho (1995). Finalmente, dados sedimentológicos da zona de arrebentação e da plataforma continental interna foram adquiridos em Tessler (1988), abrangendo 137 pontos amostrais coletados entre Setembro e Outubro de 1984.

Esses dados foram tabelados e tiveram a sua projeção e *datum* ajustados, respectivamente, para UTM fuso 23S e WGS-84 quando necessário. Para tanto, foi utilizada a Calculadora Geográfica disponibilizada pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) através da página eletrônica <http://www.dpi.inpe.br/calcula/>. Posteriormente, foram gerados mapas sedimentológicos, representando a distribuição espacial das classes granulométricas, definidas segundo Wentworth (1922), e do grau de seleção do sedimento, classificado de acordo com Folk (1980).

A localização dos dados sedimentológicos considerados neste trabalho pode ser visualizada na Figura 5.3.

Figura 5.3: Localização dos dados sedimentológicos obtidos através de levantamento bibliográfico.

5.8. Modelagem numérica: Modelo numérico MIKE 21

No presente estudo, utilizou-se o modelo numérico bidimensional de terceira geração MIKE 21 FM, desenvolvido pelo *Danish Hydraulic Institute* (DHI) *Water & Environment*. Este é um modelo baseado em processos, isto é, baseia-se em princípios físicos (como conservação de massa, momento, energia, etc.) e utiliza equações matemáticas para descrever a propagação de ondas, a circulação oceânica, o transporte de sedimentos e as mudanças do fundo oceânico.

Os módulos do modelo numérico aplicados neste trabalho são: módulo de ondas (MIKE 21 SW), módulo hidrodinâmico (MIKE 21 HD) e módulo de transporte de sedimentos (MIKE 21 ST). No modelo MIKE 21 FM, tais módulos funcionam em conjunto com o módulo morfodinâmico, fazendo com que exista a retroalimentação da morfologia de fundo com a hidrodinâmica.

Devido a sua capacidade de gerar malhas computacionais não-estruturadas e flexíveis, este modelo numérico permite a variação da resolução espacial ao longo do domínio e torna-se adequado para zonas de alta complexidade batimétrica e/ou geométrica.

Optou-se pela modelagem numérica bidimensional, pois apesar de estarmos representando uma região estuarina, segundo Miranda, Mesquita e França (1995) o estuário em questão é classificado, de acordo com o Diagrama Estratificação-circulação, como parcialmente misturado e fracamente estratificado (Tipo 2a), não exigindo, portanto, o processo de modelagem tridimensional, o qual demandaria um tempo computacional mais elevado.

5.8.1. Domínio do modelo e malha computacional

O domínio do modelo compreende a região da desembocadura lagunar de interesse, localizada praticamente no centro do domínio a fim de minimizar os efeitos de borda, e toda a parte interna do estuário e uma porção da plataforma continental adjacente, até a isóbata de 60 m, como pode ser visualizado na Figura 5.4. Esse apresenta aproximadamente 150 km de extensão, sendo delimitado a norte pelo rio Una do Prelado (Peruíbe) e a sul pelo canal do Superagui (Paranaguá), e cerca de 85 km de distância entre a linha de costa e a borda mais externa.

Figura 5.4: Representação do domínio do modelo, apresentando os elementos da malha computacional e a batimetria interpolada da situação encontrada na carta náutica publicada em 2004.

Para compor o domínio do modelo, foi utilizada a linha de costa e os dados batimétricos disponíveis no banco de dados do Laboratório de Dinâmica Costeira (LDC), obtidos através da vetorização da linha de costa de imagens de satélite do programa Google Earth® e da digitalização de dados de profundidade de cartas náuticas (nº 1800 e nº 1700) e folhas de bordo. Ainda, para a representação da parte interna do estuário, foi digitalizada a carta náutica nº 1702 da DHN - Mar Pequeno (da Barra de Icapara a Cananéia), 2ª edição publicada em 1985. Para as regiões com ausência de dados batimétricos (Mar de Cubatão e trecho do rio Ribeira de Iguape que deságua próximo à desembocadura de Icapara) foi utilizada uma aproximação da batimetria, estimada com o auxílio do mestre da embarcação Albacora do Instituto Oceanográfico.

Entretanto, foram inseridos nos dados mencionados anteriormente, as linhas de costa e as informações batimétricas obtidas a partir da digitalização da 1ª e 4ª edição da carta náutica nº 1703, como descrito no item 5.2., a fim de obter maior detalhamento da área de interesse e considerar no processo de modelagem numérica as alterações morfológicas e batimétricas desta região em dois períodos diferentes.

Por fim, foram geradas duas malhas computacionais não-estruturadas, uma para cada situação morfológica e batimétrica da região de interesse. Estas malhas foram geradas através do gerador de malhas do MIKE ZERO, o módulo de pré-processamento do modelo numérico MIKE 21, de maneira a criar um gradiente suave de resolução. Para tanto, utilizaram-se três níveis diferentes de resolução, como apresentado na Figura 5.4: uma malha fina abrangendo a região de interesse, para obter maior nível de detalhe para essa área e preservar a morfologia de sua linha de costa; incorporada a uma malha grossa, onde não se necessita de grande detalhamento; e uma malha com espaçamento intermediário entre as duas anteriores, para suavizar o gradiente de resolução. É importante salientar que as duas malhas foram criadas de maneira a ficarem o mais parecidas possível, para que não houvessem alterações significativas nos cálculos, permitindo que os resultados obtidos possam ser comparados. As características das malhas podem ser visualizadas na Tabela 5.3.

Tabela 5.3: Características gerais das duas malhas computacionais utilizadas no processo de modelagem numérica.

Edição/Ano	Nº de elementos	Nº de nós
1ª edição/1939	46.739	24.518
4ª edição/2004	46.853	24.589

Ainda no módulo de pré-processamento do modelo, os dados de batimetria foram interpolados para todo o domínio através do método do vizinho natural, onde as características dos valores no entorno são consideradas para inferir um valor aproximado para todos os pontos da malha computacional de maneira regular.

5.8.2. Módulo de ondas: MIKE 21 *Spectral Waves* FM (MIKE 21 SW)

O MIKE 21 *Spectral Waves* FM (MIKE 21 SW) descreve o crescimento, decaimento e transformação de ondas geradas pelo vento e *swell* em águas oceânicas e costeiras. Os processos físicos considerados são: crescimento da onda por efeito do vento, refração e empinamento devido às variações batimétricas, difração, quebra da onda, dissipação de energia devido à quebra da crista da onda por efeito do vento (*white-capping*), dissipação de energia devido à fricção de fundo, interações não-lineares entre ondas, interações entre onda e corrente e efeito da variação temporal do nível da água.

Este módulo é aplicado, em escala regional e local, para a avaliação e previsão de ondas em regiões costeiras e oceânicas, sendo bastante utilizado para a definição da configuração de estruturas portuárias, costeiras ou em mar aberto, visando o melhor aproveitamento econômico e a segurança dessas obras. Além da predição de ondas, podem ser feitas simulações que fornecem condições pretéritas de ondas.

No MIKE 21 SW as ondas de gravidade são representadas pelo espectro de densidade da ação de onda $N(\sigma, \theta)$, sendo que os parâmetros de fase independentes utilizados são a frequência angular relativa σ e a direção de propagação θ . As equações básicas resolvidas pelo modelo são baseadas na abordagem proposta em Holthuijsen, Booij e Herbers (1989). Informações complementares podem ser consultadas em Holthuijsen, Booij e Herbers (1989), Komen et al. (1994) e Young (1999).

Na configuração foi utilizada a formulação do parâmetro de dissociação direcional como formulação espectral, a qual é indicada para estudos de propagação e transformação de ondas em áreas costeiras onde se conhecem os parâmetros de onda em águas profundas e o processo de geração de ondas pelo vento não é uma variável importante. A discretização direcional foi do tipo 360 graus com 16 intervalos de direções. A integração no tempo foi realizada através da formulação quase-estacionária, na qual o tempo é removido como variável independente e uma solução do estado

estacionário é calculada a cada intervalo de tempo. Utilizou-se como técnica de solução o método de iteração de Newton-Raphson.

O processo de quebra de onda foi considerado através da especificação do parâmetro *gamma*, constante no domínio do modelo e com valor igual a 0,8 (valor médio para tal parâmetro); este é um parâmetro de quebra de onda, que relaciona profundidade com altura de quebra. A fricção de fundo foi introduzida através da utilização da rugosidade Nikuradse (K_N), coeficiente de dissipação de energia, dependente das condições hidrodinâmicas de onda, que foi considerado constante ao longo do domínio e com valor igual a 0,04 m.

Como dados de entrada, foram utilizados apenas os dados de batimetria e parâmetros de ondas oceânicas, distante cerca de 280 km da costa, obtidos através da análise do clima de ondas. Tais parâmetros foram atribuídos aos contornos do domínio definidos como abertos. Em um caso específico foi utilizada a série temporal de ondas extraída do WAVEWATCH III referente ao período da coleta de dados em campo.

O período das simulações da propagação de ondas foi de 04 de Julho a 01 de Agosto de 2014, abrangendo todo o intervalo de tempo da coleta de dados *in situ*, e o passo de tempo utilizado foi de 30 segundos.

5.8.3. Módulo hidrodinâmico: MIKE 21 *Flow Model* FM (MIKE 21 HD)

O módulo hidrodinâmico MIKE 21 *Flow Model* HD FM (MIKE 21 HD) simula a variação do nível de água e do escoamento, em resposta à topografia do fundo e uma série de fontes e forçantes, como maré, vento, vazão fluvial, precipitação/evaporação, ação de ondas, etc.. É comumente aplicado para a avaliação das condições hidrográficas em áreas costeiras, estuários, lagos e planícies de inundação, e ainda para sistemas de previsão e alerta de maré meteorológica e inundações de áreas emersas.

O MIKE 21 HD fornece a base para os cálculos de processos executados em diversos outros módulos, tais como transporte de sedimentos, transporte de calor, transporte de material em suspensão, derramamento de óleo e modelagem ecológica, mas também pode ser usado separadamente.

Os principais efeitos considerados nesse módulo são: áreas de inundação e secagem, dispersão de momento, tensão de cisalhamento do fundo, força de Coriolis,

tensão de cisalhamento do vento, gradientes de pressão, cobertura de gelo, potencial da maré, precipitação/evaporação, tensões radiais de onda e fontes/sumidouros.

O sistema de modelagem é baseado na solução numérica das equações de Navier-Stokes (duas/três dimensões) para fluidos incompressíveis, sujeitos às aproximações de Boussinesq e hidrostática. Assim, o modelo consiste nas equações da continuidade, momento, temperatura, salinidade e densidade, para um regime turbulento fechado. A densidade não depende da pressão, mas apenas da temperatura e da salinidade. Informações mais detalhadas sobre as equações resolvidas pelo modelo numérico podem ser obtidas em DHI (2010a).

Como técnica de solução para as equações de águas rasas, foi utilizado o algoritmo rápido de baixa ordem, para a integração no tempo e discretização do espaço. Foi empregado como número de Courant crítico o valor de 0,8. O passo de tempo utilizado foi de 30 segundos.

A resistência do fundo foi incluída ao modelo através do coeficiente de rugosidade de Manning. Também foi considerada a dispersão horizontal através do coeficiente de viscosidade horizontal (*eddy viscosity*) definido pela formulação de Smagorinsky. Ambos os coeficientes foram considerados constantes ao longo do domínio e seus valores foram definidos a partir do processo de calibração do modelo, o qual será descrito posteriormente.

Nessa etapa da modelagem numérica foram utilizados como dados de entrada e condições de contorno: batimetria, variação do nível da água obtida através das medições do ADP-base (constante ao longo da borda externa do modelo e variando no tempo), informações de vento do modelo global CFSR (constante ao longo do domínio e variando no tempo), tensões radiais de ondas obtidas como resultado da modelagem de ondas (variando no tempo e no espaço), vazão fluvial média através do Valo Grande (constante).

O modelo hidrodinâmico passou por um processo de avaliação, composto pelas etapas de calibração e validação, no qual foram feitos ajustes nos coeficientes de rugosidade e viscosidade a fim de encontrar a melhor representação possível para o ambiente estudado. Esse processo será detalhado em seguida.

5.8.4. Módulo de transporte de sedimentos: MIKE 21 *Sand Transport* (MIKE 21 ST)

O módulo de transporte de sedimentos MIKE 21 *Sand Transport* ST FM (MIKE 21 ST) calcula a capacidade de transporte de sedimentos e as taxas iniciais relacionadas às alterações do nível do fundo para os sedimentos não-coesivos (fração areia), devido às correntes ou à combinação de ondas e correntes. Esses cálculos são feitos com base nos resultados obtidos no módulo hidrodinâmico e, possivelmente, nos dados obtidos a partir das simulações feitas no módulo de ondas, juntamente com as informações sobre as características do material sedimentar do fundo.

O MIKE 21 ST pode ser usado em qualquer área onde correntes e/ou ondas causam a movimentação de sedimentos não-coesivos, de escala regional (10 km) até escala local (no entorno de estruturas costeiras). É comumente utilizado em estudos na gestão costeira, otimização da configuração de portos, obras de proteção da costa, estabilidade de desembocaduras, sedimentação em canais dragados ou entradas de portos, erosão ao longo de tubulações enterradas e morfologia de rios.

É possível incluir o efeito da retroalimentação entre as taxas de alteração do nível do fundo e a batimetria, de tal modo que a evolução morfológica pode ser realizada. Utilizando a combinação entre ondas e correntes no módulo MIKE 21 ST, com o módulo de ondas acoplado, pode-se obter um modelo morfológico completo, no qual a alteração do nível do fundo é considerada nos cálculos das ondas e do fluxo.

No caso de considerar a combinação de ondas e correntes no módulo de transporte de sedimentos, as taxas de transporte de areias são encontradas por interpolação numa tabela criada antes da simulação. A geração das taxas de transporte na tabela é baseada na abordagem quase-3D, isto é, a equação de difusão vertical do sedimento é resolvida em uma grade com período intraonda, fornecendo uma descrição detalhada do transporte de areias para a quebra/não-quebra de ondas e para as correntes. Na geração da tabela são consideradas as condições das ondas locais, o perfil das correntes (componente horizontal da velocidade média) e as propriedades dos grãos. Assim, os seguintes efeitos podem ser incluídos no modelo, de acordo com as necessidades de cada ambiente: o ângulo de propagação das ondas em relação à direção do fluxo, a perda de energia devido à quebra de ondas, a gradação do material sedimentar do fundo, a formulação de

ondulações sobre o fundo (*ripples*), a inclinação do fundo, a corrente no fundo (*undertow*), a assimetria das ondas e o fluxo contínuo (*streaming*).

Informações detalhadas a respeito do módulo de transporte de sedimentos podem ser verificadas em DHI (2010b).

No presente estudo, o módulo de transporte de sedimentos foi utilizado acoplado ao módulo hidrodinâmico e considerando a abordagem do efeito combinado de ondas e correntes nos cálculos, portanto, foram utilizados os resultados da modelagem de ondas como dados de entrada nesta etapa. Além disso, a retroalimentação entre batimetria, hidrodinâmica e transporte de sedimentos também foi considerada, tratando-se então de um modelo morfodinâmico.

Na geração da tabela foram incluídos os efeitos de *ripples* e *streaming*. Foi utilizada porosidade dos grãos de 0,4 e densidade relativa de 2,65, que são valores médios para grãos de quartzo da fração areia, e parâmetro de Shields crítico igual a 0,05. Por exigência do modelo, os dados de diâmetro médio inferiores a 0,06 mm foram considerados como 0,06 e os dados de desvio padrão menores que 1 foram considerados como 1, assim, foram incluídos no processo de modelagem apenas grãos pertencentes a fração areia. Além disso, foram inseridos na configuração uma série de parâmetros referentes às ondas e correntes (como altura, período e direção das ondas, parâmetros de quebra de ondas, velocidade das correntes), de acordo com a configuração e resultados dos outros módulos utilizados.

5.8.5. Avaliação do modelo hidrodinâmico implementado

O processo de avaliação do modelo numérico é essencial para a escolha dos melhores valores de parâmetros a serem utilizados (tais como coeficientes de viscosidade e rugosidade, fricção do vento, etc.) e para ter a certeza de que o modelo reproduz adequadamente o nível da água e os padrões de circulação encontrados na área de interesse, isto é, que os resultados do modelo são concordantes com os dados obtidos através das medições em campo.

A avaliação da qualidade dos resultados modelados é feita qualitativamente, através da comparação entre séries temporais de curto período dos resultados modelados e dos dados medidos, e quantitativamente, por meio do cálculo de parâmetros estatísticos entre esses dados.

Para a comparação quantitativa entre os dados modelados e medidos foram utilizados os seguintes parâmetros estatísticos:

Erro Absoluto Médio Relativo (RMAE)

O RMAE é um erro baseado nos valores absolutos médios dos dados modelados e medidos e foi calculado de acordo com a Equação (5) e classificado segundo a Tabela 5.4, como proposto em Van Rijn et al. (2003):

$$RMAE = \frac{\langle |X_{mod} - X_{obs}| - E \rangle}{\langle |X_{obs}| \rangle} \quad (5)$$

Onde $\langle \dots \rangle$ denota média, $|\dots|$ o valor absoluto, X_{mod} os valores resultantes da modelagem, X_{obs} os valores medidos *in situ* e E o erro do equipamento utilizado nas medições, determinado pelo fabricante.

Nos cálculos do RMAE para as comparações dos dados de elevação da superfície o erro E foi considerado igual a zero, já que a medição de pressão pelos equipamentos não apresenta erro significativo. Já nas comparações entre os dados de velocidade das correntes modelados e medidos, o erro E dos equipamentos utilizados é de 0,005 m/s.

Segundo Van Rijn et al. (2003), a diferença absoluta entre os dados modelados e medidos menos o erro do equipamento não pode ser negativa. Se essa diferença for negativa, dizemos que é igual a zero, significando que os valores modelados estão dentro da faixa de erro das medições e que há, portanto, uma combinação perfeita entre os dados modelados e os medidos.

Tabela 5.4: Qualificação atribuída aos intervalos de RMAE, baseada em Van Rijn et al. (2003).

Classificação	RMAE
Excelente	<0,1
Bom	0,1-0,3
Razoável	0,3-0,5
Pobre	0,5-0,7
Ruim	>0,7

Skill

O parâmetro Skill foi calculado através da Equação (6) e classificado a partir da Tabela 5.5, como definido por Allen, Somerfield e Gilbert (2007):

$$Skill = 1 - \frac{\sum |X_{mod} - X_{obs}|^2}{\sum (|X_{mod} - \langle X_{obs} \rangle| + |X_{obs} - \langle X_{obs} \rangle|)^2} \quad (6)$$

Onde $\langle \dots \rangle$ denota média, $|\dots|$ o valor absoluto, X_{mod} os valores resultantes da modelagem e X_{obs} os valores medidos *in situ*.

O parâmetro Skill varia no intervalo entre zero e um, indicando total discordância ou semelhança, respectivamente, entre os resultados da modelagem e os dados medidos.

Tabela 5.5: Qualificação atribuída aos intervalos do parâmetro Skill, baseada em Allen, Somerfield e Gilbert (2007).

Classificação	Skill
Excelente	>0,65
Muito bom	0,65-0,5
Bom	0,5-0,2
Pobre	<0,2

Por motivos de logística e por de falta de dados amostrados de ondas e sedimentologia, neste trabalho foi avaliado apenas o módulo hidrodinâmico utilizando a malha computacional referente à situação batimétrica mais atual (ano 2004).

No processo de calibração foram ajustados os coeficientes de rugosidade e viscosidade, de maneira a obter resultados mais próximos da realidade quanto possível. Assim, foram realizados testes de sensibilidade do modelo, nos quais o coeficiente de viscosidade era fixado, enquanto diferentes valores de coeficiente de rugosidade eram testados, e vice-versa. Nesta etapa foram feitas simulações de 10 dias para o período de 04 a 14 de Julho de 2014, utilizando os dados do ADP-base.

Foi realizada também a validação do modelo, que é feita utilizando outro conjunto de dados para simular um novo período de tempo, usando as configurações definidas pela calibração. Dessa maneira, é verificada a eficiência da calibração e se o modelo é capaz de representar os processos/fenômenos em diferentes situações. Assim, foi feita uma simulação para o período de 26 de Julho a 01 de Agosto de 2014, na qual foi utilizada como forçante a série temporal de elevação da superfície do mar medida pelo ADP-canal 2. Os dados deste mesmo ADP foram usados nas comparações com os resultados da simulação.

5.8.6. Experimentos numéricos

Com a finalidade de analisar a influência do delta de maré vazante na propagação de ondas em direção às margens da desembocadura lagunar de Cananéia e obter informações de ondas para serem utilizadas nos módulos hidrodinâmico e de transporte de sedimentos, foram configurados dez cenários de simulação para cada uma das duas situações batimétricas, sendo oito deles baseados nos parâmetros de ondas incidentes com frequência de ocorrência maior ou em torno de 5% e os outros dois são cenários hipotéticos de uma situação extrema (cn_ext e cn_ext2), com variação da direção da onda de maior altura significativa observada na série histórica de ondas analisada. As especificações dos parâmetros utilizados em cada cenário podem ser visualizadas nas Tabelas 5.6 e 5.7.

Tabela 5.6: Parâmetros de ondas utilizados na formulação dos cenários baseados na frequência de ocorrência.

Cenário	Direção (°)	Altura (m)	Período (T)	Ocorrência (%)
cn1	183,20	1,76	10,67	11,33
cn2	184,55	2,23	10,87	11,27
cn3	85,15	1,73	7,74	9,33
cn4	86,58	1,29	7,44	7,57
cn5	186,34	2,72	11,29	7,30
cn6	134,54	1,74	9,21	6,28
cn7	182,12	1,30	10,89	5,62
cn8	85,79	2,21	7,99	4,73

Tabela 5.7: Parâmetros de ondas utilizados na formulação dos cenários hipotéticos, elaborados através da variação da direção de uma onda incidente com 6,76 m de altura e período de 13,01 s, representativa de uma condição extrema de onda.

Cenário	Direção (°)	Altura (m)	Período (T)
cn_ext	185	6,76	13,01
cn_ext2	85	6,76	13,01

Para o módulo hidrodinâmico e de transporte de sedimentos, foram feitas dez simulações de 22 dias cada, para cada uma das duas situações batimétricas, sendo cada uma delas referente à uma condição de onda diferente citada nas Tabelas 5.6 e 5.7.

É importante ressaltar que todas as simulações foram realizadas para o mesmo período de tempo, de 04 a 28 de Julho de 2014, abrangendo nesse intervalo condições de maré de sizígia e de quadratura. As forçantes utilizadas também foram as mesmas, a

variação do nível da água obtida através do ADP-base e a vazão fluvial média referente ao mês de Julho estimada para o Valo Grande ($295 \text{ m}^3/\text{s}$), variando apenas as condições de onda incidente.

Também foram feitas duas simulações adicionais, para o mesmo período de tempo, sendo uma delas para uma situação de vazão fluvial normal para o mês de Julho ($295 \text{ m}^3/\text{s}$) e a outra para uma situação de vazão máxima ($1.601 \text{ m}^3/\text{s}$, valor obtido em Geobrás (1966)). Nestas utilizou-se como cenário de onda a propagação de ondas obtida para a série temporal de ondas extraída do WAVEWATCH III referente ao período da coleta de dados em campo. Estes dois cenários, denominados como *cn_ondas_campo* (vazão média) e *cn_ondas_campo2* (vazão máxima), foram simulados apenas para a situação batimétrica mais recente (ano 2004), para o período de 07 a 28 de Julho de 2014, a fim de avaliar a importância relativa das forçantes ambientais (maré, ondas, vazão fluvial) na região da desembocadura de Cananéia.

A partir dos resultados obtidos nas simulações, foram extraídos dados referentes à altura significativa, período de pico e direção das ondas, elevação do nível da água, velocidade das correntes, transporte de sedimentos (total e nas direções x e y) e alteração do nível do fundo em pontos específicos ao longo da costa, em ambas as margens da desembocadura, antes e após o delta de maré vazante e ao longo do canal principal.

Utilizando os parâmetros de onda extraídos do modelo foi calculada a potência de onda para os pontos definidos. De acordo com a teoria linear de onda exposta em Holthuijsen (2007), o fluxo de energia de onda (P), também chamado de potência ou força de onda, é dado pelo produto de sua energia por unidade de área com a velocidade de grupo, podendo ser estimado a partir da Equação (7):

$$P = \frac{\rho g^2 H^2 T}{32\pi} \quad [\text{W/m}] \quad (7)$$

Onde ρ é a densidade da água do mar (1.027 kg/m^3), g é a aceleração da gravidade ($9,8 \text{ m/s}^2$), H é a altura significativa da onda (em metros) e T é o período de pico (em segundos).

Para os oito cenários mais frequentes, os valores de potência de onda foram multiplicados pela frequência de ocorrência das condições de onda do cenário correspondente e os resultados dessa operação foram somados para cada ponto separadamente, sendo que o valor resultante representa a média ponderada da energia de onda que atinge cada ponto analisado. Já para os dois cenários hipotéticos, foi calculada a

média simples da potência de onda em cada ponto. Por fim, foram gerados mapas de distribuição da força de onda e gráficos comparativos da energia de onda em diferentes pontos.

Também foram gerados mapas com a distribuição dos vetores de velocidade das correntes para representar os padrões de circulação encontrados a partir da modelagem hidrodinâmica da região.

Para os dados extraídos da modelagem de transporte de sedimentos, foi calculado, através da somatória vetorial, o vetor resultante do transporte total para cada cenário de onda, assim como a resultante das alterações do nível do fundo. Então, foram gerados mapas com os vetores de transporte total de sedimentos preferencial e com o nível do fundo resultante, indicando onde sofreu erosão (nível negativo) e onde sofreu acreção (nível positivo), para cada condição de onda incidente.

Ainda para os resultados da modelagem do transporte sedimentar foi extraído, da simulação `cn_ondas_campo`, o transporte nas direções x e y, para pontos localizados ao longo do delta, do canal principal e das duas margens da desembocadura. Este transporte foi plotado juntamente com as séries temporais do nível da água e da altura significativa das ondas, utilizadas para forçar o modelo numérico. Assim, é possível avaliar a importância relativa dessas forçantes ambientais nas diferentes regiões da área de interesse.

Capítulo 6 RESULTADOS

6.1. Análise da evolução da linha de costa

Através da sobreposição das linhas de costa de diferentes anos (Figura 6.1), compreendendo um período de aproximadamente 50 anos, foi possível visualizar mudanças significativas na morfologia da desembocadura lagunar de Cananéia e da região adjacente.

É possível identificar algumas tendências quanto aos processos de erosão e acreção para algumas regiões, como é o caso da Ponta da Trincheira, que mostra uma tendência erosiva expressiva, com relatos de erosão desde a década de 50, porém é intercalada com um período de acreção, que se estende de 1962 a 1981, como descrito por Conti et al. (2012). O processo erosivo mais recente, iniciado a partir de 1981 pode estar relacionado ao recuo da Ponta do Perigo, aumentando o embate de ondas na Ponta da Trincheira, assim como sugerido por Tessler et al. (1990).

Outro local que apresentou erosão foi a região entre a Ponta da Trincheira e o Pontal, sendo submetida a processos erosivos na maior parte de sua extensão, desde 1973. Nos locais onde houve um período de acreção, entre 1962 e 1973, tal processo foi bem menos expressivo que a erosão.

A região conhecida como Pontal, ponta leste da porção sul da Ilha Comprida, tem sofrido intenso processo de acreção, com expressivo avanço da linha de costa em direção ao mar, desde 1973, como observado anteriormente por Tessler et al. (1990) e Conti et al. (2012).

Apesar dos resultados serem coerentes com a literatura, alguns aspectos metodológicos devem ser salientados, como, por exemplo, a importância de se considerar as limitações do processo de georreferenciamento, ao qual existe um erro quadrático médio associado, denominado *Root Mean Square* (RMS), que representa o erro de posicionamento dos pontos de controle em relação à equação de ajuste (ARAÚJO; VETTORAZZI; MOLIN, 2004) e depende diretamente da escala gráfica da imagem (TAVARES JÚNIOR et al., 2006).

No caso deste estudo, o erro está relacionado, principalmente, à dificuldade de encontrar pontos de controle que tenham posição precisamente determinada, por ser uma região pouco habitada e com poucas construções, as quais seriam os melhores pontos, por

serem temporalmente fixas. Entretanto, como mostrado na Tabela 5.1, os erros apresentados no georreferenciamento (RMS) das fotografias aéreas e imagem de satélite ficaram abaixo do valor máximo permitido (E_g), calculado segundo Tavares Júnior et al. (2006), assim como os erros relacionados ao georreferenciamento das cartas náuticas (Tabela 5.2).

Outro fator que deve ser levado em consideração são alguns tipos de distorções comuns no método de demarcação de linhas de costa pretéritas utilizando imagens aéreas. Dentre estas, podemos citar a distorção radial causada pela lente do equipamento, relevo local, inclinação da aeronave e a variação na escala da imagem por mudança na altitude do voo (MOORE, 2000 apud ARAUJO et al., 2009).

Apesar dessas limitações, a metodologia empregada é bastante adequada para o caso deste trabalho, pois o objetivo de sua aplicação é a análise da evolução da linha de costa em termos qualitativos, não exigindo máxima precisão do posicionamento das linhas de costa.

Figura 6.1: Representação da evolução da linha de costa das margens da desembocadura lagunar de Cananéia, para o período de 1962 a 2009, evidenciando a localização da Ponta da Trincheira (1), Pontal/Pontal de Fora (2) e Ponta do Perigo (3).

6.2. Batimetria

Para facilitar a descrição das imagens geradas, optou-se por fazer referência ao ano de publicação da carta, pois em algumas das cartas existem dados de levantamentos realizados em anos diferentes, distribuídos segundo áreas específicas. Essas áreas podem ser observadas nos diagramas de levantamento que constam nas cartas náuticas.

6.2.1. Modelos digitais de terreno

Com a visualização dos modelos digitais de terreno (Figura 6.2) é possível notar a presença do delta de maré vazante, descrito anteriormente por outros autores, como Bonetti Filho e Furtado (1996) e Gagliardi (2013), pela existência de uma área em formato de “meia lua”, na qual as profundidades são menores do que no entorno, localizada logo à frente da desembocadura.

Figura 6.2: Modelos digitais de terreno da região da desembocadura lagunar de Cananéia gerados a partir de dados da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia, (a) 1ª edição, publicada em 1939, (b) 2ª edição, publicada em 1971, (c) 3ª edição, publicada em 1985 e (d) 4ª edição, publicada em 2004.

6.2.2. Mapas batimétricos

A partir dos mapas batimétricos (Figura 6.3) nota-se que a margem norte é caracterizada por um relevo mais íngreme e com maiores profundidades em relação à margem sul. Isso se deve à presença do canal principal da desembocadura, um canal constantemente escavado pela maré, localizado na parte norte da desembocadura lagunar. Esta feição é identificada por vários autores que realizaram estudos na região, dentre os quais podemos citar Paolo e Mahiques (2008) e Conti et al. (2012).

Outro aspecto interessante a ser observado nos mapas batimétricos é que, ao longo das décadas analisadas, as profundidades máximas do canal principal mantiveram valores próximos a 20 m, mesmo as regiões adjacentes apresentando baixas profundidades (inferiores a 8 m). Este aspecto foi verificado por outros autores, como Geobrás (1966), Suguio e Tessler (1983) e Tessler et al. (1990). A manutenção das profundidades do canal foi explicada por alguns autores pela origem desta feição. Segundo Geobrás (1966), o canal está relacionado a um processo de abatimento estrutural. Posteriormente, Suguio e Tessler (1983) propuseram uma origem relacionada a um paleovale submerso durante evento transgressivo holocênico. No entanto, Tessler et al. (1990) sugerem que, independente da origem da feição, esta característica do canal seria um indicativo de que durante as últimas décadas não tenha havido transferência expressiva de sedimentos junto ao fundo, entre as regiões marinha e lagunar.

Através destes mapas batimétricos foi possível delimitar a região abrangida pelo delta de maré vazante, para tanto utilizou-se como referência a cota batimétrica máxima de 5 m. Deste modo, tornou-se evidente a assimetria morfológica do delta, sendo que a maior parte desta feição sedimentar encontra-se mais ao sul. Isso deve-se, provavelmente, ao fato de existir uma ação diferenciada das ondas na região, pela presença da Ilha do Bom Abrigo ao sul, e o efeito de molhe hidráulico ocasionado pela ação dos fluxos da desembocadura sobre as correntes de deriva litorânea.

Figura 6.3: Mapas batimétricos da região da desembocadura lagunar de Cananéia gerados a partir de dados da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia, (a) 1ª edição, publicada em 1939, (b) 2ª edição, publicada em 1971, (c) 3ª edição, publicada em 1985 e (d) 4ª edição, publicada em 2004; apresentando a delimitação do delta de maré vazante.

6.2.3. Perfis batimétricos paralelos à linha de costa

Com o objetivo de analisar e comparar a variação morfológica da região costeira, foram extraídos, dos mapas batimétricos apresentados no item 6.2.2., dois perfis paralelos à costa, os quais foram traçados a partir da batimetria mais recente (4ª edição da carta náutica). A posição dos perfis pode ser observada na Figura 6.4, através das linhas vermelhas representadas nos mapas.

Figura 6.4: Mapas batimétricos da região da desembocadura lagunar de Cananéia gerados a partir de dados da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia, (a) 1ª edição, publicada em 1939, (b) 2ª edição, publicada em 1971, (c) 3ª edição, publicada em 1985 e (d) 4ª edição, publicada em 2004; apresentando a delimitação do delta de maré vazante e o posicionamento dos perfis batimétricos paralelos à linha de costa.

As posições das margens norte e sul nos diferentes anos foram definidas a partir dos perfis paralelos à costa, considerando como base a cota batimétrica máxima de 5 m. Assim, para facilitar a análise das alterações de posicionamento das margens do canal durante o período analisado, foram gerados gráficos da posição das margens (representadas pelas cotas de 5 m) ao longo dos perfis.

Aqui optou-se por apresentar o gráfico referente às alterações da posição do canal ao longo do perfil 1 (Figura 6.5), pois os resultados foram muito semelhantes para os dois perfis, com a diferença de que as alterações ao longo do perfil 2 se mostraram mais intensas e transitórias, o que pode ser explicado pela maior atuação de ondas nesta

porção mais externa do canal, o que faz com que os processos sedimentares sejam mais dinâmicos.

Ambos os perfis mostraram que o canal apresentou migração em sentido nordeste ao longo do tempo, o que deve estar relacionado com a ação de correntes de deriva litorânea direcionadas para esse sentido. Pode-se perceber também, que houve um estreitamento do canal, em sua porção mais interna, ao longo do perfil 1. Na Figura 6.5 é possível observar tanto a migração do canal para nordeste quanto o estreitamento do mesmo.

Tal observação corrobora o sentido preferencial para nordeste das correntes de deriva litorânea da região, apontado por autores como Barcelos (1975), Tessler (1988) e Souza (1997). Essas correntes de deriva são relacionadas com a incidência de ondas do quadrante sul, intensificada pela passagem de sistemas frontais, e com a orientação da linha de costa.

Figura 6.5: Migração do canal ao longo do período analisado para o perfil 1 paralelo à linha de costa.

6.2.4. Perfis batimétricos perpendiculares à linha de costa

Também foram extraídos, dos mapas batimétricos, apresentados no item 6.2.2., quatro perfis perpendiculares à costa, os quais foram traçados a partir da batimetria mais recente (4ª edição da carta náutica). A posição dos perfis pode ser visualizada na Figura 6.6, através das linhas vermelhas representadas nos mapas.

Figura 6.6: Mapas batimétricos da região da desembocadura lagunar de Cananéia gerados a partir de dados da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia, (a) 1ª edição, publicada em 1939, (b) 2ª edição, publicada em 1971, (c) 3ª edição, publicada em 1985 e (d) 4ª edição, publicada em 2004; apresentando a delimitação do delta de maré vazante e o posicionamento dos perfis batimétricos perpendiculares à linha de costa.

Através da comparação destes perfis, como apresentado nas Figuras 6.7, 6.8, 6.9 e 6.10, podemos analisar algumas alterações da morfologia do delta ao longo do tempo, que são representativas da complexidade da dinâmica sedimentar da região, da presença de bancos arenosos móveis associados a esta feição e da migração do canal, analisada no item 6.2.3..

Ao comparar os perfis 1 (Figura 6.7), nota-se que na situação apresentada na carta náutica de 1939, a porção mais ao norte do delta encontra-se deslocada para oeste em comparação com as situações encontradas nos outros anos e que a feição do delta é menos pronunciada nesse levantamento. Então, pode-se dizer que esta porção do delta

sofreu um deslocamento em direção oceânica (para leste) ao longo do tempo, acompanhando o avanço do canal para esta mesma direção, que é bastante visível quando comparamos os mapas batimétricos. Isso pode estar relacionado a um possível aumento dos fluxos na desembocadura, gerando correntes transversais à costa mais competentes, que deslocam o canal na direção oceânica.

Figura 6.7: Gráfico comparativo dos perfis 1, perpendicularmente à linha de costa, extraídos dos mapas batimétricos referentes às quatro versões da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia.

A partir da comparação dos perfis 2 (Figura 6.8), que são mais irregulares pois interceptam parte do canal, é possível perceber que ao longo do período observado há um avanço, tanto da porção central do delta quanto do canal, na direção oceânica.

Figura 6.8: Gráfico comparativo dos perfis 2, perpendicularmente à linha de costa, extraídos dos mapas batimétricos referentes às quatro versões da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia.

Comparando os perfis 3 (Figura 6.9), observa-se que os perfis batimétricos seguem praticamente o mesmo padrão ao longo do tempo nessa posição, com exceção do perfil extraído do mapa batimétrico da primeira versão da carta náutica, publicada em 1939, que apresenta profundidades maiores que 5 m no intervalo de aproximadamente 250 a 1.250 m de distância ao longo do perfil, indicando que nesse período um ramo do canal era desviado para a direção sul, retrabalhando essa porção do delta, como pode ser observado no mapa batimétrico representado pela Figura 6.6(a).

Figura 6.9: Gráfico comparativo dos perfis 3, perpendiculars à linha de costa, extraídos dos mapas batimétricos referentes às quatro versões da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia.

Pela comparação dos perfis 4 (Figura 6.10), podemos observar que para essa porção do delta há uma tendência de aumento da profundidade na direção oceânica (para leste), que ocorre em todos os perfis, com exceção novamente do perfil correspondente a carta náutica de 1939, que apresenta uma diminuição de profundidade ao longo do perfil, devido a presença de um acúmulo de sedimento (banco arenoso) localizado à frente do canal, que nesse caso tem uma porção desviada para sul, como pode ser visualizado na Figura 6.6(a).

Figura 6.10: Gráfico comparativo dos perfis 4, perpendiculars à linha de costa, extraídos dos mapas batimétricos referentes às quatro versões da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia.

6.2.5. Cálculo do volume total do delta

As áreas delimitadas pelo polígono na cor magenta nos mapas batimétricos apresentados nos itens anteriores, representam as áreas ocupadas pelo delta de maré vazante, incluindo um trecho do canal, que intercepta o delta. Estas áreas, referentes ao canal, foram desconsideradas no cálculo do volume do delta, pois utilizou-se como superfície delimitadora a isóbata de 5 m, calculando-se assim o volume existente entre a superfície batimétrica e a superfície de nível de 5 m de profundidade. Os valores de volume total do delta, obtidos pela regra trapezoidal, são representados no gráfico de colunas (Figura 6.11), através do qual podemos observar as alterações volumétricas do delta ao longo do período analisado.

Figura 6.11: Gráfico de colunas representando o volume total do delta de maré vazante, calculado pela regra trapezoidal, para o delta delimitado nas quatro versões da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia.

Na Figura 6.11 é possível verificar que houve um aumento de volume do delta, de 1935 até 1985, e, posteriormente, iniciou-se uma diminuição de volume entre 1985 e 2004. Tais alterações de volume do delta podem estar relacionadas com a ação das ondas e também com o aporte sedimentar, oriundo da vazão fluvial e do transporte de sedimentos ao longo da costa.

6.2.6. Mapas batimétricos da diferença entre modelos digitais de terreno

A partir da Figura 6.12 é possível identificar as regiões onde houve acréscimos de profundidade e, portanto, erosão, e os locais onde as profundidades diminuíram, os quais sofreram o predomínio do processo de deposição.

Figura 6.12: Mapas batimétricos da região da desembocadura lagunar de Cananéia resultantes da diferença entre os modelos digitais de terreno representativos da carta náutica n° 1703 – Porto de Cananéia, (a) 2ª e 1ª edição, (b) 3ª e 2ª edição, (c) 4ª e 3ª edição e (d) 4ª e 1ª edição.

Nota-se que no período entre os anos de 1939 e 1971 predominou o processo de deposição (Figura 6.12(a)). Já no período entre os anos de 1971 e 1985 e também entre os anos de 1985 e 2004 o processo erosivo foi predominante, como pode ser observado nas Figuras 6.12(b) e (c). Podemos observar também, que todos os casos apontam um processo erosivo na margem norte da desembocadura, onde foi verificada uma tendência erosiva da linha de costa e onde o relevo é mais íngreme e as profundidades são maiores. Tal tendência, assim como a dominância de processos deposicionais na região adjacente a desembocadura, fica evidente na Figura 6.12(d), a qual expressa a condição residual resultante dos processos sedimentares predominantes durante a totalidade do período analisado.

Podemos observar que ocorre um alargamento da abertura da desembocadura, o que pode ter contribuído para o aumento dos processos deposicionais no canal,

responsáveis por reduzir as profundidades do mesmo, como pode ser visto, por exemplo, na Figura 6.12(d). Isso se deve a redução da velocidade do fluxo causada pelo aumento da seção.

Pode-se notar, através da Figura 6.12(d), que o delta de maré vazante acompanha o deslocamento do canal principal, e que ambos apresentaram migração para nordeste durante o período de tempo analisado, assim como exposto nos itens 6.2.3. e 6.2.4..

Observa-se ainda na Figura 6.12(d) que, de maneira geral, houve o predomínio de erosão na parte sul do delta e deposição nas partes norte e central, o que pode estar relacionado a um maior aporte sedimentar nestas porções, devido à migração do canal para nordeste.

6.3. Observações *in situ*: Elevação da superfície do mar e velocidade das correntes

Aqui serão apresentados os dados de variação do nível da água e de velocidade das correntes medidos por cada um dos ADPs fundeados (ADP-base, ADP-canal 1 e ADP-canal 2), a fim de caracterizar a hidrodinâmica da porção sul do estuário e da desembocadura de Cananéia durante o período dos experimentos de campo.

ADP-base

A Figura 6.13 apresenta a variação de nível da água obtida pelo ADP-base através da medição de pressão pelo equipamento. Esta variação é decorrente de efeitos astronômicos e meteorológicos. O sinal da maré astronômica é bastante evidente sendo possível identificar as condições de sizígia e de quadratura, com maiores e menores amplitudes de variação do nível entre preamar e baixa-mar, respectivamente. É possível notar que há um período, por volta do dia 19 de Julho, no qual as variações do nível são mais irregulares em relação as alterações ocasionadas pela maré astronômica, isto é, ocorrem oscilações com frequência maior que a da maré, e há uma tendência de aumento do nível, podendo indicar o fenômeno de maré meteorológica, que é caracterizado pelo empilhamento de água na costa em função da ação de ventos oriundos possivelmente da passagem de uma frente fria.

Figura 6.13: Série temporal da elevação do nível da água obtida através das medições de pressão pelo ADP-base.

A Figura 6.14 apresenta a variação dos vetores de velocidade das correntes ao longo do período analisado, em cada camada de profundidade (superfície, meio e fundo). Para isso, as células de medição do ADP foram divididas em três categorias segundo a profundidade. Portanto, os dados apresentados são valores médios para cada conjunto de células.

Através da Figura 6.14 é possível observar que nas três camadas as correntes de vazante (valores negativos) atingem maiores valores que as correntes de enchente (valores positivos). Nas camadas de superfície e meio as correntes de vazante atingem cerca de 0,8 m/s, já as correntes de enchente alcançam valores em torno de 0,4 m/s. Na camada de fundo as correntes de vazante são um pouco menores em relação as outras camadas, atingindo valores de aproximadamente 0,6 m/s, já as correntes de enchente chegam a atingir 0,5 m/s nessa camada. O fato das correntes de vazante possuírem menores intensidades no fundo pode ser relacionado ao atrito do fundo e à distância da atuação do vento e vazão fluvial, fatores que atuam com maior intensidade na superfície.

De maneira geral, podemos dizer que a coluna de água é bastante homogênea em termos de velocidade das correntes, pois os vetores de velocidade seguem um mesmo padrão de distribuição ao longo do tempo nas três camadas verticais, mostrando acentuada influência da ação da maré, e as intensidades das correntes também são bastante semelhantes. Tais verificações corroboram a opção de utilizar um modelo hidrodinâmico bidimensional.

Figura 6.14: Séries temporais dos vetores de velocidade das correntes medidas pelo ADP-base nas camadas de superfície, meio e fundo.

A Figura 6.15 também apresenta a variação dos vetores de velocidade das correntes ao longo do tempo de realização das medições, porém diferente da Figura 6.14, aqui é mostrada a condição média para a coluna de água (média vertical). Nota-se que a principal forçante responsável pela geração das correntes é a maré astronômica, sendo possível diferenciar as condições de enchente e vazante, como também os períodos de sizígia e quadratura. As correntes de vazante alcançam velocidades em torno de 0,8 m/s, enquanto as correntes de enchente atingem no máximo 0,4 m/s.

Figura 6.15: Série temporal dos vetores de velocidade das correntes medidas pelo ADP-base.

O sinal da maré nos dados de velocidade das correntes pode ser observado também na Figura 6.16, que mostra a variação temporal da magnitude das correntes em cada célula de medição, assim como as alterações da profundidade local. As correntes de enchente e vazante são representadas pelas cores azul e vermelho, respectivamente. A cor branca indica os momentos de inversão da direção da velocidade, nos quais as velocidades são nulas, conhecidos como estofa. Nota-se, através da coloração mais intensa, correntes mais fortes durante os períodos de maior amplitude de variação do nível da água (sizígia) e que as correntes de vazante são mais intensas que as de enchente. Praticamente não há diferenciação das correntes ao longo da coluna de água.

Figura 6.16: Série temporal da variação vertical da magnitude da velocidade das correntes medidas pelo ADP-base e alterações da profundidade local.

A partir das séries temporais das médias verticais das componentes zonal (u), meridional (v) e vertical (w) da velocidade das correntes (Figura 6.17) é possível perceber as diferenças de intensidade entre as componentes. A componente v, longitudinal ao canal do Mar de Cananéia, apresenta as maiores velocidades, atingindo aproximadamente 0,3 m/s na direção norte (enchente) e 0,7 m/s na direção sul (vazante). Em relação aos movimentos transversais ao canal, predominam as velocidades em direção a leste, portanto no sentido da Ilha Comprida. Os movimentos verticais são bastante reduzidos em comparação aos horizontais.

Figura 6.17: Séries temporais das componentes u, v e w da velocidade das correntes medidas pelo ADP-base.

A Figura 6.18 mostra a distribuição das frequências de ocorrência das correntes de vazante e de enchente para cada intervalo de intensidade. Durante o período das medições realizadas pelo ADP-base mais que 70% das velocidades medidas compreendiam correntes de vazante, as quais também foram as mais intensas, sendo aproximadamente 20% delas com intensidade superior a 0,5 m/s, chegando a atingir velocidades maiores que 0,95 m/s. As correntes de enchente mais frequentes apresentaram intensidade inferior a 0,5 m/s.

Figura 6.18: Distribuição das frequências de ocorrência das correntes de vazante e enchente medidas pelo ADP-base.

ADP-canal 1

As medições realizadas pelo ADP-canal 1 ocorreram em condição de maré de sizígia, caracterizada por maiores amplitudes de maré, que neste período atingiu cerca de 1,4 m (Figura 6.19). A partir da variação do nível da água registrada pelo ADP, apresentada na Figura 6.19, é possível perceber com clareza o caráter semidiurno da maré nessa região, com duas preamares e duas baixa-mares por dia, sendo possível verificar também a ocorrência de desigualdades diurnas, pela diferença de nível entre duas preamares ou baixa-mares consecutivas.

Figura 6.19: Série temporal da elevação do nível da água obtida através das medições de pressão pelo ADP-canal 1.

Através da distribuição dos vetores de velocidade das correntes ao longo do tempo em cada intervalo de profundidade (Figura 6.20) nota-se que na região da desembocadura a coluna de água também apresenta homogeneidade em termos das características das correntes. A camada de superfície apresentou velocidades ligeiramente superiores às encontradas no meio e fundo, e velocidades de vazante (positivas) maiores que as de enchente (negativas). Já nas camadas de meio e fundo as correntes de enchente alcançaram velocidades superiores as correntes de vazante.

Figura 6.20: Séries temporais dos vetores de velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 1 nas camadas de superfície, meio e fundo.

Na Figura 6.21 pode ser observado o predomínio do sinal da maré astronômica semidiurna nos vetores de velocidade médios para a coluna de água. Diferente das medições do ADP-base, aqui a diferença de intensidade entre as correntes de enchente (negativas) e de vazante (positivas) foi menos acentuada e em alguns momentos as velocidades de enchente atingiram valores superiores as de vazante.

Figura 6.21: Série temporal dos vetores de velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 1.

O sinal da maré nos dados de velocidade pode ser facilmente percebido na Figura 6.22, que mostra correntes no sentido de enchente (cor azul) em condição de aumento do nível da água e correntes no sentido de vazante (cor vermelha) em situação de diminuição do nível. É possível identificar que as correntes de enchente apresentam-se um pouco mais intensas. Além disso, nas células mais próximas à superfície, as correntes de vazante apresentam-se intensificadas em relação ao meio e fundo da coluna de água.

Figura 6.22: Série temporal da variação vertical da magnitude da velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 1 e alterações da profundidade local.

A Figura 6.23 apresenta o comportamento das médias verticais das componentes da velocidade. A componente u , longitudinal a desembocadura, apresentou velocidades superiores as outras componentes, atingindo valores máximos em torno de 1 m/s em condição de enchente e de 0,6 m/s na vazante. Os movimentos verticais também foram menores que os horizontais nessa região, com o predomínio de velocidades em direção ao fundo.

Figura 6.23: Séries temporais das componentes u, v e w da velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 1.

Correntes de vazante ocorreram com maior frequência que as correntes de enchente (Figura 6.24), sendo mais de 10% delas com intensidade superior a 0,5 m/s. As correntes de enchente apresentaram maiores intensidades em relação as vazantes, com mais de 15% delas com velocidades superiores a 0,5 m/s, atingindo valores maiores que 0,725 m/s.

Figura 6.24: Distribuição das frequências de ocorrência das correntes de vazante e enchente medidas pelo ADP-canal 1.

ADP-canal 2

A coleta de dados pelo ADP-canal 2 por sua vez aconteceu em um período de maré de quadratura, com menores amplitudes de maré. A Figura 6.25 mostra a variação do nível da água obtido através do ADP, onde verifica-se menores diferenças de nível entre preamar e baixa-mar que as registradas no mesmo local em condição de sizígia.

Figura 6.25: Série temporal da elevação do nível da água obtida através das medições de pressão pelo ADP-canal 2.

A variação dos vetores de velocidade ao longo da coluna de água (Figura 6.26) mostra resultados semelhantes aos encontrados na análise dos dados dos outros ADPs. As velocidades nas camadas de superfície são relativamente maiores, entretanto são encontradas condições de correntes muito semelhantes na superfície, meio e fundo.

Figura 6.26: Séries temporais dos vetores de velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 2 nas camadas de superfície, meio e fundo.

Os vetores das médias verticais das velocidades (Figura 6.27) se assemelham bastante aos encontrados nas medições feitas pelo ADP-canal 1, com velocidades de enchente e vazante apresentando intensidades muito próximas, porém nesse período as velocidades medidas foram inferiores, em resposta às menores amplitudes de maré em condição de quadratura. Neste período as velocidades máximas de enchente e vazante foram em torno de 0,2 m/s.

Figura 6.27: Série temporal dos vetores de velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 2.

Em relação a variação da magnitude das velocidades ao longo da coluna de água e do tempo (Figura 6.28), o período analisado foi caracterizado por correntes de vazante (cor vermelha) e enchente (cor azul) com intensidades bastante semelhantes, e praticamente não houve alterações de intensidade com a profundidade.

Figura 6.28: Série temporal da variação vertical da magnitude da velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 2 e alterações da profundidade local.

As médias verticais das componentes da velocidade são apresentadas na Figura 6.29. A componente zonal da velocidade, longitudinal ao canal da desembocadura, apresentou velocidades máximas de enchente e vazante de aproximadamente 0,6 m/s. Os movimentos verticais também foram menores que os horizontais e predominantemente em direção ao fundo, como analisado nos dados de velocidade medidos pelo ADP-canal 1.

Figura 6.29: Séries temporais das componentes u, v e w da velocidade das correntes medidas pelo ADP-canal 2.

Diferentemente dos outros dados de velocidades analisados, neste período as correntes de enchente foram as mais frequentes, representando quase 60% do total (Figura 6.30), sendo aproximadamente 30% delas superiores a 0,5 m/s. As correntes de vazante foram correspondentes a 40% do total e mais de 15% destas apresentaram intensidades superiores a 0,725 m/s.

Figura 6.30: Distribuição das frequências de ocorrência das correntes de vazante e enchente medidas pelo ADP-canal 2.

Sumariando

A hidrodinâmica da região é predominantemente influenciada pela maré, a qual possui caráter semidiurno e presença de desigualdade diurna. Os dados de velocidade das correntes apresentam forte sinal da maré astronômica, com a inversão da direção das correntes acompanhando as variações do nível da água e com aumento da intensidade das correntes durante os períodos de maior amplitude de maré (sizígia). Esse tipo de circulação é característico de regiões estuarinas.

As correntes apresentam padrão de distribuição e intensidades semelhantes nos vários níveis de profundidade, podendo ser representadas pela média vertical para a coluna de água. De maneira geral, há uma pequena intensificação das correntes nas camadas mais superficiais, possivelmente em função da ação do vento e da vazão fluvial, além do menor atrito com o fundo. Tal característica viabiliza o emprego de um modelo hidrodinâmico bidimensional.

Na desembocadura as velocidades atingem intensidades superiores às encontradas no Mar de Cananéia, porém em ambas as regiões houve um predomínio das correntes de vazante, as quais também apresentaram maiores velocidades.

6.4. Ondas

6.4.1. Clima de ondas (1979 a 2012)

Com base nas informações extraídas do modelo global de geração de ondas WAVEWATCH III (NOAA/CPTEC), a Figura 6.31 apresenta os histogramas direcionais, que associam os dados de direção (em graus) com altura significativa (em metros) e com período de pico (em segundos).

Figura 6.31: Histogramas direcionais das alturas significativas (em metros) e dos períodos de pico (em segundos), representativos das ondas do período de 1979 a 2012.

As Tabelas 6.1 e 6.2 apresentam as frequências de ocorrência de ondas de diferentes direções, para cada intervalo de altura significativa e de período.

Tabela 6.1: Frequência de ocorrência de ondas com diferentes direções e alturas significativas, referentes ao período de 1979 a 2012. Em destaque, as maiores ocorrências, utilizadas na elaboração dos cenários de ondas.

HDir.	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	TOTAL (%)
0-0.5m	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
0.5-1.0m	0,00	0,21	0,54	0,36	0,38	0,00	0,00	0,00	1,51
1.0-1.5m	0,03	2,11	7,57	3,91	5,62	0,11	0,02	0,03	19,39
1.5m-2.0m	0,02	3,92	9,33	6,28	11,33	0,34	0,04	0,02	31,28
2.0-2.5m	0,00	2,64	4,73	4,11	11,27	0,63	0,06	0,01	23,45
2.5-3.0m	0,00	1,14	1,97	2,00	7,30	0,64	0,03	0,01	13,08
3.0-3.5m	0,00	0,38	0,68	0,82	3,85	0,53	0,02	0,00	6,27
3.5-4.0m	0,00	0,07	0,24	0,32	1,84	0,35	0,02	0,00	2,84
4.0-4.5m	0,00	0,03	0,07	0,16	0,86	0,27	0,00	0,00	1,39
4.5-5.0m	0,00	0,00	0,02	0,05	0,30	0,16	0,00	0,00	0,53
5.0-5.5m	0,00	0,00	0,00	0,02	0,10	0,05	0,00	0,00	0,18
5.5-6.0m	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,06
TOTAL (%)	0,06	10,50	25,16	18,05	42,88	3,10	0,19	0,07	100,00

Tabela 6.2: Frequência de ocorrência de ondas com diferentes direções e períodos, referentes ao período de 1979 a 2012, destacando as maiores ocorrências.

TDir.	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	TOTAL (%)
0-2s	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2-4s	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03
4-6s	0,05	1,23	0,89	0,19	0,30	0,19	0,09	0,06	3,01
6-8s	0,00	8,32	14,63	3,65	2,56	0,75	0,09	0,01	30,01
8-10s	0,00	0,94	9,07	8,75	9,90	1,22	0,00	0,00	29,88
10-12s	0,00	0,01	0,56	3,93	17,01	0,79	0,00	0,00	22,30
12-14s	0,00	0,00	0,02	1,25	9,67	0,13	0,00	0,00	11,07
14-16s	0,00	0,00	0,00	0,28	2,75	0,02	0,00	0,00	3,05
16-18s	0,00	0,00	0,00	0,02	0,62	0,00	0,00	0,00	0,64
TOTAL (%)	0,06	10,50	25,18	18,07	42,83	3,10	0,19	0,07	100,00

Através da observação dos histogramas direcionais (Figura 6.31) e das tabelas de frequência de ocorrência (Tabelas 6.1 e 6.2), podemos notar que, de acordo com a análise de resultados de modelagem de ondas para o período de 1979 a 2012, o clima de ondas da região da desembocadura lagunar de Cananéia é caracterizado por ondas vindas, predominantemente, de sul (42,88%), leste (25,16%) e sudeste (18,05%), sendo as ondas do quadrante sul as que atingem maiores amplitudes e períodos. Nota-se também, que as alturas significativas mais frequentes encontram-se no intervalo de 1,5 a 2,5 metros (54,73%) e os períodos de pico mais frequentes estão entre 6 e 10 segundos (59,89%).

6.4.2. Ondas no período das coletas de dados *in situ*

Também foram gerados histogramas direcionais e tabelas de frequência para a representação das informações de ondas obtidas através do modelo WAVEWATCH III (NOAA/CPTEC) para o período que compreende as medições *in situ* de nível da água e velocidade das correntes.

A partir dos histogramas direcionais (Figura 6.32) e das tabelas de frequência de ocorrência das ondas (Tabelas 6.3 e 6.4) é possível observar que o período de 01 de Julho a 02 de Agosto de 2014 foi caracterizado por ondas vindas, predominantemente, de leste (34,47%), és-sudeste (23,11%), sul (15,53%) e su-sudeste (14,39%). Quanto às alturas significativas, predominam ondas de 1,5 a 2,5 metros (67,42%), e os períodos mais frequentes estão no intervalo de 8 a 10 segundos (60,22%). As ondas mais altas possuem altura significativa em torno de 3 metros e são pouco frequentes (3,03%).

Figura 6.32: Histogramas direcionais das alturas significativas (em metros) e dos períodos de pico (em segundos), representativos das ondas do período de 01 de Julho a 02 de Agosto de 2014.

Tabela 6.3: Frequência de ocorrência de ondas com diferentes direções e alturas significativas, referentes ao período de 01 de Julho a 02 de Agosto de 2014.

H\Dir	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	TOTAL(%)
0-0.5 m	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0.5-1.0 m	0,00	2,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,65
1.0-1.5 m	0,00	11,36	2,65	3,41	0,38	0,00	0,00	0,00	17,80
1.5-2.0 m	0,38	17,80	7,95	1,14	5,30	1,52	0,00	0,00	34,09
2.0-2.5 m	0,00	2,65	9,85	5,30	8,71	6,06	0,38	0,38	33,33
2.5-3.0 m	0,00	0,00	2,65	0,00	0,00	6,06	0,38	0,00	9,09
3.0-3.5 m	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,89	1,14	0,00	3,03
TOTAL(%)	0,38	34,47	23,11	9,85	14,39	15,53	1,89	0,38	100,0

Tabela 6.4: Frequência de ocorrência de ondas com diferentes direções e períodos, referentes ao período de 01 de Julho a 02 de Agosto de 2014.

T\Dir	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	TOTAL(%)
5-6 s	0,38	1,89	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	2,65
6-7 s	0,00	1,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,76	0,00	1,89
7-8 s	0,00	7,58	5,30	0,38	0,76	0,00	0,38	0,00	14,39
8-9 s	0,00	14,02	10,98	3,79	0,38	0,38	0,76	0,00	30,30
9-10 s	0,00	9,47	5,30	3,79	6,06	5,30	0,00	0,00	29,92
10-11 s	0,00	0,38	1,52	1,89	2,27	6,44	0,00	0,00	12,50
11-12 s	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,76	0,00	0,00	0,76
12-13 s	0,00	0,00	0,00	0,00	2,27	1,14	0,00	0,00	3,41
13-14 s	0,00	0,00	0,00	0,00	1,52	0,38	0,00	0,00	1,89
14-15 s	0,00	0,00	0,00	0,00	1,14	0,76	0,00	0,00	1,89
15-16 s	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00	0,38
TOTAL(%)	0,38	34,47	23,11	9,85	14,39	15,53	1,89	0,38	100,00

Obs.: Foram excluídas das tabelas as colunas referentes às direções que não apresentaram nenhuma ocorrência de onda.

A Figura 6.33 mostra a variação da altura significativa das ondas ao longo do período de tempo analisado. As alturas das ondas se mantêm relativamente mais elevadas desde a segunda semana de Julho até o final deste mês. Nota-se que há uma variação irregular, porém na maior parte do tempo as ondas possuem de 1,5 a 2,5 metros de altura.

Figura 6.33: Série temporal da altura significativa das ondas (em metros) para o período de 01 de Julho a 02 de Agosto de 2014.

6.5. Vento (Julho a Agosto de 2014)

As informações de vento obtidas através do *Climate Forecast System Reanalysis* (NCEP/NOAA), para o período de 01 de Julho a 03 de Agosto de 2014, foram representadas na forma gráfica de série temporal dos vetores de vento (Figura 6.34) e histograma direcional das velocidades dos ventos (Figura 6.35).

A Figura 6.34 mostra a variação dos vetores de vento ao longo do intervalo de tempo analisado, tornando possível observar que na maior parte do tempo o vento vem dos quadrantes SW-S-SE e com velocidades médias de aproximadamente 5 m/s. Em alguns momentos são atingidas velocidades máximas maiores que 10 m/s.

Figura 6.34: Série temporal dos vetores de vento para o período de 01 de Julho a 03 de Agosto de 2014.

De acordo com a rosa dos ventos (Figura 6.35) no período de 01 de Julho a 03 de Agosto de 2014 os ventos predominantes foram os provenientes de sudoeste, su-sudoeste e sul, com velocidades em torno de 6 a 10 m/s. Mostram-se frequentes também os ventos vindos de oés-noroeste, os quais representam mais que 10% das ocorrências. Nota-se que os ventos do quadrante norte são os que atingem maiores velocidades, podendo alcançar valores superiores a 12 m/s.

Figura 6.35: Histograma direcional da velocidade do vento (em metros por segundo), representativo dos ventos do período de 01 de Julho a 03 de Agosto de 2014.

6.6. Vazão fluvial média mensal do canal Valo Grande

Após estimada a vazão fluvial através do Valo Grande utilizado a metodologia proposta por Pisetta (2006, 2010) e uma série temporal histórica de dados hidrológico do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE), compreendendo desde 1963 até 2005, os valores de vazão média para cada mês foram representados na forma de um gráfico de colunas (Figura 6.36).

Através da Figura 6.36 podemos notar que a vazão fluvial média através do canal Valo Grande apresenta valores maiores nos meses de primavera e verão (Outubro a Março) e menores nos meses de outono e inverno (Abril a Setembro), sendo concordante, respectivamente, com o período chuvoso e seco característico da região, como verificado por Silva (1989). As menores vazões ocorrem no mês de Agosto, com valor médio de $240 \text{ m}^3/\text{s}$, já as vazões mais elevadas acontecem durante o mês de Fevereiro, com valor médio de $550 \text{ m}^3/\text{s}$.

Figura 6.36: Vazão fluvial média mensal estimada para o canal Valo Grande.

6.7. Caracterização do material sedimentar do fundo

A partir dos dados sedimentológicos obtidos de trabalhos anteriores realizados na região, foram gerados mapas da distribuição espacial das propriedades diâmetro médio dos grãos (em milímetros) (Figuras 6.37 e 6.38) e desvio padrão ou grau de seleção do sedimento (Figuras 6.39 e 6.40).

As Figuras 6.37 e 6.38 apresentam a variação do tamanho de grão do sedimento de fundo ao longo da região. Seguindo a classificação de Wentworth (1922), o sedimento de fundo da região é composto predominantemente por areia fina na plataforma interna, areia muito fina na zona de arrebentação, areia fina e areia média na região da desembocadura e delta de maré, e silte e areia muito fina na parte interna do estuário.

Figura 6.37: Distribuição espacial do diâmetro médio dos grãos do sedimento de fundo ao longo de toda a região de interesse. Dados retirados de Tessler (1988), Bonetti Filho (1995) e Barcellos (2005).

Figura 6.38: Distribuição espacial do diâmetro médio dos grãos do sedimento de fundo, com maior detalhamento para a região da desembocadura lagunar de Cananéia. Dados retirados de Tessler (1988), Bonetti Filho (1995) e Barcellos (2005).

Quanto a variação do grau de seleção do sedimento de fundo ao longo da região de interesse, podemos verificar através das Figuras 6.39 e 6.40 que a seleção é bastante variável. De maneira geral, de acordo com a classificação proposta por Folk (1980), o sedimento da parte interna do estuário apresenta menor grau de seleção em relação as outras áreas, com sedimento pobremente e muito pobremente selecionado, o que se deve ao fato de ser uma região caracterizada pela presença de várias fontes de sedimentos (como por exemplo, a Ilha Comprida, que fornece sedimentos predominantemente arenosos, e o Valo Grande, que contribui com sedimentos mais finos).

Figura 6.39: Distribuição espacial do grau de seleção do sedimento de fundo ao longo de toda a região de interesse. Dados retirados de Tessler (1988), Bonetti Filho (1995) e Barcellos (2005).

Figura 6.40: Distribuição espacial do grau de seleção do sedimento de fundo, com maior detalhamento para a região da desembocadura lagunar de Cananéia. Dados retirados de Tessler (1988), Bonetti Filho (1995) e Barcellos (2005).

6.8. Modelagem numérica

6.8.1. Calibração e validação do módulo hidrodinâmico

Calibração

Nesta etapa foram ajustados os coeficientes de rugosidade (Manning - $m^{1/3}/s$) e viscosidade (Smagorinsky) por meio de diversos testes de sensibilidade, cujos resultados foram avaliados através de comparações entre séries temporais e valores de RMAE e parâmetro Skill para os dados de elevação do nível da água e velocidade das correntes.

Foram realizadas simulações para várias combinações de valores constantes de coeficientes de rugosidade e viscosidade. Cada parâmetro foi ajustado separadamente, a viscosidade turbulenta foi mantida constante enquanto que a resistência de fundo era ajustada e vice-versa. Também foi feito um experimento com os coeficientes variando ao longo do domínio do modelo, seguindo os valores propostos por Siegle (2003), no qual foram utilizados baixos valores de resistência do fundo nas regiões mais profundas e valores mais altos nas regiões rasas, também foram empregados valores mais baixos de viscosidade turbulenta dentro do estuário e valores maiores nas regiões mais oceânicas.

As Figuras 6.41 e 6.42 apresentam os principais resultados encontrados nos testes de sensibilidade da elevação do nível da água e da velocidade das correntes em resposta às variações dos coeficientes de rugosidade e viscosidade, quantificados em termos de valores de RMAE.

O tempo das simulações de calibração foi de 10 dias, abrangendo o período de 04 a 14 de Julho de 2014. Porém, foram descartados os quatro primeiros dias, referente ao tempo de estabilização do modelo, conhecido também como tempo de aquecimento do modelo. Como dados de entrada e condição de contorno foram utilizados: batimetria, nível da água medido pelo ADP-base, vazão média para o mês de Julho ($295 m^3/s$), série temporal de vento do CFSR e condição de onda modelada pelo MIKE 21 SW.

É possível notar através da Figura 6.41 que em relação ao coeficiente de rugosidade o melhor resultado do modelo para a elevação do nível e velocidade das correntes é alcançado quando a simulação é realizada com coeficiente de $32 m^{1/3}/s$.

Figura 6.41: Sensibilidade do modelo em resposta a variação do coeficiente de rugosidade.

A Figura 6.42 mostra que quanto mais baixo o coeficiente de viscosidade melhor o resultado do modelo. Porém, os coeficientes inferiores a 0,05 geram alterações cada vez menores nos valores de RMAE, isto é, praticamente não afetam os dados modelados.

Figura 6.42: Sensibilidade do modelo em resposta a variação do coeficiente de viscosidade.

Assim, a configuração que gera resultados mais concordantes com os dados medidos de nível da água e de velocidade das correntes é utilizando coeficiente de rugosidade com valor de $32 m^{1/3}/s$ e coeficiente de viscosidade igual a 0,05. Nas Figuras 6.43 e 6.44 são apresentadas as comparações entre as séries temporais dos dados modelados nessa simulação e os dados medidos pelo ADP-base, assim como os valores de RMAE e do parâmetro Skill encontrados.

Nota-se através da Figura 6.43 que o modelo representa adequadamente as variações do nível da água em função da propagação da onda de maré. É possível verificar que tanto a amplitude quanto a fase das oscilações do nível são bem reproduzidas pelo modelo, o que fica evidente também pelo baixo valor de RMAE e alto valor do parâmetro Skill calculados, qualificados como muito bom e excelente, respectivamente.

Figura 6.43: Comparação entre as séries temporais da elevação do nível da água resultantes da modelagem numérica e medida pelo ADP-base.

Na Figura 6.44 podemos verificar que o padrão hidrodinâmico também foi bem reproduzido pelo modelo. Os dados medidos e modelados de velocidade das correntes (magnitude e componentes u e v) apresentam boa concordância, tanto em condição de maré enchente quanto de vazante. Para as séries temporais de magnitude da velocidade foi obtido valor de RMAE classificado como razoável e parâmetro Skill excelente.

Figura 6.44: Comparação entre as séries temporais da magnitude da velocidade e componentes u e v da velocidade das correntes resultantes da modelagem numérica e medida pelo ADP-base.

É importante ressaltar que as oscilações de alta frequência, isto é, frequência maior que a da maré semidiurna foram retiradas dos dados de variação do nível da água para enfatizar o sinal da maré astronômica. Para ambos os dados de nível e de velocidade, foi aplicado um filtro de médias móveis para a melhor visualização e identificação das tendências dos dados. Os dados de magnitude da velocidade das correntes foram referenciados com sinal negativo para as direções indicativas de condição de maré enchente também para facilitar a comparação entre os dados. O mesmo foi feito para os dados comparados na etapa de validação, que será detalhada posteriormente.

Validação

A fim de verificar a confiabilidade do modelo para outras situações, foi realizada uma simulação com configuração similar a utilizada na calibração, com a mesma batimetria, mesmos coeficientes de rugosidade e viscosidade, e mesmas condições de onda, vazão e vento. Porém, aqui foi simulado um outro período de tempo e utilizada a série temporal de nível da água obtida pelo ADP-canal 2.

As Figuras 6.45 e 6.46 apresentam os resultados das comparações qualitativas e quantitativas entre os dados medidos pelo ADP-canal 2 e os resultados gerados por essa simulação.

O modelo, forçado com outro conjunto de dados, mostrou representar adequadamente o novo período de tempo simulado. A Figura 6.45 mostra que os níveis da

água modelados e medidos são bastante similares, apresentado RMAE bom e parâmetro Skill excelente. As séries temporais de magnitude da velocidade das correntes modeladas e medidas também apresentam boa concordância (Figura 6.46), com RMAE e parâmetro Skill classificados como razoável e muito bom, respectivamente.

Figura 6.45: Comparação entre as séries temporais da elevação do nível da água resultantes da modelagem numérica e medida pelo ADP-canal 2.

Figura 6.46: Comparação entre as séries temporais da magnitude da velocidade das correntes resultantes da modelagem numérica e medida pelo ADP-canal 2.

Observação: É importante salientar que o processo de avaliação do modelo hidrodinâmico detalhado neste item do trabalho foi realizado somente para a malha computacional correspondente a situação batimétrica mais recente (ano 2004), devido ao fato de termos dados medidos *in situ* apenas para o ano de 2014, que por serem de um período de tempo bastante distante do ano de 1939, não seria viável a realização de comparações confiáveis entre dados medidos e modelados.

Portanto, optou-se por avaliar a eficiência do modelo para a condição batimétrica de 2004 e utilizar o mesmo ajuste dos coeficientes de rugosidade e viscosidade para as simulações realizadas com a batimetria do ano de 1939, assumindo que as condições de resistência do fundo e viscosidade turbulenta sejam semelhantes.

6.8.2. Módulo de ondas: Distribuição da força de onda nas margens da desembocadura e influência do delta de maré vazante

A partir da representação dos resultados das simulações numéricas, foi possível verificar o processo físico de refração de ondas, quando estas atravessam o delta de maré vazante (Figura 6.47). As alterações batimétricas ocasionadas pelo delta fazem com que as cristas das ondas tendam a ficar paralelas aos contornos de batimetria, devido às mudanças de velocidade de propagação. Além disso, foi identificado o fenômeno de difração de ondas, o qual é caracterizado pelo transporte lateral de energia de onda devido o encontro destas com um obstáculo emerso, que neste caso é a Ilha do Bom Abrigo (Figura 6.47).

Figura 6.47: Identificação dos fenômenos físicos de refração e difração de ondas, para o caso de ondas incidentes de sul no cenário batimétrico de 2004.

A partir dos resultados do modelo, extraídos de pontos localizados ao longo da costa sul da Ilha Comprida e norte da Ilha do Cardoso, foram gerados mapas da distribuição da força de onda nas margens da desembocadura (Figuras 6.48 e 6.49).

Através da análise da distribuição da força de onda ao longo das margens da desembocadura lagunar de Cananéia (Figuras 6.48 e 6.49), podemos verificar que, de maneira geral, a força de onda que atinge a margem norte da desembocadura é maior em relação à força de onda na costa norte da Ilha do Cardoso. Isso se deve à presença da Ilha do Bom Abrigo ao sul, que gera uma zona de sombra, que protege a porção norte da Ilha do Cardoso da energia de ondas vindas de sul e sudeste, além da própria orientação da linha de costa.

Distribuição da força de onda nas margens da desembocadura lagunar de Cananéia - 1939

Figura 6.48: Distribuição da força de onda ao longo das margens da desembocadura lagunar de Cananéia, obtida para o cenário batimétrico da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia, 1ª edição, publicada em 1939.

Distribuição da força de onda nas margens da desembocadura lagunar de Cananéia - 2004

Figura 6.49: Distribuição da força de onda ao longo das margens da desembocadura lagunar de Cananéia, obtida para o cenário batimétrico da carta náutica nº 1703 – Porto de Cananéia, 4ª edição, publicada em 2004.

Os resultados mostram que a força de onda que atinge ambas as margens, sofre uma tendência de diminuição ao longo dos anos, o que deve estar relacionado com o aumento de volume do delta de maré vazante e diminuição das profundidades no entorno da desembocadura com o passar dos anos, constatados nos itens 6.2.5. e 6.2.6. do trabalho.

A partir das Figuras 6.48 e 6.49, podemos verificar também que na costa sul da Ilha Comprida a força de onda diminui em direção à abertura da desembocadura. Com relação à costa norte da Ilha do Cardoso, nota-se que o trecho central (Ponta do Perigo), no interior da desembocadura, apresenta os maiores valores de força de onda. Isso pode ser explicado pela maior exposição deste ponto às ondas do quadrante leste, devido a sua orientação.

Analisando os resultados obtidos para cada cenário individualmente, é possível notar que dentre os cenários mais frequentes, o cenário 8 (E; 2,21 m; 7,99 s), apesar de não ser o mais energético em termos de altura significativa e período, é o que contribui com maior força de onda em ambas as margens da desembocadura e para as duas situações batimétricas analisadas. Quando a frequência de ocorrência é considerada o cenário mais importante em termos de força de onda é o cenário 3 (E; 1,73 m; 7,74 s), mesmo não sendo o mais frequente.

Ao observar a força de onda obtida em condições de propagação de ondas mais energéticas vindas de sul e leste, percebemos que as ondas incidentes de leste, do cenário extremo 2 (E; 6,76 m; 13,01 s), novamente são as que alcançam as margens da desembocadura com maior energia nas duas condições de batimetria estudadas.

Assim, fica evidente que a região da desembocadura lagunar de Cananéia, em ambas as situações batimétricas (1939 e 2004), apresenta-se mais vulnerável a ação de ondas incidentes de quadrante leste, visto que essas ondas chegam na costa com maior energia em relação as ondas com outros ângulos de incidência.

Foram gerados gráficos de coluna (Figuras 6.51 e 6.52) para analisar as alterações na força de onda antes e após sua passagem pelo delta de maré vazante, durante uma condição de onda de leste frequente (E; 1,73 m; 7,74 s) e uma situação energética extrema (E; 6,76 m; 13,01 s). A localização dos pontos utilizados para a extração de resultados do modelo com tal finalidade pode ser visualizada na Figura 6.50.

Figura 6.50: Localização dos pontos utilizados para a extração de resultados do modelo (cenário batimétrico de 2004), para a avaliação da dissipação de energia de onda pelo delta de maré vazante.

Figura 6.51: Variação da força de onda antes e após propagação pelo delta de maré vazante, considerando os valores representativos da simulação do cenário 3.

Figura 6.52: Variação da força de onda antes e após propagação pelo delta de maré vazante, considerando os valores representativos da simulação do cenário de condição extrema (cn_ext_2).

Comparando os resultados apresentados nas Figuras 6.51 e 6.52, verificamos que quando a região é exposta às condições extremas, como a chegada de ondas de aproximadamente 6 m de altura vindas de diferentes direções, a força de onda que atinge as margens da desembocadura aumenta consideravelmente, cerca de uma ordem de grandeza.

É possível notar que há uma grande redução da força de onda após sua passagem pelo delta de maré vazante. Como força ou potência de onda representa o fluxo de energia de onda, podemos dizer que há dissipação de energia de onda devido ao delta. Essa dissipação de energia deve-se principalmente à quebra das ondas sobre o delta e ao aumento da fricção com o fundo, em função da redução da altura da coluna de água acima da feição sedimentar.

Através da Tabela 6.5, podemos observar que mais que 70% da energia de onda pode ser dissipada após sua propagação pelo delta de maré vazante. Maior quantidade de energia também é dissipada em condições mais energéticas. Além disso, é possível identificar um aumento da dissipação de energia ao longo do tempo, o que é coerente com o aumento volumétrico do delta de maré vazante, analisado no item 6.2.5..

Tabela 6.5: Estimativas da quantidade de energia de onda dissipada pelo delta de maré vazante.

	Cenário 3			Condição extrema		
	A	B	C	A	B	C
1939	76,44%	73,60%	77,38%	94,75%	94,21%	94,63%
2004	92,77%	96,10%	97,77%	97,39%	99,13%	99,61%

É importante comentar que, no caso deste estudo, a calibração e validação do modelo de propagação de ondas não se aplicam, pois o trabalho é baseado em comparações relativas às diferenças batimétricas/morfológicas e utilizamos como dados de entrada parâmetros do clima de ondas (valores médios), então não é possível comparar os resultados obtidos com medições realizadas em um período específico. Adicionalmente, não existem medições de ondas na área de interesse.

6.8.3. Módulo hidrodinâmico: Identificação de padrões de circulação

A partir do módulo hidrodinâmico são obtidos como resultado a variação da elevação da superfície e a velocidade das correntes. Neste item do trabalho serão apresentados alguns mapas da distribuição dos vetores de velocidade das correntes representativos dos principais aspectos hidrodinâmicos verificados na região da desembocadura de Cananéia através da modelagem numérica.

O modelo representou adequadamente um padrão hidrodinâmico típico de circulação estuarina, no qual as correntes são principalmente influenciadas pelas condições de maré. A intensidade das correntes é controlada pela amplitude da maré, sendo maior durante os períodos de sizígia e menor na quadratura. As correntes de enchente adentram o estuário através da desembocadura de Cananéia, preferencialmente, por suas margens, enquanto que as correntes de vazante fluem predominantemente pelo canal principal. Além disso, as correntes são intensificadas na desembocadura, devido ao efeito de restrição do fluxo.

As Figuras 6.53 e 6.54 apresentam resultados da simulação `cn_ondas_campo`, a fim de representar as correntes de enchente e vazante em condições de maré de sizígia e quadratura, respectivamente. É possível verificar que, de modo geral, as correntes de vazante possuem velocidades superiores em relação as enchentes. Durante as marés de sizígia as correntes são mais intensas, no canal principal os fluxos de enchente apresentam velocidades em torno de 0,5 a 0,6 m/s (Figura 6.53(a)), enquanto os de vazante possuem aproximadamente 1 m/s (Figura 6.53(b)). Nos períodos de maré de quadratura as

velocidades são reduzidas, com valores em torno de 0,4 m/s na enchente (Figura 6.54(a)) e de 0,5 a 0,6 m/s na vazante (Figura 6.54(b)).

As correntes são mais intensas na margem norte da desembocadura, que é bastante próxima ao canal principal e apresenta topografia mais íngreme e profundidades maiores quando comparada a margem sul. Outro aspecto interessante notado na margem norte é que em condições de maré enchente as maiores velocidades são encontradas na ponta oeste da Ilha Comprida, já durante as vazantes os fluxos mais intensos ocorrem na ponta leste, isso se deve possivelmente aos meandramentos/deflexões das correntes para acompanhar a morfologia da margem da desembocadura.

Figura 6.53: Velocidade das correntes resultantes da simulação cn_ondas_campo, em período de maré de sizígia, representando (a) condição de enchente e (b) de vazante.

Figura 6.54: Velocidade das correntes resultantes da simulação cn_ondas_campo, em período de maré de quadratura, representando (a) condição de enchente e (b) de vazante.

Não foram observadas alterações expressivas na circulação local por ação do vento e condição de onda. A influência do delta de maré vazante foi verificada em ambas as situações batimétricas, porém sem diferenças consideráveis entre elas. Esta feição sedimentar afeta a distribuição dos vetores de velocidade das correntes, que tendem a acompanhar a sua morfologia. Também parece aumentar a velocidade das correntes, devido às alterações de profundidade. As correntes de enchente tendem a ter suas velocidades aumentadas quando fluem sobre o delta em direção à entrada da desembocadura. Em condições de vazante, os fortes fluxos que saem do canal, mantém

altas velocidades sobre o delta, e logo após atravessar os bancos arenosos os valores de velocidade diminuem.

Os efeitos da vazão fluvial sobre a hidrodinâmica local foram avaliados para a situação batimétrica de 2004, através das simulações `cn_ondas_campo` e `cn_ondas_campo2`. Na primeira foi aplicada a vazão média estimada para o mês de Julho ($295 \text{ m}^3/\text{s}$) e na segunda foi utilizada uma vazão fluvial máxima para o Valo Grande ($1.601 \text{ m}^3/\text{s}$). Através da comparação dos resultados dessas simulações foi possível constatar que a descarga fluvial que adentra o estuário pelo canal do Valo Grande é capaz de afetar a hidrodinâmica da desembocadura de Cananéia.

As Figuras 6.55 e 6.56 apresentam as diferenças entre os cenários de vazão normal e de alta vazão em condição de enchente e vazante, respectivamente. Em situação de alta vazão nota-se uma redução das correntes de enchente (Figura 6.55) e intensificação dos fluxos de vazante (Figura 6.56). Entretanto, os efeitos são reduzidos devido à grande distância entre o Valo Grande e a desembocadura. Com o aumento da vazão em cerca de cinco vezes, a diferença observada nas velocidades dos fluxos através do canal principal da desembocadura foi em torno de 0,1 a 0,2 m/s. No período de quadratura, representando como exemplo nas Figuras 6.55 e 6.56, na simulação de alta vazão os fluxos de enchente, no canal, que eram em torno de 0,4 m/s são reduzidos para 0,2 a 0,3 m/s, e as correntes de vazante aumentam em cerca de 0,5 m/s para 0,6 a 0,7 m/s.

Figura 6.55: Velocidade das correntes resultantes das simulações cn_ondas_campo e cn_ondas_campo2, em período de maré de quadratura, representando condição de enchente (a) com vazão fluvial normal e (b) com alta vazão fluvial.

Figura 6.56: Velocidade das correntes resultantes das simulações *cn_ondas_campo* e *cn_ondas_campo2*, em período de maré de quadratura, representando condição de vazante (a) com vazão fluvial normal e (b) com alta vazão fluvial.

De maneira geral, o padrão de circulação foi bastante similar entre as situações batimétricas de 1939 e 2004. No entanto, uma diferença bastante evidente é que, nos cenários de 1939, as correntes apresentam maior intensificação na região da desembocadura. Tal fato pode ser explicado através da morfologia da desembocadura, que encontrava-se mais estreita no ano de 1939 quando comparada com 2004. Essa situação é exemplificada através da Figura 6.57, que apresenta as velocidades das correntes de vazante em condição de maré de sizígia, resultantes da simulação do cenário 1 de onda (S; 1,76 m; 10,67 s) para a batimetria de 1939.

Figura 6.57: Representação da maior intensificação das correntes na região da desembocadura nas simulações realizadas com a batimetria e morfologia referente ao ano de 1939.

Os fluxos com velocidades elevadas na desembocadura, juntamente com o delta de maré vazante, são capazes de ocasionar desvios na direção das correntes que fluem longitudinalmente à costa. O efeito dos fluxos que fluem através da desembocadura sobre as correntes paralelas à costa é conhecido como efeito de molhe hidráulico e é bastante importante na dinâmica sedimentar. Quando as correntes longitudinais à linha de costa encontram os fluxos de alta velocidade da desembocadura e os bancos arenosos do delta de maré vazante, os fluxos são desviados, acompanhando a morfologia da feição sedimentar, e muitas vezes sofrem redução da velocidade e até mesmo inversão de sentido.

Em alguns momentos é observado um padrão de circulação circular sobre o delta de maré vazante, semelhante em forma a um vórtice. Foi observado que este padrão de circulação é formado, principalmente, nos momentos de transição da maré vazante para a enchente. Provavelmente, isso ocorre devido a interação das correntes com a morfologia de fundo (morfologia dos bancos arenosos que constituem o delta) e a interação entre as correntes, longitudinais e transversais à costa.

Na Figura 6.58 são destacados os processos anteriormente citados, de desvio das correntes longitudinais à costa, contornando a morfologia do delta ao encontrar o fluxo de vazante (Figura 6.58(a)), e a formação do padrão circular de correntes durante a transição da condição de vazante para enchente (Figura 6.58(b)).

Figura 6.58: Representação das alterações das correntes devido a interação com o delta de maré vazante e com os fluxos intensos relacionados à desembocadura; (a) correntes longitudinais à costa encontrando o fluxo de vazante e contornando a morfologia do delta e (b) padrão circular de circulação no início da maré enchente.

6.8.4. Módulo de transporte de sedimentos: Transporte preferencial de sedimentos e alterações do nível do fundo em diferentes condições de ondas

A partir dos resultados obtidos através da modelagem do transporte de sedimentos arenosos foram calculados, para cada cenário de onda simulado para as duas situações batimétricas (1939 e 2004), o transporte de sedimentos total (em $\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$) e as

alterações do nível do fundo (em metros) residual do período analisado (14 a 28 de Julho de 2014). Os cálculos foram realizados para pontos localizados sobre o delta de maré vazante e ao longo do canal principal e das margens da desembocadura, e os resultados são apresentados na forma de mapas esquemáticos. Assim, é possível comparar a dinâmica sedimentar para as diferentes condições de ondas incidentes.

Nos mapas esquemáticos, o transporte de sedimentos foi representado por setas, cujo ângulo de inclinação indica a direção e o tamanho indica a intensidade do transporte total. Já as mudanças do fundo foram representadas por círculos com tamanho proporcional a variação do nível do fundo, sendo que os círculos preenchidos em preto representam as alterações positivas (deposição), enquanto os vermelhos indicam as alterações negativas do nível (erosão). Para facilitar as comparações, para todos os mapas foi utilizada a mesma escala de variação de tamanho tanto para as setas quanto para os círculos. Entretanto, as comparações que serão feitas neste item do trabalho serão qualitativas, não importando os valores do transporte total nem das alterações do fundo, pois o objetivo aqui proposto é baseado na realização de comparações relativas às mudanças da batimetria e condições de ondas. Além disso, como o módulo de transporte de sedimentos não foi calibrado e validado, portanto as discussões são baseadas apenas no padrão geral de transporte de sedimentos.

Aqui faremos uma abordagem geral, destacando as características mais marcantes para as duas condições batimétricas. Os detalhes do transporte de sedimentos e das mudanças do fundo para cada cenário de onda podem ser visualizados nas Figuras 6.60 a 6.79, que apresentam-se separadas pelo ano referente à condição de batimetria e por cenário de onda incidente. As características de cada cenário são apresentadas no canto inferior direito das figuras, indicando a direção e a altura significativa das ondas que foram propagadas em cada simulação.

Na Figura 6.59 é apresentada a localização e denominação dos pontos de extração dos resultados do modelo utilizados para o cálculo do transporte total e alteração do nível do fundo residual para o período das simulações. Os pontos são apresentados sobre a batimetria de 2004, entretanto são os mesmos pontos utilizados na obtenção dos resultados da condição batimétrica de 1939.

Figura 6.59: Localização dos pontos utilizados para a extração de resultados da modelagem do transporte de sedimentos (cenário batimétrico de 2004), para a geração de mapas esquemáticos do transporte sedimentar e das mudanças do fundo.

1939

Com relação ao transporte total de sedimentos representativo dos cenários de onda para a batimetria e morfologia da costa referente ao ano de 1939, a principal característica observada foi a divergência do transporte de sedimentos arenosos em ambas as margens da desembocadura, em todas as condições de ondas incidentes. Os pontos localizados nas margens da desembocadura também foram os que apresentaram maiores intensidades de transporte, já os menores valores foram encontrados no ponto 10, localizado na parte mais oceânica do delta. Na maioria dos casos de onda, os pontos localizados ao longo do canal principal, P5 e P6, transportaram sedimentos para o interior do estuário, enquanto que os pontos P7, P8, P9 e P10, localizados na região mais costeira, delimitada pelo delta, apresentaram transporte em direção para fora do delta.

Os cenários representativos das ondas incidentes de quadrante sul foram caracterizados por transportes mais intensos na região, principalmente na condição de onda referente ao cenário 7 (S; 1,3 m; 10,89 s) e cenário extremo cn_ext (S; 6,76 m; 13,01 s).

Ao analisarmos os mapas esquemáticos das alterações do nível de fundo em cada caso de onda percebemos que no período analisado houve o predomínio de erosão na região da desembocadura em todas as situações de onda simuladas para a batimetria de

1939 e as maiores mudanças do fundo foram na costa da Ilha do Cardoso (P4). O processo de erosão predominou em praticamente todos os cenários na região do delta e nas margens da desembocadura. O único ponto onde predominou a deposição foi o P8. Na região do canal principal tanto o transporte quanto os processos de erosão/deposição foram bastante variáveis.

De maneira geral os processos identificados são coerentes, onde houve divergência do transporte o processo predominante foi a erosão. A erosão também predominou na região do delta, onde o transporte apresentou direção de exportação de sedimentos. O predomínio de erosão nos pontos localizados sobre o delta não concorda com a análise das alterações de volume do delta ao longo do tempo (item 6.2.5.), que indicou um aumento de volume do delta de maré vazante. Entretanto, o período considerado nas análises do transporte sedimentar e alterações de fundo, resultante da modelagem numérica, é bastante curto (dias) para ser comparado com as modificações morfológicas de longo termo (décadas) observadas a partir das cartas náuticas e imagens aéreas e de satélite.

Figura 6.60: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 1 de onda.

Figura 6.61: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 2 de onda.

Figura 6.62: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 3 de onda.

Figura 6.63: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 4 de onda.

Figura 6.64: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 5 de onda.

Figura 6.65: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 6 de onda.

Figura 6.66: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 7 de onda.

Figura 6.67: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário 8 de onda.

Figura 6.68: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário extremo de onda (cn_ext).

Figura 6.69: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 1939 e cenário extremo de onda (cn_ext2).

2004

Na condição de batimetria e morfologia da costa referente ao ano de 2004, quanto ao transporte residual de sedimentos, em todas as condições de ondas simuladas houve divergência do transporte na costa da Ilha Comprida e convergência na costa da Ilha do Cardoso. Também houve divergência do transporte no canal principal, devido a diferença de intensidade entre os pontos P5 e P6, transportando sedimentos para o interior do estuário. Nos pontos P7 e P10 o transporte foi preferencialmente na direção oceânica.

As maiores intensidades de transporte de sedimentos foram observadas no canal principal (P5) e na margem norte da desembocadura (P1 e P2), já os menores valores de transporte foram verificados no ponto P10, o ponto mais distante da costa. Foi verificada uma redução na intensidade dos vetores de transporte nos cenários 5 (S; 2,72 m; 11,29 s) e cn_ext (S; 6,76 m; 13,01 s).

Quanto às mudanças do fundo, nos pontos P1, P4, P6, P9 e P10 predominaram as alterações positivas do nível do fundo (deposição), enquanto nos pontos P2, P3, P5 e P7 o processo sedimentar predominante durante o período de tempo analisado foi a erosão. As mudanças de fundo mais expressivas ocorreram nos pontos P2 e P4, nas margens da desembocadura.

Figura 6.70: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 1 de onda.

Figura 6.71: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 2 de onda.

Figura 6.72: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 3 de onda.

Figura 6.73: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 4 de onda.

Figura 6.74: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 5 de onda.

Figura 6.75: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 6 de onda.

Figura 6.76: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 7 de onda.

Figura 6.77: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário 8 de onda.

Figura 6.78: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário extremo de onda (cn_ext).

Figura 6.79: Mapas esquemáticos do transporte total de sedimentos (esquerda) e da alteração do nível do fundo (direita) residual do período compreendido entre 14 e 28 de Julho de 2014, obtidos a partir da simulação do transporte de sedimentos para a condição batimétrica de 2004 e cenário extremo de onda (cn_ext2).

Não foi possível identificar relação consistente entre a dinâmica sedimentar (transporte de sedimentos e mudanças do fundo) e as características das ondas propagadas em direção à região da desembocadura de Cananéia nas diferentes simulações realizadas. Devemos considerar que o período de tempo analisado é relativamente curto (entre os dias 14 e 28 de Julho de 2014) e que o módulo de transporte de sedimentos não foi calibrado e validado, além disso existe a dificuldade de calcular o vetor de transporte residual, pelo fato de ser um cálculo vetorial. Entretanto, foi possível verificar alguns padrões gerais e diferenças entre as duas condições batimétricas.

6.8.5. Avaliação da importância relativa de fatores ambientais na dinâmica sedimentar

Neste item será avaliada a importância relativa de fatores ambientais, tais como elevação da superfície do mar e altura significativa das ondas, na dinâmica sedimentar atual da região da desembocadura de Cananéia. Para isso, foram utilizadas as séries temporais de variação do nível da água e altura significativa das ondas, as quais foram utilizadas como forçante na simulação do transporte sedimentar para a situação batimétrica de 2004 no cenário *cn_ondas_campo*. Estas séries temporais foram comparadas com a variação do transporte de sedimentos na direção x (leste-oeste) e y (norte-sul) ao longo do tempo, extraída dos resultados da simulação em pontos distribuídos nas margens da desembocadura, no canal principal e no delta de maré vazante. Os pontos de extração de resultados do modelo foram os mesmos utilizados no item 6.8.4. e a localização destes é apresentada novamente na Figura 6.80, para facilitar a discussão dos resultados.

Figura 6.80: Localização dos pontos utilizados para a extração de resultados do modelo (cenário batimétrico de 2004), para a geração de gráficos comparativos do transporte sedimentar na direção x (leste-oeste) e y (norte-sul).

As Figuras 6.81, 6.82, 6.83 e 6.84 apresentam as comparações entre as forçantes ambientais, nível da água e altura das ondas, e o transporte de sedimentos em pontos distribuídos na Ilha Comprida (P1 e P2), na Ilha do Cardoso (P3 e P4), no canal (P5, P6 e P7) e no delta de maré vazante (P8, P9 e P10), respectivamente.

Em todas as figuras o transporte de sedimentos nas direções x e y foram multiplicados por 10^2 , a fim de facilitar a representação gráfica dos mesmos, devido ao fato de apresentarem valores da ordem de 10^{-4} e 10^{-3} m³/s/m.

É importante ressaltar que a série temporal de ondas apresentada aqui é a mesma utilizada como dado de entrada da simulação, a qual foi extraída do modelo global WAVEWATCH III para um ponto na borda externa do domínio. Por se tratar de ondas na região oceânica, os valores de altura significativa são elevados, atingindo valores em torno de 3 m. Na região costeira analisada as ondas alcançam alturas máximas de aproximadamente 2 m. Como queremos relacionar de maneira qualitativa as alterações no transporte de sedimentos e as alterações das forçantes ambientais, essa diferença de altura entre as ondas oceânicas e as ondas que atingem a costa não é um problema, pois apesar das alturas na costa serem menores, seguem o mesmo padrão de variação ao longo do tempo que as ondas oceânicas.

A série temporal de elevação da superfície da água também é a mesma utilizada como forçante na simulação, obtida a partir das medições de pressão pelo ADP-base. As variações do nível da água são resultantes de efeitos astronômicos e meteorológicos. Nota-se através das figuras que os períodos inicial e final da série temporal, dias 14 a 16 e 23 a 28 de Julho, são caracterizados por maiores amplitudes de variação do nível da água. O período de 19 a 21 de Julho, apesar de apresentar menores amplitudes de variação, é caracterizado por um aumento do nível e oscilações irregulares, devido provavelmente a efeitos meteorológicos, neste período as alturas das ondas também são elevadas.

É possível verificar que o transporte de sedimentos na região é limitado, sendo os valores médios com ordem de grandeza em torno de 10^{-4} m³/s/m e os valores máximos atingindo 10^{-3} m³/s/m. Portanto, é concordante com as conclusões de Tessler e Souza (1998), que através de análises granulométricas e utilização de métodos geofísicos estudaram as formas de fundo da região, constatando que as condições de transporte de fundo são típicas de um ambiente de baixa energia, com alta resistência ao escoamento e predomínio de fluxos bidirecionais.

Podemos verificar que os maiores valores de transporte são encontrados no ponto P5 localizado no canal principal, com transporte médio na direção x de aproximadamente 0,007 m³/s/m, devido as maiores velocidades das correntes no canal. Além disso, notamos que em direção à entrada da desembocadura o transporte é reduzido (Figura 6.81).

Com relação ao transporte de sedimentos na região do delta de maré vazante (Figura 6.82) é possível verificar que este é mais variável ao longo do tempo, em termos de direção e intensidade, em comparação as outras regiões analisadas. Tal fato explica a mobilidade dos bancos arenosos característica da Barra de Cananéia e que sempre foi fator preocupante para a navegação.

Quanto ao transporte sedimentar nas margens da desembocadura, alguns aspectos analisados são: na margem norte, o ponto mais externo (P2) apresenta maior variação de intensidade e direção do transporte (Figura 6.83), se assemelhando bastante ao padrão encontrado no delta, já na margem sul o padrão de transporte é semelhante nos dois postos (P3 e P4) (Figura 6.84).

Figura 6.81: Variação do transporte de sedimentos na direção x e y ao longo do tempo em diferentes pontos no canal principal, em resposta às variações do nível da água e altura das ondas.

Figura 6.82: Variação do transporte de sedimentos na direção x e y ao longo do tempo em diferentes pontos no delta de maré vazante, em resposta às variações do nível da água e altura das ondas.

Figura 6.83: Variação do transporte de sedimentos na direção x e y ao longo do tempo em diferentes pontos na margem norte da desembocadura, em resposta às variações do nível da água e altura das ondas.

Figura 6.84: Variação do transporte de sedimentos na direção x e y ao longo do tempo em diferentes pontos na margem sul da desembocadura, em resposta às variações do nível da água e altura das ondas.

Um aspecto bastante relevante é que em todos os pontos há um período de transporte sedimentar mais intenso, compreendido entre os dias 23 e 27 de Julho. Este período coincide com as maiores amplitudes de variação do nível da água e com um aumento da altura significativa das ondas, mostrando que na região da desembocadura de Cananéia o transporte de sedimentos arenosos aparenta ser predominantemente afetado pelo efeito sinérgico da maré (variação do nível da água) e da ação das ondas.

Capítulo 7 DISCUSSÃO

A região da desembocadura lagunar de Cananéia tem sido alvo de diversos estudos desde a década de 50, abrangendo sua evolução morfológica, caracterização hidrodinâmica, identificação de feições sedimentares de fundo e dinâmica sedimentar. Entretanto, trabalhos que integrem de maneira multidisciplinar estes aspectos são escassos. A modelagem numérica também é uma ferramenta pouco explorada na região, a maioria dos trabalhos relacionados à dinâmica sedimentar da desembocadura de Cananéia utiliza-se da elaboração de modelos teóricos e esquemáticos do transporte de sedimentos, estimados a partir da morfologia das feições sedimentares. Como exemplo de estudo interdisciplinar nesta área, podemos citar Conti et al. (2012), no qual os autores relacionaram a dinâmica sedimentar e a evolução morfológica da desembocadura de Cananéia, através da aplicação de modelo numérico, imagens aéreas e de satélite, e morfologia das feições de fundo.

Dentre as motivações que levaram ao desenvolvimento do presente trabalho está a necessidade de uma análise mais detalhada da importância relativa das diferentes forçantes ambientais que atuam na região, assim como da influência local do delta de maré vazante nos processos hidrodinâmicos e sedimentares, que não tem sido considerada nos trabalhos pretéritos.

A região da desembocadura lagunar de Cananéia é caracterizada como uma área bastante dinâmica, o que é comprovado pelas alterações morfológicas de suas margens e feições sedimentares associadas (canal, bancos arenosos, formas de fundo), registradas ao longo das últimas décadas por diversos pesquisadores, e que têm gerado preocupações para o tráfego de embarcações nesta área.

O delta de maré vazante é uma feição sedimentar expressiva, facilmente notada nos mapas batimétricos e modelos digitais de terreno elaborados para a região, através dos bancos arenosos rasos curvados, localizados logo à frente da desembocadura, em torno do canal principal. O desenvolvimento desta feição está relacionado à ação diferenciada das correntes de maré, com a vazante mais eficiente que a enchente (BONETTI FILHO; FURTADO, 1996), além disso é necessário o aporte sedimentar. Os sedimentos que formam os bancos arenosos que compõem o delta são provenientes do interior do estuário, incluindo os que são resultantes dos processos erosivos das margens da desembocadura, que chegam no delta através das correntes de maré vazante, as quais perdem competência após passar pelo canal principal da desembocadura, permitindo a

deposição sedimentar. Outra contribuição sedimentar importante são os sedimentos vindos das regiões costeiras adjacentes. Estes chegam na região da desembocadura através das correntes de deriva litorânea, que ao encontrar os fluxos de maré vazante, perdem competência e o material sedimentar transportado é retido no delta (TESSLER et al., 1990).

Analisando as alterações morfológicas do delta de maré vazante a partir das condições batimétricas representativas dos anos de 1939, 1971, 1985 e 2004, algumas modificações foram verificadas. Houve uma tendência de aumento volumétrico do delta ao longo do período analisado. Esta feição teve seu volume praticamente dobrado, sendo que para o ano de 1939 foi estimado um volume total de cerca de 2.10^7 m^3 e em 2004 seu volume passou a ser de aproximadamente 4.10^7 m^3 . Tal aumento volumétrico pode estar relacionado a um maior aporte de sedimentos, vindos de regiões costeiras adjacentes através das correntes de deriva litorânea, e/ou oriundos do próprio estuário, provenientes de processos erosivos que têm afetado as margens da desembocadura, e que são transportados para o delta pelas correntes de maré vazante. Outra possível causa deste ganho de volume pelo delta pode ser a redução das condições hidrodinâmicas locais, como a diminuição da ação das ondas, que atuam constantemente sobre os bancos arenosos remobilizando os sedimentos depositados e transportando os mesmos para o interior do estuário e/ou costa adjacente, principalmente em condições de ondas de tempestade.

Além do aumento de volume, o delta apresentou outras alterações morfológicas durante esse período. Foi verificado um avanço dos bancos arenosos na direção oceânica e em direção a nordeste. Tais modificações seguem a evolução morfológica da desembocadura e do canal principal.

Para o mesmo período foram avaliadas as modificações do canal principal da desembocadura. Este apresentou migração para nordeste e diminuição de largura (estreitamento), como observado nos perfis batimétricos paralelos à costa. Além disso, através da análise dos mapas batimétricos, foi possível observar que ao longo dos anos o canal apresentou um aumento em extensão, em direção à região oceânica, e uma redução de suas profundidades máximas.

Quanto à evolução morfológica da desembocadura, algumas características interessantes foram verificadas. Através das imagens aéreas e de satélite foi analisada uma tendência erosiva na margem norte da desembocadura, na região da Ponta da Trincheira e no trecho entre a Ponta da Trincheira e o Pontal, ao longo das últimas décadas (a partir de

1962). Os períodos de erosão são intercalados com alguns períodos de acreção, entretanto os processos erosivos são mais expressivos. Na margem norte, há também uma região caracterizada por processos deposicionais intensos, a região conhecida como Pontal, no extremo leste da porção sul da Ilha Comprida. A costa da Ilha do Cardoso pode ser dividida em dois trechos com predominância de processos sedimentares distintos, uma parte mais interna da desembocadura (Ponta do Perigo) que tem sofrido processos deposicionais e uma parte mais externa, exposta às condições marinhas, onde têm predominado os processos erosivos. As alterações na margem norte da desembocadura parecem estar relacionadas às mudanças na margem sul, uma vez que a morfologia da Ilha do Cardoso afeta a exposição da porção sul da Ilha Comprida às ondas provenientes de és-sudeste, sudeste e su-sudeste. Os mesmos padrões de evolução morfológica das margens da desembocadura de Cananéia foram verificados por outros autores, como Tessler et al. (1990), Conti et al. (2012) e Gagliardi (2013).

As modificações morfológicas nas margens da desembocadura, marcadas pela erosão da margem norte e pelo crescimento da porção leste de ambas as margens, estão associadas ao aumento da entrada/abertura da desembocadura e sua migração para nordeste. O aumento da abertura da desembocadura, ocasionado pelas mudanças morfológicas das margens, pode ter sido responsável por uma redução nos fluxos e, consequentemente, pela redução das profundidades máximas do canal, verificada através dos mapas batimétricos, e pelo aumento dos processos deposicionais na região da desembocadura, analisado a partir da diferença entre modelos digitais de terreno.

De maneira geral, a desembocadura e suas feições (canal principal e delta de maré vazante) sofreram deslocamento para nordeste e avanço em direção à região oceânica. A migração para nordeste é coerente com a tendência erosiva da margem norte da desembocadura e com a direção preferencial das correntes longitudinais à costa para nordeste, de acordo com o clima de ondas atuante na região, concordando com os resultados de Silva, De Oliveira Sousa e Siegle (2016). O avanço das feições em direção ao oceano pode estar relacionado aos processos deposicionais observados no extremo leste de ambas as margens, deslocando a desembocadura para esta direção, e à maior extensão do canal principal na direção oceânica, levando e depositando sedimentos cada vez mais em direção ao oceano.

Nota-se uma assimetria na morfologia do delta de maré vazante, com maior porção dos bancos arenosos localizada mais ao sul (sudoeste), em frente à Ilha do Cardoso. Tal característica deve-se à atuação predominante das correntes de deriva

litorânea para nordeste, que sofrem o efeito de molhe hidráulico devido aos fluxos intensos da desembocadura, e à zona de sombra de ondas gerada nesta área da desembocadura pela presença da Ilha do Bom Abrigo, que abriga esta região das ondas mais energéticas, vindas de és-sudeste, sudeste e su-sudeste. Esta zona de sombra também pode ser responsável por proporcionar condições favoráveis para o desenvolvimento do delta de maré vazante, protegendo esta feição sedimentar da energia das ondas e, conseqüentemente, atenuando os processos erosivos em sua morfologia.

Um aspecto que pode conflitar com o predomínio das correntes de deriva litorânea para nordeste é o fato de o canal principal apresentar uma curvatura para sudeste. Gagliardi (2013) atribuiu esta característica do canal à curvatura do embasamento cristalino, adquirida no processo de origem do canal, seja ela tectônica (GEOBRÁS, 1966) ou por afogamento de um paleovale com a subida do nível do mar (SUGUIO; TESSLER, 1983).

Todas essas características do sistema da desembocadura de Cananéia refletem a complexidade da região, aumentando a dificuldade até mesmo da classificação da desembocadura e do delta de maré vazante de acordo com a importância relativa entre a ação de ondas e maré na definição da morfologia das feições sedimentares. Podemos sugerir, segundo a classificação proposta por Davis Jr. e Barnard (2003), que a região sofre influência mista da energia de onda e maré, tratando-se de um ambiente com atuação de micromaré e protegido da ação das ondas mais energéticas. Isso se reflete na morfologia do canal principal e do delta. Dentre as características morfológicas que nos permite fazer tal afirmação, podemos citar: (1) a presença de um delta de maré vazante bem desenvolvido; (2) os bancos arenosos que constituem o delta apresentam-se mais paralelos e próximos à costa; e (3) o canal principal apresenta extensão e profundidade razoáveis, além de ser relativamente estável, uma vez que as alterações de profundidade e de posicionamento do canal são pequenas em relação ao longo período de tempo analisado.

Além do padrão irregular de batimetria, com alterações abruptas de profundidade, principalmente no entorno do canal principal, o padrão de distribuição dos sedimentos, em termos de tamanho médio dos grãos, obtido a partir de levantamentos bibliográficos, também se mostrou bastante heterogêneo. Entretanto, na região da desembocadura foi verificado o predomínio das frações granulométricas areia fina e areia média, devido às maiores profundidades e velocidades das correntes, possibilitando a deposição de sedimentos com maiores tamanhos de grão em relação aos encontrados no

entorno. Os resultados são concordantes com as análises granulométricas realizadas por Conti et al. (2012), o que mostra que as características sedimentares foram mantidas ao longo das últimas décadas, já que estamos utilizando neste trabalho, para a representação da sedimentologia da desembocadura, resultados obtidos por Bonetti Filho (1995).

De acordo com Conti et al. (2012) os sedimentos da região são predominantemente de natureza terrígena e a matéria orgânica associada aos sedimentos finos indicam como principal fonte os manguezais e as plantas macrófitas de florestas tropicais das áreas terrestres adjacentes e como fonte secundária o material orgânico de origem marinha.

A hidráulica, o grau de estratificação, o transporte de sedimentos e, conseqüentemente, as alterações morfológicas de um sistema estuarino são controladas pelo volume de água do prisma de maré e pelo volume de água da descarga de água doce (KOMAR, 1996). O prisma de maré corresponde ao volume total de água que entra no estuário durante a maré enchente e está intimamente relacionado com a amplitude da maré e a geometria do estuário, sendo calculado pelo produto entre a altura de maré e a área do sistema. A importância do prisma da maré no ambiente estuarino está relacionada ainda à capacidade de renovação das águas estuarinas a cada ciclo completo de maré (MIRANDA; CASTRO; KJERFVE, 2012).

O Sistema Estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape é caracterizado pelo regime de micromaré (as amplitudes de maré são inferiores a 2 m), predominantemente semidiurna, sendo identificados dois ciclos de maré por dia. Também foi observado nos dados de variação do nível da água a presença de desigualdades diurnas, com uma diferença de altura entre duas preamares ou baixa-mares consecutivas. Deste modo, as observações são coerentes com a literatura (MIYAO; HARARI, 1989).

No sistema estuarino de Cananéia-Iguape a propagação da onda de maré é o principal processo que governa a circulação hidrodinâmica e promove as misturas entre as águas oceânicas e estuarinas (BONETTI FILHO; CONTI; FURTADO, 1996). Este aspecto foi verificado na análise dos dados de velocidade das correntes medidos nos experimentos de campo. Em ambos os pontos de coleta, tanto em frente à base de pesquisa (Mar de Cananéia) quanto na desembocadura, as correntes tiveram sua intensidade e direção relacionadas às variações do nível da água, ocasionadas predominantemente pelos efeitos astronômicos. Nos períodos de aumento do nível as correntes são em direção ao interior do estuário e quando o nível passa a diminuir as correntes passam a fluir em direção ao oceano, também são identificados os períodos de

inversão das correntes (estofas). A intensidade das correntes varia com a amplitude da maré, sendo que as maiores velocidades são encontradas durante condições de sizígia e as menores velocidades nos períodos de quadratura.

Outra característica verificada nos dados de velocidades das correntes medidos pelos ADPs foi a intensificação das correntes na região da desembocadura, sendo as correntes medidas pelo ADP-base, localizado no Mar de Cananéia, inferiores as encontradas nas medições feitas na desembocadura. Além disso, de modo geral, as correntes de maré vazante foram mais frequentes e intensas que as enchentes. Tal característica era previamente esperada, devido ao desenvolvimento do delta de maré vazante e aos padrões hidrodinâmicos descritos na literatura (MIYAO, 1977; BERGAMO, 2000).

A distribuição das correntes mostrou-se homogênea ao longo da coluna de água, em ambas as localidades. O padrão de variação de direção e intensidade foi bastante semelhante entre as diferentes células de medição do equipamento, concordando com a classificação da porção sul do sistema estuarino de Cananéia-Iguape, como sendo do tipo parcialmente misturado e fracamente estratificado, segundo Miranda, Mesquita e França (1995). Tal característica conduziu à escolha de utilizar um modelo hidrodinâmico bidimensional para representar a área de estudo.

Com relação a ação de ondas, a região da desembocadura lagunar de Cananéia é relativamente protegida da energia das ondas, devido à presença do delta de maré vazante e da Ilha do Bom Abrigo. As ondas atingem a região costeira, nas proximidades do delta, com alturas inferiores a 2 m. A partir das simulações numéricas dos diferentes cenários de incidência de ondas foi possível observar que a margem sul da desembocadura é menos exposta à energia das ondas, devido à orientação de sua linha de costa e presença da Ilha do Bom Abrigo, que gera uma zona de sombra nesta porção da desembocadura, abrigando esta região da ação das ondas mais energéticas, vindas de és-sudeste, sudeste e su-sudeste. Tais condições, assim como a barreira hidráulica exercida pelo canal, interrompendo as correntes de transporte longitudinal para nordeste propiciam o acúmulo de sedimentos ao sul da desembocadura. Ambas as margens sofrem maior influência das ondas provenientes do quadrante leste, devido a orientação SW-NE da linha de costa. De acordo com Gagliardi (2013), as ondas vindas de nordeste e leste, incidentes na região predominantemente em condições de tempo bom, seriam responsáveis pelo desenvolvimento dos bancos arenosos e por agregar estes à linha de costa, através do transporte sedimentar perpendicular à costa, enquanto que as ondas vindas de sudeste e

sul, predominantes em condições de tempestade, causariam a erosão dos bancos arenosos, por ação das correntes de deriva litorânea em direção a nordeste

Os experimentos numéricos de propagação de ondas também permitiram verificar a importância do delta de maré vazante na dissipação de energia das ondas que se propagam em direção ao canal. Ao encontrar os bancos arenosos submersos que constituem o delta, devido à diminuição das profundidades em relação ao entorno, as ondas sofrem os processos de refração, quebra e, conseqüentemente, geração de correntes, tendo assim a maior parte de sua energia dissipada. Na situação batimétrica de 1939, as margens da desembocadura eram caracterizadas por maiores valores de força de ondas em comparação com as condições encontradas para a batimetria referente a 2004. A redução da força de ondas na região da desembocadura pode ser relacionada às mudanças morfológicas do delta de maré vazante, principalmente ao aumento de volume desta feição sedimentar, aumentando a dissipação da energia das ondas. Assim, podemos afirmar que o delta é um importante agente transformador de ondas, sendo a sua variação morfológica determinante para a ação das ondas nas margens do canal.

Ao analisar os resultados obtidos através das simulações hidrodinâmicas, nota-se que o modelo numérico representou adequadamente tanto a variação da elevação da superfície do mar quanto as correntes. Os mesmos padrões hidrodinâmicos verificados a partir da análise dos dados coletados *in situ* foram apresentados nos resultados do modelo. A circulação na região da desembocadura obtida para a condição batimétrica de 1939 foi bastante similar àquela observada para a batimetria de 2004, no entanto, nas simulações realizadas para o ano de 1939 as correntes apresentaram maior intensificação na região da desembocadura. Isso se deve a algumas diferenças morfológicas entre os dois cenários. No cenário batimétrico de 1939, a desembocadura é mais estreita, o que gera um aumento das velocidades, e o canal principal ocupa praticamente toda a largura da desembocadura, fazendo com que a intensificação das correntes seja verificada em toda a desembocadura. Já na condição batimétrica de 2004, a desembocadura apresenta maior largura, devido às alterações ocorridas em suas margens, e o canal é mais estreito e localizado mais próximo à margem norte, deste modo, a intensificação das correntes devido à restrição do fluxo na desembocadura ocorre de maneira mais restrita, junto à Ilha Comprida.

Não foram constatadas alterações expressivas nos padrões hidrodinâmicos ao comparar os diferentes cenários de incidência de ondas. A influência do delta de maré vazante sobre as condições hidrodinâmicas foi verificada, porém não houve diferenciação entre as duas situações batimétricas analisadas. Em ambos os cenários batimétricos o delta

apresentou influências sobre a direção das correntes, de modo que estas tendem a acompanhar a topografia da feição sedimentar.

A ação de ventos e o aporte de água doce, embora de importância secundária, também contribuem para os processos hidrodinâmicos dos ambientes estuarinos (BONETTI FILHO; CONTI; FURTADO, 1996). O período analisado, Julho de 2014, foi caracterizado por ventos provenientes de sudoeste, su-sudoeste e sul, com velocidades em torno de 6 a 10 m/s; ventos de energia relativamente alta, associados à sistemas frontais, que são comuns na região neste período do ano. Neste trabalho não foi verificada a influência do vento na circulação e transporte sedimentar. De acordo com os resultados de modelagem numérica obtidos por Conti et al. (2012), os períodos associados à passagem de sistemas frontais (ventos de S e SW) apresentaram menor eficiência em termos de velocidades das correntes quando comparados com condição de tempo bom (ventos de N e NE). Isto pode ter sido determinado pelo acúmulo de água no interior do sistema, reduzindo a variação de altura e, conseqüentemente, a intensidade do fluxo dentro deste ambiente mais restrito.

Não há dados disponíveis de vazão fluvial para a região e as múltiplas fontes de água doce dificultam a determinação descarga total de água doce na região da desembocadura de Cananéia, deste modo são encontrados valores bastante distintos na literatura (GEOBRÁS, 1966; BONETTI FILHO; MIRANDA, 1997; BERGAMO, 2000). Neste trabalho, o aporte de água doce através do canal Valo Grande foi estimado utilizando a metodologia proposta por Pisetta (2006; 2010), uma vez que este canal representa a principal via de drenagem das águas provenientes da bacia hidrográfica do rio Ribeira de Iguape. A influência da vazão fluvial sobre os processos hidrodinâmicos da região foi avaliada através da comparação entre os resultados de uma simulação utilizando como forçante a vazão média estimada para o mês de Julho e de outra utilizando um valor de vazão máxima (cerca de cinco vezes maior). Foi observado que a vazão fluvial elevada é responsável por intensificar as correntes de vazante e reduzir as intensidades das correntes de enchente. Entretanto, na região da desembocadura estes efeitos são diminutos, devido à grande distância entre o Valo Grande e a desembocadura de Cananéia. No entanto, em longo prazo é provável que os efeitos possam ser significativos na determinação dos processos sedimentares. Um aumento de vazão no Valo Grande, constante ao longo do tempo, poderia contribuir para o desenvolvimento do delta de maré vazante, através da intensificação dos fluxos de vazante transportando sedimentos do estuário em direção ao delta. É possível que o aumento em volume do delta

tenha alguma relação com a abertura do Valo Grande, responsável por inserir grande quantidade de sedimento no sistema estuarino, porém, por falta de dados, não podemos afirmar.

Os processos sedimentares nas desembocaduras são bastante dinâmicos, por sofrerem influência das correntes geradas pela maré (transversais à costa) e das correntes geradas pelas ondas (predominantemente, longitudinais à costa), as quais apresentam alterações em escalas de tempo distintas. Oertel (1988) descreveu a interação entre as correntes de maré e as correntes de deriva litorânea no transporte sedimentar em uma desembocadura. De acordo com o autor, nos períodos de inversão de direção das correntes de maré (estofa), os sedimentos são depositados no canal, que pode sofrer assoreamento; nos períodos de maré enchente, os sedimentos são transportado para dentro do canal e pode ocorrer o crescimento do esporão arenoso, associado aos bancos de areia formados dentro do canal; e nos períodos de maré vazante, tanto os sedimentos transportados pela corrente de maré vazante quanto os transportados pelas correntes de deriva litorânea são acumulados no delta de maré vazante (Figura 7.1).

Figura 7.1: Diagrama esquemático da interação entre as correntes geradas por maré e as correntes de deriva litorânea nos processos sedimentares em uma desembocadura, segundo Oertel (1988).

As informações do transporte de sedimentos, obtidas a partir dos resultados da modelagem numérica, refletem a complexidade da dinâmica sedimentar em sistemas costeiros de desembocadura. Na região da desembocadura e nas áreas menos profundas

do sistema, os vetores de transporte de sedimentos apresentaram maior variabilidade em termos de intensidade e direção, aumentando a dificuldade de definir padrões de transporte. A mesma dificuldade foi encontrada por Conti et al. (2012). De maneira geral, o transporte de sedimentos na região da desembocadura de Cananéia é bastante reduzido, sendo característico de ambientes de baixa energia e alta resistência ao escoamento, assim como sugerido por Tessler e Souza (1998). Além disso, o transporte sedimentar apresenta concordância com as correntes geradas por maré.

Com relação ao transporte total de sedimentos representativo dos cenários de onda simulados para a batimetria e morfologia da costa referente ao ano de 1939, a principal característica observada foi a divergência do transporte de sedimentos em ambas as margens da desembocadura, em todas as condições de ondas incidentes. As maiores intensidades de transporte foram verificadas nas margens da desembocadura e em condições de incidência de ondas do quadrante sul. Analisando as alterações do nível do fundo percebemos que, no período em questão, o processo de erosão predominou na região do delta e nas margens da desembocadura.

Na condição de batimetria e morfologia da costa referente ao ano de 2004, quanto ao transporte residual de sedimentos, em todas as condições de onda simuladas houve divergência do transporte na costa da Ilha Comprida e convergência na costa da Ilha do Cardoso. As maiores intensidades de transporte foram observadas no canal principal e na margem norte da desembocadura. As mudanças de fundo mais expressivas ocorreram na porção leste de ambas as margens.

O fato de considerarmos nas simulações numéricas um período de tempo bastante curto (alguns dias) não nos permite fazer comparações sólidas entre o transporte sedimentar e alterações de fundo, resultantes da modelagem numérica, e as alterações morfológicas de longo termo da desembocadura e de suas feições sedimentares, observadas a partir das cartas náuticas e imagens aéreas e de satélite das últimas décadas, dificultando a verificação da consistência dos resultados do modelo numérico. No entanto, alguns aspectos importantes podem ser notados, como o fato da margem norte da desembocadura ser caracterizada, em ambas as condições batimétricas, por maiores intensidades e divergência dos vetores de transporte, o que é bastante coerente com as características batimétricas e hidrodinâmicas da área, e consistente com as alterações morfológicas verificadas ao longo do tempo.

Não foi possível identificar relação consistente entre a dinâmica sedimentar (transporte de sedimentos e mudanças do fundo) e as características das ondas propagadas

em direção à região da desembocadura de Cananéia nas diferentes simulações realizadas. Isso pode estar relacionado à própria complexidade da região ou a má representação da condição residual dos cenários, por estarmos abordando uma propriedade vetorial com ampla variação de direção, devido às inversões das correntes de maré.

Com o intuito de avaliar a importância relativa da ação da maré e das ondas sobre o transporte sedimentar, nos diferentes componentes morfológicos da desembocadura (canal principal, delta de maré vazante e margens da desembocadura), séries temporais do transporte de sedimentos nas direções norte-sul e leste-oeste foram extraídas, de pontos localizados ao longo destas feições, e comparadas com a variação do nível da água e da altura significativa das ondas. O principal resultado foi a identificação da importância do efeito sinérgico da ação de ondas e maré sobre a dinâmica sedimentar, em toda a região da desembocadura. As maiores intensidades de transporte apresentaram associação com os períodos de aumento da amplitude de maré e da altura significativa das ondas. Isso contribui com o fato de classificarmos a desembocadura como sendo dominada por energia mista de ondas e maré.

Esperava-se encontrar maior influência da ação das ondas na região do delta de maré vazante e maior influência da maré nas áreas mais internas da desembocadura (canal principal e margens), como verificado por Siegle, Huntley e Davidson (2004). Porém, provavelmente, devido ao fato de não terem ocorrido variações expressivas nas características das ondas durante o período analisado, não foi possível identificar com clareza o padrão esperado. No entanto, notou-se maior variabilidade do transporte sedimentar sobre o delta de maré vazante, o que pode ser indicativo desta área apresentar maior influência relativa das ondas que o canal principal e as margens da desembocadura, uma vez que as ondas apresentam oscilações de alta frequência.

A partir de uma análise integrada dos resultados encontrados, podemos dizer que a dinâmica da desembocadura de Cananéia é controlada, predominantemente, pela ação conjunta de ondas e maré. Mesmo sendo uma região relativamente abrigada da ação de ondas mais energéticas e sob influência de micromaré, mostra-se como uma região bastante dinâmica em termos de processos sedimentares, na qual diversas modificações morfológicas são verificadas ao longo do tempo. Isso pode refletir a importância dos efeitos sinérgicos da atuação simultânea de ondas e maré na região.

O fato das forçantes ambientais atuarem em escalas de tempo diferentes, assim como o fato de cada componente morfológico da desembocadura (canal principal, delta de maré vazante, margens) apresentar um tempo de resposta diferente à ação destas

forçantes, dificulta a compreensão da evolução de sistemas de desembocadura. Por exemplo, apesar da força de ondas que atinge as margens da desembocadura ter diminuído ao longo do tempo, devido provavelmente ao aumento volumétrico do delta de maré vazante, os processos erosivos continuaram atuando na margem norte da desembocadura. Isso pode estar relacionado ao tempo de atuação da forçante (ondas) ou à atuação mais eficiente das correntes de maré sobre as mudanças morfológicas nesta área da desembocadura, pois como verificamos neste trabalho a margem norte da desembocadura é exposta às maiores forças de ondas e correntes de maré mais intensas. Portanto, para relacionar as alterações morfológicas e a atuação das forçantes ambientais é necessário analisar com cautela as escalas de tempo envolvidas nos processos hidrodinâmicos e sedimentares.

Capítulo 8 CONCLUSÕES

O presente trabalho descreve as principais alterações morfológicas ocorridas na região da desembocadura lagunar de Cananéia ao longo das últimas décadas, através de cartas náuticas e imagens históricas. A partir dos resultados de modelagem numérica, foi possível verificar as influências locais do delta de maré vazante e avaliar a importância dos principais processos que governam a dinâmica da desembocadura.

As principais conclusões do trabalho são:

- As margens da desembocadura têm sofrido alterações morfológicas significativas ao longo dos anos, com alguns trechos apresentando uma tendência erosiva e outros trechos com tendência à acresção, pois estes são expostos de maneira diferenciada à ação das ondas e correntes geradas pela maré;
- O canal tem apresentado migração para a direção nordeste, o que é representativo de certa instabilidade da desembocadura, relacionada à redução de profundidade do canal e atuação de correntes de deriva litorânea com sentido preferencial para nordeste, devido a incidência frequente de ondas de sul e sudeste na região;
- A margem sul da desembocadura é menos exposta à energia das ondas, devido à orientação de sua linha de costa e presença da Ilha do Bom Abrigo, que fazem com que esta porção da desembocadura seja protegida de ondas mais energéticas, vindas de sul e sudeste. Tais condições, assim como a barreira hidráulica exercida pelo canal, interrompendo as correntes de transporte longitudinal para nordeste, propiciam o acúmulo de sedimento ao sul da desembocadura;
- O delta de maré vazante é responsável por dissipar grande parte da energia das ondas que se propagam em direção ao canal, através dos processos de aumento da fricção com o fundo e quebra das ondas, devido à redução da altura da coluna de água sobre o delta;
- Houve redução da força de ondas em ambas as margens da desembocadura ao longo do período analisado, o que deve estar relacionado ao aumento de volume do delta durante o mesmo período e maior dissipação da energia de ondas por esta feição sedimentar;

- A propagação da onda de maré é o principal processo que governa a circulação hidrodinâmica da região;
- A margem norte da desembocadura apresenta maior ação das correntes de maré quando comparada à margem sul, devido à sua morfologia e proximidade ao canal principal;
- A desembocadura de Cananéia foi classificada como dominada por energia mista de ondas e maré, através de características morfológicas do canal principal e do delta de maré vazante;
- Os processos sedimentares refletem a complexidade deste sistema costeiro de desembocadura, sendo difícil estabelecer os padrões locais do transporte de sedimentos arenosos;
- A porção sul da Ilha Comprida é caracterizada por maiores intensidades e pela divergência dos vetores de transporte de sedimentos;
- Os efeitos sinérgicos da atuação simultânea de ondas e maré apresentam grande relevância sobre a dinâmica sedimentar em toda a região da desembocadura, sendo associados às maiores intensidades de transporte sedimentar.

As desembocaduras são sistemas costeiros muito dinâmicos e de elevada complexidade, com características hidrodinâmicas únicas, devido à influência conjunta de uma variedade de forçantes ambientais. O entendimento dos processos hidrodinâmicos e sedimentares em desembocaduras é desafiador, no entanto a modelagem numérica mostrou-se uma ferramenta importante. Apesar das limitações metodológicas, dentre elas o fato da resolução da grande computacional não abranger a totalidade das feições e dos processos hidrodinâmicos e sedimentares, o modelo reproduziu de forma geral os fenômenos ambientais, permitindo importantes constatações à respeito dos processos morfodinâmicos que atuam na região da desembocadura lagunar de Cananéia, conduzindo ao cumprimento dos objetivos propostos.

Capítulo 9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

9.1. Limitações do trabalho

Dentre as limitações deste trabalho, podemos citar:

- Os erros relacionados ao processo de georreferenciamento, que mesmo estando dentro do intervalo considerado aceitável, pode influenciar as considerações a respeito das variações batimétricas e alterações morfológicas;
- As limitações intrínsecas ao procedimento de modelagem numérica, pois apesar de ser bem calibrado e validado, os resultados do modelo numérico são uma aproximação da realidade encontrada no ambiente;
- O baixo grau de detalhamento da batimetria. Praticamente toda a batimetria utilizada neste trabalho foi retirada de cartas náuticas, nas quais os dados são distribuídos de maneira irregular e com baixa resolução espacial, além de não apresentar boa precisão. Isso pode contribuir para que o processo de interpolação dos dados não seja adequado;
- A ausência de dados batimétricos recentes nos levou a utilizar dados da carta náutica nº 1702 da DHN (publicada em 1985) para representar a região do estuário, o que pode ter conduzido à erros tanto nos processos de calibração e validação quanto nos experimentos numéricos, já que a batimetria é o principal dado de entrada na modelagem numérica;
- A alta complexidade batimétrica e morfológica da região, que apresenta mudanças abruptas de profundidade (principalmente na região da desembocadura) e muitas ilhotas no interior do estuário, exige que a malha computacional tenha um alto grau de refinamento, a fim de reduzir os erros de interpolação da batimetria. Porém, deste modo, a complexidade da malha é aumentada, assim como o tempo computacional exigido. Neste tipo de ambiente, muitas vezes a resolução da grade computacional não é suficiente para abranger certas características batimétricas ou padrões hidrodinâmicos;
- Devido à ausência de dados de ondas e informações do transporte sedimentar na região, não foi possível calibrar e validar os módulos de propagação de ondas e de transporte de sedimentos. No entanto, o módulo hidrodinâmico foi devidamente calibrado e validado para a situação batimétrica de 2004,

assim foi assumido que os coeficientes de rugosidade e viscosidade sejam similares para a condição batimétrica de 1939, uma vez que a batimetria foi alterada somente na região da desembocadura. A confiabilidade do modelo hidrodinâmico é essencial, pois seus resultados são utilizados como forçante nos outros módulos. Os módulos de propagação de ondas e transporte sedimentar, mesmo sem calibração e validação, permitem a identificação de tendências e padrões gerais.

Apesar de certas limitações dos métodos utilizados, a metodologia adotada mostrou-se adequada para o cumprimento dos objetivos propostos, pois a partir desta foi possível caracterizar a região quanto à propagação de ondas em direção à costa e identificar padrões de circulação e de transporte de sedimentos. Também foi possível analisar as alterações morfológicas dos componentes da desembocadura ao longo das últimas décadas, verificar as influências locais do delta de maré vazante e avaliar a importância relativa de diferentes forçantes ambientais que governam os processos hidrodinâmicos e sedimentares da região.

9.2. Sugestões para trabalhos futuros

Ambientes de desembocadura respondem a uma série de variáveis, como marés, ondas, descarga fluvial, etc., e tais variáveis atuam simultaneamente e em escalas de tempo diferentes. Assim, para trabalhos futuros abordando a dinâmica da desembocadura de Cananéia, sugere-se analisar os processos hidrodinâmicos e sedimentares em diferentes perspectivas com relação às escalas temporais.

A fim de melhorar os resultados obtidos neste estudo e avaliar a influência de alguns processos que não foram considerados aqui, sugere-se ainda:

- O levantamento de dados batimétricos recentes, a fim de melhorar os resultados da modelagem numérica;
- O levantamento de dados para a calibração e validação dos módulos de propagação de ondas e de transporte sedimentar;
- A aplicação de um modelo numérico tridimensional, para avaliar possíveis influências da estratificação da coluna de água, mesmo sendo mínima, na dinâmica da região;
- Avaliar prováveis efeitos do transporte de sedimentos coesivos (transportados em suspensão) na dinâmica da desembocadura.

Capítulo 10 REFERÊNCIAS

ALLEN, J. I.; SOMERFIELD, P. J.; GILBERT, F. J. Quantifying uncertainty in high-resolution coupled hydrodynamic-ecosystem models. **Journal of Marine Systems**, v. 64, n. 1/4, p. 3-14, 2007.

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, 6., 2003, Sri Lanka. **Proceedings...** [S.l.]: Colombo, 2003. CD-ROM.

ARAÚJO, J. C.; VETTORAZZI, C. A.; MOLIN, J. P. Determinação de zonas de manejo e estimativa da produtividade de culturas de grãos por meio de videografia aérea digital multiespectral. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGRICULTURA DE PRECISÃO, 1., 2004, Piracicaba. **Anais...** Piracicaba: ESALQ / USP, 2004. 1 CD-ROM.

ARAUJO, R. S.; SILVA, G. V.; FREITAS, D.; KLEIN, A. H. F. Georreferenciamento de fotografias aéreas e análise da variação da linha de costa. In: ALCÂNTARA-CARRIÓ, J.; CORREA, I. D.; ISLA, F.; ALVARADO, M.; KLEIN, A. H. F.; CABRERA, J. A.; BARLOW, R. (ED.). **Métodos en teledetección aplicada a la prevención de riesgos naturales en el litoral**. Spain: CYTED, 2009. cap. 8, p. 123-138.

BARBIERI, E.; MELO, G. A. S. Biodiversidade: ocorrência da espécie exótica *Litopenaeus Vannamei* (Boone, 1931) no complexo estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape-Ilha Comprida. **O Mundo da Saúde**, v. 30, n. 4, p. 654-659, 2006.

BARCELLOS, R. L. **Distribuição da matéria orgânica sedimentar e o processo sedimentar atual no sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape**. 2005. 2 v. Tese (Doutorado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

BARCELLOS, R. L.; BERBEL, G. B. B.; BRAGA, E. S.; FURTADO, V. V. Distribuição e características do fósforo sedimentar no sistema estuarino lagunar de Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo, Brasil. **Geochimica Brasiliensis**, v. 19, n. 1, p. 22-36, 2005.

BARCELOS, J. H. **Sedimentação e subambientes deposicionais da Ilha Comprida, São Paulo**. 1975. 155 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

BERGAMO, A. L. **Características da hidrografia, circulação e transporte de sal: Barra de Cananéia, sul do Mar de Cananéia e Baía de Trapandé**. 2000. 214 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

BIRD, E. C. F. **Beach management**. Wiley, 1996.

BONETTI FILHO, J. **Transporte de sedimentos por suspensao nas proximidades da barra de Cananeia-SP**. 1995. 2 v. Dissertação (Mestrado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

BONETTI FILHO, J.; CONTI, L. A.; FURTADO, V. V. Suspended sediment concentration variability and its relation to tidal currents in a microtidal estuarine system. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, n. 3, p. 485-494, 1996.

BONETTI FILHO, J.; FURTADO, V. V. Modelo digital de terreno aplicado ao estudo de feições costeiras submersas no litoral sul do Estado de São Paulo. **Geociências**, v. 15, n. 2, p. 367-380, 1996.

BONETTI FILHO, J.; MIRANDA, L. B. Estimativa da descarga de água doce no Sistema Estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 45, n. 1/2, p. 89-94, 1997.

BRASIL. Diretoria de Hidrografia e Navegação. **Mar Pequeno**. 2. ed. Rio de Janeiro: DHN, 1985.

BRASIL. Diretoria de Hidrografia e Navegação. **Porto de Cananéia**. 1. ed. Rio de Janeiro: DHN, 1939.

BRASIL. Diretoria de Hidrografia e Navegação. **Porto de Cananéia**. 2. ed. Rio de Janeiro: DHN, 1971.

BRASIL. Diretoria de Hidrografia e Navegação. **Porto de Cananéia**. 3. ed. Rio de Janeiro: DHN, 1985.

BRASIL. Diretoria de Hidrografia e Navegação. **Porto de Cananéia**. 4. ed. Rio de Janeiro: DHN, 2004. Atualizado em 18/05/2009. Disponível em <https://www.mar.mil.br/dhn/chm/cartas/download/cartasbsb/cartas_eletronicas_Internet.htm>. Acesso em: 17 jun. 2013.

BRUUN, P. **Stability of coastal inlets: theory and engineering**. Amsterdam: Elsevier, 1978.

BRUUN, P.; GERRITSEN, F. **Stability of coastal inlets**. Amsterdam: North-Holland, 1960.

CONTI, L. A.; ARAUJO, C. A. S.; PAOLO, F. S.; BARCELLOS, R. L.; RODRIGUES, M.; MAHIQUES, M. M.; FURTADO, V. V. An integrated GIS for sedimentological and geomorphological analysis of a lagoon environment. Barra de Cananéia inlet region, (Southeastern Brazil). **Journal of Coastal Conservation**, v. 16, n. 1, p. 13–24, 2012.

COWELL, P. J.; THOM, B. G. Morphodynamics of coastal evolution. In: CARTER, R. W. G.; WOODROFFE, C. D. (Ed.). **Coastal Evolution**. Cambridge University Press, 1994/1995. p. 33-86.

CUCHIARA, D; FERNANDES, E. H.; STRAUCH, J. C.; CALLIARI, L. J. Modelagem numérica do comportamento das ondas na costa do Rio Grande do Sul. In: SEMINÁRIO E WORKSHOP EM ENGENHARIA OCEÂNICA, 2., Rio Grande. **Anais...** Rio Grande: Fundação Universidade Federal de Rio Grande, 2006. 1 CD-ROM.

DAVIS JR., R. A.; BARNARD, P. Morphodynamics of the barrier-inlet system, West-central Florida. **Marine Geology**, v. 200, n.1/4, p. 77-101, 2003.

DAVIS JR., R. A. Barrier island systems: a geologic overview. In: DAVIS JUNIOR, R. A. (Ed.). **Geology of Holocene Barrier Island Systems**. Berlin: Springer Verlag, 1994. p. 1-46.

DAVIS JR., R. A.; FITZGERALD, D. M. **Beaches and coasts**. Malden: Blackwell, 2004.

DE VRIEND, H. J.; ZYSERMAN, J.; NICHOLSON, J.; ROELVINK, J. A.; PECHON, P.; SOUTHGATE, H. N. Medium-term 2DH coastal area modelling. **Coastal Engineering**, v. 21, n. 1/3, p. 193-224, 1993.

DHI. **MIKE21 Hydrodynamic Module**. [S.l.]: DHI, 2000a.

DHI. **MIKE21 Sand Transport Module**. [S.l.]: DHI, 2000b.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção de planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, n. 2, p. 98-105, 1983.

ELIAS, E. P. L.; VAN DER SPEK, A. J. F. Long-term morphodynamic evolution of Texel Inlet and its ebb-tidal delta (The Netherlands). **Marine Geology**, v. 225, n. 1/4, p. 5-21, 2006.

FITZGERALD, D. M. Geomorphic variability and morphologic and sedimentologic controls on tidal inlets. **Journal of Coastal Research**, n. 23, p. 47-71, 1996. Special issue.

_____. Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets. In: AUBREY, D. G.; WEISHAR, L. (ED.). **Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets**. New York: Springer Verlag, 1988. p. 186-225.

FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin: Hemphill Publ. Co., 1980.

GAGLIARDI, M. **Análise de riscos costeiros a eventos atmosféricos extremos no litoral sul do Estado de São Paulo: estudo de caso na região da desembocadura de Cananéia**. 2013. 224 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

GEOBRÁS. **Complexo Valo Grande - Mar Pequeno - rio Ribeira de Iguape**. São Paulo: DAEE, 1966. 2 v.

GUEDES, C. C. F. **Evolução sedimentar quaternária da Ilha Comprida, Estado de São Paulo**. 2009. 133 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

HAYES, M. O. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. **Sedimentary Geology**, v. 26, n. 1/3, p. 139-156, 1980.

HOEFEL, F. G. **Morfodinâmica de praias arenosas oceânica: uma Revisão Bibliográfica**. Itajaí: Editora da Univali, 1998.

HOLTHUIJSEN, L. H. **Waves in oceanic and coastal waters**. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.

HOLTHUIJSEN, L. H.; BOOIJ, N.; HERBERS, T. H. S. A prediction model for stationary, short-crested waves in shallow water with ambient currents. **Coastal Engineering**, v. 13, n. 1, p. 23-54, 1989.

IBGE. **Atlas geográfico das zonas costeiras e oceânicas do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 2011.

IBGE. **Sistemas de referência**. Rio de Janeiro: IBGE, [2000?].

KOMAR, P. D. **Beach processes and sedimentation**. 2nd ed. Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall, 1998.

_____. Tidal-inlet process and morphology related to the transport of sediments. **Journal of Coastal Research**, p. 23-45, 1996. Special issue n. 23.

KOMEN, G. J.; CAVALERI, L.; DONELAN, M.; HASSELMANN, K.; HASSELMANN S.; JANSSEN, P. A. E. M. **Dynamics and modelling of ocean waves**. Londres: Cambridge University Press, 1994.

MACMAHAN, J. H.; THORNTON, E. B.; RENIERS, A. J. H. M. Rip current review. **Coastal Engineering**, v. 53, p. 191-208, 2006.

MARQUEZ, M. R. K. **Morfodinâmica de um segmento da praia da Ilha Comprida, litoral sul do Estado de São Paulo**. 2007. 123 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

MARTINEZ, P. A.; HARBAUGH, J. W. **Simulating nearshore environments**. Oxford: Pergamon, 1993.

MEHTA, A. J. A perspective on process related research needs for sandy inlets. **Journal of Coastal Research**, p. 3-21, 1996. Special issue, n. 23.

MEIRELLES, S.; VIOLANTE-CARVALHO, N. Modelagem computacional da propagação de ondas superficiais no oceano: um subsídio para a compreensão dos fenômenos ópticos. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 29, n. 4, p. 555-563, 2007.

MINIUSSI, I. C. Propagação da onda de maré em tomo da Ilha de Cananéia. **Contribuições Avulsas do Instituto Oceanográfico**. Série Oceanografia Física, n. 2, p. 1-8, 1959.

MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M.; KJERFVE, B. **Princípios de oceanografia física de estuários**. São Paulo: EDUSP, 2002.

_____. **Princípios de oceanografia física de estuários**. 2nd. ed. São Paulo: EDUSP, 2012.

MIRANDA, L. B.; MESQUITA, A. R.; FRANÇA, C. A. S. Estudo da circulação e dos processos de mistura no extremo sul do mar de Cananéia: condições de dezembro de 1991. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 43, n. 2, p. 153-164, 1995.

MISHIMA, M.; YAMANAKA, N.; PEREIRA, O. M.; SOARES, F. C.; SINQUE, C.; AKABOSHI, S.; JACOBSEN, O. Hidrografia do Complexo Estuarino-Lagunar de Cananéia (25°S; 048°W) São Paulo, Brasil. Salinidade e Temperatura (1973 a 1980). **Boletim do Instituto de Pesca**, São Paulo, v. 12, n. 3, p. 109-121, 1985.

MIYAO, S. Y. **Contribuição ao estudo da oceanografia física da região de Cananéia (lat. 25°S long. 48°W)**. 1977. 87 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

MIYAO, S. Y.; HARARI J. Estudo preliminar da maré e das correntes de maré da região estuarina de Cananéia (25°S - 48°W). **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 37, n. 2, p. 107-123, 1989.

MMA. Gerência de Biodiversidade Aquática e Recursos Pesqueiros. **Panorama da conservação dos ecossistemas costeiros e marinhos no Brasil**. Brasília: MMA/SBF/GBA, 2010. 148 p.

NEVES, C. F.; MUEHE, D. Vulnerabilidade, impactos e adaptação a mudanças do clima: a zona costeira. **Parcerias Estratégicas**, v. 13, n. 27, p. 217-295, 2008.

NICHOLLS, R. J.; WONG, P. P. (Coord.). Coastal systems and low-lying areas. 2007. In: **CLIMATE CHANGE 2007: impacts, adaptation and vulnerability**. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. p. 315-356.

NICHOLS, M. M.; BIGGS, R. B. Estuaries. In: DAVIS JR., R. A. **Coastal sedimentary environments**. 2nd. ed. rev. New York: Springer-Verlag, 1985. p. 77-186.

OERTEL, G. F. Ebb-tidal deltas of Georgia Estuaries. In: CRONIN, L. E. **Estuarine Research: Geology and Engineering**. New York: Academic Press, 1975. v. 2, p. 267-276.

_____. Processes of sediment exchange between tidal inlets, ebb deltas and barrier islands. In: AUBREY, D. G.; WEISHAR, L. (ED.). **Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets**. New York: Springer-Verlag, 1988. p. 297-318. (Lecture Notes on Coastal Estuarine Studies, v. 29).

PAOLO, F. S.; MAHIQUES, M. M. Utilização de métodos acústicos em estudos de dinâmica costeira: exemplo na desembocadura lagunar de Cananéia. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 26, n. 2, p. 211-225, 2008.

PIANCA, C.; MAZZINI, P. L.; SIEGLE, E. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, n. 1, p. 53-70, 2010.

PISETTA, M. **Análise do processo de distribuição do material particulado em suspensão e metais associados no sistema Cananéia-Iguape (SP)**. 2010. 175 f. Tese (Doutorado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

_____. **Transporte de sedimentos por suspensão no Sistema Estuarino-Lagunar de Cananéia-Iguape (SP)**. 2006. 179 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

PRITCHARD, D. W. Estuarine circulation patterns. **Proceeding of the American Society of Civil Engineers**, v. 81, n. 717, p. 1-11, 1955.

RANASINGHE, R.; PATTIARATCHI, C. The seasonal closure of tidal inlets: Wilson Inlet - a case study. **Coastal Engineering**, v. 37, n. 1, p. 37-56, 1999.

ROMERO, A. F.; RIEDEL, P. S.; MILANELLI, J. C. C. Carta de sensibilidade ambiental ao óleo do Sistema Estuarino-Lagunar de Cananéia-Iguape, litoral sul de São Paulo. **Revista Brasileira de Cartografia**, n. 62, p. 229-238, 2010. Edição especial n. 1.

ROSA, R. **Introdução ao sensoriamento remoto**. Uberlândia: EDUFU, 1990.

SADOWSKY, V. Modificações em curso na entrada da barra de Cananéia. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 4, n. 1/2, p. 191-214, 1953.

_____. Novas contribuições ao estudo da entrada da barra de Cananéia. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 5, n. 1/2, p. 151-178, 1954.

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H. L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU, Y. T.; CHUANG, H.; JUANG, H. H.; SELA, J.; IREDELL, M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; VAN DELST, P.; KEYSER, D.; DERBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; VAN DEN DOOL, H.; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, R. W.; RUTLEDGE, G.; GOLDBERG, M. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **American Meteorological Society**, p. 1015-1057, 2010.

SAHA, S.; NADIGA, S.; THIAW, C.; WANG, J.; WANG, W.; ZHANG, Q.; VAN DEN DOOL, H. M.; PAN, H. L.; MOORTHY, S.; BEHRINGER, D.; STOKES, D.; PEÑA, M.; LORD, S.; WHITE, G.; EBISUZAKI, W.; PENG, P.; XIE, P. The NCEP Climate Forecast System. **Journal of Climate**, v. 19, n. 15, p. 3483-3517, 2006.

SANTOS, S. L. C. **Um modelo de banco de dados geográficos para a resposta ao derramamento de óleo baseado na vulnerabilidade e sensibilidade do litoral paulista.** 2005. 216 f. Tese (Doutorado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

SEGAR, D. A. **Introduction to ocean sciences.** Belmont: Wadsworth, 1998.

SIEGLE, E. **Sediment transport and morphodynamics at an estuary mouth: a study using coupled remote sensing and numerical modelling.** 2003. 257 f. Thesis (Ph.D.) – School of Earth, Ocean and Environmental Science. Faculty of Science. University of Plymouth.

SIEGLE, E.; ASP, N. E. Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 55, n. 2, p. 109-120, 2007.

SIEGLE, E.; HUNTLEY, D. A.; DAVIDSON, M. A. Physical controls on the dynamics of inlet sandbar systems. **Ocean Dynamics**, v. 54, n. 3, p. 360-373, 2004.

SILVA, F. G.; DE OLIVEIRA SOUSA, P. H. G.; SIEGLE, E. Longshore transport gradients and erosion processes along the Ilha Comprida (Brazil) beach system. **Ocean Dynamics**, v. 66, n. 6, p. 853-865, 2016.

SILVA, I. R.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L. Modelagem de Ondas como Subsídio para a Gestão Ambiental das Praias da Costa do Descobrimento, sul do Estado da Bahia. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: INPE/SELP, 2007. p. 4691-4697.

SILVA, J. F. Dados climatológicos de Cananéia e Ubatuba (Estado de São Paulo). **Boletim Climatológico**, São Paulo, n. 6, p. 1-21, 1989.

SOUZA, C. R. **As células de deriva litorânea e a erosão nas praias do Estado de São Paulo.** 1997. 2 v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

SOUZA, L. A. P. **A planície costeira Cananéia - Iguape, litoral sul do Estado de São Paulo: Um exemplo de utilização de métodos geofísicos no estudo de áreas costeiras.** 1995. 207 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

SUGUIO, K. **Dicionário de Geologia Marinha, com termos correspondentes em Inglês, Francês e Espanhol.** São Paulo: T.A. Queiroz, 1992. (Biblioteca de ciências naturais, v. 15).

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Formações quaternárias e marinhas do litoral paulista e sul fluminense. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1., 1978, São Paulo. **Special Publication ...** São Paulo: IGCB/IG-USP/SBG, 1978. p. 1-55.

SUGUIO, K.; TESSLER, M. G. Depósitos quaternários da planície costeira de Cananéia-Iguape (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. São Paulo: Sbg, 1992. p. 1-31. **Roteiro das excursões...** São Paulo: SBG, 1992. v. 1, p. 1-31, 1992.

SUGUIO, K.; TESSLER, M. G. Intense coastal sedimentation and erosion in the Cananéia outlet, southern state of São Paulo, Brazil. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 32, n. 1, p. 71-75, 1983.

TAVARES JÚNIOR, J. B.; OUVENEY, M. I. M.; UBERTI, M. S.; ANTUNES, M. A. H. Avaliação de imagens Ikonos II e Quickbird para obtenção de bases cartográficas para o cadastro técnico municipal. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CADASTRO TÉCNICO MULTIFINALITÁRIO, 7., Florianópolis. **Anais...** Florianópolis, Universidade Federal de Santa Catarina, 2006. 1 CD-ROM.

TELES, A. P. S. S. **A evolução geológica Quaternária e a influência do Valo Grande na dinâmica sedimentar da área de Iguape, São Paulo.** 1997. 98 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

TESSLER, M. G. **Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista.** 1988. 276 f. Tese (Doutorado) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

TESSLER, M. G.; GOYA, S. C.; YOSHIKAWA, P. S.; HURTADO, S. N. São Paulo. In: MUEHE, D. (Org.). **Erosão e progradação do litoral brasileiro.** Brasília: MMA, 2006. p. 297-346.

TESSLER, M. G.; MAHIQUES, M. M. Erosional and depositional processes on the southern coast of the state of São Paulo: a case study of Cananéia-Iguape System. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 70, n. 2, p. 267-275, 1998.

TESSLER, M. G.; SOUZA, L. A. P. Dinâmica sedimentar e feições sedimentares identificadas na superfície de fundo do sistema Cananéia-Iguape, SP. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 46, n. 1, p. 69-83, 1998.

TESSLER, M. G.; SUGUIO, K.; MAHIQUES, M. M.; FURTADO, V. V. Evolução temporal e espacial da desembocadura lagunar de Cananéia (SP). **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 38, n. 1, p. 23-29, 1990.

TOLMAN, H. L. **User manual and system documentation of WAVEWATCH III**. Version 1.18. Camp Springs: NOAA, 1999.

VAN RIJN, L. C.; WALSTRA, D. J. R.; GRASMEIJER, B.; SUTHERLAND, J.; PAN, S.; SIERRA, J. P. The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models. **Coastal Engineering**, v. 47, n. 3, p. 295-327, 2003.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **The Journal of Geology**, v. 30, n. 5, p. 377-392, 1922.

WRIGHT, L. D.; COLEMAN, J. M. River delta morphology: wave climate and the role of subaqueous profile. In: SWIFT, D. J. P.; PALMER, H. D. (Ed.). **Coastal Sedimentation**. Stroudsburg: Dowden, Hutchinson & Ross, 1978. p. 87-89.

WRIGHT, L. D.; THOM, B. G. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. **Progress in Physical Geography**, v. 1, n. 3, p. 412-459, 1977.

YOUNG, I. R. **Wind generated ocean waves**. Asmterdam: Elsevier, 1999.