Caio Cabelas Aragon

**Morfodinâmica das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de
Iguape, 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

2017

Universidade de São Paulo
Instituto Oceanográfico

Morfodinâmica das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape, São Paulo.

Caio Cabezas Aragon

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

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	iii
LISTA DE TABELAS.....	vii
AGRADECIMENTOS	viii
RESUMO.....	ix
ABSTRACT.....	x
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. SISTEMAS DE DESEMBOCADURAS.....	4
1.2. ONDAS E CORRENTES COSTEIRAS.....	13
1.4. SENSORIAMENTO REMOTO DA ZONA COSTEIRA.....	16
2. OBJETIVOS	19
3. ÁREA DE ESTUDO	20
3.1. HERANÇA GEOLÓGICA DO LITORAL PAULISTA.....	21
3.1.1. PLANÍCIE COSTEIRA DE CANANÉIA-IGUAPE	23
3.1.2. PLANÍCIE COSTEIRA DO UNA-JURÉIA.....	30
3.2. METEOROLOGIA E OCEANOGRAFIA.....	32
3.2.1. CLIMA.....	32
3.2.2. DRENAGEM CONTINENTAL.....	34
3.2.3. MARÉS	36
3.2.4. ONDAS.....	38
3.2.5. CORRENTES DE DERIVA LITORÂNEA.....	39
3.3. DESEMBOCADURAS DE ICAPARA E DO RIBEIRA DE IGUAPE.....	41
4. MATERIAIS E MÉTODOS	47
4.1. IMAGENS DE SENSORIAMENTO REMOTO.....	48
4.1.1. MAPEAMENTO DA LINHA DE COSTA - RAZÃO DE BANDAS.....	48
4.1.2. DADOS MULTIESPECTRAIS – IMAGENS LANDSAT.....	50
4.1.3. PROCESSAMENTO DIGITAL DAS IMAGENS.....	53
4.1.4. VARIAÇÃO DE LINHA DE COSTA.....	55

4.2. CLIMA DE ONDAS WW3.....	56
4.2.1. DADOS DE ONDA	56
4.2.2. PROCESSAMENTO DOS DADOS.....	57
4.3. MODELAGEM NUMÉRICA	59
4.3.1. DOMÍNIO DO MODELO E GRADE COMPUTACIONAL	61
4.3.2. MÓDULO DE ONDA (DELFT3D - WAVE).....	63
4.3.2. EXPERIMENTOS NUMÉRICOS	63
4.4. DERIVA LITORÂNEA POTENCIAL.....	64
5. RESULTADOS.....	69
5.1. MORFOLOGIA DA LINHA DE COSTA.....	69
5.2. CLIMA DE ONDAS	89
5.2.1. ESCALA INTERANUAL.....	89
5.2.1. INTERVALOS - SÉRIE TEMPORAL LANDSAT	93
5.3. DERIVA LITORÂNEA POTENCIAL.....	94
6. DISCUSSÃO	101
7. CONCLUSÃO	113
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	117
ANEXO I – RESULTADOS DO CLIMA DE ONDAS.....	127

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1: Seções principais em um sistema de desembocadura. Modificado de Brunn (1978).	5
FIGURA 1.2: Morfologia generalizada de um sistema de desembocadura. Modificado de Davis (1994).	6
FIGURA 1.3: Tipos de desembocaduras segundo a classificação de Davis (1994).	7
FIGURA 1.4: Componentes principais envolvidos na morfodinâmica costeira. Modificado de Wrigth e Thom (1977).	8
FIGURA 1.5: Escalas espaço-temporais dos processos morfodinâmicos que resultam na evolução costeira. Modificado de Cowell e Thom (1994).	9
FIGURA 1.6: Modelo de migração de um sistema de desembocadura. Evolução da linha de costa (I) e do canal principal (II). Modificado de Davis e Fitzgerald (2004).	11
FIGURA 1.7: Modelos de trânsito de sedimentos (<i>bypassing</i>) em sistemas de desembocaduras. Modificado de Fitzgerald, Kraus e Hands (2000).	12
FIGURA 3.1: Localização geográfica do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape.	23
FIGURA 3.2: Mapa geológico do Vale do Ribeira. Modificado de Nascimento <i>et al.</i> (2008).	24
FIGURA 3.3: Canais e desembocaduras do complexo estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape.	27
FIGURA 3.4: Configuração da Ilha Comprida a 6000 A.P. Modificado de Guedes <i>et al.</i> (2011).	28
FIGURA 3.5: Estágios subsequentes da evolução holocênica da Ilha Comprida B: 5000 A.P.; C: 1900 A.P.; D: 200 A.P.; E: configuração atual. Modificado de Guedes <i>et al.</i> (2011).	29
FIGURA 3.6: Fisiografia da planície costeira do Una-Juréia. A desembocadura do Ribeira de Iguape encontra-se na porção ocidental da planície. Modificado de Bentz (2004).	30
FIGURA 3.7: Bacia de drenagem do complexo estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape e do rio Ribeira de Iguape. Modificado de Bonetti Filho e Miranda (1997).	35
FIGURA 3.8: Rumo das correntes de maré enchente entre a desembocaduras de Cananéia e de Icapara. Modificado de Tessler (1982).	37
FIGURA 3.9: Rumo das correntes de maré vazante entre a desembocaduras de Cananéia e de Icapara. Modificado de Tessler (1982).	37
FIGURA 3.10: Deriva litorânea potencial sazonal ao longo da Ilha Comprida, estimada a partir da sazonalidade do clima de ondas. Modificado de Silva, Sousa e Siegle (2016).	41
FIGURA 3.11: Evolução do pontal nordeste da Ilha Comprida entre os anos de 1882 a 1965. Modificado de Geobrás (1966).	42
FIGURA 3.12: Evolução do pontal sudoeste da Praia do Leste entre os anos de 1882 a 1965. Modificado de Geobrás (1966).	43
FIGURA 3.13: Evolução do pontal sudoeste da Praia da Juréia entre os anos de 1908 a 1953. Modificado de Geobrás (1966).	44

FIGURA 3.14: Evolução do pontal sudoeste da Praia da Juréia entre os anos de 1956 a 1965. Modificado de Geobrás (1966).....	45
FIGURA 3.15: Evolução morfológica do pontal NE da Ilha Comprida, pontal SW da Praia da Juréia e da Praia do Leste entre os anos de 1986 a 2007. Modificado de Kawakubo <i>et al.</i> (2011).....	46
FIGURA 4.1: Imagem resultante da razão b2/b4: elementos de água e terra são representados respectivamente por <i>pixels</i> claros e escuros. Valores dos pixels ao longo do perfil AB e limiar considerado na classificação dos <i>pixels</i> de água e terra.	54
FIGURA 4.2: Pontos de origem e de intersecção nos perfis longitudinais externo (1) e interno (2); Pontos de origem e de intersecção nos perfis transversais de 1 a 7 (direita).....	56
FIGURA 4.3: Grade computacional I (resolução média de 4 km ² – não aninhada). Localização do ponto de extração de dados das simulações do WW3.....	61
FIGURA 4.4: Grade computacional II (resolução média de 70 m ² – aninhada na grade I).....	62
FIGURA 4.5: Pontos de extração de dados de altura significativa (Hs) e direção de pico (Dp).	64
FIGURA 4.6: Segmentos de praia delimitados para as estimativas de deriva litorânea potencial. Segmento I: Ilha Comprida. Segmento II: Praia da Juréia.	67
FIGURA 5.1: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo A: 16/06/1985 – 02/05/1986; Intervalo B: 02/05/1986 – 18/01/1989).....	70
FIGURA 5.2: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo C: 18/01/1989 – 15/03/1992; Intervalo D: 15/03/1992 – 21/07/1992).....	71
FIGURA 5.3: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo E: 21/07/1992 – 28/06/1995; Intervalo F: 28/06/1995 – 16/12/1999).....	72
FIGURA 5.4: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo G: 16/12/1999 – 15/02/2002; Intervalo H: 15/02/2002 – 25/05/2003).....	73
FIGURA 5.5: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo I: 25/05/2003 – 16/08/2007; Intervalo J: 16/08/2007– 24/10/2009).....	74
FIGURA 5.6: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo K: 24/10/2009 – 23/05/2011; Intervalo L: 23/05/2011– 26/04/2013).....	75
FIGURA 5.7: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo M: 26/04/2013 – 08/02/2014; Intervalo N: 08/02/2014 – 31/03/2015).	76
FIGURA 5.8: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo O: 31/03/2015 – 07/07/2016).	77
FIGURA 5.9: Posição relativa da linha de costa na Ilha Comprida, na Praia do Leste e na Praia da Juréia, inferidas a partir dos pontos de intersecção dos perfis longitudinais. No eixo vertical, encontra-se a posição da linha de costa em relação à origem (primeiro ponto de intersecção em cada perfil de acordo com o mapa vetorial da imagem: Landsat 5 TM - 16/05/1985)..	79

FIGURA 5.10: Taxas diárias de variação longitudinal da linha de costa (m.dia^{-1}) do pontal NE da Ilha Comprida e do extremo SW da Praia do Leste.	82
FIGURA 5.11: Taxas diárias de variação longitudinal da linha de costa (m.dia^{-1}) do extremo NE da Praia do Leste e do pontal SW da Praia do Leste.....	83
FIGURA 5.12: Posição relativa da linha de costa na Ilha Comprida (perfis 1, 2 e 3), Praia do Leste (perfil 4) e Praia da Juréia (perfis 5, 6 e 7), inferidas a partir dos pontos de intersecção dos perfis transversais. No eixo vertical encontra-se a posição da linha de costa em relação a origem (primeiro ponto de intersecção em cada perfil de acordo com o mapa vetorial da imagem: Landsat 5 TM - 16/05/1985).	85
FIGURA 5.13: Histogramas de altura significativa (A) e período de pico de onda (B).....	91
FIGURA 5.14: Histograma de altura significativa (Hs) e período de pico (Tp) para ondas de S e SSE. Na tabela ao lado, encontram-se os valores de Tp predominante em cada classe de Hs.	92
FIGURA 5.15: Histograma de altura significativa (Hs) e período de pico (Tp) para ondas de SSW e SW. Na tabela ao lado, encontram-se os valores de Tp predominante em cada classe de Hs.	93
FIGURA 5.16: Histograma de altura significativa (Hs) e período de pico (Tp) para ondas de ENE e E. Na tabela ao lado, encontram-se os valores de Tp predominante em cada classe de Hs.	93
FIGURA 5.17: Deriva litorânea potencial resultante em unidades adimensionais nos segmentos de praia I (Ilha Comprida) e II (Praia da Juréia).....	95
FIGURA 5.18: Deriva litorânea potencial resultante nos segmentos I (Ilha Comprida) e II (Praia da Juréia). Setas indicam a magnitude (adimensional) e o rumo da deriva.	96
FIGURA 5.19: Deriva litorânea potencial resultante nos segmentos I (Ilha Comprida) e II (Praia da Juréia). Setas indicam a magnitude adimensional e o rumo da deriva.....	97
FIGURA 5.20: Deriva litorânea potencial resultante nos segmentos I (Ilha Comprida) e II (Praia da Juréia). Setas indicam a magnitude adimensional e o rumo da deriva (continuação).	98
FIGURA 5.21: Deriva litorânea potencial resultante nos segmentos I (Ilha Comprida) e II (Praia da Juréia). As setas indicam a magnitude adimensional e o rumo da deriva.	99
FIGURA 5.22: Magnitude das componentes resultantes de deriva potencial (eixo vertical direito). Duração temporal dos intervalos da série de imagens Landsat em dias (eixo vertical esquerdo).....	100
FIGURA 6.1: Magnitude e sentido das componentes resultantes de deriva potencial sobreposta aos resultados de variação longitudinal da linha de costa no pontal NE da Ilha Comprida, em cada intervalo temporal.	107
FIGURA 6.2: Magnitude e sentido das componentes resultantes de deriva potencial sobreposta aos resultados de variação longitudinal da linha de costa no pontal SW da Praia da Juréia, em cada intervalo temporal.	108

FIGURA A.1: Histograma de altura significativa (Hs) e período de pico (Tp) para ondas de ESE e SE.	
Na tabela ao lado, encontram-se os valores de Tp predominante em cada classe de Hs. ..	129
FIGURA A.2: Histograma de altura significativa (Hs) e período de pico (Tp) para ondas de NNE e NE.	
Na tabela ao lado, encontram-se os valores de Tp predominante em cada classe de Hs. ..	129
FIGURA A.3: Histograma de altura significativa (Hs) e período de pico (Tp) para ondas de WSW e W.	
Na tabela ao lado, encontram-se os valores de Tp predominante em cada classe de Hs. ..	130
FIGURA A.4: Histograma de altura significativa (Hs) e período de pico (Tp) para ondas de WNW e NW.	
Na tabela ao lado, encontram-se os valores de Tp predominante em cada classe de Hs. ..	130
FIGURA A.5: Histograma de altura significativa (Hs) e período de pico (Tp) para ondas de NNW e N.	
Na tabela ao lado, encontram-se os valores de Tp predominante em cada classe de Hs. ..	131
FIGURA A.6: Histogramas direcionais de onda exibindo a distribuição de Hs e Tp do 1 ° ao 8 ° intervalo das imagens Landsat.	132
FIGURA A.7: Histogramas direcionais de onda exibindo a distribuição de Hs e Tp do 9 ° ao 16 ° intervalo das imagens Landsat.	133
FIGURA A.8: Histogramas direcionais de onda exibindo a distribuição de Hs e Tp do 17 ° ao 24 ° intervalo das imagens Landsat.	134
FIGURA A.9: Histogramas direcionais de onda exibindo a distribuição de Hs e Tp do 25 ° ao 32 ° intervalo das imagens Landsat.	135
FIGURA A.10: Histogramas direcionais de onda exibindo a distribuição de Hs e Tp do 33 ° ao 40 ° intervalo das imagens Landsat.	136
FIGURA A.11: Histogramas direcionais de onda exibindo a distribuição de Hs e Tp do 41 ° ao 45 ° intervalo das imagens Landsat.	137

LISTA DE TABELAS

TABELA 1.1: Características dos dados de sensoriamento remoto e sua adequada aplicação em três ambientes. Modificado de Klemas (2009).	18
TABELA 4.1: Atributos principais da série multiespectral de imagens Landsat utilizada.....	52
TABELA 4.2: Classes de altura significativa (Hs), período de pico (Tp) e direção de pico (Dp) consideradas nos cálculos de frequência relativa.....	59
TABELA 5.1: Valores máximos estimados de progradação e retrogradação de linha de costa no pontal nordeste da ilha comprida, pontal sudoeste da Praia da Juréia e nos extremos nordeste e sudoeste da Praia do Leste.	80
TABELA 5.2: Frequência relativa obtida da direção de pico de onda (Dp).....	90
TABELA A.1: Frequência relativa (%) da altura significativa (Hs) de ondas de N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE e SSE, entre 1985 – 2016.....	127
TABELA A.2: Frequência relativa (%) da altura significativa (Hs) de ondas de S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW e NNW, entre 1985 – 2016.	127
TABELA A.3: Frequência relativa (%) do período de pico (Tp) de ondas de N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE e SSE, entre 1985 – 2016.....	128
TABELA A.4: Frequência relativa (%) do período de pico (Tp) de ondas de S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW e NNW, entre 1985 – 2016.	128

AGRADECIMENTOS

Apesar dos desafios, dificuldades e imprevistos ocorridos no decorrer deste estudo, certamente o percurso trilhado teria sido mais difícil, se não impossível em alguns casos, se não fosse pela presença, companheirismo e ajuda de todas as pessoas que de alguma forma contribuíram para o sucesso desta dissertação. Sendo assim, eu gostaria de agradecer:

- Aos meus pais, Maria Teresa e Miguel pelo suporte e amor incondicional. Faltam palavras que possam descrever com o meu amor e gratidão por vocês !!
- Ao meu orientador Prof. Dr. Eduardo Siegle pela confiança, orientação e conselhos. Sou extremamente grato pela oportunidade de crescimento profissional e pessoal que você me proporcionou.
- Aos meus familiares que, ainda não saber ao certo o que eu faço, mais ainda sim, continuam me apoiando. Gostaria de agradecer especialmente a dona Maria e a dona Teresa pelos rangos maravilhosos e pela fé em mim depositada.
- Agradeço a minha namorada Marina por todos os momentos maravilhosos que passamos juntos. Pelo amor, amizade, experiências culinárias, viagens e tudo mais !! Te amo gatinha !!
- Ao meu amigo de fé, meu irmão camarada: Anderson Lobo !!
- Aos meus colegas de LDC pela ajuda nos campos, conversas dos mais diversos assuntos e pelos momentos de descontração durante as pausas para um café: PH, Hélio, Lucas Sartorelli, Lilian, Bruna, Carolina, Mariana, Filipe, Mirella e todos os demais.
- Aos meus amigos da Ancora por me hospedarem quando precisei de um canto para dormir, pela amizade, churrascos e todos os momentos de descontração. Um abraço ao Toco, Boça, Double, Potro, Cumpade, Pamonha, Janco, Virjão, Petisco e os demais moradores e agregados.
- Aos funcionários do IO (Ana Paula, Letícia, Daniel, Wagner, Marta, Cidinha, Fátima, Jorge, Eder e Ricardo) e aos da base de Cananéia (Kleiton, Adriano, Clóvinho, Amauri, Zeca, Fátima e todos os demais).
- Ao CNPq e ao Instituto Oceanográfico pelo suporte financeiro e logístico.

RESUMO

O objetivo deste trabalho é avaliar a importância relativa de ondas e correntes de deriva litorânea no processo de migração das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape. O clima de ondas foi obtido a partir do modelo Wavewatch III. As taxas de migração do sistema foram estimadas através de uma série temporal de imagens Landsat. Através da aplicação do modelo numérico Delft3D, as ondas foram propagadas para águas rasas, nas proximidades dos pontais da Ilha Comprida e da Praia da Juréia. Assim, as características de das ondas extraídas do modelo, permitiram a estimativa das tendências da deriva litorânea nestes segmentos. A extração da linha de costa de imagens entre 16/06/1985 e 07/07/2016 exibiram a continuidade do processo de acreção lateral dos pontais da Ilha Comprida e da Praia da Juréia, cuja variação total foi de 852 e 669 m respectivamente, que ocorreram a taxas anuais de 27 e 21 m.ano⁻¹. Neste período, o crescimento destas feições promoveu o deslocamento das desembocaduras de Icapara, para NE, e do Ribeira de Iguape, para SW. As componentes de transporte exibiram rumo resultante para NE em ambos pontais, com valores maiores na Praia da Juréia. Os resultados mostram a relação entre a deriva litorânea e a migração das desembocaduras, indicando sua importância relativa como processo controlador da morfodinâmica local.

Palavras-chave: migração de desembocaduras, modelagem numérica, deriva litorânea.

ABSTRACT

The objective of this work is to evaluate the relative importance of waves and longshore drift currents in the migration process of the Icapara and Ribeira de Iguape inlets. The wave climate was obtained from the Wavewatch III model. The system migration rates were estimated through a Landsat image time series. Through the application of the numerical model Delft3D, the waves were propagated to shallow waters, near of Ilha Comprida's and Juréia's Beach sand spits. Thus, the characteristics of the waves extracted from the model allowed the estimation of longshore drift trends in these segments. The extraction of the coastline of images between June 16th 1985, and July 7th 2016, showed the continuity of Ilha Comprida Island and Juréia Beach lateral accretion process, with a total variation of 852 and 669 m respectively, which occurred at annual rates of 27 and 21 m.year⁻¹. During this period, the growth of these features promoted the displacement of the mouths of Icapara, for NE, and the Ribeira de Iguape, for SW. The transport components exhibited a resultant NE direction at both points, with higher values at Juréia Beach. The results show the relationship between the longshore drift and the inlets lateral migration, indicating its relative importance as a controlling process of the local morphodynamics.

Keywords: inlet migration, numerical modeling, longshore drift

1. INTRODUÇÃO

Os ambientes costeiros representam a interface entre os continentes e os oceanos. São sistemas altamente dinâmicos, sensíveis e que constituem amplas zonas de transição, incluindo áreas acima e abaixo do nível do mar (WOODROFFE, 2002). Ao considerar uma distância máxima da linha de costa em 100 km, a região costeira representa cerca de 20 % da superfície terrestre total, onde aproximadamente 41 % da população mundial reside e onde, 20 das 33 megacidades mundiais (com mais de 8 milhões de habitantes) são encontradas (MARTINEZ *et al.*, 2007).

Sistemas de desembocaduras são ambientes frequentemente encontrados na zona costeira mundial e possuem notável importância econômica e ecologia, pois, permitem a troca de constituintes entre águas continentais e águas oceânicas e interrompem localmente o transporte longitudinal costeiro de sedimentos. A partir destas características mostra-se que compreender seus processos controladores é fundamental para a manutenção de vias hidrográficas navegáveis e para o gerenciamento da zona costeira adjacente (DAVIS; FITZGERALD, 2004). São ambientes caracterizados pela sua acentuada dinâmica sedimentar e morfológica. Entre as variáveis que influenciam sua morfodinâmica, reconhece-se a importância relativa da energia de ondas, marés e da descarga fluvial e de sua distribuição ao longo do sistema, o que permite identificar os controles físicos atuantes em cada seção da desembocadura (SIEGLE; HUNTLEY; DAVIDSON, 2004).

Localizadas no extremo sul do litoral de São Paulo, as desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape situam-se no complexo estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape,

um ambiente costeiro que já foi tema de uma ampla diversidade de estudos oceanográficos. Entre aqueles direcionados para o estudo destas desembocaduras, destacam-se os trabalhos que quantificaram suas alterações morfológicas: Geobrás (1966), Nascimento *et al.* (2008) e Kawakubo *et al.* (2011). Destacam-se também, os trabalhos que visaram apresentar uma caracterização dos processos morfodinâmicos atuantes nestes sistemas de desembocaduras: Tessler *et al.* (2004) e Tessler e Mahiques (1993).

Nos últimos 200 anos, as desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape apresentaram um acentuado processo de migração. Esta movimentação foi atribuída, entre outros fatores, a intervenção antrópica no rio Ribeira de Iguape (NASCIMENTO *et al.*, 2008; TESSLER *et al.*, 2004; TESSLER; MAHIQUES, 1993), o maior curso fluvial do litoral sul paulista. Nesta ação, constrói-se um canal artificial, denominado de canal do Valo Grande, destinado a conectar a calha original do rio Ribeira de Iguape com o canal lagunar do Mar Pequeno. A motivação deste empreendimento remonta dos períodos coloniais e imperiais brasileiros, em função da prosperidade econômica advinda da produção de arroz na região da Vila de Iguape e sua subsequente exportação pelo porto da vila (VALENTIN, 2003).

Em agosto de 1827, inicia-se a construção do Valo Grande, que ligaria a calha do rio Ribeira de Iguape com Mar Pequeno e assim, reduziria o custo para escoar a produção de arroz da região até o porto da Vila de Iguape. O canal foi finalizado por volta de 1852, com largura e profundidade inicial de 4 e 2 m (ITALIANI; MAHIQUES, 2014; VALENTIN, 2003). Desde a sua abertura, foram registradas diversas alterações morfológicas na região adjacente ao canal, decorrentes do aumento progressivo da vazão no canal que promoveu a erosão de suas margens e destruiu, eventualmente, parte do

município de Iguape e de áreas cultiváveis, além de assorear o porto com os sedimentos erodidos e transportados ao Mar Pequeno. Mais de um século após sua abertura, o Valo Grande apresenta largura de 235 m, profundidade máxima de 7 m e múltiplos bancos arenosos nas proximidades de sua desembocadura (ITALIANI; MAHIQUES, 2014; NASCIMENTO *et al.*, 2008; TESSLER *et al.*, 2004).

Com o funcionamento do Valo Grande, a desembocadura do Ribeira de Iguape apresentou uma evolução marcada pela posição instável de seu canal principal, aparentando avançar para SW e retroceder para NE de maneira cíclica, em torno de uma posição média (TESSLER *et al.*, 2004). Com relação à desembocadura de Icapara, Nascimento *et al.* (2008) propõem que devido ao aumento de vazão no canal do Mar Pequeno, acentua-se o carácter meandrante do canal lagunar próximo a desembocadura, resultando na erosão de sedimentos na margem de Iguape e na posterior redeposição destes sedimentos no pontal nordeste da Ilha Comprida, promovendo seu crescimento e deslocando a desembocadura de Icapara para NE.

Ao considerar que aproximadamente 75 % da vazão do rio Ribeira de Iguape é desviada pelo Valo Grande até o canal do Mar Pequeno (PISETTA, 2006), se supõe que houve um aumento relativo na descarga parcial da desembocadura de Icapara. Em contrapartida, ocorre o enfraquecimento da descarga fluvial na desembocadura do Ribeira de Iguape (25 % do valor original).

Entre os trabalhos consultados, os primeiros resultados que evidenciaram a evolução e o deslocamento das desembocaduras foram obtidos pela Geobrás (1966). Entre as considerações finais dos autores sobre o sistema, com base na taxa média de crescimento do pontal nordeste da Ilha Comprida, os autores previram que as desembocaduras de

Icapara e do Ribeira de Iguaçu se unificariam em aproximadamente 85 anos. Neste contexto, ambas desembocaduras não mais estariam delimitadas pela Praia do Leste e apresentariam um único canal principal. É possível que esta previsão tenha se realizado antes do esperado, pois, a partir de imagens de sensoriamento remoto, visualizadas no *Google Earth*, constata-se uma configuração aproximadamente unificada das desembocaduras, desde o ano de 2009.

Considerando que a migração histórica destes sistemas foi induzida pelo balanço entre os agentes estabilizadores (e.g., correntes de maré vazante e enchente, descarga fluvial, estratigrafia local) e os desestabilizadores (e.g., ondas, correntes de deriva litorânea, aporte sedimentar). O presente estudo busca então, quantificar as alterações morfológicas ocorridas nas desembocaduras, em um intervalo temporal de aproximadamente 30 anos, e relacioná-las a um dos tipos de agentes desestabilizadores conhecidos: ondas incidentes e correntes de deriva litorânea induzidas.

1.1. SISTEMAS DE DESEMBOCADURAS

Por definição, sistemas de desembocaduras representam conexões entre estuários e lagunas costeiras com o oceano adjacente. Sua extensão abrange o canal principal e suas feições sedimentares associadas (HAYES, 1980). De acordo com Brunn (1978), desembocaduras apresentam três seções principais (Figura 1.1). A porção mais estreita e profunda destes sistemas encontra-se na seção da garganta do canal principal, onde ocorrem fluxos bidirecionais, induzidos pela propagação de ondas de maré, nestes sistemas. A seção lagunar corresponde a porção interna das desembocaduras, sujeita a presença de múltiplos canais e a formação de deltas de maré enchente, que por sua vez,

representam o acúmulo de sedimentos transportados por correntes de maré enchente (HAYES, 1980). A seção oceânica corresponde a porção externa das desembocaduras, sujeita a presença de um ou mais canais principais e a formação de deltas de maré vazante, que representam o acúmulo de sedimentos transportados primariamente por correntes de maré vazante e posteriormente retrabalhados pela ação de ondas (HAYES, 1980).

FIGURA 1.1: Seções principais em um sistema de desembocadura. Modificado de Brunn (1978).

A variabilidade temporal e espacial e a interação entre diferentes parâmetros oceanográficos, meteorológicos e geológicos (e.g., amplitude de marés, clima de ondas, descarga fluvial, frequência e intensidade de perturbações atmosféricas, aporte sedimentar e presença de formações rochosas) são responsáveis pela diversidade morfológica das desembocaduras (FITZGERALD, 1996). Mesmo com tantas variáveis, uma configuração de equilíbrio pode ser atingida em de acordo com a importância relativa entre seus processos controladores (KOMAR, 1996).

FIGURA 1.2: Morfologia generalizada de um sistema de desembocadura. Modificado de Davis (1994).

A complexidade dos processos sedimentares em desembocaduras está intimamente relacionada com a diversidade de forçantes que atuam e condicionam a sua dinâmica de fluídos e transporte sedimentar. Os resultados obtidos por Siegle, Huntley e Davidson (2004) permitiram identificar a variação da importância relativa das forçantes ao longo da desembocadura e dos bancos do Rio Teign (Teignmouth, Reino Unido). De acordo com os autores, o canal principal do sistema é dominado por marés, que direcionam o transporte sedimentar como uma consequência dos fluxos bidirecionais que fluem pelo canal. Segundo os autores, parte destes sedimentos são depositados na porção externa do delta de maré vazante e passam a ser influenciados por ondas e marés. Nos bancos arenosos e canais secundários da desembocadura,

A partir da influência relativa da energia de ondas e marés (Figura 1.3), Davis (1994) agrupou estes sistemas nas classes: dominado por marés (A), dominado por ondas (B), de energia mista retilíneo (C) e de energia mista deslocado (D).

FIGURA 1.3: Tipos de desembocaduras segundo a classificação de Davis (1994).

Desembocaduras dominadas por marés (A) tendem a apresentar deltas de maré vazante extensos, bem desenvolvidos, prolongados em direção ao oceano e com barras marginais aproximadamente perpendiculares à linha de costa. Desembocaduras dos tipos B e C, de energia mista, apresentam deltas de maré vazante bem desenvolvidos e com canais principais bem formados. Desembocaduras do tipo D, dominado por ondas, tendem a possuir deltas de maré vazante reduzidos, decorrentes da ação de ondas. O canal principal deste tipo de desembocadura possui um característico deslocamento (DAVIS; FITZGERALD, 2004; DAVIS, 1994; HAYES, 1980).

Assim como em outros sistemas costeiros, a evolução de desembocaduras resulta, entre outros fatores, dos processos morfodinâmicos que ocorrem mediante a variabilidade das forçantes externas com a disponibilidade sedimentar destes sistemas. De acordo com Wright e Thom (1977), a morfodinâmica costeira é definida como o ajuste mútuo entre

a topografia com a dinâmica de fluídos. O transporte de sedimentos fornece o mecanismo de acoplamentos pelo qual o ajuste ocorre (Figura 1.4). A dinâmica de fluidos gera o transporte de sedimentos, resultando em alterações morfológicas ao longo do tempo. As alterações progressivas na topografia alteram as condições de contorno para a dinâmica dos fluidos, gerando mudanças nos padrões de sedimentos e seus produtos deposicionais (CARTER; WOODROFFE, 1994).

FIGURA 1.4: Componentes principais envolvidos na morfodinâmica costeira. Modificado de Wrigth e Thom (1977).

Os processos morfodinâmicos costeiros ocorrem em diferentes escalas espaço-temporais e são agrupados em 4 classes primárias (Figura 1.5). Na escala instantânea, os processos ocorrem durante um ciclo de atuação de suas forçantes. Na escala de eventos, os processos promovem a formação de unidades sedimentares e sequencias deposicionais. Na escala de engenharia (histórica) os processos induzem a alterações no transporte sedimentar e, em escalas geológicas, as flutuações de curta escala temporal se tornam de

pequena importância e a evolução ocorre em resposta as tendências de alteração ambiental de escala milenar (COWELL; THOM, 1994). Para Wright e Thom (1977), a evolução costeira representa o resultado da integração no tempo dos processos que operam nas pequenas escalas temporais e espaciais.

FIGURA 1.5: Escalas espaço-temporais dos processos morfodinâmicos que resultam na evolução costeira. Modificado de Cowell e Thom (1994).

Atrelada aos processos morfodinâmicos de desembocaduras, encontra-se a tendência de migração ou de estabilidade destes sistemas. Desde a sua formação, algumas desembocaduras estiveram estáveis em uma localização, enquanto que outras, migraram grandes distâncias ao longo da costa (DAVIS; FITZGERALD, 2004). A estabilidade destes sistemas é primariamente condicionada pela importância relativa da energia de ondas e marés, além da profundidade do canal principal, do transporte

sedimentar litorâneo, da estratigrafia regional e pela presença de controles estruturais (FITZGERALD, 1996).

Desembocaduras dominadas por maré tendem a ser estáveis e apresentar um canal principal profundo, em geral com mais de 8 m, onde intensas correntes de maré remobilizam sedimentos previamente depositados (BOOTHROYD, 1985). No domínio de ondas, as desembocaduras tendem a apresentar um canal principal relativamente mais raso, com profundidades entre 3 e 4 m. Com o aumento da importância relativa de ondas, os canais principais destes sistemas tendem a ser instáveis e a migrar, geralmente, no sentido predominante da deriva litorânea (DAVIS; FITZGERALD, 2004).

Este processo ocorre devido ao transporte sedimentar litorâneo, que promove a deposição preferencial de sedimentos na margem a barlar do sistema, e assim, permite a sua acresção lateral e a constrição do canal principal. Em resposta, ocorre um aumento na velocidade das correntes que fluem pelo estreito do canal, o que promove a erosão preferencial da margem a sotamar do sistema e induz a migração da desembocadura, (FITZGERALD; KRAUS; HANDS, 2000; DOMINGUEZ; BITTENCOURT; MARTIN, 1983).

Em geral, o canal principal destes sistemas em migração apresenta um perfil assimétrico (Figura 1.6), que reflete o processo de deposição em uma das margens e de erosão na outra (HAYES, 1980). Neste mecanismo, encontram-se uma série de cordões litorâneos curvados (FITZGERALD; KRAUS; HANDS, 2000), deixados como um registro do processo. Em geral, a taxa de migração de desembocaduras tende a ser alta em costas dominadas por ondas e onde o suprimento de sedimentos é abundante (DAVIS; FITZGERALD, 2004).

FIGURA 1.6: Modelo de migração de um sistema de desembocadura. Evolução da linha de costa (I) e do canal principal (II). Modificado de Davis e Fitzgerald (2004).

Comumente, o processo de migração de desembocaduras promove o alongamento do canal principal e induz o aumento da resistência friccional na seção lagunar que, por consequência, diminui a intensidade e alcance das correntes de maré no sistema. As diferenças na fase e amplitude de maré entre as seções oceânicas e lagunares, podem induzir ao rompimento do pontal e promover a formação de um novo canal, realocado (FITZGERALD; KRAUS; HANDS, 2000). Este fenômeno ocorre de forma comum durante a passagens de tempestades, onde a ação combinada de ondas e marés (astronômica e meteorológica) induz a erosão e sobrelavagem do pontal, além de intensificar as correntes de maré (DAVIS; FITZGERALD, 2004), podendo ocasionar rompimento do pontal. Se formada uma nova desembocadura sua posição irá se localizar em uma posição hidraulicamente mais favorável. Neste processo, a porção ilhada do pontal estará susceptível a ser incorporada ao transporte longitudinal de sedimentos, a sotamar da nova desembocadura. Este mecanismo de transferência é denominado de trânsito (*bypassing*) de sedimentos (Figura 1.7) e representa um dos tipos observados de

transferência natural, da porção a barlamar para a porção a sotamar do sistema de desembocaduras (FITZGERALD; KRAUS; HANDS, 2000).

FIGURA 1.7: Modelos de trânsito de sedimentos (*bypassing*) em sistemas de desembocaduras. Modificado de Fitzgerald, Kraus e Hands (2000).

1.2. ONDAS E CORRENTES COSTEIRAS

A formação de ondas em águas profundas opera através da tensão de cisalhamento entre ventos e a superfície livre do mar, o que promove a transferência de energia da atmosfera para o oceano. Na zona de geração, as principais características das ondas formadas, como altura (H), comprimento (L), período (T) e direção de propagação, serão governadas pela pista, intensidade e duração do regime de ventos (KOMAR, 1998).

Inicialmente, as ondas formadas encontram-se em regiões de águas profundas, onde a razão entre a profundidade local (h) e comprimento de onda (L) é maior que 0.5. À medida em se propagam para fora da zona de geração, as ondas passam a se ordenar em função da relação de dispersão, com ondas de maior período (T) se distanciam da zona de geração mais rápido do que ondas de menor período (KOMAR, 1998). Aproximando-se de regiões de águas intermediárias ($0.25 > h/L > 0.05$) e de águas rasas ($h/L < 0.05$), as ondas passam ser influenciadas pela variação da profundidade local, estando susceptíveis a transformações em sua distribuição de energia e/ou direção de propagação. Isto ocorre a partir de três processos principais: refração, difração e reflexão de onda (DAVIS; FITZGERALD, 2004). Nas proximidades da zona de geração as ondulações são denominadas de vaga (*sea wave*) e quando se distanciam desta zona, são denominadas de marulho (*swell*).

O processo de refração representa o ajuste direcional das ondas ao se aproximar da costa, devido principalmente a mudanças na profundidade local. Em costas retilíneas, com contornos batimétricos aproximadamente paralelos, as cristas de onda que incidem na costa tendem a tornar-se paralelas aos contornos, o que resulta na diferença de velocidade

entre os extremos da crista de onda, pois, uma vez que a velocidade de propagação de onda depende da profundidade em águas rasas, a porção da crista de onda que se propaga em profundidades maiores possui maior velocidade em relação à porção que se propaga em profundidades menores. Em costas com contornos batimétricos irregulares, a refração de onda pode causar a convergência ou divergência da energia de onda, produzindo variações significativas na distribuição de energia de onda ao longo da costa (KOMAR, 1998; WIEGEL, 1965).

Em regiões de águas rasas, onde a razão $h/L < 0.05$, a velocidade de propagação das ondas é atenuada em função da diminuição da profundidade, o que promove um aumento na altura e esbeltez de onda (razão entre a altura e o comprimento de onda). A diminuição da profundidade também reduz a velocidade de onda junto ao fundo, em decorrência do atrito. Estas condições promovem transformações graduais nas ondas até o ponto de desestabilizá-las, induzindo assim, a sua quebra e a dissipação de sua energia. (DAVIS; FITZGERALD, 2004; KOMAR, 1998).

O processo de quebra de onda representa uma das principais formas de entrada de energia para a geração de correntes costeiras, transversais e longitudinais à costa (KOMAR, 1998). As correntes transversais são denominadas de correntes de retorno e fluem perpendicularmente à costa, em direção ao mar aberto, que atravessam a zona de surfe e são sustentadas pela convergência de correntes longitudinais costeiras (MACMAHAN; THORNTON; RENIERS, 2006). As correntes longitudinais são denominadas de correntes de deriva litorânea e fluem paralelamente à costa. São originadas por ondas que incidem obliquamente e quebram nas zonas de surfe e apresentam intensidades máximas quando o ângulo ortogonal destas ondas é próximo a

45° (KOMAR, 1998). Um dos efeitos mais importantes destas correntes é o transporte longitudinal de sedimentos, que opera através da ação combinada das correntes longitudinais com a agitação provocada pela quebra de ondas (WIEGEL, 1965). De acordo com Bird (2008), o transporte resultante gerado apresenta maior eficiência em segmentos costeiros retilíneos ou ligeiramente curvados. Sua ação é auxiliada por pequenas amplitudes de maré, que mantêm um processo de transporte longitudinal relativamente contínuo.

Em um segmento costeiro, a existência de diferenças na orientação da linha de costa, ao longo de sua extensão, permite o surgimento de células de deriva litorânea, cuja magnitude e sentido serão induzidas pelas características e pelo ângulo ortogonal dos trens de onda incidentes. Estas células são passíveis de ser individualizadas, mediante pontos de convergência ou de divergência destas correntes, ou então, pela inversão direcional nos gradientes de deriva litorânea (BITTENCOURT *et al.*, 2005). Como este padrão circulatório depende do clima de ondas atuante, são encontradas variações sazonais na magnitude e no sentido das células de deriva litorânea (SILVA; SOUSA; SIEGLE, 2016).

Considerando que a taxa de migração de desembocaduras tende a ser alta em costas dominadas por ondas e cujo suprimento de sedimentos é abundante. Estes sistemas tendem naturalmente a migrar no sentido predominante das correntes de deriva litorânea (DAVIS; FITZGERALD, 2004). Desta forma, mostra-se importante conhecer e estimar a magnitude destas correntes, principalmente nos segmentos costeiros adjacentes a um sistema de desembocadura.

1.4. SENSORIAMENTO REMOTO DA ZONA COSTEIRA

Por definição, os sistemas de sensoriamento remoto são dedicados a observação e a aquisição de informações da Terra, a partir da radiação eletromagnética (REM) emitida ou refletida pela superfície terrestre, em uma ou mais regiões do espectro eletromagnético. A REM se propaga na forma de ondas, as quais são classificadas em função de sua frequência (ν) e comprimento (λ). Reações nucleares do Sol produzem um espectro completo de REM, transmitido através do espaço sem grandes alterações. Ao incidir sobre a Terra, todo o espectro de REM atravessa a atmosfera antes de atingir a superfície terrestre, tornando-a susceptível a modificações causada por uma série de processos físicos, como espalhamento, absorção e refração (CAMPBELL; WYNNE, 2011).

Após sua interação com a atmosfera, a REM atinge a superfície terrestre e pode então, ser refletida, absorvida ou transmitida pela superfície. Para muitas aplicações de sensoriamento remoto a quantidade de radiação refletida por uma superfície será representada na forma de reflectância, expressa pela razão entre a quantidade de radiação refletida (radiância) e a quantidade de energia incidente (irradiância) por comprimento de onda. A variação da reflectância de um objeto ao longo do espectro eletromagnético constitui uma resposta padrão do objeto, representada na forma de uma assinatura espectral. Como a assinatura espectral de um objeto é dependente de suas propriedades físico-químicas e do comprimento de onda (λ) incidente, é possível identificar diferentes objetos em imagens de sensoriamento remoto a partir destas assinaturas (CAMPBELL; WYNNE, 2011; NOVO, 1992).

Atualmente, tem-se a disposição um número cada vez maior de plataformas orbitais de sensoriamento remoto dedicadas a coleta de dados ambientais, operando em diferentes escalas espaço-temporais (KLEMAS, 2009). Entretanto, a escolha por utilizar dados de uma determinada plataforma será dependente das características de seus sensores transportados e também da natureza do estudo. Considerando que muitos ambientes costeiros apresentam complexidade espacial e variabilidade temporal, são necessários dados com resolução espacial, temporal, radiométrica e espectral adequados para sua aplicação em estudos costeiros (LIRA; TABORDA, 2014; KLEMAS, 2009).

De acordo com Klemas (2011), as características regularmente utilizadas para descrever e comparar sistemas de sensoriamento remoto estão agrupadas nestes quatro tipos de resoluções: espacial, espectral, radiométrica e temporal. A resolução espacial relaciona a nitidez e detalhamento espacial dos dados, e determina a área da superfície que corresponde a um elemento da imagem (*pixel*). Em imagens digitais o tamanho de *pixel* corresponde a resolução espacial dos dados. A resolução espectral relaciona a capacidade do sensor de medir um comprimento específico de onda eletromagnética. Para imagens digitais, a resolução espectral corresponde ao número e localização das bandas espectrais, bem como, o alcance de sensibilidade do sensor dentro de cada banda. A resolução radiométrica relaciona a capacidade de distinção do sensor entre dois objetos de reflectância similar. A resolução temporal relacionada a periodicidade do sensor. Esta resolução constitui séries de imagens capturadas pelo mesmo sensor ao longo do tempo. Para aplicações em estudos costeiros, Klemas (2009) propõe uma classificação de uso ideal de dados de sensoriamento remoto (Tabela 1.1).

	Oceano	Estuários	Praias
Resolução Espacial	1 - 10 km	20 - 200 m	1 - 30 m
Resolução Radiométrica	10 - 12 bits	8 - 12 bits	8 - 12 bits
Área de Amostragem	2.000 x 2.000 km	200 x 200 km	200 x 200 km
Frequência de Amostragem	1 - 6 dias	semidiurno - decadal	semidiurno - decadal

TABELA 1.1: Características dos dados de sensoriamento remoto e sua adequada aplicação em três ambientes. Modificado de Klemas (2009).

Ao longo de mais de 40 anos, as plataformas orbitais do programa Landsat coletam informações espectrais da superfície terrestre e geram assim, um arquivo histórico único em termos de qualidade, detalhamento, abrangência e duração. Além do baixo custo de aquisição, o uso de dados Landsat apresenta outras vantagens como frequência temporal, periodicidade, cobertura espacial, resolução espectral e cobertura temporal (LIRA; TABORDA, 2014). A resolução espectral é uma característica importante em estudos costeiros, pois permite o mapeamento da interface terra /mar, visto que, a água possui elevada absorção de ondas eletromagnéticas da região do infravermelho, enquanto que a vegetação e o solo apresentam comportamento oposto (GUARIGLIA *et al*, 2010; ALESHEIKH, A.; GHORBANALI, A.; NOURI. N., 2007). Contudo, mesmo com todas estas vantagens, algumas limitações também são encontradas no uso de dados Landsat. A primeira está relacionada com a resolução espacial das imagens (média resolução) que pode “mascarar” ou inibir estudos locais de pequena escala. A segunda está relacionada com a limitação dos dados mediante a cobertura de nuvens na hora de aquisição das imagens (LIRA; TABORDA, 2014).

2. OBJETIVOS

O objetivo central deste estudo é avaliar a importância relativa de ondas e correntes de deriva litorânea com o processo de migração das desembocaduras lagunares de Icapara e do Ribeira de Iguape, situadas no litoral sul de São Paulo. Sendo assim, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- Estimar as alterações longitudinais e transversais da linha de costa no pontal nordeste da Ilha Comprida, no pontal sudoeste da Praia da Juréia e nos extremos nordeste e sudoeste da Praia do Leste, ao longo dos últimos 30 anos;
- Estimar as taxas anuais de progradação ou retrogradação da linha de costa no intervalo temporal considerado;
- Determinar o clima de ondas de águas profundas atuante ao largo do sistema;
- Determinar as propriedades de onda mais frequentes e estimar seus valores em águas rasas;
- Estimar a deriva litorânea potencial resultante nos segmentos de praia adjacentes às desembocaduras;
- Relacionar o efeito da ação de ondas, através da deriva litorânea, com a migração ou estabilidade das desembocaduras, indicando qual a importância relativa da energia de ondas.

3. ÁREA DE ESTUDO

A costa do Estado de São Paulo, delimitada geograficamente entre as latitudes 23 – 25° S e as longitudes 45-48° W, apresenta sob a perspectiva geomorfológica dois compartimentos principais. Na região sul do litoral paulista, o afastamento relativo das unidades litológicas que compõe o Embasamento Cristalino permitiu a formação de extensas planícies costeiras e a origem de um dos principais sistemas estuarinos do estado, o sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape (TESSLER *et al.*, 2004), inserido na bacia hidrográfica do rio Ribeira de Iguape, o maior curso fluvial do litoral paulista (BONETTI FILHO; MIRANDA, 1997).

A evolução desta planície induziu a origem e o desenvolvimento das desembocaduras de Icapara e do Rio Ribeira de Iguape. Naturalmente, desembocaduras apresentam uma acentuada complexidade hidrodinâmica e morfológica (SIEGLE; HUNTLEY; DAVIDSON, 2004) que reflete a diversidade de forçantes e processos atuantes nestes ambientes e que ainda, em alguns casos, apresentam tendência a migração (DAVIS; FITZGERALD, 2004). Considerando as alterações morfológicas nos últimos 200 anos observadas por Geobrás (1966), Nascimento *et al.* (2008) e Kawakubo *et al.* (2011), esta seção destina-se a abordar as características geológicas, meteorológicas e oceanografias que influenciam este sistema de desembocaduras.

3.1. HERANÇA GEOLÓGICA DO LITORAL PAULISTA

Ao longo de quase 400 km de extensão, o litoral paulista apresenta uma grande diversidade de tipos de ambientes costeiros entre seus limites geográficos, desde extensas planícies bem desenvolvidas a segmentos recortados, com praias e enseadas fixadas por afloramentos cristalinos que praticamente demarcam a linha de costa. Não obstante à esta diversidade, sem dúvida sua maior característica fisiográfica é a presença da Serra do Mar (TESSLER; GOYA, 2005).

A Serra do Mar consiste em um conjunto de escarpas festonadas adjacentes a Bacia de Santos e ao Rift do sudeste brasileiro, que se estendem desde o sul do Rio de Janeiro até o norte de Santa Catarina e que são constituídas principalmente por rochas do Embasamento Cristalino de idade Pré-Cambriana. No Estado de São Paulo, a Serra do Mar possui altitudes máximas entre 800 e 1200 m (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998; ALMEIDA, 1976). Sua origem e desenvolvimento está associada às reativações tectônicas ocorridas no final do período Cretáceo, que conduziram ao soerguimento progressivo e pulsativo da Serra do Mar e a subsequente subsidência da Bacia de Santos, por efeito de compensação isostática (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998; ALMEIDA, 1976). O relevo atual da Serra do Mar pode estar associado tanto ao recuo erosivo das principais falhas de borda da Bacia de Santos, quanto aos colapsos gravitacionais precedidos pelo soerguimento intraplaca do Cretáceo Superior (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998; ZALÁN; OLIVEIRA, 2005).

De acordo com Tessler *et al.* (2004), a evolução e desenvolvimento do litoral paulista foi condicionada por dois conjuntos de fenômenos que ocorreram em distintas

escalas temporais. O primeiro, está associado ao processo de soerguimento da Serra do Mar e o segundo aos dois principais eventos de oscilação do nível do mar ao longo do Quaternário, ambos de origem glacio-eustática. Neste período, destacam-se dois eventos principais. O primeiro é denominado de Transgressão Cananeia e atinge, em seu máximo (120.000 A.P.), níveis entre 8 e 10 m acima do valor médio atual e, em seu máximo regressivo (18.000 A.P.), níveis de aproximadamente 110 m abaixo do valor médio atual (MARTIN; BITTENCOURT; VILAS-BOAS, 1982). O segundo, é denominado de Transgressão Santos e atinge, em seu máximo (5100. A.P.), níveis de até 5 m acima do valor médio atual (MARTIN *et al.*, 1985). A combinação destes eventos glacio-eustáticos quaternários conduziu a formação das planícies costeiras do litoral paulista, entretanto, a diversidade de ambientes encontrados também está associada à proximidade da costa com a Serra do Mar (TESSLER; GOYA, 2005). Em função desta proximidade, são encontradas planícies sedimentares de maior extensão na porção sul do estado

Esta configuração permite a compartimentação da costa paulista em dois setores: sul e norte. O setor sul, estende-se da Ilha Comprida a Praia Grande, e caracteriza-se pela presença de praias arenosas extensas, contínuas e retilíneas, formadas em grandes planícies costeiras. O setor norte, estende-se de Ilha Bela até Ubatuba, caracteriza-se pela presença de uma costa recortada, devido à proximidade com a Serra do Mar, com a presença de diversas baías, enseadas e praias de pequenas dimensões, muitas vezes limitadas por afloramentos do embasamento cristalino. O trecho entre Santos e a Ilha de São Sebastião apresenta características de ambos os segmentos, sendo considerada uma área de transição (TESSLER; GOYA, 2005; TESSLER *et al.*, 2004).

Uma compartimentação mais recente é encontrada no estudo de Tessler *et al.* (2004), que se basearam na classificação proposta por Ponçano *et al.* (1999) e subdividem a costa paulista em seis compartimentos: Ilha do Cardoso – Serra do Itatins; Peruíbe – Praia Grande; Santos – Bertioga; Bertioga – Toque-Toque, Toque-Toque – Tabatinga; Tabatinga – Picinguaba. Nesse contexto geológico, desenvolveram-se duas unidades sedimentares no extremo sul do litoral de São Paulo, pertencentes ao compartimento Ilha do Cardoso – Serra do Itatins, e são as planícies costeiras de Cananéia-Iguape (Figura 3.1) e do Una-Juréia (Figura 3.6).

3.1.1. PLANÍCIE COSTEIRA DE CANANÉIA-IGUAPE

FIGURA 3.1: Localização geográfica do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape.

Com aproximadamente 2500 km² de área, a planície sedimentar costeira de Cananéia-Iguape representa a região de maior desenvolvimento sedimentar cenozoico do Estado de São Paulo (FARINACCIO, 2008). Este sistema apresenta a forma de um vasto crescente, aproximadamente triangular, limitado a sudoeste e a nordeste por afloramentos do Embasamento Cristalino (TESSLER, 1988). Este formato triangular corresponde ao anfiteatro de erosão fluvial esculpido na Serra do Mar, pelos rios que compõe a bacia de drenagem do rio Ribeira de Iguape (GIANNINI *et al.*, 2009).

A Formação Cananéia tem idade pleistocênica e é composta por três sequências litológicas. A primeira e mais antiga, é composta por sedimentos siltico-argilosos com espessuras de até 14 m. A segunda é composta por areias siltosas, com espessura de até 12 m. A terceira e mais recente, é composta por sedimentos arenosos finos, muito bem selecionados e com espessuras de até 30 m (SUGUIO; MARTIN, 1978). A Formação Ilha Comprida é composta por sedimentos holocênicos, majoritariamente, areias marinhas finas e muito finas na forma de terraços cobertos por cordões litorâneos, depósitos areno-argilosos de origem flúvio-lagunar e depósitos eólicos (SUGUIO; MARTIN, 1994). De acordo com Suguió e Martin (1978), a planície costeira de Cananéia-Iguape apresentou uma evolução sedimentar quaternária subdividida em cinco estágios principais:

- 1º estágio: o nível do mar atinge o sopé da Serra do Mar devido à transgressão Cananéia, possibilitando a deposição de argilas-arenosas transicionais e areias litorâneas transgressivas ao longo da planície, recobrando os sedimentos da formação Pariquera-Açu.
- 2º estágio: cordões litorâneos são formados no topo dos depósitos arenosos, decorrente da subsequente regressão no nível do mar.
- 3º estágio: Com o máximo regressivo, sedimentos previamente depositados durante a Transgressão Cananéia passam a ser erodidos pelo escoamento continental, formando vales possivelmente similares aos encontrados na Formação Barreiras, no sul do Estado da Bahia.

- 4º estágio: A Transgressão Santos adentra nas zonas baixas, formando extensas lagunas costeiras com deposição de sedimentos argilo-arenosos ricos em matéria orgânica e erodindo partes mais elevadas da Formação Cananéia.
- 5º estágio: Consequente queda do nível relativo do mar para níveis atuais, induz a formação de cordões litorâneos regressivos de diferentes fases, devido às oscilações de menor escala do nível do mar.

Nesta unidade, desenvolveu-se um dos principais sistemas estuarinos do Estado de São Paulo, o complexo estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape (Figura 3.1), cuja fisiografia é composta primariamente por um conjunto de quatro grandes ilhas (Cardoso, Cananéia, Iguape e Ilha Comprida), delimitadas por canais estuarino-fluviais que se comunicam com o oceano a partir das desembocaduras de Ararapira (Paraná/Ilha do Cardoso), Cananéia (Ilha do Cardoso/Ilha Comprida) e Icapara (Ilha Comprida/Iguape) (TESSLER *et al.*, 2004). Do conjunto de ilhas do sistema, a Ilha de Cananéia e a Ilha de Iguape encontram-se na porção interna do sistema, separadas do oceano pela Ilha Comprida e pela a Ilha do Cardoso (TESSLER; FURTADO, 1983).

A Ilha de Iguape, localizada na porção nordeste do sistema, é delimitada pelos canais denominados Mar Pequeno, Valo Grande e Ribeira de Iguape (Figura 3.3). O Mar Pequeno apresenta um único canal, de configuração aproximadamente retilínea até as proximidades da desembocadura de Icapara, com larguras entre 1 e 3 km, profundidade média de 6 m e máxima de 12 m (ITALIANI; MAHIQUES, 2014; TESSLER; SOUZA, 1998). O canal artificial do Valo Grande, aberto entre os anos de 1828 e 1830, apresentava largura inicial de 4 m e profundidade de 1.5 m. Passados mais de 100 anos, o

canal do Valo Grande possui largura de 200 m e profundidades maiores que 5 m (ITALIANI; MAHIQUES, 2014; TESSLER *et al.*, 2004)

FIGURA 3.3: Canais e desembocaduras do complexo estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape.

A Ilha de Cananéia, localizada nas porções sul e central do sistema, é delimitada pelos canais denominados Mar de Cubatão e Mar de Cananéia (Figura 3.3). Esses canais possuem largura entre 1 e 3 km, profundidade média de 6 m e máxima de 20 m e são interligados na região denominada Baía de Trapandé (TESSLER; SOUZA, 1998).

A Ilha do Cardoso, localizada na porção sul do sistema, é delimitada internamente pelo canal estuarino denominado Mar de Ararapira e externamente pelo oceano adjacente. O Mar de Ararapira possui cerca 16 km de comprimento e largura média de 400 m, ligando a Baía de Trapandé à desembocadura de Ararapira (ÂNGULO; SOUZA; MULLER, 2009).

A Ilha Comprida, localizada na porção central do sistema, é considerada a barreira arenosa mais extensa do litoral paulista. Possui aproximadamente 70 km de comprimento e largura que varia entre 3 a 5 km. Em função de sua extensão, a fisiografia da Ilha Comprida é delimitada a sudoeste pela desembocadura de Cananéia e pelo Mar de Cananéia, em sua porção nordeste, pela desembocadura de Icapara e pelo Mar Pequeno

e, em sua porção sudeste, pelo oceano adjacente (Figura 3.3). De acordo com Suguio e Martin (1978), a Ilha Comprida é composta essencialmente por sedimentos arenosos holocênicos.

O modelo evolutivo proposto por Guedes *et al.* (2011), subdividem a evolução Holocênica da Ilha Comprida em cinco fases (Figura 3.4; Figura 3.5), onde suas componentes de crescimento longitudinal e transversal estiveram alternando em importância relativa. De acordo com os autores, a ilha começou como uma barreira transgressiva holocênica 6000 anos antes do último máximo transgressivo marinho.

FIGURA 3.4: Configuração da Ilha Comprida a 6000 A.P. Modificado de Guedes *et al.* (2011).

Após a fase inicial (A), a ilha apresenta um processo de progradação até 5000 A.P., com crescimento longitudinal e transversal acentuados, que ocorrem em função da adição de cordões litorâneos regressivos. Entre 5000 e 1900 A.P., a ilha apresentou um crescimento transversal e longitudinal moderado (5.2 a 6.9 m.ano^{-1} respectivamente). Entre 1900 A.P. a 500 A.P., se estabelece na ilha um intenso processo de crescimento transversal devido ao bloqueio longitudinal de sua porção nordeste pela presença do Morro de Icapara. Após um período de estabilidade relativa, entre 500 a 200 A.P., a ilha supera a barreira imposta pelo morro e volta a apresentar um acentuado crescimento longitudinal para NE. Os autores sugerem que este processo pode ter se intensificado após

a abertura do canal do Valo Grande e pela maior retenção de sedimentos devido ao efeito de molhe hidráulico imposto pela desembocadura de Icapara.

FIGURA 3.5: Estágios subsequentes da evolução holocênica da Ilha Comprida B: 5000 A.P.; C: 1900 A.P.; D: 200 A.P.; E: configuração atual. Modificado de Guedes *et al.* (2011).

3.1.2. PLANÍCIE COSTEIRA DO UNA-JURÉIA

Ainda no compartimento Ilha do Cardoso - Serra do Itatins, ao norte da desembocadura do Ribeira de Iguape, encontram-se duas planícies costeiras separadas entre si pela presença de afloramentos cristalinos e são essencialmente constituídas por depósitos marinhos arenosos (TESSLER *et al.*, 2004; SUGUIO; MARTIN, 1978). A partir de sua configuração, esta unidade foi subdividida em dois setores: o setor Barra do Ribeira-Macijo da Juréia e o setor Rio Verde-Barra do Una (TESSLER *et al.*, 2004). O primeiro setor abrange a Planície Costeira da Juréia, delimitada a sudoeste pela desembocadura do Ribeira de Iguape e a nordeste, pelo Maciço da Juréia. O segundo setor abrange a Planície Costeira do Una, delimitada a sudoeste pelo Rio Verde e a nordeste pela Barra do Una (Figura 3.6).

FIGURA 3.6: Fisiografia da planície costeira do Una-Juréia. A desembocadura do Ribeira de Iguape encontra-se na porção ocidental da planície. Modificado de Bentz (2004).

Estando situadas no mesmo compartimento do litoral paulista, tanto a planície costeira de Cananéia-Iguape, quanto as planícies da Juréia e do Una tiveram sua evolução quaternária condicionada pelos mesmos eventos transgressivos e regressivos quaternários, além de serem compostas por sedimentos oriundos das formações Pariquera-Açu, Cananéia e Ilha Comprida (SUGUIO; MARTIN, 1978). Comparativamente, de acordo

com no modelo evolutivo quaternário proposto por Suguio e Martin (1978), ambas unidades apresentaram os três primeiros estágios evolutivos. Desta forma, os últimos estágios evolutivos da planície do Una-Juréia são:

- 4º Estágio: Durante a Transgressão Santos, o oceano adentra na zona compreendida entre o Morro da Juréia e a Barra do Una formando uma grande baía;
- 5º Estágio: Durante o período de regressão que seguiu, formou-se uma ilha barreira entre o Morro da Juréia e o Morro da Barra do Una fechando a baía. O fechamento da baía por cordões arenosos ocorreu após o segundo período de transgressão marinha (3400 A.P.);

Com relação ao desenvolvimento holocênico dessas planícies, Bentz (2004) propõe um modelo evolutivo sedimentar que subdivide subdividindo este processo em quatro estágios:

- 1º Estágio: Após o máximo transgressivo, inicia-se a progradação da costa. Na planície do Una, a progradação foi homogênea, com o desenvolvimento de cordões litorâneos contínuos e paralelos entre si e a linha de costa atual. Na Juréia, a evolução é mais complexa, devido ao confinamento e maior dimensão das desembocaduras estuarino-lagunares presentes.
- 2º Estágio: A inversão da deriva litorânea para SW é evidenciada pelo sentido de crescimento de um esporão ancorado no lado sul do Maciço da Juréia. Com a desativação gradual da desembocadura lagunar do maciço, a deriva litorânea na porção nordeste da paleopraia retoma seu rumo normal.

- 3º Estágio: A desembocadura do rio Ribeira de Iguape encontra-se no atual curso do rio Suá Mirim. Com o fechamento dessa desembocadura, a deriva litorânea a nordeste do rio Suá Mirim reassume seu padrão normal.
- 4º Estágio: As regiões com erosão em andamento coincidem com aquelas em que a linha de costa atual trunca diretamente o feixe de cordões com declinação para sudoeste. Assim, inversões locais da deriva litorânea, devido à mudança de posição da desembocadura do Ribeira de Iguape, podem ser um dos fatores determinantes da erosão costeira evidente nas últimas décadas na parte centro-sul da Praia da Juréia.

3.2. METEOROLOGIA E OCEANOGRAFIA

3.2.1. CLIMA

Nimer (1989), ao estudar a climatologia da região sudeste brasileira, apontou para a sua notável diversidade climática. Essa característica foi atribuída a dois grupos de fatores, um de ordem estática e o outro de natureza dinâmica. Os fatores de ordem estática estão relacionados com a posição geográfica do sudeste brasileiro (situado entre os paralelos 14 – 25° S) e sua topografia, que favorece precipitações em função de efeitos de ascendência orográfica. Os fatores de natureza dinâmica estão relacionados com os sistemas de circulação atmosférica atuantes na região.

De acordo com Köppen-Geiger (KOTTEK *et al.*, 2006), o clima do litoral paulista é classificado como subtropical úmido, com verões quentes, apresentando umidade relativa do ar superior a 80 % e marcado pela ausência de uma estação seca bem

definida. Essa região encontra-se na Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), um cinturão de condensação e nebulosidade semi-permanente de direção NW – SE, que separa áreas de influência de massas de ar equatoriais e tropicais, a norte, e massas tropicais e polares, a sul (SATYAMURTY; NOBRE; DIAS, 1998).

A circulação atmosférica nessa região é regida por dois sistemas principais, o Anticiclone Tropical do Atlântico Sul (ATAS) e o Anticiclone Polar Migratório (APM). O centro de alta pressão formado pelo ATAS induz a geração dos ventos que sopram de E e NE, conhecidos como alísios. A massa de ar tropical deste centro possui características que lhe conferem certa estabilidade ao longo do ano, variando sua intensidade entre as latitudes 10 – 40° S. A estabilidade promovida pelo ATAS termina somente com a aproximação de correntes geradoras de instabilidades, associadas com o deslocamento dos APMs (TESSLER; GOYA, 2005; NIMER, 1989). A massa de ar polar desse centro induz a geração de ventos de S e SE nas latitudes tropicais da região sudeste (NIMER, 1989).

De acordo com Sant’Anna Neto (2005), a dinâmica atmosférica característica da região sudeste apresenta duas situações distintas. Nos períodos de primavera/verão, há o predomínio de correntes de E, induzidas pelo ATAS, produzindo condições de tempo estável. Entretanto, correntes de S, provenientes do avanço do APM, provocam a formação de zonas de perturbação frontal. Esse processo é responsável por quase 75 % da gênese pluvial da região. Acrescidas de umidade do oceano, essas correntes promovem precipitações de primavera/verão que decrescem de S para N, apontando para uma distribuição desigual da pluviosidade. Ainda, efeitos orográficos oriundos da Serra do Mar intensificam precipitações locais e tem forte influência no clima regional. Nos períodos

de outono/inverno o bloqueio dos APMs torna-se mais frágil, permitindo o avanço desses centros para menores latitudes e trazendo episódios de baixas temperaturas.

Através de dados climatológicos de 30 anos disponibilizados pelo Clima Tempo/INMET, Sousa (2013) encontrou para a região da Ilha Comprida precipitação média anual de 1971 mm.ano⁻¹ e temperatura média de 22° C. O período entre janeiro e março apresenta maiores temperaturas e precipitação, em contradição com o período entre maio e agosto, com menores temperaturas e precipitação. Comparativamente, o regime pluviométrico na região E de Cananéia é 38 % mais intenso do que na região de Iguape. Com relação ao regime de ventos, são mais frequentes e intensos ventos de SE, transversais à costa (GEOBRÁS, 1966).

3.2.2. DRENAGEM CONTINENTAL

O rio Ribeira de Iguape (Figura 3.7) compreende o maior curso fluvial do litoral sul paulista. Sua bacia de drenagem abrange uma área de 23.350 km² (BONETTI FILHO; MIRANDA, 1997) e seus afluentes exibem gradientes elevados somente nos trechos iniciais e tornam-se mais suaves nas planícies costeiras, apresentando em alguns casos, orientação paralela à costa. A influência marinha, nesses trechos, estende-se por vários quilômetros a partir das desembocaduras (FARINACCIO, 2008).

Desde a construção do canal artificial do Valo Grande, o rio Ribeira de Iguape contribui com o maior aporte de água doce do complexo estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape (MISHIMA *et al.*, 1985). A vazão média do rio Ribeira de Iguape, na altura da cidade de Registro, foi estimada em 435 m³.s⁻¹ para o período de observação entre 1953 e 1970 (DAEE, 1974 *apud* BÉRGAMO, 2000). No trecho do Valo Grande, segundo os

3.2.3. MARÉS

No complexo estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape, a propagação de ondas de maré é o principal processo que dirige a circulação no sistema e promove as misturas entre águas oceânicas e estuarinas (BARCELLOS *et al.*, 2005). Embora o aporte fluvial e a ação de ventos tenham importância secundária, também contribuem para a circulação do sistema nesse processo (BONETTI FILHO; CONTI; FURTADO, 1996).

As ondas de maré que adentram no sistema possuem características de micromaré (inferiores a 2 m), com variações médias de 1.2 m na sizígia e 0.25 m na quadratura e caráter predominantemente semi-diurno (MESQUITA; HARARI, 1983; HARARI; CAMARGO, 1994). Tessler e Souza (1998) e Tessler (1982) exibiram um padrão de circulação de maré no Sistema Estuarino-Lagunar de Cananéia-Iguape, representando a síntese dos resultados e observações realizadas por Miniussi (1959), Geobrás (1966) e Miyao (1976). De acordo com os resultados, no período de maré enchente (Figura 3.8), as ondas de maré adentram no sistema a partir das desembocaduras de Cananéia (porção sul do sistema) e de Icapara (porção norte do sistema).

Após entrada da onda de maré pela desembocadura de Cananéia, a propagação da maré se ramifica com um dos ramos fluindo pelo canal do Mar de Cubatão, enquanto o outro flui pelo Mar de Cananéia com rumo NE. Ao norte da Ilha de Cananéia, na junção dos mares de Cubatão e Cananéia, o fluxo se unifica e se desloca rumo a Iguape. Na desembocadura de Icapara, o fluxo de maré gerado tem sentido único e se propaga para sul do sistema. A convergência dessas correntes na região sul do Mar Pequeno, quando de seu encontro, geram o fenômeno hidrológico conhecido como “Tombos das Águas”.

Os períodos de maré vazante (Figura 3.9) tem início nas saídas das desembocaduras, com reflexos quase que imediatos na região do “Tombo” (TESSLER; SOUZA, 1998; TESSLER, 1982).

FIGURA 3.8: Rumo das correntes de maré enchente entre a desembocaduras de Cananéia e de Icapara. Modificado de Tessler (1982).

FIGURA 3.9: Rumo das correntes de maré vazante entre a desembocaduras de Cananéia e de Icapara. Modificado de Tessler (1982).

3.2.4. ONDAS

Ondas formadas em águas profundas incidem e dissipam sua energia na zona costeira, representando assim, uma das principais formas de entrada de energia para processos costeiros que ocorrem no curto e médio prazo, além de promover a geração de correntes litorâneas, longitudinais e transversais à costa, que influenciam o transporte sedimentar costeiro (KOMAR, 1998; MUEHE, 1998).

No litoral sul paulista, são encontrados dois sistemas principais de ondas, que refletem os principais sistemas atmosféricos operantes na região. O primeiro sistema de ondas está associado a ação dos ventos alíseos e provem do quadrante E. O segundo sistema, proveniente do quadrante S está associado com a passagem de perturbações atmosféricas, na forma de frentes frias (TESSLER; GOYA, 2005).

Pianca, Mazzini e Siegle (2010) apresentaram um clima de ondas para a costa brasileira baseado em dados de reanálise do modelo operacional WW3 (*NOAA – WAVEWATCH III*). O clima de ondas no Brasil, segundo os autores, é influenciado diretamente pela proximidade e frequência de sistemas frontais, com uma clara tendência de atenuação da energia de onda ao longo da costa, no sentido sul-norte. De acordo com os autores, o sudeste brasileiro apresentou no verão a predominância de ondas de S (29.2 %), com alturas entre 1 – 2 m (16.1 %) e períodos entre 10 – 12 s (11.3 %), e ondas de E (27 %), com alturas entre 1 – 2 m (20.4 %) e períodos entre 6 – 8 s (18.3 %). Ondas de SE e NE também foram frequentes, representando cerca 20.1 % e 22.1 % do total de ondas na estação, com alturas entre 1 – 2 m (16.7 % e 12.9 %) e períodos entre 6 – 8 s (13.9 %) e 8 – 10 s (10.4 %) respectivamente. No outono, predominam ondas de S

(47.2 %), com alturas entre 1 – 2 m (19.6 %) e entre 2 – 3 m (18.7 %) e com períodos de onda que variam entre 10 – 12 s (20.7 %). As ondas de maior altura foram de SW, atingindo 6.3 m. No inverno as ondas de S (38.1 %) são também predominantes na costa sudeste, com alturas entre 2 – 3 m (17.1 %) e períodos entre 10 – 12 s (16 %). São também frequentes, ondas de E (27 %) com alturas entre 1 – 2 m (13.3 %) e períodos entre 6 – 8 s (14.7 %). Nesta estação, a onda de maior registrada foi proveniente de S e atingiu os 5.7 m de altura. Na primavera são predominantes ondas de E (33.7 %), com alturas entre 1 – 2 m (20.1 %) e períodos entre 6 – 8 s (23.8 %). São também frequentes ondas de S (27.9 %), com alturas entre 1 – 2 m (12.9 %), entre 2 – 3 m (12.3 %) e períodos entre 8 – 10 s (9.2 %) e 10 – 12 s (7.8 %). As maiores ondas nesta estação atingiram os 4.5 m de altura e direção SE.

3.2.5. CORRENTES DE DERIVA LITORÂNEA

Ao considerar os dois sistemas principais de ondas atuantes na região, o primeiro de E – NE e o segundo de S – SE, as correntes de deriva litorânea geradas por esses sistemas diferem em magnitude e sentido. Devido à orientação da linha de costa, o primeiro sistema de ondas produz correntes de deriva para SW, enquanto que o segundo produz correntes de deriva para NE (TESSLER, 1988). Entretanto, o transporte longitudinal resultante tem rumo NE (GIANNINI *et al.*, 2009).

O modelo de circulação litorâneo proposto por Souza (1997) apresenta o conjunto de células de deriva encontrados na região da Ilha Comprida, Praia do Leste e da Praia da Juréia, com setores de divergência e convergência de correntes e sua variabilidade sazonal induzida pelo clima de ondas local. Segundo a autora, na Ilha Comprida

predominam correntes de deriva com sentido NE, com exceção para duas áreas de divergência. A primeira está situada no pontal sudoeste da ilha e a segunda na extremidade nordeste da ilha, próximo a desembocadura de Icapara. Na Praia da Juréia, também são encontradas duas áreas de divergência de correntes de deriva litorânea. A primeira está situada na porção central da praia e a segunda na porção nordeste da praia. Na região que compreende a Praia do Leste foram encontradas correntes com sentido SW no verão e correntes com sentidos opostos no inverno, com um ponto de divergência localizado na porção central da praia.

Recentemente, o estudo conduzido por Silva, Sousa e Siegle (2016) apresentou um modelo de circulação litorânea para a Ilha Comprida baseado no clima de ondas de águas profundas atuante. De acordo com os autores, a deriva litorânea potencial resultante na Ilha Comprida evidencia o transporte longitudinal resultante para NE, corroborando com outros estudos realizados na região (GIANNINI *et al.*, 2009; TESSLER, 1988). Em escala sazonal, a deriva litorânea resultante apresenta variações não somente de magnitude, mas também de sentido (Figura 3.10). Nos meses de verão, o transporte resultante da deriva litorânea é orientado para SW. Nos meses de outono e inverno o transporte resultante induzido pela deriva tem sentido nordeste, intensificando-se nos meses de inverno. Na primavera, ocorre a inversão no sentido geral de transporte pela deriva, com sentido SW. Os autores apontam para a manutenção do gradiente positivo no setor norte da Ilha Comprida, onde processos erosivos foram evidenciados. De acordo com os autores, a desembocadura de Icapara, nesse contexto, representa um possível sumidouro para os sedimentos erodidos no setor norte da ilha.

FIGURA 3.10: Deriva litorânea potencial sazonal ao longo da Ilha Comprida, estimada a partir da sazonalidade do clima de ondas. Modificado de Silva, Sousa e Siegle (2016).

3.3. DESEMBOCADURAS DE ICAPARA E DO RIBEIRA DE IGUAPE

Sistemas de desembocaduras, são conhecidas por sua elevada complexidade morfológica e hidrológica. No litoral sul do Estado de São Paulo, encontra-se a desembocadura de Icapara, limitada fisiograficamente pelo pontal nordeste da Ilha Comprida e pelo pontal sudoeste da Praia do Leste, e também, a desembocadura do Ribeira de Iguape, limitada pela porção nordeste da Praia do Leste e pelo pontal sudoeste da Praia da Juréia.

Estudos anteriores na região evidenciaram a complexidade morfodinâmica das desembocaduras e buscaram compreender seus processos controladores. Os primeiros levantamentos realizados pela Geobrás (1966) apontam que entre os anos de 1882 a 1965, o pontal da Ilha Comprida apresentou um crescimento aproximado de 3200 m (Figura 3.11), que se fez de modo irregular a uma taxa média estimada de 35 m.ano⁻¹. O pontal sudoeste da Praia do Leste, pertencente a Ilha de Iguape, apresentou nestes 83 anos um

processo de retrogradação da linha de costa de aproximadamente 2800 m (Figura 3.12), considerado mais regular e que ocorreu a uma taxa média estimada de -32 m.ano^{-1} . Segundo os autores, cálculos realizados indicaram que cerca de 60 000 m^3 de sedimentos foram removidos anualmente da Praia do Leste. De acordo com Tessler e Mahiques (1993), estes sedimentos são transportados em direção ao oceano, mas ficam retidos pela ação de ondas na região da desembocadura de Icapara, gerando grupos de bancos arenosos, paralelamente alinhados com a desembocadura.

FIGURA 3.11: Evolução do pontal nordeste da Ilha Comprida entre os anos de 1882 a 1965. Modificado de Geobrás (1966).

FIGURA 3.12: Evolução do pontal sudoeste da Praia do Leste entre os anos de 1882 a 1965. Modificado de Geobrás (1966).

Em relação à desembocadura do Ribeira de Iguape, os levantamentos realizados pela Geobrás (1966) apontam que até ao ano de conclusão do estudo, havia poucas informações sobre a batimetria da desembocadura. Graças as fotografias aéreas tomadas em 1943, 1953, 1955, 1962 e 1965 os autores puderam estimar as alterações morfológicas do sistema, tendo como base os levantamentos realizados pela Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo em 1908. Até o ano de 1943, o pontal da Praia da Juréia se deslocou cerca de 300 para SW. Em 1953, o pontal apresentou um crescimento de aproximadamente 600 m em relação à sua posição original, que ocorreu a uma taxa média de 65 m.ano^{-1} (Figura 3.13). Entre 1953 e 1956 nota-se o rompimento do pontal da Praia da Juréia, que pouco a pouco promove o assoreamento do canal a oeste da desembocadura (Figura 3.14). De 1962 a 1965, o pontal da Praia da Juréia retoma seu processo de crescimento para SW, avançando a uma taxa média de 50 m.ano^{-1} .

FIGURA 3.13: Evolução do pontal sudoeste da Praia da Juréia entre os anos de 1908 a 1953. Modificado de Geobrás (1966).

No estudo conduzido por Nascimento *et al.* (2008), considera-se que entre as mudanças ocorridas no pontal nordeste da Ilha Comprida, nos últimos dois séculos, destaca-se o processo de migração da desembocadura de Icapara para NE, devido ao crescimento da Ilha Comprida. No intervalo temporal considerado no estudo (1800 - 2000), quase 10 % do comprimento atual da ilha formou-se essencialmente nos últimos dois séculos, a uma taxa média de 27.5 m.ano^{-1} . Segundo os autores, este período

apresentou taxas relativamente elevadas de crescimento, em comparação com outros períodos, e relacionaram este aumento a abertura do canal artificial do Valo Grande em 1852, o principal agente de transportador de sedimentos pelíticos e arenosos para o canal do Mar Pequeno. O estudo conduzido por Pisetta (2006) estimou que cerca de 75 % da vazão do rio Ribeira de Iguape é desviada pelo Valo Grande, desaguando no canal do Mar Pequeno.

FIGURA 3.14: Evolução do pontal sudoeste da Praia da Juréia entre os anos de 1956 a 1965. Modificado de Geobrás (1966).

A partir do processamento digital de imagens de satélites, Kawakubo *et al.* (2011) apresentam a complexa morfodinâmica exibida pelo sistema de desembocaduras entre os anos de 1986 e 2007 (Figura 3.15). Segundo os autores, neste período foi observado o crescimento do pontal da Ilha Comprida para NE (taxa média anual de 30 m.ano^{-1}), o crescimento do pontal da Praia da Juréia para SW (taxa média de 17 m.ano^{-1}) e as significativas alterações morfológicas na Praia do Leste, apresentando taxas de retrogradação em torno de 18 m.ano^{-1} . Os autores apontam para a intensa dinâmica sedimentar nesta região, decorrente da morfodinâmica das feições sedimentares encontradas.

FIGURA 3.15: Evolução morfológica do pontal NE da Ilha Comprida, pontal SW da Praia da Juréia e da Praia do Leste entre os anos de 1986 a 2007. Modificado de Kawakubo *et al.* (2011).

De acordo com Tessler e Mahiques (1993), também se associa o sentido de crescimento da Ilha Comprida com a convergência direcional de propagação entre correntes de maré vazante na desembocadura de Icapara e correntes de deriva litorânea na Ilha Comprida. Adicionalmente, estes autores apontam para o bloqueio resultante da deriva litorânea rumo NE em função do efeito de molhe hidráulico gerado pelas correntes de maré vazantes nas desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape, que retém localmente o transporte longitudinal de sedimentos para NE. Na desembocadura do Ribeira de Iguape, a influência do molhe hidráulico promove a inversão local das correntes de deriva litorânea para SW, na região adjacente à foz e também na Praia da Juréia, que se localiza a norte da desembocadura (TESSLER *et al.*, 2004). Esta inversão induziu a tendência de crescimento do pontal arenoso da Praia da Juréia para SW.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Para atender aos objetivos propostos no estudo, foram utilizados de forma combinada: dados de sensoriamento remoto e técnicas de processamento digital para mapear a evolução da linha de costa nas desembocaduras; dados de ondas de águas profundas, extraídos de simulações numéricas de escala global, para avaliar o clima de ondas atuante no intervalo temporal dos dados de sensoriamento remoto e também, foram realizados uma série de experimentos numéricos para estimar as propriedades de ondas de águas profundas em regime de águas rasas e assim, estimar a deriva litorânea potencial associada a cada condição de onda simulada.

4.1. IMAGENS DE SENSORIAMENTO REMOTO

A variabilidade espacial e temporal dos processos costeiros condicionam a morfodinâmica de seus ambientes. Sua complexidade e características dinâmicas acabam induzindo a demanda por dados destes ambientes, sejam eles de origem geológica, oceanográfica ou meteorológica. Dos métodos de aquisição de dados, o sensoriamento remoto destaca-se por apresentar uma visão holística do sistema, fornecendo dados em diferentes escalas espaço-temporais, o que permite a construção de uma perspectiva histórica da superfície terrestre, além de representar uma fonte adicional de dados, complementando assim, levantamentos de campo e medições *in situ* (LIRA; TABORDA, 2014).

4.1.1. MAPEAMENTO DA LINHA DE COSTA - RAZÃO DE BANDAS

Conhecendo a natureza dinâmica da linha de costa, estudos costeiros têm adotado alguns indicadores para realizar seu mapeamento. Estes indicadores de linha de costa são definidos como características que permitem uma representação “verdadeira” de sua posição (GENS, 2010). De acordo com Boak e Turner (2005), estes indicadores estão categorizados em três grupos: indicadores baseados em características visivelmente discerníveis (ex.: interface areia seca/areia húmida), indicadores baseados em *datum* de marés (ex.: nível médio de maré alta ou nível médio de maré baixa) e indicadores baseados em técnicas de processamento de imagens digitais (ex.: razão de bandas). Com relação a este último grupo, seus indicadores usualmente utilizam regiões do espectro de REM não visível, como a região do infravermelho. O mapeamento resultante da linha de costa

envolve dois procedimentos: a definição do indicador e a detecção deste indicador no conjunto de dados (GENS, 2010).

Dos métodos existentes de processamento digital de imagens que definem indicadores de linha de costa, para dados multiespectrais de Landsat TM e ETM+, a razão de bandas é considerada uma das melhores técnicas (GUARIGLIA *et al.*, 2006). Ela utiliza as bandas do espectro eletromagnético na região do infravermelho próximo (NIR: 0.76 – 0.90 μm Landsat TM e ETM+ e 0.85 – 0.88 μm Landsat OLI) e do infravermelho médio (SWIR1: 1.55 – 1.75 μm Landsat TM e ETM+ e 1.57 – 1.65 μm Landsat OLI) em função das assinaturas espectrais contrastantes entre elementos de água e elementos de solo e vegetação. Ondas eletromagnéticas com estes comprimentos apresentam alta absorção pela água. Em contrapartida, elementos de solo e de vegetação apresentam elevada reflectância nestas bandas termais e esse contraste de assinaturas promove um contexto para a interface terra/mar (GENS, 2010). Adicionalmente, com o intuito de realçar a interface a banda na região espectral do verde (0.52 – 0.60 μm Landsat TM e ETM+ e 0.53 – 0.60 μm Landsat OLI) é incluída na razão. Os indicadores finais serão então definidos nos dados a partir da razão entre as bandas 2 (Verde) e 4 (NIR): $b2/b4$ (LIRA; TABORDA, 2014; ALESHEIKH, A.; GHORBANALI, A.; NOURI. N., 2007).

Esta foi a técnica adotada no presente estudo para inferir os indicadores de linha de costa no conjunto de dados multiespectrais obtidos, e assim, acompanhar o processo de migração das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape. De acordo com Guariglia *et al.* (2006), esta é uma técnica robusta de mapeamento e apresenta resultados próximos aos de outras técnicas de classificação e mapeamento. Sem mencionar a redução

de tempo laboral para obter os resultados dos indicadores se comparada a técnicas de interpretação visual.

4.1.2. DADOS MULTIESPECTRAIS – IMAGENS LANDSAT

Com o intuito de estimar a taxa de migração das desembocaduras situadas na área de estudo, a partir de indicadores de linha de costa, foi adquirida uma série de dados multiespectrais dos satélites orbitais Landsat 5 TM, Landsat 7 ETM+ e Landsat 8 OLI. As imagens foram obtidas dos arquivos da USGS (*United States Geological Survey*), através da plataforma virtual *EarthExplorer* (earthexplorer.usgs.gov), que permite a visualização e extração de dados dos arquivos da instituição.

Considerando que a presença de nuvens em imagens de sensoriamento remoto empobrece a qualidade final dos resultados, a busca dos dados foi conduzida de modo a minimizar a sua presença na área de estudo. Desta forma, na área de busca do *Earthexplorer* foi adotada a tolerância de até 10 % de cobertura de nuvens nas imagens. Após este procedimento, foram selecionados os diretórios: Landsat *Archive* – Landsat *Surface Reflectance* L4 – 5 TM; Landsat *Surface Reflectance* L7 ETM e Landsat *Surface Reflectance* L8 OLI/TIRS. A partir dos resultados de busca, foi adquirido um total de 46 imagens Landsat (órbita 219, coluna 77) cujos atributos são encontrados na Tabelas 4.1.

Os diretórios de busca selecionados disponibilizam dados de imagens Landsat cujos *pixels* tiveram suas unidades convertidas para unidades de reflectância superficial. A princípio, imagens Landsat são processadas pelo algoritmo LPGS (*Level-1 Product Generation System*) para gerar imagens *Level-1* que, de acordo com a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA, 2006), se encontram georreferenciadas ao sistema

WGS84 (*World Geodetic System*), na projeção UTM (*Universal Transversa de Mercator*), com 30 m de resolução espacial e com nível de precisão melhor que 0.44 *pixels* ou 13.4 m. A partir destas imagens de *level-1*, são derivados os resultados de reflectância superficial são através de correções radiométricas aplicadas pelos algoritmos LEDAPS (*Landsat Ecosystem Disturbance Adaptive Processing System*) e LaSRC (*Landsat 8 Surface Reflectance Code*). O LEDAPS é o algoritmo usado para processar imagens Landsat 4-5 TM e Landsat 7 ETM+ *Level-1*, enquanto que o LaSRC é o algoritmo utilizado para processar imagens Landsat 8 OLI/TIRS *Level-1*. Ambos algoritmos foram desenvolvidos pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e reduzem o efeito de partículas atmosféricas e de eventuais anomalias dos sensores nos dados resultantes. (VERMOTE *et al.*, 2016; KLEMAS, 2009; MASEK *et al.*, 2006).

Muito embora Guariglia *et al.* (2006) tenham estabelecido que imagens Landsat TM com resolução espacial de 30 m, não são interferidas por efeitos maregráficos, no entanto, optou-se por estimar o nível de maré astronômica no momento de coleta de cada imagem da série temporal, pois trabalhos semelhantes, como o de Lira e Taborda (2014) também o fizeram. O *WXTide* é um modelo de previsão de maré astronômica, que simula o nível do mar em função das principais componentes de maré de mais de 9000 estações maregráficas no mundo. Em função de sua proximidade com a área de estudo, foram extraídos dados do nível do mar induzido por marés astronômicas em Cananéia e são encontrados na Tabela 4.1.

A disponibilização deste tipo de dado auxilia estudos que buscam explorar as propriedades espectrais de elementos da superfície terrestre. Entretanto, algumas limitações quanto ao seu uso também são encontradas. De acordo com Vermote *et al.*

(2016) os resultados gerados pelo LaSRC se encontram em caráter provisório, pois o algoritmo não foi completamente validado. Masek *et al.* (2006) apontam para uma tendência de redução na eficácia destas correções radiométricas próximas a áreas costeiras onde a área emersa de terra é relativamente menor do que a área de água.

Satélite	Sensor	Data	Nível do Mar (η)	Condição	Satélite	Sensor	Data	Nível do Mar (η)	Condição
Landsat 5	TM	16/06/1985	0.38	Enchente	Landsat 5	TM	02/02/2003	0.34	Vazante
Landsat 5	TM	06/10/1985	0.27	Enchente	Landsat 7	ETM+	25/05/2003	0.92	Enchente
Landsat 5	TM	31/03/1986	0.37	Enchente	Landsat 5	TM	23/04/2006	0.85	Enchente
Landsat 5	TM	02/05/1986	0.84	Vazante	Landsat 5	TM	13/06/2007	0.46	Enchente
Landsat 5	TM	25/08/1987	0.00	Enchente	Landsat 5	TM	16/08/2007	0.16	Enchente
Landsat 5	TM	08/06/1988	0.97	Enchente	Landsat 5	TM	03/09/2007	0.67	Enchente
Landsat 5	TM	18/01/1989	0.55	Enchente	Landsat 5	TM	17/07/2008	0.22	Enchente
Landsat 5	TM	13/07/1989	0.80	Enchente	Landsat 5	TM	24/10/2009	0.67	Enchente
Landsat 5	TM	01/06/1991	0.32	Vazante	Landsat 5	TM	04/05/2010	0.52	Vazante
Landsat 5	TM	15/03/1992	0.65	Enchente	Landsat 5	TM	20/05/2010	0.78	Vazante
Landsat 5	TM	19/06/1992	0.35	Vazante	Landsat 5	TM	23/05/2011	0.60	Vazante
Landsat 5	TM	05/07/1992	0.63	Vazante	Landsat 5	TM	08/06/2011	0.83	Vazante
Landsat 5	TM	21/07/1992	0.49	Vazante	Landsat 5	TM	26/07/2011	0,73	Enchente
Landsat 5	TM	22/06/1993	0.16	Vazante	Landsat 8	OLI	26/04/2013	0.16	Vazante
Landsat 5	TM	09/04/1995	0.83	Enchente	Landsat 8	OLI	12/05/2013	0.27	Enchente
Landsat 5	TM	28/06/1995	0.11	Enchente	Landsat 8	OLI	23/01/2014	0.94	Enchente
Landsat 5	TM	17/06/1997	0.66	Enchente	Landsat 8	OLI	08/02/2014	0.79	Enchente
Landsat 7	ETM+	03/09/1999	0.77	Enchente	Landsat 8	OLI	03/08/2014	0.77	Vazante
Landsat 5	TM	16/12/1999	0.93	Enchente	Landsat 8	OLI	10/01/2015	0.67	Vazante
Landsat 5	TM	30/04/2000	0.74	Enchente	Landsat 8	OLI	31/03/2015	0.73	Enchente
Landsat 5	TM	24/03/2001	0.31	Enchente	Landsat 8	OLI	23/09/2015	0.82	Enchente
Landsat 5	TM	15/02/2002	0.41	Vazante	Landsat 8	OLI	18/04/2016	0.73	Enchente
Landsat 5	TM	07/06/2002	0.69	Enchente	Landsat 8	OLI	07/07/2016	0.13	Enchente

TABELA 4.1: Atributos principais da série multiespectral de imagens Landsat utilizada.

4.1.3. PROCESSAMENTO DIGITAL DAS IMAGENS

Gens (2010) propõe que o mapeamento da linha de costa envolve dois procedimentos essenciais: a definição dos indicadores de linha de costa e detecção destes indicadores no conjunto de dados existente. O mapeamento da linha de costa no conjunto de dados obtidos foi realizado de acordo com esta premissa e pode ser dividido em três etapas: pré-processamento, razão de bandas (definição dos indicadores) e vetorização da linha de costa (detecção dos indicadores).

Inicialmente, na etapa de pré-processamento, foi utilizado o *Arcgis* 10.1 para sobrepor todas as bandas de cada imagem Landsat em um só arquivo estruturado, sem alterar a qualidade espectral dos dados. Este programa também foi utilizado para extrair dados em uma área fixa de todos os arquivos estruturados. A etapa seguinte consistiu na aplicação da razão de bandas para definir os indicadores de linha de costa em cada arquivo de dados Landsat. Esta técnica explora os contrastes espectrais entre elementos de água e elementos de solo/vegetação através da razão entre as bandas 2 (b2) e 4 (b4) (LIRA; TABORDA, 2014; ALESHEIKH, A.; GHORBANALI, A.; NOURI. N., 2007). A b2 representa a região espectral do verde (0.52 – 0.60 μm Landsat TM e ETM+ e 0.53 – 0.60 μm Landsat OLI) e a b4 a região espectral do infravermelho próximo (NIR: 0.76 – 0.90 μm Landsat TM e ETM+ e 0.85 – 0.88 μm Landsat OLI). Os cálculos das razões de banda foram realizados utilizando a função *Band Ratios* do programa ENVI 5.1, que aplica a razão de bandas *pixel a pixel* em todos os elementos da imagem.

De acordo com o trabalho de Alesheikh, Ghorbanali e Nouri (2007), ao considerar a maior refletância de elementos de água na região espectral do verde e a maior

reflectância de elementos de solo/vegetação na região NIR, as imagens resultantes da razão $b2/b4$ terão *pixels* com valores maiores que 1 em elementos de água e *pixels* com valores menores que 1 para elementos de solo/vegetação (Figura 4.1).

Na etapa de vetorização da linha de costa, foi utilizada a função *Raster Color Slice* do ENVI 5.1 para classificar os resultados de cada imagem da série temporal, de modo a selecionar nas imagens somente *pixels* com valores menores que 1 de modo a classificá-los como elementos de solo/vegetação. Os demais *pixels* das imagens, com valores maiores que 1, foram classificados como elementos de água. Após a classificação, os resultados foram exportados do ENVI 5.1 e salvos como arquivos vetoriais (*shapefile*) contendo o mapeamento da linha de costa de cada imagem Landsat da série temporal. Esta etapa realizada consistiu no procedimento de detecção dos indicadores de linhas de costa proposto por Gens (2010).

FIGURA 4.1: Imagem resultante da razão $b2/b4$: elementos de água e terra são representados respectivamente por *pixels* claros e escuros. Valores dos *pixels* ao longo do perfil AB e limiar considerado na classificação dos *pixels* de água e terra.

4.1.4. VARIAÇÃO DE LINHA DE COSTA

O processo de migração das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguaçu entre 1985 – 2016 foi estimado a partir de taxas de progradação ou retrogradação da linha de costa nos pontais da Ilha Comprida e da Praia da Juréia, além de observações sobre as alterações morfológicas ocorridas no entorno da Praia do Leste. Estes resultados foram obtidos a partir da comparação entre os diversos mapas vetoriais de linha de costa gerados pela razão de bandas.

No *Arcgis 10.1*, foram traçados dois perfis longitudinais e sete perfis transversais sobre os mapas vetoriais de linha de costa (Figura 4.2), de modo a estabelecer uma referência para os cálculos de variação da linha de costa, interceptando os três compartimentos do sistema (Ilha Comprida, Praia do Leste e Praia da Juréia). O espaçamento considerado dos perfis é da ordem de 350 m (perfis longitudinais) e de 350 a 700 m (perfis transversais). As estimativas foram calculadas a partir da distância relativa entre pontos de intersecção dos mapas vetoriais com os perfis traçados. Utilizando as coordenadas dos pontos, uma rotina no *Matlab* foi gerada para calcular: a distância dos pontos em relação à origem, a variação espacial (dx) e temporal (dt) entre pontos de intersecção sequenciais e as taxas de variação de linha de costa resultantes (dx/dt) longitudinal e transversal, em $m.dia^{-1}$, ao longo da série temporal de imagens Landsat. Sabendo que a precisão geométrica das imagens Landsat utilizadas é menor que 13.4 m, optou-se por desconsiderar valores de progradação ou retrogradação da linha de costa inferiores a este nível de precisão geométrica.

FIGURA 4.2: Pontos de origem e de intersecção nos perfis longitudinais externo (1) e interno (2); Pontos de origem e de intersecção nos perfis transversais de 1 a 7 (direita).

4.2. CLIMA DE ONDAS

O clima de ondas pode ser definido como a distribuição das propriedades de onda (e.g., altura, período e direção) em um determinado intervalo temporal e em uma localização específica (WIEGEL, 1965).

4.2.1. SÉRIE TEMPORAL DE ONDAS

Com o intuito de avaliar a importância relativa do clima de ondas no processo de migração das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape, foi adquirida uma série de dados do modelo de ondas oceânicas *WAVEWATCH III* (WW3), desenvolvido pelo NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) da NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). O WW3 resolve a equação do balanço de densidade de ação espectral para o espectro direcional de onda e também, o crescimento, a refração e o decaimento de onda, provendo características realísticas e completas do campo de onda transiente. No modelo, simula-se a geração de ondas de gravidade de superfície forçadas

por ventos e também a distribuição de energia de onda para cada período e cada direção de onda específica. Com estas informações, são derivadas as propriedades estatísticas do campo de ondas transiente, como: a altura significativa (H_s), o período de pico (T_p) e a direção de pico (D_p), em cada ponto da grade do modelo. Mais informações sobre características operacionais do WW3 são encontradas em Tolman (1999).

A série temporal utilizada neste estudo provém de dois conjuntos de dados do WW3, agrupados posteriormente de modo a representar uma única série temporal contínua, entre 01/01/1985 a 31/04/2016. O primeiro conjunto corresponde a uma série de 24 anos de dados de ondas (01/01/1985 – 31/12/2009), forçadas por ventos do CFSRR (*Climate Forecast System Reanalysis Reforecast*). O segundo conjunto corresponde a uma série temporal de quase seis anos de dados de ondas (01/01/2010 – 31/04/2016), forçadas por ventos do GFS (*Global Forecast System*). Ambos conjuntos de dados possuem resolução espacial de 0.5° , estão confinados entre as latitudes 78° N – 78° S e foram geradas através de simulações que utilizaram a grade global do modelo WW3.

4.2.2. PROCESSAMENTO DOS DADOS

Utilizando a série temporal de dados adquirida das simulações do WW3, o clima de ondas de águas profundas do litoral sul paulista foi estimado a partir de histogramas de altura significativa (H_s), período de pico (T_p), direção de pico (D_p) e de histogramas de H_s e T_p em função da direção de pico de onda (D_p). Estes histogramas são representados em termos de frequência relativa (%), de acordo com classes de H_s , T_p e D_p pré-determinadas no presente estudo e cujos intervalos numéricos são apresentados na Tabela 4.2.

Ao considerar que os dados de onda se originam de simulações globais, o ponto de coordenadas 26° S – 45° W foi selecionado para representar o clima de ondas de águas profundas da região e também, para definir as condições de contorno dos experimentos numéricos realizados. Neste ponto considerou-se que as ondas transientes estão em profundidades maiores que 200 m e em regime de águas profundas ($h/L > 0.5$). Desta forma, criou-se uma rotina computacional no *Matlab* para extrair e organizar os dados de Hs, Tp e Dp obtidos das simulações do WW3.

Muito embora o clima de ondas de águas profundas apresente uma variabilidade sazonal (SILVA; SOUSA; SIEGLE, 2016; PIANCA, MAZZINI; SIEGLE, 2010), no presente estudo o clima de ondas estimado foi realizado de modo a quantificar as características mais frequentes de ondas em escala interanual, mas não aborda variações sazonais. Assim como descrito na seção 4.1.2, a busca pelas imagens Landsat considerou uma tolerância de até 10 % na cobertura de nuvens nas proximidades das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape, o que de certa forma, impediu a realização de uma abordagem sazonal, pois, um grande número de imagens ultrapassou a tolerância máxima, o que conduziu a uma série de imagens com intervalos temporais irregulares.

Com o intuito de utilizar as informações resultantes do clima de ondas como condições de contorno nos experimentos numéricos, foi calculada a frequência relativa de Hs em função da direção (Dp) e do período (Tp) de onda, de modo a atribuir a cada classe de Hs, em cada intervalo direcional, um valor predominante de Tp. Esta aproximação, também utilizada por Siegle e Asp (2007), reúne as características dominantes do clima de ondas e reduz o número de simulações necessárias para a obtenção das principais propriedades do clima de ondas em águas rasas.

Hs	Tp	Dp ($\pm 11.25^\circ$)	
< 0.5 m	< 4.0 s	N	0 °
0.5 m	4.0 s	NNE	22.5 °
1.0 m	5.0 s	NE	45 °
1.5 m	6.0 s	ENE	67.5 °
2.0 m	7.0 s	E	90 °
2.5 m	8.0 s	ESE	112.5 °
3.0 m	9.0 s	SE	135 °
3.5 m	10.0 s	SSE	157.5 °
4.0 m	11.0 s	S	180 °
4.5 m	12.0 s	SSW	202.5 °
5.0 m	13.0 s	SW	225 °
5.5 m	14.0 s	WSW	247.5 °
6.0 m	15.0 s	W	270 °
≥ 6.5 m	16.0 s	WNW	292.5 °
	≥ 17.0 s	NW	315 °
		NNW	337.5 °

TABELA 4.2: Classes de altura significativa (Hs), período de pico (Tp) e direção de pico (Dp) consideradas nos cálculos de frequência relativa.

Devido da irregularidade temporal da série de imagens Landsat calculou-se também a frequência relativa de ondas em cada intervalo temporal da série, de modo a permitir a sua utilização nos cálculos de deriva litorânea potencial resultante. Vale ressaltar que os dados do WW3 disponibilizados pela NOAA, referentes ao ano de 2016, encontravam-se incompletos no momento de sua aquisição e, portanto, dados dos meses de maio, junho e julho de 2016 não foram incluídos nos cálculos de frequência relativa

4.3. MODELAGEM NUMÉRICA

O clima de ondas em águas profundas informou quais as propriedades de ondas predominantes na região sul do litoral paulista, entretanto, para avaliar a influência deste clima no processo de migração das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape se

fez necessário conhecer estas propriedades em águas rasas, nas proximidades das desembocaduras. Sendo assim, um modelo numérico de propagação de ondas foi utilizado, permitindo uma estimativa realística destas propriedades.

Os modelos numéricos computacionais representam ferramentas modernas e altamente qualificadas para a previsão, monitoramento, análise e recriação de fenômenos físicos ambientais. Isto por que, a modelagem numérica permite privilegiadamente, isolar efeitos e processos, proporcionando assim, uma avaliação das contribuições específicas de cada componente para com o sistema total. Além disso, seus resultados podem ajudar a preencher as lacunas espaço-temporais de dados coletados *in situ* (SIEGLE, 2003).

Considerando que algumas propriedades de ondas, como altura e direção, estão sujeitas a modificações por diversos fatores antes de atingir a costa (KOMAR, 1998), o uso direto de dados de ondas oceânicas pode implicar limitações nas estimativas de deriva litorânea potencial (SIEGLE; ASP, 2007). Para obter estimativas realísticas das propriedades de onda no entorno costeiro das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguaçu, foi aplicado o módulo de onda do modelo numérico Delft3D (DELFT3D – WAVE), para simular a propagação e as transformações de ondas em águas profundas para águas rasas. Este módulo do Delft3D opera através do modelo numérico SWAN (*Simulating Waves Nearshore*), desenvolvido pela *Delft University of Technology* com o intuito de simular a propagação de ondas de águas profundas para águas rasas. O SWAN consiste em um modelo de terceira geração, formulado em termos da equação de densidade de ação N (densidade de energia / frequência: $N = E/\sigma$) para calcular as transformações de onda em áreas costeiras, incluindo processos de refração, empinamento e de quebra de onda (RIS *et al.*, 1994).

4.3.1. DOMÍNIO DO MODELO E GRADE COMPUTACIONAL

O domínio do modelo foi formado por duas grades computacionais aninhadas, com extensão e resolução distintas, porém ambas centradas na região das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape. A grade não aninhada (grade I) está situada entre a Baía de Santos e a Ilha de São Francisco do Sul (Figura 4.3), possui aproximadamente 370 por 290 km de extensão, resolução média de 4 km² e abrange parte da plataforma continental adjacente. Próximo a sua borda externa, voltada para SE, está situado o ponto de extração de dados do modelo global WW3 (Figura 4.3).

FIGURA 4.3: Grade computacional I (resolução média de 4 km² – não aninhada). Localização do ponto de extração de dados das simulações do WW3.

A grade aninhada (grade II) possui cerca de 20 por 13 km de extensão e resolução média de 70 m². Suas bordas voltadas para NE e SW estão situadas a aproximadamente 9 km de distância dos pontais de Ilha Comprida e da Praia da Juréia (Figura 4.4). O

propósito do aninhamento de grades consiste em simular primeiro a propagação de ondas em uma grade de maior extensão e menor resolução e depois, simular a propagação de ondas numa grade de menor extensão e maior resolução, utilizando como condições de contorno nas bordas, os resultados da simulação na grade maior e de menor resolução.

A linha de costa utilizada no domínio do modelo foi obtida a partir de dois conjuntos de dados. O primeiro foi adquirido de um dos mapas vetoriais criados, referente a imagem do Landsat 8 OLI registrada no dia 07/07/2016. O segundo, foi adquirido no banco de dados geográficos GSHHG (*Global Shelf-consistent, Hierarchical, High-resolution Database*), disponibilizado pela NOAA.

FIGURA 4.4: Grade computacional II (resolução média de 70 m² – aninhada na grade I).

Com relação à batimetria, foram utilizados dados provenientes de cartas náuticas, folhas de bordo e do modelo global GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans*). No processo de modelagem, não foram incluídos dados batimétricos das desembocaduras

de Icapara e do Ribeira de Iguape, uma vez que não foram encontrados dados com resolução espacial e temporal.

4.3.2. MÓDULO DE PROPAGAÇÃO DE ONDAS (DELFT3D - WAVE)

O módulo de propagação de ondas do modelo Delft3D foi configurado para simular a propagação e transformação de ondas no modo estacionário, que desconsidera variações temporais de densidade de ação N , uma vez que, o tempo de residência das ondas é relativamente menor do que a escala de variação temporal das condições de contorno, correntes ou maré (RIS; HOLTHUIJSEN; BOOIJ, 1994). As configurações consideraram três bordas, abertas no domínio do modelo e voltadas para SW, SE e nordeste (Figura 4.3). As condições de contorno foram constantes nas bordas e determinadas a partir dos resultados de frequência relativa, que utilizou os dados de altura significativa (H_s), período de pico (T_p) e direção de pico (D_p) retirados do modelo WW3. A condição de quebra de onda foi definida com α e γ constantes, cujos valores atribuídos foram de 1.0 e 0.8 respectivamente (BATTJES; JENSSEN, 1978). A condição de fricção com o fundo foi definida em 0.038 m.s^{-2} , constante no domínio, a partir do modelo empírico de JONSWAP (SWAN, 2000), opção padrão do módulo de onda.

4.3.2. EXPERIMENTOS NUMÉRICOS

Com o intuito de estimar as propriedades de ondas em águas rasas nas proximidades das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape, uma sequência de simulações foram elaboradas no módulo de onda do Delft3D. No total, 218 experimentos

numéricos foram realizados, utilizando os resultados da frequência relativa de ondas para determinar suas condições de contorno. A partir destes experimentos, dados de H_s e D_p foram extraídos em dois pontos próximos as desembocaduras, situados a 3.5 km de distância dos pontais da Ilha Comprida e da Praia da Juréia, em profundidades de cerca de 6 m (Figura 4.5).

FIGURA 4.5: Pontos de extração de dados de altura significativa (H_s) e direção de pico (D_p).

4.4. DERIVA LITORÂNEA POTENCIAL

Os experimentos numéricos permitiram que a altura, o período e a direção de ondas fossem estimadas em pontos específicos da área de estudo (Figura 4.5), próximos às desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape. A partir destes resultados, foi possível calcular a deriva litorânea potencial nesses locais, uma vez que, sua magnitude é dependente da energia e direção das ondas que atingem a costa (SIEGLE; ASP, 2007).

As relações fundamentais que permitem estimar a magnitude e o sentido da deriva litorânea potencial foram propostas inicialmente por Longuet-Higgins (1970) e Komar (1998) e consideraram que: sua magnitude será proporcional ao ângulo de incidência de ondas na costa; a energia de ondas será diretamente proporcional ao quadrado de sua altura (DAVIES, 1980). Estas relações são representadas pelas equações:

$$y = \sin\alpha \cdot \cos\alpha \quad (1)$$

$$x = y \cdot H^2 \quad (2)$$

Na equação 1, y e α correspondem respectivamente ao fator de intensidade da deriva e ao ângulo de incidência de onda, ortogonal à linha de costa. A equação 2, inclui a altura de onda próximo à costa e seu resultado corresponde à magnitude adimensional da deriva litorânea potencial (x), por unidade de área. Sua aplicação é considerada como adequada em estudos de larga escala, pois, evitam ruídos de alta frequência incorporados em outros métodos (BITTENCOURT *et al.*, 2005).

A utilização destas relações permitiu que Bittencourt *et al.* (2005) obtivessem um modelo do transporte sedimentar ao longo dos quase 3000 km de extensão da costa nordestina brasileira. A diversidade de células de deriva encontrada pelos autores foi limitada de acordo com as variações no sentido ou na magnitude da deriva potencial, possibilitando a identificação, em uma aproximação de primeira ordem, da relação entre a deriva potencial e os segmentos de progradação e retrogradação costeira do nordeste brasileiro.

A partir do clima de ondas de águas profundas na costa sul do Brasil, Siegle e Asp (2007) estimaram as componentes resultantes de deriva litorânea em cinco setores do litoral sul catarinense, demonstrando sua variabilidade em escala anual e sazonal. Os resultados permitiram que os autores identificassem os padrões contrastantes entre a porção sul e a porção norte da linha de costa, indicando um balanço positivo na porção central da costa.

Cassiano e Siegle (2010) utilizaram estimativas de deriva litorânea potencial para avaliar o processo de migração da desembocadura do Rio Itapocu, em Santa Catarina. A partir dos resultados, os autores apontam que o processo de migração da desembocadura, com rumo N, esteve sendo controlado no período de monitoramento, primariamente pela deriva litorânea.

Silva, Sousa e Siegle (2016) relacionaram os gradientes do transporte longitudinal, inferidos a partir da identificação de células de deriva, e a distribuição da potência de ondas ao longo da Ilha Comprida, com os processos atuais de erosão e deposição ao longo deste segmento costeiro. Seus resultados apontam que nas áreas de divergências de correntes, predominam processos de erosão na Ilha Comprida.

De acordo com os resultados obtidos em estudos anteriores, este método foi considerado como adequado para os objetivos definidos, onde se pretende estimar a magnitude e o sentido da deriva litorânea potencial nas proximidades do sistema de desembocaduras. Sendo assim, um segmento de praia foi delimitado na porção nordeste da Ilha Comprida e outro na porção sudoeste da Praia da Juréia (Figura 4.6). Devido ao número de mapas vetoriais gerados, a linha de costa determinada na imagem do satélite

Landsat 8 OLI/TIRS referente ao dia 07/07/2016 foi adotada como base de referência para se estimar a orientação da linha de costa nos segmentos de praia delimitados.

O segmento I, representa o trecho praiial considerado como área fonte potencial de sedimentos para o crescimento do pontal nordeste da Ilha Comprida, considerando a tendência de transporte litorâneo resultante na Ilha Comprida (SILVA; SOUSA; SIEGLE, 2016; NASCIMENTO *et al.*, 2008). Este segmento possui cerca de 2.5 km de comprimento, 2.0 km de distância da desembocadura de Icapara e orientação estimada de 56.9° em relação ao norte geográfico.

FIGURA 4.6: Segmentos de praia delimitados para as estimativas de deriva litorânea potencial. Segmento I: Ilha Comprida. Segmento II: Praia da Juréia.

O segmento II representa o trecho de praia considerado como área fonte potencial de sedimentos para o crescimento do pontal sudoeste da Praia da Juréia, considerando a tendência de transporte litorâneo resultante na Praia da Juréia (SOUZA, 1997; TESSLER; MAHIQUES, 1993). Este segmento possui cerca de 2.0 km de

comprimento, 2.0 km de distância da desembocadura do Ribeira de Iguape e orientação estimada de 51.5° em relação ao norte geográfico.

A partir dos resultados dos experimentos numéricos e da orientação de linha de costa, foi calculada a magnitude adimensional de deriva litorânea potencial (x) associada a cada uma das condições de contorno consideradas nas simulações, utilizando a altura significativa (H_s) e a direção ortogonal de ondas refratadas. Buscando obter a deriva potencial resultante nos segmentos I e II, os valores de intensidade da deriva (x) foram ponderados pela frequência relativa de ondas entre 1985 – 2016 e entre os intervalos temporais da série de imagens Landsat e depois somados.

5. RESULTADOS

5.1. MORFOLOGIA DA LINHA DE COSTA

A utilização da técnica de razão bandas para dados multiespectrais permitiu inferir e mapear os indicadores de linha de costa ao longo da série de imagens multiespectrais dos satélites Landsat. A partir dos mapas vetoriais, foi possível acompanhar as alterações morfológicas das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape entre 1985 e 2016 além de estimar quantitativamente seu processo de migração. Para facilitar a visualização dos resultados, os 46 mapas gerados foram subdivididos em 14 grupos, contendo a sobreposição de quatro mapas sucessivos.

A partir destas imagens, observa-se o crescimento dos pontais da Ilha Comprida e da Praia da Juréia além da consequente migração da desembocadura de Icapara para NE e da desembocadura do Ribeira de Iguape para SW. A variação espacial entre 1985 e 2016, medidas nos perfis longitudinais, estimaram que o pontal da Ilha Comprida apresentou um crescimento médio de 852 m, com rumo NE, que ocorreu a uma taxa de 26.9 m.ano^{-1} . Quanto ao pontal da Praia da Juréia, foi estimado um crescimento médio longitudinal de 669 m, com rumo SW e que ocorreu a uma taxa média linear de 21.5 m.ano^{-1} .

FIGURA 5.1: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo A: 16/06/1985 – 02/05/1986; Intervalo B: 02/05/1986 – 18/01/1989).

FIGURA 5.2: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo C: 18/01/1989 – 15/03/1992; Intervalo D: 15/03/1992 – 21/07/1992).

FIGURA 5.3: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo E: 21/07/1992 – 28/06/1995; Intervalo F: 28/06/1995 – 16/12/1999).

FIGURA 5.4: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo G: 16/12/1999 – 15/02/2002; Intervalo H: 15/02/2002 – 25/05/2003).

FIGURA 5.5: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo I: 25/05/2003 – 16/08/2007; Intervalo J: 16/08/2007– 24/10/2009).

FIGURA 5.6: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo K: 24/10/2009 – 23/05/2011; Intervalo L: 23/05/2011– 26/04/2013).

FIGURA 5.7: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo M: 26/04/2013 – 08/02/2014; Intervalo N: 08/02/2014 – 31/03/2015).

FIGURA 5.8: Sobreposição dos mapas vetoriais de linha de costa (Intervalo O: 31/03/2015 – 07/07/2016).

No intervalo temporal considerado, ao contrário do que ocorreu na Ilha Comprida, o crescimento do pontal sudoeste da Praia da Juréia não ocorreu de forma relativamente contínua, pois, inicialmente o pontal apresenta um período de retrogradação até 13/07/1989. Entre 02/05/1986 e 25/08/1987 (Figura 5.1: B) supõe-se que tenha ocorrido o rompimento do pontal devido significativa retrogradação da linha de costa para NE e ao surgimento de bancos arenosos nos entornos da Praia do Leste. Passado. A partir de 13/07/1989 o pontal apresenta um processo de crescimento que se fez de modo irregular, mas cuja resultante tem rumo SW, promovendo o deslocamento da desembocadura do Ribeira de Iguape neste sentido, até sua última configuração 07/07/2016.

A Praia do Leste, entre os três compartimentos monitorados, apresentou as mais acentuadas alterações morfológicas no intervalo temporal considerado. Inicialmente, em 16/06/1985, a extensão transversal da Praia do Leste estava aproximadamente paralela à linha de costa, assim como em sua última configuração em 07/07/2016. O surgimento de bancos próximos a praia ocorre entre 02/05/1986 – 25/08/1987 (Figura 5.1: B), no suposto rompimento do pontal sudoeste da Praia da Juréia. Entre os mapas vetoriais de 25/08/1987 a 13/07/1989 nota-se a presença de bancos próximos ao extremo nordeste da praia. Entre 13/07/1989 – 01/06/1991 (Figura 5.2: C) ocorre a ligação destes bancos com a praia, permitindo a formação de um pontal arenoso. Entre 01/06/1991 – 09/04/1995, o pontal apresenta um processo de migração longitudinal com rumo NE (Figura 5.1: B; Figura 5.2: C – D; Figura 5.3: E) o que permite a formação de uma pequena laguna costeira. Os mapas seguintes até 03/09/1999, apontam para o processo de migração longitudinal do pontal, desta vez com sentido inverso, para SW (Figura 5.3: F), o que resultou em uma configuração afunilada do pontal. Os mapas vetoriais subsequentes, entre 16/12/1999 – 17/07/2008, aponta para tendência erosiva (longitudinal e transversal) do pontal, que ocorreu de modo irregular, com períodos de maior ou menor retrogradação da linha de costa, até o seu desaparecimento entre 17/07/2008 – 24/10/2009. A partir da Figura 5.6: L, não se observam variações longitudinais significativas da linha de costa (maiores que 15 m) na Praia do Leste.

A Figura 5.9 apresenta a posição longitudinal da linha de costa determinada a partir dos pontos de intersecção entre os mapas vetoriais e os perfis longitudinais. Com o intuito de facilitar a exposição dos resultados, as alterações morfológicas mais acentuadas do pontal nordeste da Ilha Comprida, SW da Praia da Juréia e dos extremos SW e

nordeste da Praia do Leste, foram sumarizadas na Tabela 5.1. Verifica-se então, no pontal nordeste da Ilha Comprida, um processo relativamente contínuo de crescimento para NE, com períodos de progradação máxima na ordem de 379 e 260 m no perfil externo e, de 265 e 425 m no perfil interno. Quanto aos períodos de retrogradação máxima, com rumo SW, foram encontrados valores na ordem de -227 e 190 m no perfil externo e, de -303 e 265 m no perfil interno.

FIGURA 5.9: Posição relativa da linha de costa na Ilha Comprida, na Praia do Leste e na Praia da Juréia, inferidas a partir dos pontos de intersecção dos perfis longitudinais. No eixo vertical, encontra-se a posição da linha de costa em relação à origem (primeiro ponto de intersecção em cada perfil de acordo com o mapa vetorial da imagem: Landsat 5 TM - 16/05/1985).

Progradação da Linha de Costa

Compartimento	Rumo	Perfil Externo	Intervalo Temporal	Figura	Perfil Interno	Intervalo Temporal	Figura
Ilha Comprida	NE	379 m	23/04/2006 – 13/06/2007	5.5: I	265m	24/03/2001 – 15/02/2002	5.4: G
		260 m	24/03/2001 – 15/02/2002	5.4: G	245 m	24/03/2001 – 15/02/2002	5.4: G
Praia da Juréia	SW	1212 m	21/07/1992 – 22/06/1993	5.3: E	257 m	08/06/2011 – 24/04/2013	5.6: L
		458 m	13/07/1989 – 01/06/1991	5.2: C	227 m	03/09/2007 - 17/07/2008	5.5: J
Praia do Leste - Extremo NE	NE	547 m	18/01/1989 – 13/07/1989	5.2: C	1101 m	25/08/1987 – 08/06/1988	5.1: B
		241 m	09/04/1995 – 28/06/1995	5.3: E	644 m	13/07/1989 – 01/06/1991	5.2: C
Praia do Leste - Extremo SW	SW	721 m	13/07/1989 – 01/06/1991	5.2: C	443 m	02/05/1986 – 25/08/1987	5.1: B
		76 m	13/06/2007 – 16/08/2007	5.5: I	263 m	08/06/1988 – 18/01/1989	5.1: B

Retrogradação da Linha de Costa

Compartimento	Rumo	Perfil Externo	Intervalo Temporal	Figura	Perfil Interno	Intervalo Temporal	Figura
Ilha Comprida	SW	-227 m	21/07/1992 – 22/06/1993	5.3: E	-303 m	21/07/1992 – 22/06/1993	5.3: E
		-190 m	25/08/1987 – 08/06/1988	5.1: B	-265 m	30/04/2000 – 24/03/2001	5.4: G
		-758 m	02/05/1986 – 25/08/1987	5.1: B	-379 m	23/05/2011 – 08/06/2011	5.6: L
Praia da Juréia	NE	- 804 m	25/08/1987 - 08/06/1988	5.1: B	-114 m	15/02/2002 - 07/06/2002	5.4: H
		-980 m	05/07/1992 – 21/07/1992	5.2: D	-	-	-
Praia do Leste - Extremo NE	SW	-1422 m	25/08/1987 – 08/06/1988	5.1: B	-416 m	25/05/2003 – 23/04/2006	5.4: H
		-490 m	15/03/1992 – 19/06/1992	5.1: B	-341 m	22/06/1993 – 09/04/1995	5.3: E
Praia do Leste - Extremo SW	NE	-645 m	25/08/1987 – 08/06/1988	5.1: B	-590 m	25/08/1987 – 08/06/1988	5.1: B
		-379 m	22/06/1993 – 09/04/1995	5.3: E	- 443 m	22/06/1993 – 09/04/1995	5.3: E

TABELA 5.1: Valores máximos estimados de progradação e retrogradação de linha de costa no pontal nordeste da ilha comprida, pontal sudoeste da Praia da Juréia e nos extremos nordeste e sudoeste da Praia do Leste.

Com relação ao pontal da Praia da Juréia, observa-se na Figura 5.9 um primeiro período de retrogradação da linha de costa entre 16/06/1985 e 13/07/1989, com máximos de -758 e -804 m. Após este intervalo inicial, o pontal também apresenta um processo de crescimento relativamente contínuo, com rumo SW e com períodos de progradação

máxima da ordem de 1212 e 458 m no perfil externo e de 257 e 227 m no perfil interno. Quanto aos períodos de retrogradação da linha de costa, o pontal da Praia da Juréia apresentou valores máximos, com rumo NE, da ordem de -980, -804 e -758 m no perfil externo e de -114 m no perfil interno.

Na Praia do Leste, observa-se de modo geral, uma tendência de retrogradação da linha de costa em ambos os extremos da praia, o que resultou na erosão progressiva dos depósitos sedimentares encontrados em seu entorno e monitorados através dos perfis longitudinais. A partir da imagem do dia 24/10/2009 até a última imagem da série temporal, não é possível definir pontos de intersecção entre os mapas vetoriais e os perfis longitudinais devido a erosão ocorrida na praia. Vale destacar que este processo não ocorreu de modo regular e apresentou tanto períodos de progradação, quanto períodos de retrogradação ao longo da série temporal.

Na porção sudoeste da Praia do Leste (margem nordeste da desembocadura de Icapara) foram encontrados valores máximos de progradação da ordem de 721, 443 e de 263 m e máximos de retrogradação da ordem de -645, -90, -443 e -379 m. Com relação à porção nordeste da praia (margem sudoeste da desembocadura do Ribeira de Iguape) foram encontrados valores máximos de progradação da ordem de 1101, 644, 547 e 241 m e máximos de retrogradação da ordem de -1422, -490 e -416 m.

As taxas de variação longitudinal da linha de costa são apresentadas nas figuras 5.10 e 5.11. Ao considerar que estas taxas são dependentes do intervalo temporal entre mapas vetoriais sequencias, em geral, as maiores taxas de progradação e retrogradação da linha de costa foram encontradas em intervalos menores que 30 dias. A partir destes resultados, observa-se que pontal da Ilha Comprida apresentou taxas de progradação e

retrogradação oscilando entre -5.5 m.dia^{-1} e 2.4 m.dia^{-1} , com períodos de retrogradação para SW, em geral, maiores que os de progradação para NE.

FIGURA 5.10: Taxas diárias de variação longitudinal da linha de costa (m.dia^{-1}) do pontal NE da Ilha Comprida e do extremo SW da Praia do Leste.

FIGURA 5.11: Taxas diárias de variação longitudinal da linha de costa (m.dia^{-1}) do extremo NE da Praia do Leste e do pontal SW da Praia do Leste.

Quanto à Praia do Leste, observa-se que as taxas de progradação e retrogradação encontradas para o extremo SW (Figura 5.10) da praia oscilaram entre -9.8 e 3.1 m.dia^{-1} . No extremo NE (Figura 5.11), as taxas encontradas oscilaram entre -5.0 e 3.8 m.dia^{-1} . Com relação ao pontal sudoeste da Praia da Juréia, observa-se a partir da Figura 5.11 as maiores taxas de retrogradação e progradação da linha de costa entre os três compartimentos monitorados, cujos valores oscilaram entre -65 e 5.5 m.dia^{-1} .

Na Figura 5.12 encontra-se a posição transversal da linha de costa, estimada através da intersecção entre os perfis transversais e os mapas vetoriais gerados. Na Ilha Comprida, de modo geral, verifica-se que entre 16/06/1985 e 07/07/2016 ocorre um processo de retrogradação da linha de costa nos perfis 1 e 2 e de progradação no perfil 3. Comparações os entre pontos de intersecção do primeiro e do último mapa vetorial, estimam que as alterações totais nos perfis 1, 2 e 3 foram de -302, -49 e de 601 m respectivamente. Assumindo um comportamento linear, as alterações estimadas ocorreram a taxas de -9.8, -1.6 e 19.3 m.ano⁻¹.

Apesar dos perfis 1 e 2 apresentarem um processo resultante de retrogradação da linha de costa, de 38 a 36 % dos resultados não apresentaram alterações significativas, maiores que 15 m ou iguais a zero. Entre os períodos de progradação e retrogradação, entre 29 a 27 % dos resultados apresentaram alterações positivas (progradação) e 33 % apresentaram variações negativas (retrogradação). No perfil 1 as alterações positivas e negativas oscilaram entre 49 e -75 m. No perfil 2, oscilaram entre 149 e -148 m. No perfil 3, situado próximo ao extremo do pontal, verificam-se as maiores alterações entre os perfis transversais na Ilha Comprida. De 16/06/95 até 16/12/1999, 53 % dos resultados apresentaram alterações negativas, enquanto que 47 % apresentaram alterações positivas, cujos valores oscilaram entre 287 e -346 m. Entre 30/04/2000 até 15/02/2002, observa-se um período de progradação da linha de costa no perfil 3, com valor máximo de 186 m. Após 15/02/2002 observa-se um período oscilatório, marcado por uma posição instável da linha de costa no perfil 3. Neste intervalo, 63 % dos resultados apresentaram alterações positivas, 42 % negativas e 32 % não apresentaram alterações aparentes. Os valores máximos encontrados foram de 199 e -75 m.

FIGURA 5.12: Posição relativa da linha de costa na Ilha Comprida (perfis 1, 2 e 3), Praia do Leste (perfil 4) e Praia da Juréia (perfis 5, 6 e 7), inferidas a partir dos pontos de intersecção dos perfis transversais. No eixo vertical encontra-se a posição da linha de costa em relação a origem (primeiro ponto de intersecção em cada perfil de acordo com o mapa vetorial da imagem: Landsat 5 TM - 16/05/1985).

Entre os perfis transversais delimitados, o perfil 4, situado na Praia do Leste, apresentou as maiores alterações de linha de costa, tanto em termos de progradação, com rumo SE, quanto em termos de retrogradação, com rumo NW. Verifica-se inicialmente, a partir da Figura 5.12, quatro períodos de retrogradação entre 16/06/1985 – 02/05/1986, com máximo de -38 m. Entre 25/08/1987 – 17/06/1997, 58 % dos resultados obtidos apresentaram alterações negativas, 33 % apresentaram alterações positivas e 17 % não apresentaram alterações significativas (maiores que 15 m). Os valores máximos obtidos neste período foram de -339 e 278 m. Entre 03/09/1999 – 15/02/2002, observa-se o predomínio de períodos de progradação para SE, com alterações máximas de 113 e de -38 m. Após 15/02/2002, verifica-se um acentuado processo de retrogradação da linha de costa até a última configuração registrada em 07/07/2016, interrompido somente entre 23/04/2006 - 17/07/2008 por alguns períodos de progradação. Dos resultados obtidos, 48 % de períodos apresentaram alterações negativas, 38 % não apresentaram alterações significativas e 19 % apresentaram alterações positivas. Neste intervalo, os valores máximos foram de 189 e -461 m. Uma comparação entre os pontos de intersecção do primeiro e do último mapa vetorial indicam que a linha de costa da Praia do Leste retraiu cerca de 469 m em relação à sua posição inicial em 16/06/1985, a uma taxa anual linear de -15 m.ano^{-1} .

Com relação aos perfis transversais delimitados na Praia da Juréia (perfis 5, 6 e 7), visualiza-se que entre 16/06/1985 – 07/07/2016 houve um processo de progradação da linha de costa para SE (Figura 5.4). Entretanto, observa-se que este processo não ocorreu de modo regular. Ao comparar os pontos de intersecção entre o primeiro e o último mapa vetorial de linha de costa indicam que as alterações transversais na Praia da Juréia são da

ordem de 62, 36 e 36 m nos perfis 5, 6 e 7 respectivamente. Assumindo um comportamento linear, estas alterações ocorreram a taxas anuais de 2.0 m.ano^{-1} (perfil 5) e de 1.2 m.ano^{-1} (perfis 6 e 7). Os resultados exibidos na Figura 5.4 indicam que entre 06/10/1985 – 03/09/2007 a linha de costa da Praia da Juréia, quando presente, esteve em uma posição inferior ao encontrado na imagem inicial de 06/10/1985. Entre 03/09/2007 – 26/04/2013, visualiza-se o predomínio de períodos progradativos na linha de costa da Praia da Juréia, nos três perfis delimitados, cujos valores máximos foram de 75, 49 e 38 m e os máximos de retrogradação foram de -38, -34 e de -36 m nos perfis 5, 6 e 7 respectivamente. De forma contrária, entre 23/01/2014 - 23/09/2015 observa-se o predomínio de períodos de retrogradação na Praia da Juréia, cujos valores máximos são de -75, -46 e -38 m. Após a imagem de 23/09/2015, visualiza-se um período sem alterações transversais significativas na linha de costa da Praia da Juréia. Neste intervalo os máximos encontrados foram de 86, 41 e 49 m.

Na Figura 5.12, estão apresentadas as taxas diárias de variação transversal da linha de costa inferidas a partir da diferença espacial e temporal entre pontos de intersecção ao longo dos perfis transversais. Observa-se então, que o pontal nordeste da Ilha Comprida apresentou taxas diárias de progradação e retrogradação oscilando entre -2.5 e 2.3 m.dia^{-1} no perfil 1, -3.3 e 0.9 m.dia^{-1} no perfil 2 e entre -5.0 e 2.7 m.dia^{-1} no perfil 3. Na Praia do Leste, verifica-se que no perfil 4, as taxas diárias apresentaram valores máximos entre -2.6 e 3.5 m.dia^{-1} . Na Praia da Juréia, observa-se que as taxas de oscilaram entre -2.5 e 2.1 m.dia^{-1} , -2.3 e 3.1 m.dia^{-1} e entre -2.4 e 2.1 m.dia^{-1} nos perfis 5, 6 e 7 respectivamente.

FIGURA 5.12: Taxas diárias de variação transversal da linha de costa ($m.dia^{-1}$) na Ilha Comprida, Praia do Leste e na Praia da Juréia.

5.2. CLIMA DE ONDAS

Os resultados obtidos com o processamento dos dados permitiram observar a distribuição das propriedades de ondas ao longo da série temporal e assim, estimar o clima de ondas de águas profundas na região ao largo das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape. Assim como descrito na seção 4.2, o clima de ondas foi estimado no intervalo entre 01/01/1985 – 31/04/2016 em escala interanual e também, nos 46 intervalos temporais irregulares da série de imagens Landsat utilizadas.

5.2.1. ESCALA INTERANUAL

A partir dos resultados da Tabela 5.2 verifica-se que o clima de ondas atuante, em escala interanual, apresentou a predominância de ondas de S (20.7 %), seguido por ondas de SSW (18.0 %), de ENE (16.0 %) e de E (10.0 %). Com base na Figura 5.13: A e nas tabelas A.1 e A.2, encontradas no Anexo I, verifica-se a predominância de ondas com alturas significativas (H_s) entre 1.5 m (29.2 %), 2.0 m (22.7 %), 1.0 m (17.3 %), 2.5 m (13.7 %) e 3.0 m (7.2 %). Com relação ao período de pico (T_p), verifica-se na Figura 5.13: B e nas tabelas A.3 e A.4, encontradas no Anexo I, o predomínio de ondas com períodos de pico entre 7.0 s (19.0 %), 8.0 s (17.3 %), 9.0 s (14.0 %), 10.0 s (12.4 %) e 11.0 s (10.3 %).

Ao considerar apenas as direções predominantes de onda (Tabela 5.2), verifica-se que predominaram ondas de S com alturas significativas de 1.5 (5.9 %), 2.0 m (5.6 %) e 2.5 m (3.4 %) e períodos de 11 (3.9 %), 12 (3.8 %) e 10 s (3.7 %). De SSW, foram predominantes ondas com alturas de 2.0 (4.0 %), 1.5 (3.7 %) e 2.5 m (3.4 %) e períodos de 11 (3.6 %), 10 (3.4 %) e 12 s (3.0 %). De ENE, predominaram ondas com alturas de

1.5 (6.2 %), 1.0 (3.9 %) e 2.0 m (3.6 %) e períodos de 7 (6.9 %) 8 (5.0 %) e 6 s (2.3 %).

Nas ondas de E, predominaram alturas de 1.5 (3.7 %), 1.0 (2.9 %) e 2.0 m (1.7 %) e períodos de 8 (3.7 %), 7 (2.8 %) e 9 s (1.9 %).

Direção de Onda (Dp)			
N	1.26 %	S	20.67 %
NNE	0.94 %	SSW	17.97 %
NE	1.77 %	SW	3.24 %
ENE	16.01 %	WSW	1.67 %
E	9.98 %	W	0.94 %
ESE	7.63 %	WNW	0.62 %
SE	7.36 %	NW	0.59 %
SSE	8.35 %	NNW	0.99 %

TABELA 5.2: Frequência relativa obtida da direção de pico de onda (Dp).

Considerando a cobertura temporal dos dados utilizados neste estudo e os resultados estatísticos obtidos por Silva (2014), verifica-se a ocorrência de algumas divergências nos resultados obtidos. De modo geral, comparativamente, o segundo intervalo direcional mais frequente encontrado provém de SSW e não de ENE, o que permite identificar um aumento relativo nas ondas do quadrante S. Com relação à altura significativa de onda, foram encontrados valores mínimos, médios e máximos de 0.62, 2.2 e 10.5 m respectivamente. Quanto aos períodos de pico, foram encontrados valores mínimos, médios e máximos de 3.3, 9.4 e 20.4 s. Em uma nova comparação observa-se que os valores encontrados são relativamente maiores, entretanto, muito provavelmente a divergência pode ser atribuída aos diferentes intervalos temporais de dados utilizados. Silva (2014) utilizou dados do WW3 de 01/01/1979 a 31/12/2009 enquanto que o presente estudo utilizou dados do mesmo modelo de 01/01/1985 a 31/04/2016.

FIGURA 5.13: Histogramas de altura significativa (A) e período de pico de onda (B).

Nas figuras 5.14, 5.15 e 5.16 visualizam-se a distribuição direcional de H_s e T_p de ondas provenientes de S, SSW, ENE e E. Assim como descrito na seção 4.2.2, em cada classe de H_s foi atribuído um valor de T_p predominante de modo a reunir as

características dominantes do clima de ondas. Estes valores são apresentados nas tabelas ao lado dos histogramas direcionais de onda (figuras 5.14, 5.15 e 5.16). A partir destes resultados foi determinado o conjunto de propriedades de ondas de águas profundas mais frequentes ao longo da série temporal, permitindo que fossem incorporadas como condições de contorno nos experimentos numéricos. Considerando as direções mais frequentes (Tabela 5.2), foram encontradas para ondas de S e SSW períodos de pico predominantes entre 11 e 17 s (Figura 5.14) e entre 11 e 14 s respectivamente (Figura 5.15). Quanto às ondas de ENE e E, foram predominantes períodos de ondas entre 8 e 10 s e entre 8 e 14 s respectivamente (Figura 5.16). Para os outros 12 intervalos direcionais considerados, seus resultados são encontrados nas figuras A.1, A.2, A.3, A.4 e A.5, localizadas no Anexo I.

FIGURA 5.14: Histograma de altura significativa (Hs) e período de pico (Tp) para ondas de S e SSE. Na tabela ao lado, encontram-se os valores de Tp predominante em cada classe de Hs.

FIGURA 5.15: Histograma de altura significativa (H_s) e período de pico (T_p) para ondas de SSW e SW. Na tabela ao lado, encontram-se os valores de T_p predominante em cada classe de H_s .

FIGURA 5.16: Histograma de altura significativa (H_s) e período de pico (T_p) para ondas de ENE e E. Na tabela ao lado, encontram-se os valores de T_p predominante em cada classe de H_s .

5.2.1. ESCALA IRREGULAR - SÉRIE TEMPORAL LANDSAT

Com o agrupamento dos dados de onda a partir dos limites temporais da série de imagens Landsat, foram calculadas as frequências relativas de onda em cada um dos agrupamentos, representando assim, o clima de ondas de águas profundas atuante em cada intervalo temporal da série Landsat. Para representar estes resultados, histogramas foram criados para apresentar a distribuição direcional de Hs e Tp de cada período. Devido ao número de figuras geradas, os histogramas direcionais foram agrupados e apresentados nas figuras A.6, A.7, A.8, A.9, A.10 e A.11, encontradas no Anexo I.

Assim como visto em escala interanual, foram predominantes nos intervalos, ondas provenientes de S, SSW e ENE. Dos 45 intervalos, em 25 predominaram ondas de S, em dez por ondas de SSW, em sete por ondas de ENE e em quatro por ondas de SW, SE e SSE. Com relação à altura e o período de onda, observou-se o predomínio de ondas de S e SSW com alturas entre 1.5 a 2.5 m e períodos predominantes de 10, 11 e 12 s (ondas de S) e de 10 a 11 s (ondas de SSW). De ENE de 1.5 a 2.5 e períodos entre 7 e 8 s. As características e os detalhes adicionais sobre a frequência relativa de ondas nos períodos considerados serão abordadas na seção de discussão, onde serão avaliados conjuntamente com os demais resultados obtidos no estudo.

5.3. DERIVA LITORÂNEA POTENCIAL

Os experimentos numéricos realizados permitiram estimar as propriedades de ondas refratadas nos dois segmentos de praia delimitados, ambos adjacentes às desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape. Ao todo, foram realizadas 208

simulações numéricas, cujas condições de contorno foram definidas a partir do clima de ondas de águas profundas obtido. Utilizando os resultados destes experimentos numéricos, foram calculados os fatores de magnitude da deriva litorânea potencial. Na Figura 5.17 visualiza-se a magnitude e o sentido do transporte resultante nos segmentos I e II, considerando toda a série temporal de dados de onda (1985 – 2016). A partir desta figura, observa-se que ambos os segmentos exibiram o mesmo sentido de transporte resultante, com rumo NE, porém diferentes magnitudes, maior no segmento da Praia da Juréia do que no segmento da Ilha Comprida.

FIGURA 5.17: Deriva litorânea potencial resultante em unidades adimensionais nos segmentos de praia I (Ilha Comprida) e II (Praia da Juréia).

Considerando que as condições de contorno dos experimentos numéricos foram definidas segundo a distribuição das propriedades de onda por intervalo direcional. A partir da frequência de ondas de águas profundas em cada intervalo de imagens Landsat, uma componente de deriva litorânea potencial resultante foi calculada.

Para facilitar a visualização destes resultados, cada componente resultante é apresentada junto com a sobreposição dos mapas vetoriais correspondentes ao intervalo temporal da série Landsat. Através das figuras 5.18 a 5.21, visualiza-se que as componentes resultantes para NE, de modo geral, possuem maior magnitude e maior frequência no segmento da Praia da Juréia. Na Ilha Comprida, ainda são predominantes as componentes para NE, entretanto, são encontradas também com maior frequência, componentes resultantes para SW.

O valor máximo encontrado foi no segmento da Praia da Juréia, com rumo NE e magnitude adimensional aproximada de 167 (02/05/1986 – 25/08/1987; Figura 5.18: B). Na Ilha Comprida, o valor máximo adimensional de deriva para NE esteve próximo a 90 (26/07/2011 – 26/04/2013; Figura 5.20: L). Com relação as componentes resultantes com rumo SW, os valores adimensionais máximos obtidos foram de aproximadamente 13 na Ilha Comprida e 10 na Praia da Juréia (03/09/1999 – 16/12/1999; Figura 5.19: F).

FIGURA 5.18: Deriva litorânea potencial resultante nos segmentos I (Ilha Comprida) e II (Praia da Juréia). Setas indicam a magnitude (adimensional) e o rumo da deriva.

FIGURA 5.19: Deriva litorânea potencial resultante nos segmentos I (Ilha Comprida) e II (Praia da Juréia). Setas indicam a magnitude adimensional e o rumo da deriva.

FIGURA 5.20: Deriva litorânea potencial resultante nos segmentos I (Ilha Comprida) e II (Praia da Juréia). Setas indicam a magnitude adimensional e o rumo da deriva (continuação).

FIGURA 5.21: Deriva litorânea potencial resultante nos segmentos I (Ilha Comprida) e II (Praia da Juréia). As setas indicam a magnitude adimensional e o rumo da deriva.

A partir da Figura 5.22 visualizam-se as componentes resultantes da deriva potencial nos segmentos I e II ao longo da série temporal de dados, sobrepostos com a duração temporal dos intervalos das imagens, calculada em dias. Considerando que as componentes resultantes estimadas são uma função da frequência relativa de ondas em cada intervalo, os resultados encontrados apresentaram uma tendência de aumento em função do intervalo entre as imagens. Dos 46 intervalos temporais, sete apresentaram duração menor que 30 dias (intervalos: 11, 12, 28, 32, 34, 37 e 39), seis exibiram duração entre 30 e 90 dias (intervalos: 3, 15, 27, 35, 42 e 45), 11 exibiram duração entre 90 e 180 dias (intervalos: 1, 2, 7, 10, 18, 19, 22, 24, 40, 41, 43), em outros 11, a duração foi de 180 a 365 dias (intervalos: 5, 6, 9, 13, 20, 21, 23, 29, 31, 38, 44) e nos últimos 10, a duração foi maior que 365 dias (intervalos: 4, 8, 14, 16, 17, 25, 26, 30, 33, 36).

Quanto à variabilidade da magnitude das componentes resultantes de deriva, no segmento I, localizado na Ilha Comprida, os intervalos menores que 30 dias apresentam componentes entre -4.7 (SW) e 4.4 (NE), com valor médio de -0.4 ± 3.2 . Intervalos entre

30 e 90 dias apresentaram componentes resultantes entre -1.9 (SW) e 23.9 (NE), com média de 8.7 ± 11.8 . Nos intervalos entre 90 e 180 dias, as componentes exibiram valores entre -12.9 (SW) e 31.6 (NE), com média de 12.7 ± 14.6 . Nos intervalos entre 180 e 365 dias, as resultantes estiveram entre -11.6 (SW) e 48.7 (NE), cuja média foi de 15.7 ± 17.2 . Por fim, no segmento I, os intervalos maiores que 1 ano apresentaram resultantes entre 20.3 e 90.6 (NE), cujo valor médio foi de 47.8 ± 25.1 .

No segmento II, localizado na Praia da Juréia, os intervalos menores que 30 dias apresentam componentes entre -8.2 (SW) e 6.8 (NE), com valor médio de -1.5 ± 5.3 . Nos intervalos entre 30 e 90 dias as componentes resultantes exibiram valores entre 2.3 e 38.5 (NE), com média de 16.3 ± 17.4 . Nos intervalos entre 90 e 180 dias, as componentes apresentaram valores entre -10.3 (SW) e 52.9 (NE), com média de 27.9 ± 19.8 . Entre 180 e 365 dias, as componentes exibiram valores entre -7.7 (SW) e 47.5 (NE), com média de 40.6 ± 20.8 . Intervalos maiores que 1 ano apresentaram resultantes entre 58.1 e 166.9 (NE), com valor médio foi de 114.0 ± 35.3 .

FIGURA 5.22: Magnitude das componentes resultantes de deriva potencial (eixo vertical direito). Duração temporal dos intervalos da série de imagens Landsat em dias (eixo vertical esquerdo).

6. DISCUSSÃO

Considerando os objetivos propostos e utilizando os materiais e métodos descritos, tornou-se possível avaliar o processo de migração das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape e relacioná-lo com o clima de ondas atuante. Os mapas vetoriais de linha de costa, gerados a partir do processamento digital das imagens Landsat, exibiram a evolução morfológica das desembocaduras o que permitiu acompanhar suas alterações e estimar taxas anuais de progradação ou retrogradação da linha de costa, entre junho de 1985 e julho de 2016, num intervalo temporal de quase 30 anos.

A distribuição direcional das propriedades de ondas, visualizada com os dados do modelo *WAVEWATCH III*, permitiu estimar a frequência relativa de ondas de águas profundas e identificar as propriedades mais frequentes na série temporal. Com estas informações, utilizou-se um modelo para simular numericamente estas propriedades em águas rasas e assim, estimar a deriva litorânea potencial em dois segmentos de praia, adjacentes às desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape, um localizado na Ilha Comprida e o outro na Praia da Juréia. Em relação aos trabalhos anteriores que avaliaram a evolução morfológica destes sistemas, este trabalho apresentou uma abordagem inédita ao buscar uma relação entre as variações morfológicas ocorridas e o clima de ondas atuante, através da deriva litorânea potencial.

No intervalo temporal considerado, entre junho de 1985 e julho de 2016, o crescimento longitudinal médio do pontal nordeste da Ilha Comprida foi de 852 m e ocorreu a uma taxa aproximada de 27 m.ano^{-1} . Na Praia da Juréia, o crescimento longitudinal médio do pontal sudoeste da praia foi de 669 m e ocorreu a uma taxa

aproximada de 21 m.ano⁻¹. Como constatado em outros estudos que quantificaram este processo de crescimento longitudinal do pontal nordeste da Ilha Comprida (KAWAKUBO *et al.*, 2011; NASCIMENTO *et al.*, 2008; GEOBRÁS, 1966) e do pontal sudoeste da Praia da Juréia (KAWAKUBO *et al.*, 2011; BENTZ 2004), reconhece-se a partir dos resultados obtidos a continuidade deste processo de acresção lateral. Como consequência, ocorreu a migração das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape nos rumos de crescimento da Ilha Comprida e da Praia da Juréia, promovendo a erosão dos cordões litorâneos e dos bancos situados nas margens a sotamar das desembocaduras, pertencentes a Praia do Leste.

Tal como observado por Kawakubo *et al.* (2011) e Geobrás (1966) tanto o crescimento do pontal nordeste da Ilha Comprida quanto do pontal sudoeste da Praia da Juréia ocorreram de modo irregular, com períodos de progradação e retrogradação da linha de costa. Entretanto, os resultados obtidos indicam que este processo ocorreu de forma mais constante na Ilha Comprida do que na Praia da Juréia, devido principalmente a um período inicial de retrogradação da linha de costa (Figura 5.2) e ao rompimento do pontal da Praia da Juréia, que ocorreu entre 02/05/1986 – 25/08/1987 (Figura 5.1: B).

Ao contrário do estabelecido por Geobrás (1966), mas de acordo com a observação feita por Kawakubo *et al.* (2011), o processo de retrogradação da linha de costa na Praia do Leste não ocorreu de modo regular no intervalo considerado, mas de forma irregular como observado nos pontais da Ilha Comprida e da Praia da Juréia. Dentre os três compartimentos cuja linha de costa foi mapeada, a Praia do Leste apresentou as mais acentuadas alterações morfológicas entre 16/06/1985 e 07/07/2016. Parte das alterações observadas podem estar relacionadas com o rompimento do pontal sudoeste da Praia da

Juréia (Figura 5.1: B), que disponibilizou sedimentos para a formação dos bancos no entorno da Praia do Leste, num processo de trânsito de sedimentos semelhante ao modelo 1 proposto por Fitzgerald, Kraus e Hands (2000). Nas imagens seguintes (Figura 5.1: C, D), observa-se que os bancos estiveram gradativamente ampliando-se e deslocando-se para NE, enquanto que o pontal sudoeste da Praia da Juréia retomava seu processo de crescimento longitudinal. O alcance máximo resultante destes bancos fica então, limitado a nordeste pelo crescimento do pontal sudoeste da Praia da Juréia (Figura 5.1: E) e a sudoeste pelo crescimento do pontal nordeste da Ilha Comprida, o que permitiu a formação de um banco de formato afunilado (Figura 5.1: F, G, H, I), gradativamente erodido pelo crescimento dos pontais da Ilha Comprida e da Praia da Juréia.

Em comparação com os resultados encontrados por Kawakubo *et al.* (2011), Nascimento *et al.* (2008), Bentz (2004) e Geobrás (1966), observa-se que há diferenças nos valores estimados de crescimento longitudinal e das taxas de variação anual da linha de costa, em relação aos encontrados na literatura. Estas diferenças podem ser atribuídas aos diferentes intervalos temporais considerados nos estudos (KAWAKUBO *et al.*, 2011: anos 1986 a 2007; NASCIMENTO *et al.*, 2008: anos 1800 a 2000; BENTZ, 2004: anos 1973 a 2000; GEOBRÁS, 1966: ano 1882 a 1965), bem como, as diferentes fontes de dados utilizados (KAWAKUBO *et al.*, 2011: Imagens Landsat; NASCIMENTO *et al.*, 2008: compilação bibliográfica de registros históricos, mapas cartográficos e cartas náuticas e fotografias aéreas; BENTZ, 2004: fotografias aéreas; GEOBRÁS, 1966: registros históricos, mapas cartográficos, cartas náuticas e fotografias aéreas. Outro fator importante, que pode ter induzido as diferenças nos resultados, associa-se com a variabilidade temporal das forçantes que governam a estabilidade de desembocaduras.

Sendo assim, é possível que a importância relativa da energia de ondas, marés e da descarga fluvial do rio Ribeira de Iguape tenha variado no tempo. Entretanto, para tal suposição ser verdadeira se faz necessário séries históricas de dados destas forçantes.

Assim como estabelecido por Fitzgerald (1996), a estabilidade de desembocaduras é condicionada pela importância relativa da energia de ondas, marés, descarga fluvial, além da profundidade do canal principal, do aporte sedimentar, da estratigrafia regional e da presença de unidades litológicas. Em desembocaduras dominadas por ondas, o processo de migração destes sistemas envolve, entre outros fatores, a deposição preferencial de sedimentos em sua margem a barlar (DAVIS; FITZGERALD, 2004), decorrente do transporte aporte sedimentar induzido pela ação de correntes de deriva litorânea, que por sua vez é dependente do ângulo de incidência de ondas na costa (KOMAR, 1998). A acresção lateral de uma de suas margens promove a constrição do canal principal e em resposta, correntes de maré que fluem pelo estreito promovem a erosão da margem a sotamar do sistema, resultando em sua migração no sentido predominante da deriva litorânea (DAVIS; FITZGERALD, 2004). Desta forma, para ter ocorrido o processo de crescimento do pontal nordeste da Ilha Comprida e do pontal sudoeste da Praia da Juréia, foi necessário um aporte sedimentar suficiente para que a taxa de deposição nos pontais superasse a taxa de remobilização, promovendo assim, o crescimento longitudinal destas feições e deslocou as barras de Icapara e do Ribeira de Iguape no seu sentido de crescimento. Entre as prováveis fontes sedimentares para este processo, considera-se a importância do transporte promovido pelas correntes de deriva litorânea (SILVA; SOUSA; SIEGLE, 2016; SOUZA, 1997) e do transporte sedimentar de material previamente erodido no extremo sudoeste da Praia do Leste (Ilha de Iguape), pelo efeito

de meandramento do canal do Mar Pequeno nas proximidades da desembocadura de Icapara (NASCIMENTO *et al.*, 2008), que induz a erosão da Praia do Leste. De acordo com Tessler e Mahiques (1993), estes sedimentos erodidos ficam retidos nas proximidades da desembocadura de Icapara, são retrabalhados pela ação de ondas e acabam formando bancos aproximadamente paralelos à linha de costa. Muito embora estes autores não mencionem como ocorre o processo de transporte sedimentar na desembocadura do Ribeira de Iguape, um mecanismo semelhante pode ser esperado.

Os experimentos numéricos realizados permitiram estimar as propriedades de ondas em regime de águas rasas e assim, determinar a deriva potencial resultante em dois segmentos de praia adjacentes aos pontais nordeste da Ilha Comprida e sudoeste da Praia da Juréia. As componentes resultantes da série dos dados do WW3 (1985 – 2016), determinaram que em ambos segmentos de praia, predominaram um padrão de transporte com rumo resultante NE, mas com magnitudes diferentes, sendo maior no segmento da Praia da Juréia. Em comparação com o estudo de Silva, Sousa e Siegle (2016), a componente potencial resultante obtida no segmento da Ilha Comprida, cuja magnitude foi de aproximadamente 70, aproxima-se daquela encontrada pelos autores no setor 1 (62.7) da Ilha Comprida, extremidade nordeste da ilha. Muito embora tenham sido utilizados em ambos estudos dados do WW3 extraídos nas mesmas coordenadas, as diferentes coberturas temporais dos dados utilizados, podem ter promovido o aumento relativo de quase 10 % do valor resultante no segmento da Ilha Comprida. Ao considerar que o valor dos azimutes utilizados nas relações de Longuet-Higgins (1970) e Komar (1998) possuem valores próximos, é possível identificar um incremento relativo da energia

de ondas providas do quadrante sul, pois, produzem essencialmente componentes de deriva litorânea potencial com rumo NE.

No estudo de Souza (1997), foi determinado um conjunto de células de deriva litorânea na Praia da Juréia para os meses de inverno e verão, inferido a partir da distribuição de parâmetros granulométricos e mineralógicos ao longo do sistema praial, entretanto, não se determinou um valor resultante que permitisse uma comparação clara com os resultados obtidos neste trabalho. Ao considerar, que a deriva potencial no segmento da Praia da Juréia não foi estimada de modo sazonal, não se torna possível comparar os resultados obtidos com os da autora. Entretanto, de acordo com Tessler *et al.* (2004) e Tessler e Mahiques (1993), o efeito de molhe hidráulico imposto pela desembocadura do Ribeira de Iguape promove o bloqueio local das correntes de deriva litorâneas que fluem preferencialmente para NE e induz a geração de uma zona de sombra para ondas provenientes do quadrante S. Segundo os autores, a elevada frequência de ondas de NE – E promove a inversão local das correntes de deriva litorânea, resultando assim, no crescimento do pontal da Praia da Juréia para SW. Segundo Tessler *et al.* (2004), na porção nordeste da praia, a deriva retoma seu rumo preferencial para NE.

O objetivo central do estudo foi avaliar a relação entre o processo de migração das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape com o clima de ondas atuante na região e com a deriva litorânea potencial resultante deste regime ondulatório. A partir das figuras 6.1 e 6.2 é possível comparar as taxa de variação de linha de costa (longitudinal) nos pontais nordeste da Ilha Comprida e sudoeste da Praia da Juréia com a deriva litorânea potencial resultante em cada intervalo temporal da série de imagens Landsat.

As componentes resultantes obtidas no segmento da Ilha Comprida condizem, de maneira geral, com as alterações da linha de costa estimadas com as imagens Landsat. Observa-se que dos 45 intervalos, 21 resultaram em variações positivas em pelo menos um dos perfis longitudinais e rumo resultante para NE. Em 12 dos de intervalos (2, 4, 8, 10, 13, 15, 16, 23, 26, 29, 36 e 44) foram observadas variações positivas da linha de costa, em ambos perfis longitudinais, juntamente com componentes resultantes com rumo NE. Entretanto, também foi observado um comportamento contrário, onde a componente resultante apresentou rumo NE, mas as variações da linha de costa ou foram negativas (intervalos: 3, 5, 12, 14, 25, 28, 40, 41 e 43) ou não apresentaram alterações significativas, maiores que 15 m (intervalos: 39 e 22). Com relação à componente resultante com rumo SW, visualiza-se que apenas em sete intervalos ao menos um dos perfis longitudinais apresentou variação negativa da linha de costa. Houve também três intervalos com retrogradação da linha de costa em ambos perfis longitudinais (intervalos: 18, 19 e 34).

FIGURA 6.1: Magnitude e sentido das componentes resultantes de deriva potencial sobrepostas aos resultados de variação longitudinal da linha de costa no pontal NE da Ilha Comprida, em cada intervalo temporal.

FIGURA 6.2: Magnitude e sentido das componentes resultantes de deriva potencial sobreposta aos resultados de variação longitudinal da linha de costa no pontal SW da Praia da Juréia, em cada intervalo temporal.

No segmento da Praia da Juréia, ao contrário do observado na Ilha Comprida, a grande maioria dos intervalos apresentaram componentes resultantes de deriva com rumo NE, ao invés de SW, contrariando a expectativa dos resultados, pois, o pontal da Praia da Juréia apresentou historicamente um processo de crescimento com rumo SW (KAWAKUBO *et al.*, 2011; TESSLER; MAHIQUES, 1993; GEOBRÁS, 1966), sendo assim, esperava-se que as componentes resultantes tivessem esse sentido. Dos 45 intervalos considerados, em 15 intervalos foram observadas variações positivas da linha de costa no perfil longitudinal externo, no entanto, as componentes resultantes de deriva nestes intervalos apresentaram rumo NE (8, 9, 10, 13, 14, 15, 16, 17, 19, 20, 24, 39, 40, 41, 43). Em outros sete intervalos, também foi observado um processo de progradação em ambos perfis longitudinais do pontal da Praia da Juréia, mas ainda assim como as componentes resultantes de deriva potencial exibiram rumo NE (intervalos: 26, 27, 29, 33, 35, 36 e 44). Houve 10 intervalos onde pode-se constatar um processo mais plausível,

com a retrogradação da linha de costa concordando com o rumo NE das componentes de deriva resultantes (intervalos: 1, 2, 4, 5, 6, 7, 12, 38 e 42).

Apesar das estimativas obtidas indicarem o rumo e a magnitude da deriva litorânea potencial nos dois segmentos de praia adjacentes as desembocaduras, não necessariamente estas componentes, cujo rumo foi contrário a tendência de crescimento observada (SW), promoveram processos erosivos nestes ambientes, porém podem ter tido influência na disponibilidade de sedimentos que chegam nas desembocaduras e que promovem a acreção dos pontais.

Muito embora as variações holocênicas do nível médio do mar, que operam em escalas geológicas, tenham uma acentuada importância relativa no desenvolvimento e na evolução da Ilha Comprida (GUEDES *et al.*, 2011; GIANNINI *et al.*, 2009), da Praia da Juréia (BENTZ; GIANNINI, 2003; BENTZ, 2004) e por consequência, das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape, a energia e os processos costeiros induzidos por ondas também possuem sua importância relativa na evolução destes ambientes, pois, operam em escalas temporais menores e representam um dos principais mecanismos de transporte sedimentar que promoveu a construção dos cordões litorâneos regressivos da Ilha Comprida e da Praia da Juréia. Desta forma, se reconhece a influência das ondas na evolução das desembocaduras. Ainda, ao considerar que estes sistemas estão localizados numa região de micromarés (MESQUITA; HARARI, 1983), o transporte sedimentar longitudinal promovido pelas correntes de deriva litorânea torna-se mais eficiente (BIRD, 2008), pois, atuam em zonas de surfe relativamente mais estreitas no ambiente praiar, acentuando a sua importância relativa.

Entretanto, de acordo a literatura, outros fatores foram determinantes para a evolução das desembocaduras. Segundo o modelo evolutivo holocênico da Ilha Comprida, proposto por Guedes *et al.* (2011), anterior a última fase, o crescimento longitudinal da ilha estava bloqueado pela presença do Morro de Icapara que, de certa forma, ancorava a posição da desembocadura de Icapara. Segundo os autores, após um período de estabilidade relativa, entre 500 e 200 A.P., a ilha supera a barreira imposta pelo Morro de Icapara e volta a apresentar um acentuado crescimento longitudinal para NE. Os autores propõe que este processo pode ter se intensificado após a abertura do canal do Valo Grande e pelo aumento na retenção de sedimentos na desembocadura de Icapara, devido ao aumento da vazão e do efeito de molhe hidráulico imposto pela desembocadura.

Segundo estimativas feitas por Pisetta (2006), aproximadamente 75 % da vazão da calha original do rio Ribeira de Iguape é desviada para o canal do Valo Grande, logo, com a abertura do canal, houve um aumento na descarga parcial no canal do Mar Pequeno e na desembocadura de Icapara e, conseqüentemente, a redução da descarga fluvial no segmento restante do rio Ribeira de Iguape e em sua desembocadura.

De acordo com os resultados encontrados por Siegle, Huntley e Davidson (2004), durante os períodos de elevada descarga fluvial, a importância relativa das ondas na sedimentação do canal principal da desembocadura do rio Teign diminui, fazendo com que a dinâmica fosse controlada primariamente pela ação da descarga fluvial e das correntes de maré. Desta forma, é possível identificar uma contradição no processo de migração da desembocadura de Icapara, pois, se assumiu que a abertura do canal do Valo Grande representou ao longo da história, um agente desestabilizador em ambas desembocaduras. Talvez, o resultado mais provável, seguindo o estudo conduzido por

Siegle, Huntley e Davidson (2004), seria a estabilização do canal principal da desembocadura de Icapara, pois, haveria um aumento da importância relativa da descarga fluvial. Entretanto, o histórico de resultados obtidos na região contradiz esta expectativa. Uma hipótese plausível refere-se à diminuição do prisma de maré no canal do Mar Pequeno. Segundo com Davis e Fitzgerald (2004), o prisma de maré representa o volume de água que circula pela desembocadura a cada ciclo de maré, portanto, é dependente da amplitude das ondas de maré no sistema e também, da área para a livre circulação na porção lagunar da desembocadura. Ao considerar que a abertura do Valo Grande induziu a formação de bancos arenosos no canal do Mar Pequeno e o assoreamento do porto de Iguape (ITALIANI; MAHIQUES, 2014; FREITAS *et al.*, 2008) é possível supor que, a princípio, os efeitos que promoveram a desestabilização da desembocadura de Icapara são decorrentes da diminuição do prisma de maré no canal do Mar Pequeno. Com a diminuição da importância relativa do prisma de maré, houve um aumento relativo da importância das ondas, condicionando assim, o processo de migração da desembocadura de Icapara. Quanto à desembocadura do rio Ribeira de Iguape, com a diminuição da descarga fluvial em função do volume desviado pelo valo grande, da mesma forma, é possível que tenha ocorrido o aumento da importância relativa da energia de ondas em sua desembocadura.

Considerando a importância da energia de ondas para com o transporte litorâneo de sedimentos (KOMAR, 1998), a modelagem numérica de ondas permitiu que as propriedades de ondas refratadas em águas rasas fossem estimadas. Entretanto, apesar das ondas representarem um dos principais fatores de desestabilização de canais costeiros (FITZGERALD, 1996), uma das limitações encontradas nos resultados do trabalho foi

utilizar apenas esta força para avaliar o processo de migração das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape. Apesar dessa se apresentar como o principal fator controlador da migração, a influência do molhe hidráulico imposto pelas desembocaduras e o do prisma de maré não foram avaliados. Deste modo, se faz necessário mais informações e dados para promover uma melhor compreensão da morfodinâmica destes sistemas. Notada a repercussão histórica da abertura do canal do Valo Grande no que tange a morfodinâmica do canal do Mar Pequeno (ITALIANI; MAHIQUES, 2014; FREITAS *et al.*, 2008), da Ilha Comprida e da desembocadura de Icapara (NASCIMENTO *et al.*, 2008), a aquisição de dados de ciclos completos de marés nas desembocaduras, da descarga fluvial do rio Ribeira de Iguape em escala sazonal e de dados sobre a topografia dos deltas de maré vazante das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape podem permitir uma melhor compreensão dos processos morfodinâmicos que atuam nestes sistemas.

7. CONCLUSÃO

Com base na abordagem realizada, que integrou estimativas quantitativas da evolução morfológica das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape, entre junho de 1986 e abril de 2016, com estimativas da deriva litorânea potencial gerada por ondas, em dois segmentos de praia adjacentes as desembocaduras, conclui-se que ocorreu de modo irregular, um processo de migração das desembocaduras no intervalo considerado, onde percebeu-se a importância relativa das ondas como agente controlador deste processo e da morfodinâmica local. Com relação à previsão feita pela Geobrás (1966), pode-se considerar que as desembocaduras estão parcialmente unificadas, 37 anos antes do esperado. Além disto, pode-se delinear as seguintes conclusões:

Quanto à morfodinâmica e evolução das desembocaduras, conclui-se que:

- Houve a continuidade do processo de acreção lateral dos pontais nordeste da Ilha Comprida e sudoeste da Praia da Juréia, com rumos NE e SW respectivamente. Como consequência, manteve-se o processo de migração das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape;
- Ao longo do intervalo abordado, observa-se que o processo de migração das desembocaduras não ocorreu de forma contínua, mas de forma oscilatória e irregular, com períodos de progradação e retrogradação da linha de costa nos pontais que as delimitam. Entretanto, comparativamente é possível determinar que este processo ocorreu de forma relativamente mais regular na Barra de Icapara, pois, no

pontal sudoeste da Praia da Juréia ocorreu um período inicial de retrogradação, seguido por um rompimento do pontal entre 02/05/1986 e 25/08/1987;

- A Praia do Leste foi o ambiente que mais apresentou alterações morfológicas. Por representar as margens a sotamar das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape, as unidades sedimentares formadas em seu entorno estiveram condicionadas pelo processo de migração das desembocaduras, predominando a ocorrência de processos erosivos;
- Ao contrário da estimativa feita pela Geobrás (1966), as barras de Icapara e do Ribeira de Iguape já estão se unificando, 37 anos antes do previsto. Pode-se dizer que com a erosão dos sedimentos que compunham o formato “afunilado” da Praia do Leste, em meados de 2009, iniciou-se o processo de unificação das desembocaduras.

Quanto à deriva litorânea nas praias adjacentes as desembocaduras, conclui-se que:

- A partir do clima de ondas de águas profundas e das propriedades de ondas refratadas em águas rasas, observou-se que deriva litorânea potencial resultante no segmento praial da Ilha Comprida concorda com o sentido e o valor encontrado por Silva, Sousa e Siegle (2016), muito embora, a componente resultante encontrada tenha apresentado um valor até 10 % maior atrelado ao aumento da frequência relativa de ondas do quadrante S. Com relação ao segmento praial da Praia da Juréia, conclui-se que a componente resultante de deriva litorânea potencial não condiz com o sentido de acreção do pontal. Entre as presumíveis causas, estão os efeitos do molhe hidráulico e da topografia de fundo (delta de maré vazante) impostos pela

desembocadura do Ribeira de Iguape, que bloqueia ondas vindas de S e promovem a inversão local das correntes de deriva litorânea (TESSLER; MAHIQUES, 1993);

- As componentes resultantes de deriva potencial ao longo dos intervalos temporais apresentaram uma certa concordância com os resultados de variação longitudinal de linha de costa no segmento da Ilha Comprida, tanto para NE, quando para SW. Entretanto, houveram também muitos casos onde não se observou concordância entre os resultados. No segmento de praia da Praia da Juréia, as componentes resultantes praticamente mantiveram rumo NE, contradizendo as expectativas de componentes resultantes com rumo SW.

Quanto à morfodinâmica e a importância relativa de ondas no sistema, conclui-se que:

- Muito embora a ação de ondas promova o transporte longitudinal de sedimentos na Ilha Comprida e na Praia da Juréia, influenciando a migração das desembocaduras de Icapara e do Ribeira de Iguape em função do aporte sedimentar nas margens a barlamar dos sistemas, considera-se que a importância desta força não era expressiva até abertura do Valo Grande, que promoveu o aumento da vazão e o assoreamento de parte do Mar Pequeno e também, a diminuição da descarga fluvial no percurso remanescente do rio Ribeira de Iguape. As componentes de deriva litorânea potencial estimadas não evidenciaram com clareza a importância relativa desta força nas desembocaduras. Houveram sim intervalos cujos resultados de deriva e variação da linha de costa concordaram, mas também, houveram muitos outros que não concordaram. Como a abordagem para determinar estas componentes resultantes não seguiu uma escala sazonal, não se pôde observar

inversões no sentido resultante da deriva potencial, pois predominaram ondas do quadrante S em grande parte dos intervalos entre as imagens;

- Desta forma, para compreender melhor a importância relativa de ondas nas desembocaduras, há também que incorporar outros tipos de dados que permitam avaliar o efeito de marés e da descarga fluvial.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALESHEIKH, A.; GHORBANALI, A.; NOURI, N., Coastline change detection using remote sensing. *International Journal of Environmental Science and Technology*, 4:61, 66, 2007.
- ALMEIDA, F. F. M. D., *System of continental rifts bordering Santos Basin, Brazil*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 48, p. 15-26, 1976.
- ALMEIDA, F. F. M. D.; CARNEIRO, C. D. R., Origem e Evolução da Serra do Mar. *Brazilian Journal of Geology*, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.
- ANGULO, R. J.; SOUZA, M. C. DE; MULLER, M. E., Previsão e consequências da abertura de uma nova barra do Mar do Ararapira, Paraná-São Paulo, Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, v. 1, n. 2, 2009.
- BARCELLOS, R. L.; BERBEL, G. B. B.; BRAGA, E. D. 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.
- BATTJES, J. A.; JANSSEN, J. P. F. M., *Energy loss and set-up due to breaking of random waves*. *Coastal Engineering Proceedings*, v. 1, n. 16, 1978.
- BÉRGAMO, A. L., Características da hidrografia, circulação e transporte de sal: Barra de Cananéia, sul do Mar de Cananéia e Baía de Trapandé. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 210 pp, 2000.
- BIRD, E. C. F., *Coastal geomorphology: an introduction*. John Wiley & Sons, Chichester, 411pp, 2008.
- BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; SILVA, I. R., *Longshore transport on the northeastern Brazilian coast and implications to the location of large scale accumulative and erosive zones: An overview*. *Marine Geology*, v. 219, n. 4, p. 219-234, 2005.

- BOAK, E. H.; TURNER, I. L., *Shoreline definition and detection: a review. Journal of coastal research*, v. 24, n. 4, p. 688-703, 2005.
- 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.; MIRANDA, L. B. D., 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.
- BOOTHROYD, J. C., *Tidal Inlets and Tidal Deltas. In: DAVIS, R. A. (Ed). Coastal Sedimentary Environments*. Springer New York, p. 455-532, 1985.
- BRUUN, P., *Stability of Coastal Inlets – Theory and Engineering*. Amsterdam, Elsevier, 510 pp, 1978.
- CAMPBELL, J. B.; WYNNE, R. H., *Introduction to remote sensing*. Guilford Press, 2011.
- CARTER, R. W. G.; WOODROFFE, C. D., *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, 539 pp, 1994.
- CASSIANO, G. F.; SIEGLE, E., Migração lateral da desembocadura do Rio Itapocú, SC, Brasil: evolução morfológica e condicionantes físicas. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 28, n. 4, p. 537-549, 2010.
- COWELL, P. J.; THOM, B. G., *Morphodynamics of Coastal Evolution*. In CARTER, R. W. G.; WOODROFFE C. D. (Eds). *Coastal Evolution*. Cambridge University Press, p. 33-86, 1994.
- DAVIES, J. L., *Geographical variation in coastal development*. Longman, London, 2º ed, 212 pp, 1980.
- DAVIS JR, R. A., *Barrier island systems – a geologic overview*. In: *Geology of Holocene barrier island systems*. Springer Berlin Heidelberg, p. 1-46, 1994.

- DAVIS JR. R. A.; FITZGERALD, D. M., *Beaches and Coasts*. Blackwell Science Ltd, Victoria, 418 pp, 2004.
- DEAN, R. G.; DALRYMPLE, R. A., *Coastal processes with engineering applications*. Cambridge University Press, 2004.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L., O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das 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.
- FARINACCIO, A., Impactos na dinâmica costeira decorrentes de intervenções em praias arenosas e canais estuarinos de áreas densamente ocupadas no litoral de São Paulo, uma aplicação do conhecimento a área não ocupadas. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 217 pp, 2008.
- FITZGERALD, D. M.; KRAUS, N. C.; HANDS, E. B., *Natural mechanisms of sediment bypassing at tidal inlets. Engineer Research and Development Center, Vicksburg –MS, Coastal And Hydraulics Lab*, 11pp, 2000.
- FITZGERALD, D. M., *Geomorphic Variability and Morphologic and Sedimentologic Controls on Tidal Inlets. Journal of Coastal Research*, v.23, p. 47-71, 1996.
- FLORENZANO, T. G., *Iniciação em sensoriamento remoto*. Oficina de Textos, 2007.
- FREITAS, R. C.; BARCELLOS, R. L.; PISETTA, M.; RODRIGUES, M. e FURTADO, V. V., O canal do Valo Grande e o assoreamento no sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo Brasil. *Oceanografia e Mudanças Globais*, São Paulo, Editora do IOUSP, 1ed, p. 771-783, 2008
- GAN, M. A.; RAO, V. B., *Surface cyclogenesis over South America. Monthly Weather Review*, v. 119, n. 5, p. 1293-1302, 1991.
- GENS, R., *Remote sensing of coastlines: detection, extraction and monitoring. International Journal of Remote Sensing*, v. 31, n. 7, p. 1819-1836, 2010.

- GEOBRÁS, S. A. & FUNDACÕES, S. A., **Complexo Valo Grande, mar Pequeno, rio Ribeira de Iguape**. Relatório Geobrás. S/A, Engenharia e Fundações para o Serviço do Vale do Ribeira, DAEE, São Paulo, v.1-2, 1966.
- GIANNINI, P. C.; GUEDES, C. C.; NASCIMENTO JR, D. R.; TANAKA, A. P.; ANGULO, R. J., DE SOUZA, M. C.; ASSINE, M. L., *Sedimentology and morphological evolution of the Ilha Comprida barrier system, southern São Paulo coast*. In: *Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil*, Springer Berlin Heidelberg, p. 177-224, 2009.
- GUARIGLIA, A.; BUONAMASSA, A.; LOSURDO, A.; SALADINO, R.; TRIVIGNO, M.L.; ZACCAGNINO, A.; COLANGELO, A., *A multisource approach for coastline mapping and identification of shoreline changes*. *Annals of Geophysics*, v. 49, p. 295–304, 2006.
- GUEDES, C. C. F.; GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; DEWITT, R.; NASCIMENTO, D. R.; AGUIAR, V. A. P.; ROSSI, M. G., *Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil*. *Marine Geology*, v. 285, n. 1, p. 1-16, 2011.
- HARARI, J.; CAMARGO, R., Simulação da propagação das nove principais componentes de maré na plataforma sudeste brasileira através de modelo numérico hidrodinâmico. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 42, n. 1-2, p. 35-54, 1994.
- HAYES, M. O., *General Morphology and Sediments Patterns in Tidal Inlets*. *Sedimentary Geology*, v.26, p. 139-156, 1980.
- ITALIANI, D. M.; MAHIQUES, M. M., O registro geológico da atividade antropogênica na Região do Valo Grande, estado de São Paulo, Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, v. 5, n. 2, 2014.
- KAWAKUBO, F. S.; MORATO, R. G.; NADER, R. S.; LUCHIARI, A., *Mapping changes in coastline geomorphic features using Landsat TM and ETM+ imagery: examples in southeastern Brazil*. *International Journal of Remote Sensing*, v. 32, n.9, p. 2547-2562, 2011.

- KLEMAS, V., *Remote sensing techniques for studying coastal ecosystems: an overview. Journal of Coastal Research*, v. 27, p 2–17, 2011.
- KLEMAS, V., *Sensors and techniques for observing coastal ecosystems*. In: YANG, X., (Ed) *Remote sensing and geospatial technologies for coastal ecosystem assessment and management, Lecture Notes in Geoinformation and Cartography*. Springer Berlin Heidelberg, 561 pp, 2009.
- KOMAR, P. D., *Beach Processes and Sedimentation*. New Jersey Prentice-Hall, 535 pp, 1998.
- KOMAR, P. D., *Tidal-inlet processes and morphology related to the transport of sediments. Journal of Coastal Research*, p. 23-45, 1996.
- KOTTEK, M.; GRIESER, J.; BECK, C.; RUDOLF, B.; RUBEL, F., *World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. Meteorologische Zeitschrift*, v.15, n.3, p. 259-263, 2006.
- LIRA, C.; TABORDA, R., *Advances in applied remote sensing to coastal environments using free satellite imagery. In: Remote Sensing and Modeling*. Springer International Publishing, p. 77-102, 2014.
- LONGUET-HIGGINS, M. S., *Longshore currents generated by obliquely incident sea waves. Journal of geophysical research*, v. 75, n. 33, p. 6778-6789, 1970.
- MACMAHAN, J. H.; THORNTON, E. B.; RENIERS, A. J. H. M., *Rip current review. Coastal Engineering*, v. 53, n. 2, p. 191-208, 2006.
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS-BOAS. G. S., *Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira - Datação do máximo da Penúltima Transgressão. Revista de Ciências da Terra*, v.1, p. 16-17, 1982.
- MARTIN, L., FLEXOR, J. M., BLITZKOW, D.; SUGUIO, K., *Geoid change indications along the brazilian coast during the last 7,000 years. In: Coral Reef Congress 5, Tahiti, Proceedings, IGPC, Project 2000, 3, p. 85-90, 1985.*

- MARTÍNEZ, M.L.; INTRALAWAN, A.; VÁZQUEZ, G.; PEREZ-MARQUEO, O.; SUTTON, P.; LANDGRAVE, R., *The Coasts of Our World: Ecological, Economic and Social Importance. Ecological Economies*, v. 63, p. 254-277, 2007.
- MASEK, J.G.; VERMOTE, E.F.; SALEOUS N.E.; WOLFE, R.; HALL, F.G.; HUENNERICH, K.F.; GAO, F.; KUTLER, J.; LIM, T-K., *A Landsat surface reflectance dataset for North America, 1990 – 2000. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* v.3, n.1, p. 68-72, 2006.
- MELO, M. S., **A Formação Pariqueira-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese**, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 211 pp, 1990.
- MESQUITA, A. R.; HARARI, J., *Tides and tide gauges of Cananéia and Ubatuba-Brazil (lat. 24). Relatório interno do Instituto Oceanográfico*, v. 11, p. 1-14, 1983.
- MINIUSI, I. C., **Propagação da onda de maré em torno da Ilha de Cananéia, Contribuições avulsas do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo**, Oceanografia Física nº 2, 1959.
- MISHIMA, M.; YAMANAKA, N.; PEREIRA, O. M.; SOARES, F. D. C.; SINQUE, C.; AKABOSHI, S.; JACOBSEN, O., **Hidrografia do complexo estuarino-lagunar de Cananéia (25 graus, 48 graus W). São Paulo, Brasil. Boletim do Instituto de Pesca**, v. 12, n. 3, p. 109-121, 1985.
- MIYAO, S. Y., **Estudo de alguns aspectos da região estuarina de Cananéia. Dissertação de Mestrado**, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 87 pp, 1976.
- MUEHE, D., **Estado morfodinâmico praiar no instante da observação: uma alternativa de identificação. São Paulo, Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 46, n. 2, p. 157-169, 1998.
- NASA, *Landsat 7 science data user's handbook*, versão digital, 186 pp, 2006.
- NASCIMENTO Jr., D. R., **Morfologia e sedimentologia ao longo do sistema praia-duna frontal da Ilha Comprida, SP**, Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 97 pp, 2006.

- NASCIMENTO JR, D. R.; GIANNINI, P. C. F.; TANAKA, A. P. B.; GUEDES, C. C. F., Mudanças morfológicas da extremidade nordeste da Ilha Comprida (SP) nos últimos dois séculos. **Geologia USP. Série Científica**, v. 8, n. 1, p. 25-39, 2008.
- NOVO, E. M. L. M., **Sensoriamento Remoto—Princípios e Aplicações**. São Paulo, Edgard Blücher, 308pp, 1992.
- PIANCA, C.; MAZZINI, P. L.; SIEGLE, E., *Brazilian offshore wave climate based on WW3 reanalysis. Brazilian Journal of Oceanography*, v. 58, n.1, p. 53-70, 2010.
- PISETTA, M., Transporte de sedimentos por suspensão no sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape (SP), Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 179 pp, 2006.
- PONÇANO, W. L.; TESSLER, M. G.; FREITAS, C. G. L; MAHIQUES, M. M., Tendências Regionais de Transporte de Sedimentos Arenoso ao Longo das Praias Paulistas. **Revista UNG. Geociências**. Ano IV v.6, p. 102-120, 1999.
- RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H.; BOOIJ, N., *A spectral model for waves in the near shore zone. Coastal Engineering Proceedings*, v. 1, n. 24, 1994.
- SANT'ANNA NETO, J. L., Decálogo da Climatologia do Sudeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, 2005.
- SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; DIAS, P. L., *South America. In: Meteorology of the southern hemisphere. American Meteorological Society*, p. 119-139, 1998.
- SIEGLE, E., *Sediment transport and morphodynamics at an estuary mouth: a study using coupled remote sensing and numerical modelling*. Tese de Doutorado, *School of Earth, Ocean and Environmental Science. Faculty of Science. University of Plymouth*, 257 pp, 2003.
- SIEGLE, E.; HUNTLEY, D. A.; DAVIDSON, M. A., *Physical controls on the dynamics of inlet sandbar systems. Ocean Dynamics*, v. 54, n. 3-4, p. 360-373, 2004.

- 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.
- SILVA, F. G.; SOUSA, P. H. G. O.; SIEGLE, E., *Longshore transport gradients and erosion processes along the Ilha Comprida (Brazil) beach system. Ocean dynamics*, v. 66, n. 6-7, p. 853-865, 2016.
- SILVA, F. G., **Dinâmica morfo-sedimentar ao longo do sistema praial da Ilha Comprida–SP**. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 132 pp, 2014.
- SOUSA, P. H. G. O., **Vulnerabilidade à erosão costeira no litoral de São Paulo: interação entre processos costeiros e atividades antrópicas**. Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 2013.
- SOUZA, C.R de G., **As células de deriva litorânea e a erosão nas praias do Estado de São Paulo**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2v, 1997.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L., **Formações Quaternárias Marinhas do Litoral Paulista e Sul Fluminense**. IN: *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, Special Publication*. São Paulo: IGCB/IG-USP/SBG, 55pp, 1978.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L., **Geologia do Quaternário**. In: (Eds) FALCONI, F. F.; NIGRO JR., A., **Solos do litoral de São Paulo**, Santos. ABMS/ASSECOB, p. 68-97, 1994.
- SUGUIO, K.; TESSLER, M. G., **Depósitos quaternários da planície costeira de Cananéia-Iguape (SP)**. **Publicação Especial do Instituto Oceanográfico da USP**, v. 9, p. 1-33, 1992.
- SWAN. *SWAN Cycle III version 40.11. User Manual*. Delft University of Technology, Delft, the Netherlands, 2000.

- TESSLER, M. G., *Sedimentação atual na região lagunar de Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo*, Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 1982.
- TESSLER, M. G., *Dinâmica Sedimentar Quaternária no Litoral Sul Paulista, Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 1988.
- TESSLER, M. G.; GOYA, S. C., *Conditioning factors of coastal processes in the Brazilian Coastal Area*. *Revista do Departamento de Geografia*, n. 17, p. 11-23, 2005.
- TESSLER, M. G.; FURTADO, V. V., *Dynamics of sediments in deposition in the lagunar region of Cananéia-Iguape, State of São Paulo*. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, v. 32, n. 2, p. 117-124, 1983.
- TESSLER, M. G.; GOYA, S. C.; YOSHIKAWA, P. S.; HURTADO, S. N., *Atlas de Erosão e Progradação Costeira do Litoral do Estado de São Paulo*. *Relatório Técnico, Atlas de Erosão e Progradação do litoral do Brasil*, 2004.
- TESSLER, M. G.; MAHIQUES, M. M., *Utilization of coastal geomorphic features as indicators of longshore transport: examples of the southern coastal region of the State of São Paulo, Brasil*. *Journal of Coastal Research*, v. 9, n. 3, p. 823-830, 1993.
- 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.
- TOLMAN, H. L., 1999: *User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.18*. Tech. Note 166, *Ocean Modeling Branch*, NCEP, *National Weather Service*, NOAA, U.S. Department of Commerce, 110 pp.
- VALENTIN, A., *Comércio marítimo de abastecimento: o porto de Iguape (SP), 1798-1880*. In: *V Congresso Brasileiro de História Econômica ABPHE*, p. 68-68, 2003.

- VERMOTE, E.; JUSTICE, C.; CLAVERIE, M.; FRANCH, B., *Preliminary analysis of the performance of the Landsat 8/OLI land surface reflectance product. Remote Sensing of Environment*, v. 185, p. 46-56, 2016.
- WIEGEL, R. L. *Oceanographic Engineering*, New Jersey Pretince-Hall International, 532 pp, 1965.
- WRIGHT, L. D.; THOM, B. G., *Coastal Depositional Landforms. A morphodynamic approach. Progress in Physical Geography*, v.1, p. 412-459, 1977.
- WOODROFFE, C. D., *Coasts: Form, Process and Evolution*. Cambridge, Cambridge University Pres. 623pp, 2002.
- ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B., Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.

ANEXO I – RESULTADOS DO CLIMA DE ONDAS

Hs	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE
< 0.5 m	-	-	-	-	-	-	-	-
0.5 m	0.002	0.011	0.022	0.314	0.284	0.200	0.119	0.155
1.0 m	0.096	0.145	0.225	3.872	2.923	1.837	1.542	1.749
1.5 m	0.226	0.216	0.528	6.157	3.730	2.695	2.421	2.722
2.0 m	0.263	0.150	0.474	3.581	1.776	1.681	1.735	1.897
2.5 m	0.244	0.131	0.281	1.412	0.832	0.735	0.883	1.028
3.0 m	0.178	0.117	0.161	0.502	0.272	0.317	0.385	0.426
3.5 m	0.129	0.085	0.047	0.121	0.095	0.104	0.156	0.197
4.0 m	0.067	0.045	0.017	0.037	0.048	0.039	0.087	0.117
4.5m	0.031	0.023	0.005	0.013	0.015	0.011	0.022	0.034
5.0 m	0.016	0.010	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.019
5.5 m	0.004	0.005	0.005	-	-	0.001	0.003	0.003
6.0 m	0.001	0.002	0.002	-	-	0.001	-	0.002
≥ 6.5 m	0.002	0.002	0.001	-	-	0.004	0.002	0.001

TABELA A.1: Frequência relativa (%) da altura significativa (Hs) de ondas de N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE e SSE, entre 1985 – 2016.

Hs	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
< 0.5 m	-	-	-	-	-	-	-	-
0.5 m	0.173	0.137	0.001	-	-	0.003	0.002	0.001
1.0 m	2.865	1.739	0.097	0.058	0.043	0.029	0.038	0.063
1.5 m	5.900	3.675	0.348	0.149	0.106	0.115	0.102	0.166
2.0 m	5.590	4.019	0.495	0.285	0.213	0.137	0.157	0.247
2.5 m	3.384	3.363	0.561	0.264	0.167	0.118	0.133	0.193
3.0 m	1.671	2.193	0.413	0.198	0.092	0.085	0.067	0.141
3.5 m	0.702	1.251	0.333	0.166	0.085	0.038	0.028	0.086
4.0 m	0.306	0.829	0.263	0.162	0.075	0.034	0.016	0.037
4.5m	0.091	0.411	0.213	0.105	0.048	0.019	0.017	0.025
5.0 m	0.044	0.187	0.152	0.083	0.040	0.011	0.016	0.017
5.5 m	0.023	0.081	0.097	0.063	0.024	0.007	0.007	0.002
6.0 m	0.009	0.039	0.096	0.057	0.009	0.003	0.003	0.003
≥ 6.5 m	0.004	0.051	0.169	0.079	0.043	0.017	0.005	0.002

TABELA A.2: Frequência relativa (%) da altura significativa (Hs) de ondas de S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW e NNW, entre 1985 – 2016.

Tp	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE
< 4.0 s	0.001	-	-	-	-	-	-	-
4.0 s	0.015	0.007	0.019	0.019	0.003	0.001	0.005	0.007
5.0 s	0.070	0.056	0.193	0.363	0.108	0.023	0.034	0.043
6.0 s	0.176	0.078	0.476	2.328	0.720	0.238	0.175	0.172
7.0 s	0.333	0.224	0.499	6.891	2.861	1.185	0.721	0.617
8.0 s	0.407	0.262	0.257	5.052	3.706	2.425	1.678	1.230
9.0 s	0.189	0.220	0.186	1.085	1.870	2.118	1.785	1.690
10.0 s	0.067	0.084	0.115	0.209	0.530	1.020	1.305	1.722
11.0 s	0.001	0.013	0.020	0.050	0.139	0.367	0.792	1.231
12.0 s	-	-	0.005	0.017	0.020	0.140	0.486	0.732
13.0 s	-	-	0.003	-	0.021	0.062	0.262	0.525
14.0 s	-	-	-	-	0.003	0.016	0.092	0.271
15.0 s	-	-	-	-	-	0.022	0.022	0.079
16.0 s	-	-	-	-	-	0.011	0.002	0.024
≥ 17.0 s	-	-	-	-	-	0.001	-	0.009

TABELA A.3: Frequência relativa (%) do período de pico (Tp) de ondas de N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE e SSE, entre 1985 – 2016.

Tp	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
< 4.0 s	-	0.001	-	-	-	-	-	-
4.0 s	0.004	0.010	0.004	0.001	0.002	0.008	0.016	0.009
5.0 s	0.069	0.064	0.027	0.011	0.022	0.021	0.046	0.054
6.0 s	0.197	0.212	0.091	0.094	0.049	0.076	0.108	0.169
7.0 s	0.605	0.487	0.190	0.211	0.203	0.200	0.161	0.270
8.0 s	1.268	1.105	0.488	0.418	0.310	0.193	0.174	0.281
9.0 s	2.414	2.091	0.652	0.413	0.196	0.063	0.040	0.163
10.0 s	3.773	3.430	0.711	0.295	0.090	0.027	0.029	0.034
11.0 s	3.878	3.561	0.554	0.154	0.043	0.013	0.017	0.007
12.0 s	3.782	3.055	0.382	0.051	0.026	0.012	0.001	-
13.0 s	2.492	1.875	0.115	0.019	0.004	0.002	-	-
14.0 s	1.278	0.923	0.020	0.001	-	-	-	-
15.0 s	0.628	0.519	0.005	-	-	-	-	-
16.0 s	0.264	0.344	-	-	-	-	-	-
≥ 17.0 s	0.109	0.297	-	-	-	-	-	-

TABELA A.4: Frequência relativa (%) do período de pico (Tp) de ondas de S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW e NNW, entre 1985 – 2016.

FIGURA A.1: Histograma de altura significativa (H_s) e período de pico (T_p) para ondas de ESE e SE. Na tabela ao lado, encontram-se os valores de T_p predominante em cada classe de H_s .

FIGURA A.2: Histograma de altura significativa (H_s) e período de pico (T_p) para ondas de NNE e NE. Na tabela ao lado, encontram-se os valores de T_p predominante em cada classe de H_s .

FIGURA A.3: Histograma de altura significativa (Hs) e período de pico (Tp) para ondas de WSW e W. Na tabela ao lado, encontram-se os valores de Tp predominante em cada classe de Hs.

FIGURA A.4: Histograma de altura significativa (Hs) e período de pico (Tp) para ondas de WNW e NW. Na tabela ao lado, encontram-se os valores de Tp predominante em cada classe de Hs.

FIGURA A.5: Histograma de altura significativa (Hs) e período de pico (Tp) para ondas de NNW e N. Na tabela ao lado, encontram-se os valores de Tp predominante em cada classe de Hs.

FIGURA A.6: Histogramas direcionais de onda exibindo a distribuição de H_s e T_p do 1º ao 8º intervalo das imagens Landsat.

FIGURA A.7: Histogramas direcionais de onda exibindo a distribuição de H_s e T_p do 9 ° ao 16 ° intervalo das imagens Landsat.

FIGURA A.8: Histogramas direcionais de onda exibindo a distribuição de Hs e Tp do 17 ° ao 24 ° intervalo das imagens Landsat.

FIGURA A.9: Histogramas direcionais de onda exibindo a distribuição de Hs e Tp do 25 ° ao 32 ° intervalo das imagens Landsat.

FIGURA A.10: Histogramas direcionais de onda exibindo a distribuição de H_s e T_p do 33° ao 40° intervalo das imagens Landsat.

FIGURA A.11: Histogramas direcionais de onda exibindo a distribuição de H_s e T_p do 41° ao 45° intervalo das imagens Landsat.